

INSTITUTUL DE GEOLOGIE SI GEOFIZICA

B.I.G.

123/146
DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LXIII
1976

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE

34/123/146
BUCUREȘTI
1977



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor**



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

A L E

Ș E D I N T E L O R

VOL. LXIII

(1976)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE



BUCUREŞTI
1977



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

SUMARUL ȘEDINȚELOR

Şedinţa din 13 februarie 1976

Prezidează : I. Bercia.

— Mihailă N., Peltz S. — Contribuții la cunoașterea aparatului vulcanic Hegheș (Racosu de Jos — munții Perșani) (D.S. LXIII/5).

— Gurău A., Grădian T., Samoilă T. — Asupra prezenței unor sulfosăruri de Ag și Ge în zăcămîntul Roșia-Poieni, județul Alba (D.S. LXIII/2).

— Bombiță Gh. — Informare asupra desfășurării lucrărilor celui de-al XIV-lea Colocviu european de micropaleontologie — septembrie 1975 (D.S. LXIII/3).

Şedinţa din 20 februarie 1976

Prezidează : P. Vlad.

— Georgescu B., Dumitrescu Maria, Borcea Maria, Mitu Sabina, Pop Mihaela — Cercetări preliminare pentru stabilirea fluxului tehnologic de principiu pentru prepararea unui minereu complex cu Pb, Zn, Cu și Sn¹.

— Nițulescu I., Spiroiu Paula — Considerații privind metodologia de cercetare a compozitiei și structurii unor minereuri de fier sărace în vederea aprecierii valorii lor economice².

— Borcea Maria, Ene-Dănilache I. — Cercetări privind mineralogia și stabilirea posibilităților de preparare în vederea introducerii în circuitul economic a cuarțitului din zona Priopcea-Piatra Cernei³.

Şedinţa din 27 februarie 1976

Prezidează : I. Bercia.

— Săvă H. — Geneza pegmatitelor din Banat (România) (Tradusă în lb. engleză) (p. 99).

^{1, 2, 3} Se publică în St. tehn. econ. B 52, București.



— Berza T. — Studiul mineralologic și petrografic al masivului granitoid Tismana⁴.

Şedința din 5 martie 1976

Prezidează: D. Patruliș.

— Antonescu Fl. — Observații asupra contactului dintre pintenul de Văleni și sinclinalul Drajna, în sectorul dintre râul Teleajen și pîriul Bisca Chiojdului (D.S. LXIII/5).

— Antonescu Fl. — Asupra poziției stratigrafice a stratelor de Valea Carelor (bazinul Maramureș) (D.S. LXIII/4).

— Bordea Josefina, Bordea S. — Tintinnide în depozitele carbonatice recifale ale autohtonului din munții Bihor (D.S. LXIII/4).

— Bucur I. — Microfaciesul calcarelor Cretacicului inferior de la Ciclova — Banat (zona Reșița-Moldova Nouă) (D.S. LXIII/4).

Şedința din 2 aprilie 1976

Prezidează: H. Savu.

— Manea Al. Z. — Petrologia magmatitelor din regiunea valea Crișul Pietros-valea Sighiștel (munții Bihor) (p. 51).

— Petrescu J. — Studiul lemnelor fosile din Oligocenul din nord-vestul Transilvaniei⁵.

— Costea I., Comșa Doina — Nannoplanctonul calcaros din Cretacicul superior al zonelor de interes pentru hidrocarburi (Tradusă în lb. engleză)⁶.

Şedința din 16 aprilie 1976

Prezidează: Sabba Stefanescu.

— Ghițulescu T. P., Popescu M. — Începuturile prospecțiunilor geologice în România⁷.

— Savu H., Maier O., Neacșu Vasilica, Udrescu Constanța — Petrografia și geneza corpului de roci ultrabazice de la Cuca — munții Semenic (p. 113).

— Savu H., Schuster A. C., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța — Petrologia și geo chimia masivului granitoid de la Buta (Carpații Meridionali) (p. 131).

— Nițulescu I., Spiroiu Paulă, Butucescu Doina, David Margareta — Contribuții la cunoașterea compoziției și structurii șisturilor bituminoase de la Anina și a transformărilor su-

⁴ Se publică în *An. Inst. geol.* LIII, București.

⁵ Se publică în *Memorii* XXVII, București.

⁶ Se publică în *Memorii* XXVIII, București.

⁷ Nu se publică.



ferite în procesele termice în vederea valorificării lor complexe (D.S. LXIII/2).

Şedinţa din 23 aprilie 1976

Prezidează: C. V. Papiu.

— Cornea I. — Bazile geofizice ale tectonicii plăcilor, o nouă ilustrare a principiilor materialismului dialectic aplicat în științele Pământului (prezentare în cadrul C.I.T.)⁸.

— Stănică Maria, Stănică D. — Cercetări tehnice și magnetotelurice în depresiunea getică⁹.

— Anghel M., Demetrescu Cr. — Noi aspecte ale variației seculare a elementelor geomagnetice H, Z și F între 1958—1974 în România¹⁰.

Şedinţa din 4 mai 1976

Prezidează: D. Patrulius.

— Givulescu R. — O revizuire a Aceraceelor fosile din R.S. România (D.S. LXIII/3).

— Istoescu D., Givulescu R. — Cîteva plante fosile din Sarmațianul de la Aușeu (D.S. LXIII/3).

— Culda Victoria, Moisescu V. — Considerații taxonomicе privind glicimeridele din stratele de Coruș (bazinul Transilvaniei) (D.S. LXIII/3).

— Mészáros N., Ianoliu C., Niță Pion P. — Nannoplanctonul din stratele de Hida de la Hida și semnificația lui stratigraphică (D.S. LXIII/4).

Şedinţa din 7 mai 1976

Prezidează: I. Bercia.

— Antonescu E., Năstaseanu S. — Contribuții palinologice la cunoașterea Permianului din Banat (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIII/3).

— Jipa D. — Influența orogenezei asupra sedimentării flișului (critica modelului alpin) (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXIII/5).

— Jakab G., Garbaševski N. — Considerații asupra piritei din mineralizația filoniană de la Jolotca (Carpații Orientali) (D.S. LXIII/2).

— Balintoni I., Gheuca I. — Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali) (D.S. LXIII/5).

^{8, 9, 10} Se publică în *St. tehn. econ.* D 12, București.



Şedința din 11 mai 1976

Prezidează: Sabba Ștefănescu.

— Vasiliu I., Cândea I., Taloș D., Popescu M. — Unele aspecte ale prelucrării digitale a informațiilor seismice din depresiunea pannonică (zona sud Carei)¹¹.

— Rădulescu Fl., Pompilian A., Ibădof N. — Natura unor unde seismice înregistrate în cercetările de refracție¹².

— Lazăr C., Lazăr Erica — Aplicabilitatea metodelor geoelectricice la localizarea mineralizațiilor de sulfuri polimetaleice asociate mezometamorfiteelor din Carpații Orientali (zona pîriul Maju)¹³.

Şedința din 14 mai 1976

Prezidează: D. Patruliș.

— Papiu C. V., Alexandrescu Gr., Iosof V., Bratosin Irina, Neacșu Vasiliica, Popescu Florica — Studiul de sinteză chimico-mineralologic al șisturilor negre și al ferolitelor asociate din flîșul Carpaților Orientali (Tradusă în lb. engleză) (p. 159).

— Popescu Gh. — Date preliminare asupra foraminiferelor Miocenului mediu din împrejurimile Hunedoarei (D.S. LXIII/3).

— Hurezeanu E., Bordea R. — Asupra unor mineralizații polimetaleice de la Bordaru-Dîmbul cu Fier (Nadrag), munții Poiana Ruscă (D.S. LXIII/2).

— Caraivan G. I. — Variația parametrilor texturali la sedimentele de pe plaja Agigea (p. 241)*

Şedința din 21 mai 1976

Prezidează: Fl. Marinescu.

— Țicleanu N., Popescu A., Urcan T. — Date preliminare privind flora fosilă din formațiunea vulcano-sedimentară pannoniană de la Băile Homorod (județul Harghita) (D.S. LXIII/3).

— Givulescu R., Țicleanu N. — Flora fosilă din intervalul Eggerian-Sarmațian (sensu Suess) din R.S. România (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIII/3).

— Lubenescu Victoria, Lubenescu D. — Observații biostratigrafice asupra Pannonianului de la Lopadea Veche (depresiunea Transilvaniei) (D.S. LXIII/4).

— Mărunteanu Mariana, Gheorghian M. — Contribuții la cunoașterea depozitelor miocene de la Cornu-Breaza (Prahova) (D.S. LXIII/4).

— Papaiopol I. — Contribuții la studiul prosodacnelor din bazinul dacic (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIII/3).

¹¹ Nu se publică.

^{12, 13} Se publică în *St. tehn. econ.* D 12, București.

— Bandrabur T., Apostol L. — Un nou punct fosilifer de mamifere în sudul Olteniei (D.S. LXIII/3).

Şedinţa din 25 mai 1976

Prezidează : D. Giuşcă.

— Schuster A. C. — Studiul terenurilor cristaline din nord-estul domeniului danubian, cu privire specială asupra formațiunilor paleozoice metamorfozate — munții Parâng-Căpățina¹⁴.

— Morariu D. — Asupra prezenței unor filoane de granitoide gnaisice în seria de Lăpușnic (masivul Țarcu) (D.S. LXIII/5).

— Gunnensch K., Gunnensch Marina — Banatitele din regiunea Dubova-Ogradena, valea Mraconiei (Banatul de sud) și metalogeneza asociată (p. 87).

Şedinţa din 26 mai 1976

Prezidează : T. P. Ghițulescu.

— Veliciu S. — Contribuții la cunoașterea termalismului din sudul Munților Apuseni și bazinul Streiului¹⁵.

— Roth M. — Contribuții la problema evaluării efectelor de relief topografic în magnetometrie¹⁶.

— Mirza V. — Seismologia exploziilor din cariere : o introducere în problemele ei¹⁷.

Şedința din 28 mai 1976

Prezidează : H. Savu.

— Savu H., Maier O., Serafimovici V., Mîndroiu Viorica, Neguț Gh., Andăr P. — Studiul mineralologic, geo-chimic și genetic al mineralizațiilor de pirită și mispichel de la Văliug (Carpații Meridionali) (D.S. LXIII/2).

— Savu H., Schuster A. C. — Tectonica și metamorfismul șisturilor cristaline dalslandiene din regiunea Voineasa-lacul Vidra (munții Lotrului) (D.S. LXIII/5).

— Motas I., Marinescu Fl. — Unitățile cronostratigrafice ale Neogenului superior din România și limita Miocen-Pliocen (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIII/4).

— Popa Elena, Năstaseanu S., Antonescu E. — Date noi privind biostratigrafia Jurasicului inferior din zona Sirinia (Banat) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIII/4).

— Ștefănescu M., Popescu Ileana, Avram E. — Vîrsta depozitelor sedimentare din bazinul superior al văii Cormoș (partea sud-vestică a munților Harghita) (D.S. LXIII/4).

¹⁴ Nu se publică.

¹⁵ Se publică în *St. tehn. econ.* D 12, București.

^{16, 17} Se publică în *St. tehn. econ.* D 12, București.



Şedinţa din 1 iunie 1976

Prezidează: H. Savu.

— Codarcea Venera, Bandrabur T. — Studiul geologic-mineralologic al depozitelor loessoide din Cîmpia Română Orientală (p. 9).

— Marinescu Fl., Olteanu R., Rogge-Tărănu Elena, Popescu Agapia — Pannonianul din Banat (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIII/4).

— Micu M. — Vîrsta conglomeratelor de Horăicioara (D.S. LXIII/4).

— Iancu Viorica — Relaţiile structural-tectonice ale formaţiunilor de pe cursul mijlociu al văii Cernei (judeţul Caraş-Severin) (D.S. LXIII/5).

— Popa Gh., Căruntu C. — Asupra prezenţei în zonă văii Putna a unor formaţiuni detritice nemetamorfocate transgresive peste seria de Tulgheş (Carpaţii Orientali) (D.S. LXIII/5).

— Gurău A., Vişoiu I., Scarlat L. — Prezenţa fuchsitului în gabbrourele de Plavişeviţa, munţii Almajului, Banatul de sud (p. 37).



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

MINERALOGIE

STUDIUL GEOLOGIC-MINERALOGIC AL DEPOZITELOR LOESSOIDE DIN CÂMPIOA ROMÂNĂ ORIENTALĂ¹

DE

VENERA CODARCEA², TODERITĂ BANDRABUR²

Abstract

The Geological-Mineralogical Study of the Loessoid Deposits from the East Romanian Plain. The loessoid deposits from the East Romanian Plain are wide developed within the interfluviale spaces (fields and terraces) with thicknesses varying between 5 and 50 m. Their granulometric composition led to the separation of two lithologic types of loesses: the siltitic-clay-weakly sandy type (west of Mostiștea) and siltitic-sandy-weakly clay type (in the other parts of the East Romanian Plain). The mineralogical analyses of the 180 samples collected from 54 loess profiles allowed to establish the mineralogical composition of the loess type deposits from the East Romanian Plain. The light fraction (quartz, feldspars and muscovite) predominates, varying between 72—96%. The heavy fraction is represented by reduced percentages, between 1.01—19% and is mainly made up of garnets, oxides and hornblende, followed by epidote-zoisite, disthene-staurolite, rutile, zircon-tourmaline groups, then by pyroxenes and sphene and by minerals with very small concentration percentages: monazite, brookite, anatase, etc. The lithological, physical-geological, mineralogical characters and geographic distribution of the loessoid deposits allowed the authors to choose for these a predominant alluvial genesis. The transport agent was the Carpathian fluviaatile net and the source of the supply was the Mio-Pliocene sediments from the Sub-Carpathian Zone. The loessoid deposits overlie within the Middle Pleistocene-Holocene stratigraphic interval.

I. Introducere

Lucrarea de față se înscrie pe linia cercetărilor mineralogico-petrografice asupra depozitelor loessoide începute în anii anteriori, în Do-

¹ Predată la 18 mai 1976, acceptată pentru publicare la 19 mai 1976, comunicată în ședință din 1 iunie 1976.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



brogea și continuat acum în domeniul estic al Cîmpiei Române (T. Bandrabur, Venera Codarcea, 1975)³.

Regiunea cercetată cuprinde sectorul estic al Cîmpului Burnas, partea sudică a cîmpurilor Vlăsiei și Mostiștei, cîmpurile Bărăganul sudic, central și nordic și extremitatea sud-vestică a Podișului Rimnic.

Cu toate că profilele din care s-au recoltat probe nu au o distribuție uniformă în cadrul fiecărei unități morfologice (din lipsă de afloamente), considerăm totuși că, pentru stadiul actual, s-a obținut o mulțumitoare caracterizare mineralologică asupra depozitelor loessoide din domeniul estic al Cîmpiei Române.

Primele observații asupra depozitelor loessoide din Cîmpia Română sunt făcute de geologi dintre care amintim pe Mrazec (1899), Murgoci (1907, 1910 etc.), Murgoci, Protopopescu-Pache, Enculescu (1908), Sevastos (1908), care au emis ipoteze privind originea depozitelor loessoide, au descris o serie de profile de loessuri, identificând intercalăriile de soluri fosile cu precizarea semnificației climatice a lor etc.

Au urmat studiile lui Florov (1927, 1930) și Brătescu (1934, 1937) în care opinează pentru originea eoliană a loessurilor, acordind valoare stratigrafică solurilor îngropate — formate în interglaciare — și loessurile — depuse în glaciare.

Studii privind compoziția mecanică, chimică și mineralologică (în special asupra argilelor) a loessurilor sunt întreprinse de Popovăț (1936, 1937, 1944) și Gogălniceanu (1937).

După anul 1950, concomitent cu cercetările de geologia Cuaternarului și de hidrogeologie efectuate în Cîmpia Română Orientală, Liteanu (1952, 1953, 1956, 1957, 1959, 1961, 1965 etc.), Pricăjan (1961), Bandrabur (1961, 1966, 1967 etc.), Ghenea et al. (1968, 1970 etc.), au acordat o atenție deosebită depozitelor loessoide în ceea ce privește litologia, tipul genetic și vîrstă lor.

O dată cu Congresul de știință solului care a avut loc în țara noastră în anul 1964 interesul pedologilor pentru studiul depozitelor loessoide a crescut, concretizat într-o serie de lucrări aparținând autorilor: Conea, Munteanu (1964), Florea et al. (1966), Conea (1962, 1963, 1967, 1970 etc.), Spirescu (1970) etc.

Studii mineralogice petrografice sistematice asupra loessurilor sunt inițiate de Ghenea și Codarcea (1974, 1975, 1976) în Dobrogea.

II. Privire generală asupra litologiei și grosimii depozitelor loessoide din Cîmpia Română Orientală

Depozitele loessoide au o largă extensiune în Cîmpia Română Orientală acoperind toate unitățile morfologice (interfluvii și terase) cu excepția teritoriului ocupat de luncile văilor.

³ Arh. I.G.G. București.



Potrivit compoziției granulometrice a depozitelor loessoide din regiunea cercetată s-au separat în cadrul acestora două tipuri litologice și anume: un tip siltitic-argilos slab nisipos și altul siltitic-nisipos slab argilos.

Tipul de loess siltitic-argilos se întâlnește în interfluviul Dunăre-Argeș (Cîmpul Burnas), interfluviul Argeș-Dîmbovița (Cîmpul Vlăsia) și interfluviul Dîmbovița-Mostiștea (Cîmpul Mostiștei). Al doilea tip litologic-siltitic-nisipos-slab argilos se extinde în Bărăganul sudic, central și nordic, precum și în porțiunea sud — sud-estică a Podișului Rîmnici. O limită netă între aceste două tipuri litologice nu este posibil de trasat. Convențional, considerăm totuși valea Mostiștei ca o limită despărțitoare.

Anterior (Liteanu, 1965; Conea, 1972) separaseră un al treilea tip litologic-nisipos siltitic — în partea de est — nord-est a Cimpiei Române, tip valabil, după opinia noastră, doar pentru pătura superficială de nisipuri și nisipuri siltitice din cadrul zonelor de dune, nu însă și pentru depozitele loessoide de sub acestea, în care fracția siltitică arată procente de 50—60%.

Aspectul macroscopic al depozitelor loessoide din Cîmpurile Burnas, Vlăsia și Mostiștea diferă de cel constatat în Cîmpurile Bărăganului printr-o compactitate mai mare, printr-o culoare mai închisă — cenușiu-închis sau roșcat. Aproximativ de la valea Mostiștei spre est și nord-est caracterul macroporic devine din ce în ce mai evident, iar culorile sănt mai deschise: cenușiu-gălbui.

Concrețiunile calcaroase, individualizate sau în rețea, sănt prezente, aproape, peste tot.

Demne de semnalat în cadrul depozitelor loessoide sănt intercalările de soluri îngropate de culoare cărămiziu-roșcate, puse în evidență, în special, în foraje; numărul lor variază de la o unitate la alta, sau chiar în cadrul același unități, de la 1 pînă la 3 soluri îngropate. Aceste soluri au un caracter discontinuu (Bandrabur, 1961). Semnificația climatică a solurilor este evidentă, însă folosirea lor ca repere stratigrafice, de cele mai multe ori, este riscantă, dacă nu se iau în considerare și alte date de ordin morfologic, geologic, paleontologic și arheologic.

Numărul relativ mare de foraje executate în Cîmpia Română Orientală pentru diferite scopuri ne-a furnizat datele cu privire la grosimea depozitelor loessoide, reprezentată cartografic prin izolinii în harta geologică (pl. VII). Menționăm că este prima hartă de acest fel, întocmită pentru Cîmpia Română Orientală.

De la W spre E, constatăm grosimi ale depozitelor loessoide cuprinse între 20 și 32 m în Cîmpul Burnas, de 5—20 m în Cîmpul Găvanu-Burdea, de 5—10 m, rar peste 10 m, în Cîmpul Vlăsiei, de 5—26 m în Cîmpul Mostiștei, de la 10—30 m în Bărăganul sudic și de 30—50 m în podișul Hagieni — cea mai mare grosime întîlnită în întreaga Cîmpie Română. Trecind de la nord de Ialomița, izopahitele indică valori crescînd de la W spre E, din jurul valorii de 5 m pînă la 30 m, la nord de Murgeanca, ca apoi să scadă din nou spre est, la cca 15 m.

În zona Colelia-Padina-Căldărești, grosimea loessurilor scade sub 5 m. Valorile cuprinse între 23—32 m, semnalate în zona Smîrdan-Brădeanu și neluate de noi în seamă la construirea izopahitelor, s-ar părea să reprezinte grosimea unor depozite siltitice-argiloase, însă nu de naatură loessoidă.

În Bărăganul nordic, izopahitele indică valori de 5—14 m, iar în Podișul Rîmnicului, acestea cresc de la est spre vest, de la cca 5 m la peste 20 m în zona Zoița.

Gradul de precizie a grosimii depozitelor loessoide de la sud de Ialomița este ceva mai mare, forajele fiind cercetate și de unul dintre autori; în restul regiunii, de la nord de Ialomița, aprecierea grosimii s-a făcut pe baza descrierilor litologice făcute de diversi geologi, tehnicieni sau chiar maiștri de foraj, motiv pentru care fixarea limitei inferioare a depozitelor loessoide s-a făcut cu oarecare aproximativ. De aceea, în unele zone restrânse unde s-au întîlnit valori mari, inconjurate de valori cu mult mai mici, distribuite pe suprafețe mai întinse, valoare mari nici nu au mai fost luate în considerare la calculul izopahitelor.

III. Considerații privind tipul genetic și vîrstă depozitelor loessoide din Câmpia Română Orientală

Geneza depozitelor loessoide a constituit de multă vreme și încă mai constituie o problemă destul de controversată. Mare parte dintre geografi și pedologi consideră că majoritatea depozitelor de tip loessoid sunt de origine eoliană; pe de altă parte, geologii sprijinindu-se pe o serie de argumente de ordin litologic, morfologic, mineralogic, la care mai adaugă și prezența în loessuri a tufurilor vulcanice, depuse în mod cert eolian, susțin o origine deluvială pentru cea mai mare parte din depozitele loessoide, exceptând depozitele nisipoase și nisipoase siltitice din alcătuirea dunelor — care sunt de origine eoliană. Potrivit ultimei ipoteze (deluvială), nu se exclude și un aport eolian la formarea depozitelor loessoide, însă acesta se pare că a avut un rol mai mic.

O atenție deosebită se acordă și teoriei aluviale a depozitelor loessoide, potrivit căreia, aluviuurile fine depuse de râuri suferă ulterior un proces de loessoidizare.

Demnă de luat în seamă este și originea mixtă a depozitelor loessoide, la formarea cărora au participat în măsură mai mare sau mai mică apele curgătoare, apele de șiroire și vîntul. Toți acești agenți au erodat din zona carpatică și subcarpatică, au transportat și depus în regiunea de cîmpie materialul primar, care prin diageneză, a condus la formarea depozitelor loessoide.

La aprecierea vîrstei depozitelor loessoide s-a ținut cont, în primul rînd, de sedimentul subjacent, datat în cele mai multe cazuri pe baza mamiferelor fosile, de resturile fosile (vertebrate) semnalate în loessuri și de criteriul morfologic.



Cele mai vechi loessuri sunt considerate cele de pe Cîmpul Burnas și podișul Hagieni atribuite unui interval stratigrafic cuprins între Pleistocenul mediu și superior (qp_2-3) ; urmează depozitele loessoide de pe Podișul Rimnicului raportate intervalului Pleistocen superior-Holocen (qp_3-qh).

Depozitele loessoide ale cîmpurilor Găvanu-Burdea, Vlăsiei, Bărăganurilor și ale teraselor superioare și inferioare ale Dunării și afluentilor au fost încadrate în intervale stratigrafice cuprinse între diferențele nivele ale Pleistocenului superior și Holocen ($qp_3^1 - qh$, $qp_3^2 - qh$ și $qp_3^3 - qh$). Sedimentele loessoide ale terasei joase au fost atribuite intervalului Holocen inferior-Holocen superior (qh_{1-2}) (pl. VII).

S-au recoltat de pe teren 180 probe de loessuri, asupra căroră s-au executat determinări mineralogice privind clasa psamitică ($> 0,05$ mm), analize granulometrice și determinări privind conținutul în carbonați.

Studiul optic efectuat în special asupra clasei 0,16—0,06 mm (și mai rar asupra claselor 0,25—0,16 și 0,06—0,02 mm), a cuprins pentru fiecare probă 2 examene microscopice : analiza mineralogică totală și analiza fracției grele obținută în urma separării cu ajutorul bromoformului.

De asemenea au fost analizate microscopic secțiuni subțiri orientate din loessuri (efectuate prin impregnări cu rășini sintetice) ; asupra clasei argiloase ($< 0,005$ mm) din paleosolurile mai bine dezvoltate s-au efectuat analize röntgenografice, termodiferențiale și spectre de absorbție în infraroșu.

IV. Particularitățile mineralogice-sedimentologice ale loessurilor din Cîmpia Română Orientală

A) *Cîmpul Burnas*. Din unitatea morfologică cunoscută sub numele de Cîmpul Burnas au fost cercetate 3 profile : Hotarele, Căscioarele și Greaca (fig. 1) ; din analizele granulometrice (fig. 2 a) se desprinde, ca o primă caracteristică, uniformitatea compoziției granulometrice a materialului cercetat. Predominantă este clasa siltică (40—53%), loessurile având un caracter pronunțat argilos (componenta argiloasă participând cu procente cuprinse între 39—43%) ; conținutul în nisip este scăzut (9%). Conținuturile medii în carbonați sunt reduse (2—15%).

Concluziile de ordin mineralogic (pl. I) se referă atât la mineralele fracției ușoare, cât și la cele ale fracției grele. Dintre mineralele fracției ușoare, quartul apare cu cele mai însemnate procente, observându-se valori mai mari în loessuri decât în paleosoluri ; feldspații, reprezentăți în principal prin seria plagioclazilor, prezintă conținuturi valorice medii, constant repartizate pe profile. Muscovitul se acumulează mai ales în loessuri și participă cu procente medii sensibil crescute (31,20%) față de cele ale feldspaților (23,94%).



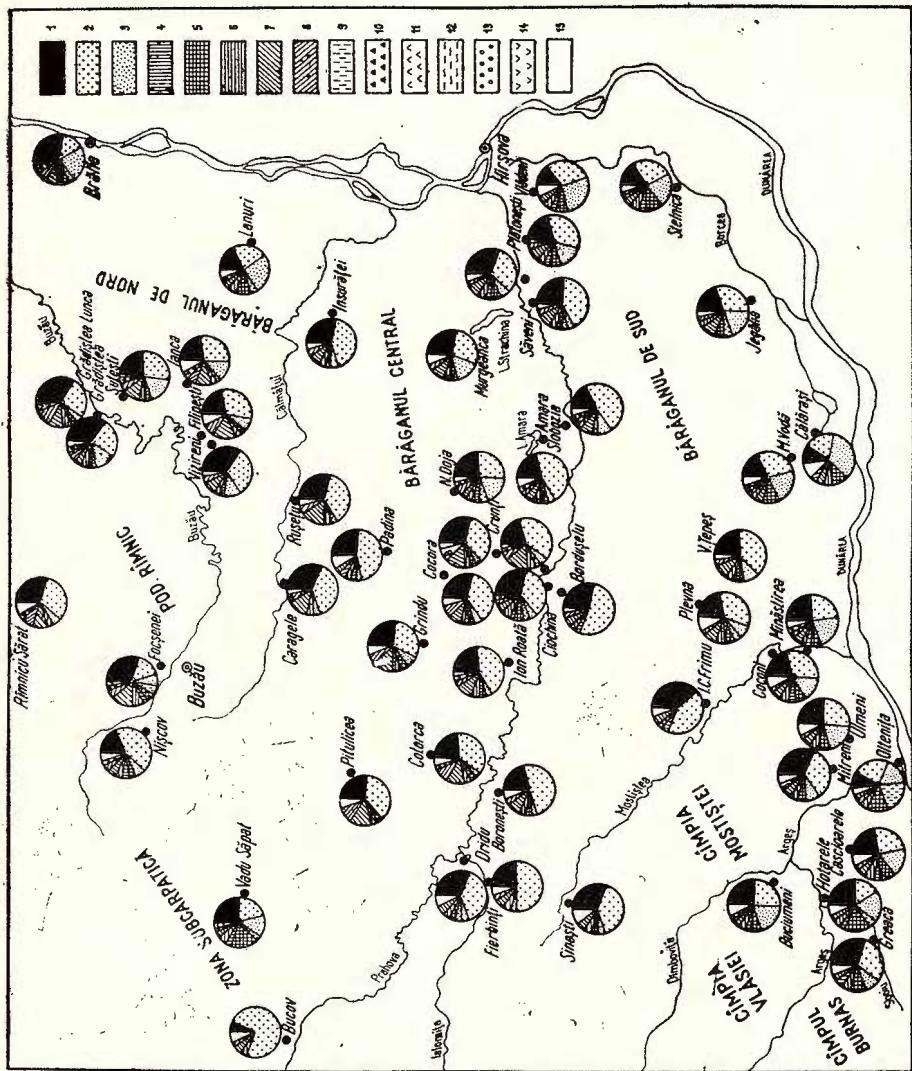


Fig. 1. — Continutul în minerale grele al depozitelor loesoide și aluviniilor din Cîmpia Română Orientală.
 1, oxizi ; 2, granati ; 3, hornblendă ; 4, disten ; 5, epidot + zoizit ; 6, staurolit ; 7, rutile ; 8, zircon ; 9, clorit ;
 10, piroxeni ; 11, sien ; 12, glaucofan ; 13, monazit ; 14, turmalină ; 15, alte minerale.

Contenu en minéraux lourds des dépôts loesoïdes et des alluvions de la Plaine Roumaine Orientale.
 1, oxydes ; 2, granats ; 3, hornblende ; 4, disthène ; 5, epidote + zoizite ; 6, staurolite ; 7, rutile ; 8, zircon ;
 9, chlorite ; 10, pyroxènes ; 11, sphène ; 12, glaucophane ; 13, monazite ; 14, tourmaline ; 15, d'autres minéraux.

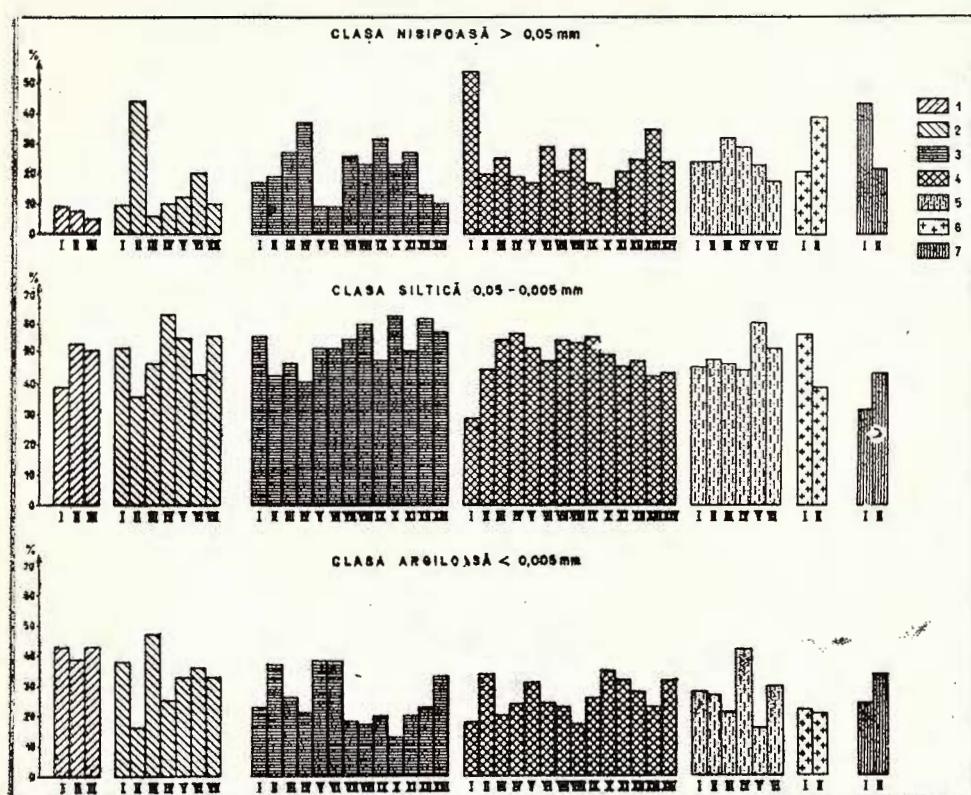


Fig. 2. — Compoziția granulometrică a depozitelor loessoïde din Cîmpia Română Orientală.

Composition granulométrique des dépôts loessoïdes de la Plaine Roumaine Orientale.
 1, Cîmpul Burnas : I, Hotarele ; II, Căscioarele ; III, Greaca (Champ de Burnas : idem) ; 2, Cîmpurile Vlăsiei și Mostiștei ; I, Sinești ; II, I. C. Frimu ; III, Coconi ; IV, Mînăstirea ; V, Mitreni ; VI, Ulmeni ; VII, Buciumeni (Champs de Vlăsia et de Mostiștea : idem) ; 3, Bărăganul de sud : I, Dridu ; II, Fierbinți ; III, Boronești ; IV, Bordușelu ; V, Plevna ; VI, Vlad Tepeș ; VII, Slobozia ; VIII, Săveni ; IX, Platonești ; X, Vlădeni ; XI, Stelnica ; XII, Jegălia ; XIII, Mircea Vodă (Bărăgan de sud : idem) ; 4, Bărăganul central : I, Pitulicea ; II, Cotorca ; III, Ion Roată ; IV, Ciocchina ; V, Amara ; VI, Murgeanca ; VII, Caragele ; VIII, Rușetu ; IX, Însurăței ; X, Grindu ; XI, Cocora ; XII, N Doja ; XIII, Crunți ; XIV, Padina (Bărăgan central : idem) ; 5, Bărăganul de nord : I, Filipești ; II, Șutești ; III, Ianca ; IV, Brăila ; V, Lanuri (Bărăgan de nord : idem) ; 6, Podișul Rimnic : I, Grădiștea ; II, Rm. Sărat ; (Plateau du Rimnic : idem) ; 7, zona subcarpatică : I, Bucov ; II, Nișcov (zone subcarpatique : idem).

Cantitatea de minerale grele din cadrul analizei totale este cuprinsă între 3,94—9%, conținuturile cele mai mari fiind întâlnite în nisipurile bazale de la Căscioarele, și argila bazală de la Greaca (fig. 3).

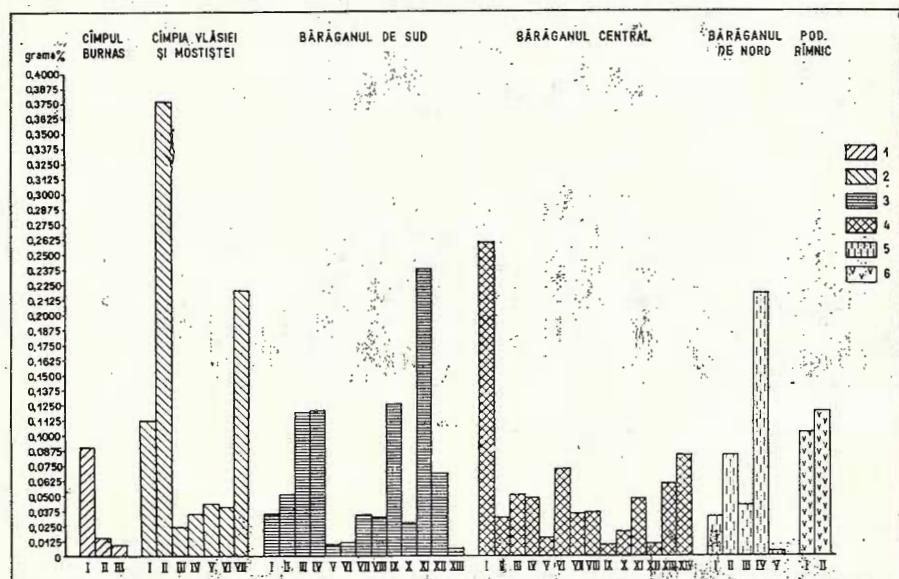


Fig. 3. — Procentul de minerale grele ale depozitelor loessoide din Cîmpia Română de est, raportate la 100 g.

Proportion en minerais lourds des dépôts loessoïdes de la Plaine Roumaine d'est, rapportée à 100 g.

1, Cîmpul Burnas : I, Hotarele ; II, Căscioarele ; III, Greaca (Champ de Burnas : idem) ; 2, Cîmpurile Vlăsiei și Mostiștei : I, Sinești ; II, I. C. Frimu ; III, Coconi ; IV, Minăstirea ; V, Mitreni ; VI, Buciumeni ; VII, Ulimeni (Champs de Vlăsia et de Mostiștea : idem) ; 3, Bărăganul de sud : I, Dridu ; II, Fierbinți ; III, Boronești ; IV, Bordușelu ; V, Plevna ; VI, Vlad Tepeș ; VII, Slobozia ; VIII, Săveni ; IX, Platonești ; X, Vlădeni ; XI, Stelnica ; XII, Jegălia ; XIII, Mircea Vodă (Bărăgan de sud : idem) ; 4, Bărăganul central : I, Pitulicea ; II, Cotorca ; III, Ion Roată ; IV, Ciochina ; V, Amara ; VI, Murgeanca ; VII, Caragele ; VIII, Rușetu ; IX, Însurăței ; X, Grindu ; XI, Cocora ; XII, Gh. Doja ; XIII, Crumî ; XIV, Padina (Bărăgan central : idem) ; 5, Bărăganul de nord : I, Vizireni ; II, Filipești ; III, Şușești ; IV, Ianca ; V, Brăila ; VI, Lanuri (Bărăgan de nord : idem) ; 6, Podișul Rîmnic : I, Grădiștea ; II, Rîmnicul Sărat (Plateau du Rîmnic : idem) ; 7, zona subcarpatică : I, Bucov ; II, Nișcov (zone subcarpatique : idem).

Analiza mineralologică a fractiei grele (pl. IX, fig. 4, 5) din cele 3 profile scoase în evidență prezintă acelorași specii minerale însă cu o distribuție neuniformă ; predomină granații și oxizii, hornblendă înregistrând valori scăzute ; restul mineralelor grele ca epidot-zoizit,

staurolit-distent (pl. IX, fig. 6, 8), rutil-zircon (pl. VIII, fig. 6 ; pl. X, fig. 3), sfen, sillimanit (pl. VIII, fig. 10), turmalină, etc. apar în cantități mici, fără semnificații aparte.

Ceea ce se desprinde din analiza mineralelor grele este ideea predominării mineralelor specifice șisturilor cristalofiliene.

B) *Cîmpia Vlăsiei și Mostiștei*. Din această unitate au fost cercetate un număr de 7 profile, din malul drept al Mostiștei (Sinești, I. C. Frimu, Coconi și Minăstirea), din malul drept al Dîmboviței (Buciumeni), din malul stîng al Argeșului (Mitreni), și din zona de confluență a Argeșului cu Dunărea (Ulmeni, fig. 1).

Rezultatele analizelor granulometrice (fig. 2b) evidențiază predominanța fracției siltitice, care are valori procentuale de peste 40%, exceptând profilul de la I. C. Frimu, a căruj majoritate o deține clasa nisipoasă cu procente de 47%, constituind o excepție în configurația generală a compoziției granulometrice a acestei unități morfologice.

Clasa argiloasă prezintă valori medii obișnuite, în jurul cifrei de 30, mici excedente înregistrind numai în cazul profilului de la Coconi (48%), unde loessurile au un caracter local, mai argilos.

Analiza mineralogică globală (pl. II) se caracterizează prin predominarea netă a mineralelor fracției usoare, dintre care întîietatea o deține quartul (36,72%), urmat de muscovit (29,30%) și feldspați (22,62%). De asemenea, în cadrul analizei totale, menționăm prezența fragmentelor de roci sericitizate și silicificate, a quartitelor și șisturilor quartitice remaniate din zona șisturilor cristalofiliene din Făgăraș. Intensa alterare presupune existența unui transport lent și îndelungat, în care o parte din minerale au fost îndepărtate, iar altele complete transformate.

Dintre mineralele fracției grele, granații (pl. IX, fig. 1) dețin primul loc, avînd cea mai ridicată medie valorică (32,11%), comparativ cu restul constituentelor minerale : granații ating în unele profile (Sinești și I. C. Frimu) procente de 39,02 și 43,53%, observîndu-se o scădere spre sudul cîmpiei Vlăsiei.

Hornblenda, în schimb, crește acolo unde granații scad, același lucru observîndu-se și pentru grupa epidot-zoizit, asociată constant hornblendei, sugerînd existența unei asociații paragenetice de tip cristalofilian mezometamorfic.

Cloritul, care provine în cea mai mare parte din alterarea biotitului, poate proveni și din transformarea mineralelor argiloase de tip illit-montmorillonit.

Prin conținuturile mici, staurolitul (4,83%), distenul (2,17%) (pl. IX, fig. 7, 9), rutilul (6,26%) și zirconul (1,86%) (pl. X, fig. 1) nu prezintă un interes deosebit, în schimb morfoscopic sugerează repetitive remaniere. Alte minerale ca turmalina (pl. VIII, fig. 2), augitul (pl. X, fig. 8), hiperstenul (pl. X, fig. 7) și sfenul (pl. X, fig. 9, 10, 11) au un caracter accesoriu.

C) *Bărăganul de sud*. Unitatea morfologică a Bărăganului de sud are o suprafață mai mare comparativ cu cele 2 menționate anterior, oferind mai multe deschideri în depozitele loessoide, atât în malurile rîurilor cît și pe interfluviul Mostiștea-Ialomița (14 profile). Astfel, din malul drept al rîului Ialomița, au fost recoltate probe din profilele Dridu, Fierbinți, Boronești, Bordușelu, Slobozia, Săveni și Platonești; din malul stîng al Dunării au fost recoltate probe din profilele de la Vlădeni, Stelnica, Jegălia și Mircea Vodă; din zona de interfluviu au fost analizate profilele de la Plevna și Vlad Tepeș (fig. 1).

Rezultatele analizelor granulometrice reliefăază predominanța clasei siltitice, cu procente în jur de 55%, rareori scăzând sub această cifră (fig. 2c). Aceste conținuturi arată prezența unor depozite de loess în care procentele ce revin componentelor argiloasă și nisipoasă sunt mai scăzute (exceptând variațiile cu caracter local).

În general, clasa nisipoasă se situează în jurul valorii de 25%, numai în cazul a 4 profile (Boronești, Bordușelu, Platonești și Stelnica) înregistrând valori mai mari (25—37%).

Pentru clasa argiloasă, valorile medii sunt în jur de 20%, observându-se creșteri mai importante în cazul profilelor de pe interfluviu (Plevna și Vlad Tepeș).

Compoziția mineralogică (pl. III) indică pentru analiza totală predominarea cuarțului, muscovitului și feldspațiilor, ale căror valori medii se asemănă cu cele din Cîmpiiile Vlăsiei și Mostiștei. Cuarțul înregistrează cele mai ridicate acumulări cantitative în profilele Vlad Tepeș și Plevna (de pe interfluviu) și în profilele Fierbinți și Bordușelu (de pe malul drept al Ialomiței), depășind valoarea de 40%. Cele mai reduse valori procentuale au fost semnalate în profilele situate pe malul stîng al Dunării (Vlădeni, Stelnica, Mircea Vodă). În raporturi inverse cu ale cuarțului, se află cele ce revin muscovitului, în timp ce feldspațiile le revin valori medii mai mici decât ale cuarțului și muscovitului. Acumulările maxime sau minime de feldspați (41,04% la Boronești și 18% la Bordușelu) au caracter accidental, cu atât mai mult cu cît sunt amplasate pe același mal al Ialomiței și la distanță mică unul de altul (tab.).

Componentele minerale ale fracției grele oferă în schimb posibilități sporite de interpretare. Astfel, se observă că granațiilor le revin cele mai însemnante cantități procentuale în profilele situate pe cursul mediu și inferior al Ialomiței (42,18—53,99%). Pentru profilele situate atât pe interfluviu cît și în apropierea malului Dunării, procentele ce revin granațiilor sunt cele mai mici (34,20% la Plevna și 27,80% la Stelnica).

Făcînd media valorică a acumulării granațiilor, rezultă o cifră medie de 49% pentru profilele din malul drept al Ialomiței, și o cifră medie de 30% pentru profilele de pe interfluviu și malul stîng al Dunării, dindu-ne posibilitatea conturării unor zonalități în modul de acumulare a granațiilor.

Hornblenda se înscrive cu un procent mediu de 11,06% (calculat pe întreaga regiune a Bărăganului de sud), apropiat de cel obținut



TABEL

Conținuturile procentuale ale principalelor minerale din fractia usoră (A) și fractia grea (B), din depozitele loesoide ale Câmpiei Române Orientale

Denumirea mineralelor	Câmpul Burnas										Câmpia Vlăsiei-Climpia Moșilor												
	Profile					Profile					Profile					Profile							
	Călcăre olare	Hota- rele	Gresie fiumii	I.C. Sinești	Mi- mina- tirea	Bucu- meni	Dridu	Flo- răbi- năi	Boro- dul- nesti	Boro- dul- selu-	V. Tepes	slobo- zia	Săveni	Plato- nesti	Vlădeni	Stehlea	Jegală	M. Voda.					
A	35,51	2,14	46,99	36,32	50,49	41,43	34,01	26,24	30,00	38,57	30,80	43,54	35,09	49,72	41,88	43,43	38,77	36,79	37,18	30,43	32,37	40,67	31,11
Feldspat	24,03	28,92	18,87	28,25	15,61	19,06	22,94	20,49	28,77	23,41	32,16	24,17	41,04	18,94	27,40	24,93	29,05	33,25	27,34	25,50	20,18	24,16	27,17
Muscovit	27,84	39,06	26,95	29,15	23,18	32,71	33,21	32,52	32,86	21,52	29,57	23,71	16,28	23,60	28,70	26,04	28,92	23,44	27,54	36,06	34,25	26,51	35,34
Granat	26,60	12,59	30,06	39,02	43,53	31,43	25,50	33,86	26,36	25,07	39,42	53,99	50,96	49,56	34,20	38,53	49,89	42,18	33,89	29,39	27,80	28,07	32,06
Hornblendă	17,75	25,52	10,67	2,70	1,46	17,04	19,71	7,63	19,19	20,98	2,79	2,42	1,96	0,81	11,37	9,62	8,96	4,42	14,56	27,24	21,11	18,75	19,84
Epidot + Zoizit	13,18	18,83	9,64	3,07	1,60	8,38	8,07	5,42	8,83	8,48	3,84	1,34	2,69	5,39	3,21	1,59	4,56	7,35	5,97	11,46	5,95	13,37	
Disten	2,87	3,32	5,93	0,87	2,41	4,04	3,94	0,62	1,25	2,12	0,67	1,36	1,81	2,35	1,59	1,46	0,96	1,49	2,19	2,48	4,90*	1,04	1,71
Staurolit	6,39	4,73	6,00	6,07	2,95	5,80	2,53	5,09	6,08	4,68	4,48	4,81	3,42	4,29	5,49	2,36	4,61	4,22	5,11	6,60	3,77	2,18	
Rutil	5,37	6,96	4,61	8,74	6,20	5,77	8,53	6,54	5,42	4,48	8,50	7,96	11,34	8,32	8,16	8,57	8,76	8,85	9,64	6,82	4,35	7,89	5,49
Zircon	1,65	0,82	1,11	1,70	1,44	1,81	2,58	1,19	1,88	2,45	1,09	2,01	4,53	3,96	2,24	2,81	2,66	2,73	2,85	1,15	1,86	0,70	1,60
Turmalină	1,55	1,13	0,96	1,72	1,06	1,18	0,76	0,53	0,57	0,84	1,36	1,16	1,11	1,70	1,53	1,50	1,78	0,57	0,79	0,91	1,05	1,10	2,30
Piroxeni	0,26	—	0,01	—	0,12	—	—	—	—	0,45	0,12	—	0,13	0,19	0,75	0,15	0,34	0,15	0,17	—	0,53	0,60	1,62
Sten	0,89	1,46	1,97	1,16	—	1,55	2,77	1,38	1,17	2,15	1,22	0,18	0,67	0,39	1,29	0,19	0,64	0,83	1,57	0,73	1,79	1,47	2,27

continuare tab.

Cota/ea	Bărăganul de sud										Bărăganul de nord										Bărăganul central		
	Profile					Profile					Profile					Podsol Râmnice		Zona subcarpatică					
	Ion	Rata	Clochîna	Amara	Cera- gele	Rusean- tei	Mar- nată	Rusean- tei	Padina	Grindu	Cocora	Nord Crani- giană	Doba	Flăp- ești	Sutești	Iașea	Briile	Lăunari	Vizi- reni	Grădi- ștea	Bra- șov	Nisipov	
39,12	46,99	38,54	41,66	45,41	40,28	40,00	58,56	50,13	45,77	49,59	38,16	56,10	51,73	51,13	46,03	55,58	46,68	30,32	35,60	41,26	54,15	41,45	32,76
22,26	25,28	25,27	17,86	23,03	32,04	28,67	16,98	17,35	23,33	19,22	24,06	23,70	21,04	25,35	26,39	19,51	21,34	19,26	26,31	21,98	22,10	19,22	23,71
21,60	23,18	25,26	32,35	23,44	23,47	15,28	16,38	20,33	22,47	26,32	15,28	17,70	18,74	21,10	17,94	23,50	40,48	30,14	26,94	17,25	24,35	24,35	38,04
36,82	44,05	40,17	45,71	37,64	42,20	36,35	45,52	31,84	35,94	28,25	33,49	28,22	31,12	27,78	29,81	12,36	22,67	32,89	23,31	30,57	76,11	43,62	
1,71	2,45	4,22	4,21	1,96	1,78	3,52	0,88	3,97	6,40	3,76	17,56	3,83	15,20	9,67	16,73	16,90	26,56	26,34	11,80	15,75	6,32	—	9,83
4,14	2,57	1,91	3,55	0,98	1,30	1,76	2,18	3,89	4,00	2,25	4,64	1,69	3,18	2,18	3,08	1,76	7,02	10,27	1,83	1,50	1,00	1,10	2,00
1,54	0,80	0,72	1,44	0,29	0,54	0,62	1,18	0,35	1,04	1,60	1,11	0,48	1,49	1,25	0,62	0,51	1,28	1,72	0,80	—	1,02	0,80	2,97
4,19	6,13	5,48	4,44	2,09	2,97	3,44	3,42	4,87	4,23	3,72	3,97	3,81	4,41	3,78	3,49	3,71	4,45	5,25	3,43	5,00	3,20	3,67	4,14
11,62	10,20	15,66	7,83	14,75	16,88	8,24	15,31	4,48	14,08	11,87	3,25	14,13	9,28	17,84	10,95	12,11	8,13	6,08	10,62	4,77	11,75	6,07	5,77
8,25	4,01	6,30	6,58	5,81	6,46	10,18	5,23	6,54	8,79	4,87	8,90	4,50	8,19	5,85	4,61	2,34	1,08	6,56	6,13	8,68	2,0	4,98	
2,82	3,78	1,75	1,23	1,44	1,62	1,36	1,97	1,05	0,85	0,98	1,43	1,67	1,49	1,25	1,09	0,87	1,10	—	1,19	2,10	1,32	1,71	2,17
0,12	1,52	—	2,75	0,62	0,81	0,80	0,11	0,80	0,25	0,48	1,06	0,37	0,69	2,94	6,72	3,56	0,64	—	3,13	0,08	—	1,38	
1,57	—	0,47	1,55	0,94	1,11	0,47	0,27	0,23	0,95	0,41	0,60	0,33	0,43	0,75	0,50	0,68	0,92	0,92	0,88	0,10	—	1,17	



pentru Cîmpia Vlăsiei și Moșniștei (12,67%), dar inferior celui din Cîmpul Burnasului (17,98%). Urmărind distribuția geografică a hornblendei, se remarcă acumulări mai mici în cursul mediu și inferior al văii Ialomița (0,81—8,96%) și acumulări mai mari în zona limitrofă Dunării (14,56—27,24%). Raporturile cantitative dintre granați și hornblendă sunt inverse. Profilele de pe interfluviu (Plevna și Vlad Tepeș) prezintă valori intermedieare.

În mod curent, grupa epidot-zoizit se asociază cu hornblenda, prezentând creșteri cantitative evident concordante cu creșterile conținuturilor în hornblendă, înregistrând, ca și aceasta, cele mai mari valori procentuale în profilele din vecinătatea Dunării (13,37% la Mircea Vodă). Se conturează în acest fel o provincie petrografică pe malul stîng al Dunării, caracterizată printr-o asociație de tip mezometamorfic, cu origine și agent de transport comună.

Grupei staurolit-disten îi revin procente scăzute, observîndu-se o creștere sensibilă în profilele dinspre Dunăre.

Rutilul (pl. VIII, fig. 3, 4, 5) prezintă însă o tendință de acumulare mai accentuată în profilele din cursul mediu al Ialomiței și o scădere în profilele din zona mai apropiată de Dunăre, înscriindu-se cu procente medii regionale de 8,04%, evident mai mari decât cele din Cîmpia Vlăsiei și Moșniștei (6,52%) și Cîmpul Burnas (5,64% — tab.).

Valorile cantitative ce revin zirconului, turmalinei, piroxenilor (pl. X, fig. 6), sfenului și sillimanitului (pl. VIII, fig. 9) sunt foarte mici, observîndu-se ușoare creșteri numai în profilul de la Mircea Vodă.

D) *Bărăganul central*. Din acest sector au fost colectate probe din 15 profile (fig. 1), unele amplasate pe malul stîng al văii Ialomița (Cotorca, Ion Roată, Ciochina, Amara) și altele amplasate pe malul drept al văii Călmățui (Caragele, Rușețu și Însurăței) și, în sfîrșit, altele situate pe interfluviul dintre cele 2 râuri amintite (Pitulicea, Grindu, Cocora, Padina, Gh. Doja, Crunți și Murgeanca).

Din punct de vedere granulometric (fig. 2 d), regiunea Bărăganului central se caracterizează, cu mici excepții, prin predominarea clasei silitică (0,05—0,005 mm), valorile cantitative grupîndu-se în jurul procentelor de 50.

Clasa silitică marchează creșterile cele mai mari, îndeosebi, în profilele situate pe malul drept al Călmățuiului și malul stîng al Ialomiței, asemănătoare cu cele ale profilelor din malul drept al Ialomiței.

Clasa nisipoasă ($> 0,05$ mm) constituie componenta dominantă în special în loessurile de pe interfluviul Călmățui-Ialomița (Pitulicea, Crunți, Murgeanca), silturile avînd un pronunțat caracter nisipos (valorile fiind în ordine: 54,29 și respectiv 35%).

Clasa argiloasă (sub 0,005 mm) participă cu valori mai scăzute (sub 30%) la alcătuirea depozitelor loessoide în cîteva profile din apropierea malului stîng al Ialomiței (Cotorca, Amara); în timp ce pentru

profilele de pe interfluviu (Grindu, Cocora, Gh. Doja, Crunți), participă cu valori mai mari de 30%.

În ceea ce privește analiza mineralologică totală (pl. IV) se poate spune, ca și în cazul regiunilor analizate pînă acum, că predomină mineralele fracției ușoare, reprezentate prin cuarț, feldspați și muscovit. Făcind media participării quartului la alcătuirea fracției grosiere a loessurilor din Bărăganul central, se constată că ea este superioară celor din zonele susmentionate (45,86%). Procentele cele mai mari de cuarț se găsesc în loessurile situate pe interfluviul Călmățui-Ialomița (Pitulicea, 58,56%, Crunți 56,10%, Padina 50,13% și Murgeanca 51,73%), în timp ce valorile cele mai mici se grupează (cu mici excepții), pe malurile rîului Ialomița (Cotorca, Ciocchina) și rîul Călmățui (Rușetu-Caragele).

Feldspații se mențin cu valori medii de cca 22%, înregistrînd minime în profilele de pe interfluviu (Padina, Pitulicea, Cocora).

De asemenea, tot în cadrul analizei mineralogice globale, au fost identificate fragmente de roci (cuarțite, fragmente de roci silicificate, sisturi cuarțito-sericitoase și granofire) care ating în cuprinsul Bărăganului central cea mai ridicată cifră (14,04%) în comparație cu 0,39% pentru Bărăganul de sud, 2,71% pentru Cîmpia Vlăsiei și Mostiștei și 1,60% pentru Cîmpul Burnas.

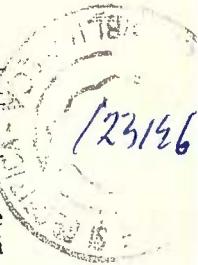
Ca o particularitate ce se desprinde din studiul fracției grele, este abundența numărului de specii minerale identificate în profilele din zona Bărăganului central (22 de specii minerale la Murgeanca și 20 la Grindu, pl. VIII, fig. 1). Cantitatea de minerale grele raportată la sută (fig. 3) este relativ mică (0,0050—0,0901) exceptând profilul de la Pitulicea, unde cantitatea este mai mare (0,3750%).

În majoritatea profilelor cercetate predomină oxizii și granații (pl. IX, fig. 2, 3), aceștia din urmă acumulîndu-se cel mai mult în loessurile din apropierea malurilor Ialomiței și Călmățuiului (Ion Roată 44,05%, Ciocchina 40,17%, Amara 45,71%, Însurăței 42,20%).

În raporturi inverse cu granații se află hornblenda. În general se observă creșterea procentuală a hornblendei în loessurile situate pe interfluviul Călmățui-Ialomița (15,20% Murgeanca, 17,55% Gh. Doja), unele profile conținind cantități foarte scăzute (Cotorca 1,71%, Caragele 1,96%, Rușetu 1,78% și Ion Roată 2,45%), restul profilelor avind procente medii cuprinse între 3,52 și 4%.

Grupa epidot-zoizit manifestă o slabă tendință de acumulare în acest sector, ca și hornblenda cu care se asociază. De asemenea grupa disten-staurolit este slab reprezentată, revenindu-i procente cu mult inferioare regiunilor analizate pînă acum (tab.).

În schimb grupa rutil-zircon (pl. X, fig. 2) este net superioară cantitativ în comparație cu celelalte regiuni, rutilul înscriindu-se cu o medie regională de 11,26%, dar cu o repartiție neuniformă. Același lucru putem spune despre zircon, căruia îi revine o medie pe regiune de 6,43%.



Turmalina, deși cu procente foarte mici, se acumulează mai ales în profilele de pe malurile râurilor Ialomița și Călmățui (3,78% la Ion Roată, 2,22% la Cotorca și 1,62% la Rușetu).

Piroxenii, reprezentați prin augit și hipersten, deși întâlniți în toate profilele, prin slaba lor rezistență la alterare și transport, participă cu procente foarte mici la alcătuirea fracției grele (2,75% la Amara și 0,12% la Cotorca).

Celelalte minerale ca: sfen, monazit, sillimanit, anatas, brookit, glauconit, glaucofan, actinot, clorit, cloritoid, corindon, apatit, apar în procente foarte reduse.

Analizele mineralogice comparative efectuate pe probe de loess și aluviuurile fine ale luncilor nu înregistrează diferențe calitativ-cantitative.

E) *Bărăganul de nord*. Din acest sector, situat între Călmățui-Buzău și Dunăre, au fost cercetate 6 profile: Vizirenii Noi, Filipești, Șușești, Ianca, Lanuri și Brăila (fig. 1).

Analizele granulometrice scot în evidență caracterul siltitic al depozitelor loessoide, valoarea medie fiind de 50% (conținuturi maxime de 61% fiind înregistrate numai la profilul Brăila — fig. 2 e). Componenta nisipoasă participă cu procente medii regionale de 25%, asemănătoare celor din Bărăganul central (25%) și sudic (20%), ca și componenta argiloasă, căreia îi revin procente medii de 27,33% în comparație cu cifra de 26% înregistrată pentru Bărăganul central și sudic (fig. 2).

Analizele mineralogice (pl. V) ne indică predominarea acelorași minerale, quart, feldspat și muscovit, remarcindu-se maxime pentru quart în profilele de la Ianca (55,58%) și Filipești (51,13%) și minime în profilele de la Lanuri (30,32%) și Vizireni (35,67%).

Feldspații însumează procente medii de 23%, mult mai ridicate în comparație cu celelalte regiuni din Cîmpia Română Orientală. În contrast cu quartul, muscovitul prezintă acumulări cantitative superioare, dindu-ne posibilitatea să conturăm zone mai bogate în muscovit pe interfluvii, în timp ce quartul și feldspații se întâlnesc, îndeosebi, în profilele de pe malul rîului Buzău.

Fracția grea este dominată de granați și hornblendă, media procentuală a acestuia din urmă mineral cea mai ridicată din cuprinsul Cîmpiei Române Orientale.

Abundența hornblendei în acest sector (26,56% la Brăila) se datorează transportului acestui mineral de către apele Buzăului din zonele subcarpatice, din sedimentele meotiene în care abundă materiale piroclastice.

Același lucru putem spune și despre grupa piroxenilor (pl. X, fig. 4, 5) care numai în acest sector înregistrează cele mai mari valori (6,72% la Ianca, 3,56% la Brăila). Această presupunere pare a fi întemeiată, întrucât în loessurile de pe malul drept al Dunării nu predomină piroxenii și hornblendă, ci granații. De altfel, în loessurile de pe întreg malul stîng al Dunării, se remarcă o creștere a procentelor



ce revin hornblendei, unde transportul acestea este înlesnit de numeroși afluenți ai Dunării, cu obîrșia în zona șisturilor cristaline mezozonale din Carpații Meridionali (fig. 4 a).

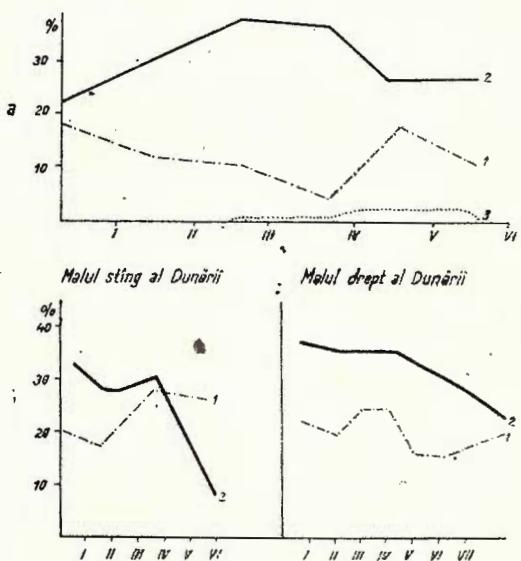
Fig. 4. — Variația conținuturilor în hornblendă, granați și piroxeni în Cîmpia Română Orientală (a) și zonele adiacente ale Dunării (b). 1, hornblendă ; 2, granați ; 3, piroxeni.

a) I, Cîmpul Burnas ; II, Cîmpia Vlăsiei-Mostiștei ; III, Bărăganul de sud ; IV, Bărăganul central ; V, Bărăganul de nord ; VI, Podișul Rîmnic. b) Malul stîng al Dunării : I, Mircea Vodă ; II, Jegălia ; III, Stelnica ; IV, Vlădeni ; V, Lanuri ; VI, Brăila. Malul drept al Dunării : I, Dunărea ; II, Rasova ; III, Seimenii Mari ; IV, Cernavodă , V, Ghindărești ; VI, Dăieni ; VII, Jijila

Variation des contenus en hornblende, granats et pyroxènes dans la Plaine Roumaine Orientale (a) et les zones adiacentes du Danube (b).

1, hornblende ; 2, granats ; 3, piroxènes.

a) I, Champ de Burnas ; II, Plaine de Vlăsia-Mostiștea ; III, Bărăgan de sud ; IV, Bărăgan central ; V, Bărăgan de nord ; VI, Plateau du Rîmnic. b) rive gauche du Danube : I, Mircea Vodă ; II, Jegălia ; III, Stelnica ; IV, Vlădeni ; V, Lanuri ; VI, Brăila. Rive droite du Danube : I, Danube ; II, Rasova ; III, Seimenii Mari ; IV, Cernavodă ; V, Ghindărești ; VI, Dăieni ; VII, Jijila.



F) Podișul Rîmnic. Rezultatele analizelor granulometrice efectuate pe probe colectate din 3 profile (de la Grădiștea două și unul de la Rîmnicul Sărat — fig. 1) evidențiază participarea în procente mari (46%) a clasei siltitice ($0,05$ — $0,005$ mm). Clasa nisipoasă ($> 0,05$ mm) înregistrează cele mai ridicate valori procentuale din Cîmpia Română Orientală (30%), conferind silturilor din acest sector un caracter nisipos.

De altfel, se remarcă o creștere gradată de la vest la est a caracterului nisipos al silturilor (fig. 2 f).

Studiile optice (pl. VI) consemnează analogii privind conținuturile și speciile minerale cu rezultatele obținute pentru zona Bărăganului de nord. Conținuturile aproximativ egale ale hornblendei și piroxenilor, ca și răspândirea lor geografică pledează pentru o sursă de alimentare comună și agent de transport comun (în ceea ce privește sursa de alimentare, presupunem a fi sedimentele mio-pliocene din zona subcarpatică, iar agentul de transport, apele).

V. Considerații generale privind caracterele sedimentologice-mineralogice și tipul genetic al depozitelor loessoide din Câmpia Română Orientală

Analiza mineralologică a fracției grosiere, efectuată pe cele 360 preparate microscopice, recoltate din 54 profile, analizele granulometrice, determinările privind conținuturile în carbonați, analizele termoînterferențiale, röntgenografice și spectrele de absorbție în infraroșu efectuate asupra fracției argiloase, au permis obținerea unor rezultate care au condus la definirea caracterului sedimentologic-mineralologic al depozitelor loessoide din Câmpia Română Orientală.

Din punct de vedere granulometric, s-a constatat că în toate secțiunile cercetate predomină fracția silitică (0,05—0,005 mm); conținuturile medii regionale cele mai ridicate corespund Cimpurilor Vlăsiei și Mostiștei (50,14%), Bărăganului sudic (52,92%) și Bărăganului de nord (50,67%). Conținuturile medii regionale cele mai scăzute corespund Podișului Rimnic (46%) și Cîmpului Burnas (47%) (fig. 2).

Clasa nisipoasă (mai mare ca 0,05 mm) participă la formarea depozitelor loessoide în proporții variate, observindu-se creșterea procentuală gradată de la vest spre est, conferind depozitelor din estul Cimpiei Române Orientale, caracterul nisipos. Pentru edificare, menționăm în ordine, valorile medii regionale ale clasei nisipoase de la vest spre est; 7,33% (în Cîmpul Burnas), 15,86% (în Cimpurile Vlăsiei și Mostiștei), 20,92% (în Bărăganul sudic), 25% (în Bărăganul central), 25,50% (în Bărăganul nordic), 30% (în Podișul Rimnic) (fig. 2).

Clasa argiloasă (mai mică de 0,005 mm) participă la alcătuirea depozitelor loessoide ale Cimpiei Române Orientale cu valori medii regionale, cuprinse între 41,67 și 21,50%, observindu-se raporturi inverse procentuale, între valorile componentelor nisipoase și argiloase. Astfel, acolo unde componenta argiloasă detine valori cantitative foarte mari, componenta nisipoasă dimpotrivă detine valori minime: 41,61 față de 7,33% în Cîmpul Burnas, 32,57% față de 15,86% în Cîmpul Vlăsiei și al Mostiștei, ceea ce ne determină să caracterizăm loessurile din vestul Cimpiei Române Orientale ca argiloase (fig. 2).

În mod constant, clasa argiloasă predomină în intercalăriile de paleosoluri, mai frecvente în partea vestică a Cimpiei Române Orientale.

Conținuturile în carbonați sunt cuprinse între 1—40% și au o distribuție neuniformă, delimitând sectoare cu caracter zonal.

Analizele mineralogice executate asupra fracției grosiere au arătat prezența acelorași specii minerale (cu valori cantitative deosebite),



observindu-se o creștere a numărului de specii minerale la profilele situate pe mijlocul interfluviului Ialomița-Călmățui.

O caracteristică mineralogică a depozitelor loessoide din Cîmpia Română Orientală ca și a celor cercetate anterior (Dobrogea), se referă la neta predominare a mineralelor fracției ușoare (cuart, feldspați și muscovit), cu procente cuprinse între 72—96% (tab.).

Din rezultatele analizei mineralogice totale, se constată creșterea gradată a valorilor procentuale ale cuartului de la vest spre est, media regională pe unități geografice fiind de 35,88% pentru Cîmpul Burnas, 36,72% pentru Cîmpurile Vlăsiei și Mostiștei, 37,82% pentru Bărăganul de sud, 45,86% pentru Bărăganul central, 44,22% pentru Bărăganul nordic și 47,71% pentru Podișul Rîmnic.

În contrast cu cuartul, muscovitul scade de la vest spre estul Cîmpiei Române, valorile maxime regionale înregistrindu-se în Cîmpurile Burnas, Vlăsiei și Mostiștei (31,28 și 29,30%), și cele minime în Bărăganul de nord și Podișul Rîmnic (25 și 22%).

Feldspații prezintă valori medii regionale aproximativ egale (cca 22%), manifestând ușoare creșteri cantitative în Bărăganul de sud, în special în profilele de la Dridu, Boronești și Mircea Vodă.

Fracția grea însumează procente cuprinse între 1,01%—19%, evidențiindu-se conținuturi mai ridicate în profilele din extremitatea vestică (București) șiestică (Brăila) a Cîmpiei Române.

Valoarea procentuală a mineralelor grele, raportată la 100 grame, este foarte variată; se constată valori medii regionale mai crescute, îndeosebi, în Cîmpurile Vlăsiei și Mostiștei, Bărăganul de nord și Podișul Rîmnic și izolat într-un profil de pe malul stîng al Dunării, la Stelnica (fig. 3).

Raportul dintre cantitatea procentuală a fracției grele și numărul de specii minerale nu este constant și, nici direct proporțional, înregistându-se uneori un număr foarte mare de specii minerale, în fracții grele cu valori cantitative mici. Astfel, la Murgeanca și Grindu, au fost determinate 22 specii minerale, într-o cantitate de 0,0680 g% fracție grea, în timp ce la I.C. Frimu, unde a fost înregistrată cea mai mare valoare cantitativă pentru fracția grea (0,3750 g%), au fost identificate numai 13 specii minerale.

Fracția grea este reprezentată prin: granați, oxizi, hornblendă, epidot-zoizit, disten-staurolit, rutil-zircon-turmalină, biotit, clorit, cloritoid, sfen, piroxeni (augit + hipersten), monazit, brookit, anatas, corindon, sillimanit, glaucofan, actinot, antofilit (fig. 1).

Granații apar constant cu valori medii regionale mai ridicate în Bărăganul de sud (38,45%) și Bărăganul central (37,44%) și cu valori scăzute în Cîmpul Burnas (23,08%) (fig. 1). În contrast cu Dobrogea, unde granații înregistrau cele mai ridicate valori în profilele de pe malul drept al Dunării, în cele de pe malul stîng al Dunării, granații înregistrează valori scăzute (Jijila-Brăila 27—12,36%; Rasova-Jegălia 35,03—28%, Seimenii Mari-Stelnica 35,53—27%) (fig. 4 a, b).

Hornblenda comună înregistrează cele mai însemnate acumulări cantitative în extremitățile Cîmpiei Române Orientale, avînd procente



medii de 17,98% pentru Cimpul Burnas și Bărăganul central, în restul cîmpiei, valorile fiind foarte mici (5%).

S-a observat totuși o creștere a conținutului în hornblendă în profilele situate pe malul stîng al Dunării, ca urmare a transportului de afluenții Dunării, fie din zona șisturilor cristaline mezozonale, fie din zona subcarpatică mio-pliocenă. Pe malul dobrogean al Dunării însă, procentele ce revin hornblendei sunt mult mai mici (Rasova, 19,39%), Cernavoda (19,68%), Băneasa (17,34%), comparativ cu malul stîng (Vlădeni 27,24%), Lanuri 26,31%, Brăila 26,56% (fig. 4 a).

Pentru piroxeni, cele mai mari valori cantitative au fost semnalate în profilele Bărăganului de nord (2,42%) și Podișului Rîmnic (1,61%) în raport cu valorile de 0,09 și 0,36% menționate pentru cele-lalte regiuni ale Cîmpiei Române Orientale (fig. 4 a).

Grupa epidot-zoizit scade valoric de la vest la est, de la 13,88% în Cimpul Burnas, la 1,25% în Podișul Rîmnic; de asemenea distenul și staurolitul scad sensibil de la vest la est.

Rutilul, ca și zirconul, înregistrează acumulări procentuale mai mari în sectorul Bărăganului central (11,26% și respectiv 6,43%) cu creșteri sensibile de la vest la est.

Asociindu-se grupei rutil-zircon, turmalina înregistrează și ea valori regionale de 1,56% în sectorul Bărăganului central și Podișului Rîmnic (1,71%).

Dimpotrivă, sfenul are conținuturi procentuale mai mari în vestul Cîmpiei Române (1,44 și 1,45% în Burnas, Vlăsia și Mostiștea) și foarte scăzute în est (0,48% Podișul Rîmnic).

La toate profilele analizate, ca și în cazul celor din Dobrogea, se constată raportul excedentar în care se găsesc mineralele cu rezistență mică și medie, față de cele cu rezistență mare, raport ce se încadrează în limitele celor găsite pentru SE Europei.

Rezultatele conjugate ale analizelor termodiferențiale, spectrelor de absorbtie în infraroșu și röntgenografice, efectuate asupra fracției argiloase din intercalațiile de paleosoluri, au arătat că principalele componente sunt illitul și montmorillonitul; acestora le urmează în ordine cloritul și caolinitul, remarcindu-se la unele dintre ele prezența structurilor mixte illito-montmorillonitice și illito-cloritice.

Secțiunile subțiri orientate, efectuate cu ajutorul impregnării cu rășini sintetice ne furnizează date privind direcția agentului de transport al materialului din care s-au format depozitele loessoide (pl. XI).

După modul de orientare a fenocristalelor sau fragmentelor de roci se disting două direcții: una orientată, aproximativ, NW-SE, direcție întîlnită în interfluviile din partea centrală a Cîmpiei Române Orientale, ca urmare a direcției apelor ce veneau din Subcarpați (pl. XI, fig. 1, 2, 3) și o altă direcție orientată aproximativ SW-NE, stabilită în interfluviile din extremitatea estică a Cîmpiei Române Orientale, determinată, probabil, de apele Dunării (pl. XI, fig. 4, 5, 6).

Este de așteptat ca în depozitele loessoide ale teraselor rîurilor orientarea particulelor să fie concordantă cu direcția rîurilor din perioada respectivă.



Faptul unanim recunoscut că regiunea din fața Carpaților pînă la Dunăre este o cîmpie (înaltă sau mai joasă) de acumulare realizată și modelată de apele carpatiche, constituie un argument în a presupune că depozitele de la partea superioară a interfluiilor (cîmpuri și terase) au fost transportate și depuse, predominant, de aceleasi ape carpatiche, în perioadele ulterioare stadiilor psefítice și psamítice, cînd puterea lor de transport a scăzut semnificativ, depunind doar materiale, în general, fine. Rînd pe rînd, mai întîi în zonele de cîmp și apoi în fiecare terasă, sedimentele superioare (aluviuile fine) au fost supuse procesului de loessoidizare; acest proces de transformare a aluviuilor fine determinat de fenomenele geochemică și biochimică, în anumite condiții paleogeografice și climatice, a condus, în final, la formarea rocilor loessoide, cărora le sunt proprii următoarele caracteristici: starea de agregare, carbonatarea, porozitatea, structura granulară, capacitatea de tasare și plasticitatea în stare umedă. Valorile mari sau mai mici ale acestor caracteristici permit a clasifica depozitul rezultat în urma procesului de loessoidizare, în roci de tip „loess“ (cu valori mari) și roci de tip „loessoid“ (cu valori mai mici).

În regiunea cercetată, o limită netă între aceste tipuri de roci nu se poate trasa. Convențional, considerăm Cîmpul Mostiștei ca o zonă de tranziție între depozitele de tip „loessoid“ de la vest, de cele de tip „loess“, de la est. În Bărăganul central și nordic, zona de tranziție s-ar situa pe la est de Valea Sărătă și pe la est de meridianul Făurei. În Podișul Rîmnic și regiunea subcarpatică s-ar distribui, în special, rocile de tip „loessoid“.

Originea, predominant, aluvială a depozitelor loessoide din Cîmpia Română este atestată de o serie de factori dintre care amintim:

- caracterul eterogen al compoziției granulometrice al depozitelor loessoide, atât pe orizontală, cât și pe verticală;
- trecerea, în general, gradată, de la nisipuri mai grosiere, în bază, către nisipuri medii, fine și silturi către partea superioară a depozitelor loessoide, ca urmare a scăderii, treptate, a puterii de transport a apelor;
- conturul, predominant, angular al mineralelor fracției grosiere;
- orientarea generală a direcției particulelor minerale și a fragmentelor de roci concordantă cu cea a rîurilor carpaticice;
- grosimea variabilă a depozitelor loessoide de pe diferitele unități morfologice, ca urmare a perioadei mai lungi sau mai scurte a procesului de sedimentare a aluviuilor fine;
- asemănarea compoziției mineralogice a depozitelor loessoide și a aluviuilor fine subactuale din luncile rîurilor, cu cea a sedimentelor din regiunea subcarpatică, regiune funcționând, deci, ca sursă de alimentare;
- un alt factor, la fel de important ca și cei menționați mai înainte, rezidă în prezența intercalațiilor de tufuri vulcanice semnalate în depozitele loessoide din diverse unități morfologice (Liteanu, 1952; Liteanu, Bandrabur, 1957; Pricăjan, 1961; Ban-



drabur et al., 1963 ; Bandrabur, 1971). Puritatea, din punct de vedere mineralologic, a acestor cenușii vulcanice nu ridică nici o îndoială asupra transportului lor eolian din regiunea vulcanică, și depuse în zonele, unde temporar procesul de aluvionare, fie că era întrerupt, fie că se continua în zone, mai mult sau mai puțin îndepărtate, funcție de condițiile morfologice locale.

Toate aceste argumente ne determină să adoptăm tipul genetic, predominant, aluvial pentru marea majoritate a depozitelor loessoide din Cîmpia Română. Așa după cum precizam și mai înainte, nu excludem ca la formarea depozitelor loessoide, din partea de est a Cîmpiei Române, și anume în zonele caracterizate printr-un relief de dune, să fi participat și vîntul, dar acest lucru s-a întîmplat, probabil, către sfîrșitul Pleistocenului și în întreg Holocenul, cind transportul aluvial, specific depunerii materialului (în general, fin) s-a redus treptat datorită modificării nivelului de bază și redeclanșării, în etape, a activității puternic fluviatile. În rest, se pare că, atât vîntul cât și acțiunea deluvială au avut, local, un rol de remaniere asupra depozitelor loessoide.

VI. Concluzii

— Depozitele loessoide din Cîmpia Română Orientală au o largă răspîndire atât pe interfluvii cât și pe terase — de la cele mai vechi pînă la cele mai noi; ele lipsesc în domeniul luncilor;

— Potrivit caracteristicilor proprii (stare de agregare, porozitate, granulometrie, carbonatare etc.) aceste depozite să ar putea împărți, în general, în depozite de tip „loess“ situate în cea mai mare parte din cîmpurile Bărăganului de sud, central și nordic, și în depozitele de tip „loessoid“ situate la vest de Cîmpul Moșniștei, în mare parte din Podișul Rîmnic și în regiunea subcarpatică;

— Pentru caracterizarea sedimentologică mineralogică a depozitelor loessoide din Cîmpia Română Orientală s-au efectuat analize granulometrice, determinări de carbonați, analize mineralogice asupra fracției grosiere și analize termodiferențiale, spectre de absorție în infraroșu și röntgenografice din fracția argiloasă;

— Granulometric, depozitele loessoide sunt alcătuite, predominant, din silturi (0,05—0,005 mm) cu caracter nisipos în loessurile din estul Cîmpiei Române și argilos în sedimentele loessoide din vestul aceleiași unități morfologice;

— Conținutul în carbonați, cuprins între 1—40% este distribuit neuniform în profilele analizate;

— Analizele mineralogice efectuate asupra fracției grosiere au scos în evidență netă predominare a mineralelor usoare (cuarț, feldspat și muscovit) în cadrul analizei totale. Dintre acestea, cuarțul prezintă cele mai mari acumulări cantitative, procente medii regionale crescînd de la vest la est; muscovitul, în contrast cu cuarțul, prezintă creșteri valorice de la est la vest, în timp ce feldspatul se menține cu valori medii regionale aproape constante;



— Mineralele grele participă cu procente reduse, comparativ cu cantitatea de probă luată în lucru, și sănt reprezentate, în principal, prin granați, oxizi și hornblendă, cărora le urmează în ordine, cu procente medii scăzute, grupele epidot-zoizit, disten-staurolit, rutil-zircon-turmalină, la care adăugăm în procente scăzute piroxenii și sfenul și unele cu caracter accesoriu ca: monazit, brookit, anatas, corindon, cloritoid, glauconit, glauconit, sillimanit, biotit-clorit, actinot, apatit;

— Rezultatele analizelor mineralogice nu evidențiază deosebiri de ordin calitativ, ci cantitativ, acumulările diferențiate ale mineralelor fractiei grele, dindu-ne posibilitatea să definim 2 asociații paragenetice de tipul :

1. hornblendă-piroxeni (în estul Cîmpiei Române Orientale) ;
2. granați-hornblendă-epidot-zoizit pentru vestul Cîmpiei Române Orientale ;

— Această delimitare conturează o zonă limitrofă malului stîng al Dunării, bogată în hornblendă și o zonă bogată în granați în Bărăganul de sud și central ;

— Caracterele litologice, fizico-mecanice, mineralogice, distribuția geografică și grosimea depozitelor loessoide ne-au permis a adopta pentru acestea, o geneză predominant aluvială ; rolul acțiunii eoliene și a celei deluviale în formarea depozitelor loessoide se pare că sănt secundare, acestea acționînd local, în remanierea sedimentelor loessoide formate aluvial ;

— Agentul de transport al depozitelor loessoide l-au constituit apele carpatici ;

— Sursa de alimentare a materialului din care s-au format depozitele loessoide este reprezentată de sedimentele mio-pliocene-pleistocene-inferioare din zona subcarpatică ;

— Ca vîrstă, depozitele loessoide din Cîmpia Română Orientală au fost incadrate în diferite subdiviziuni ale unui interval stratigrafic care începe din Pleistocenul mediu și se încheie în Holocen ;

— Din punct de vedere economic, depozitele loessoide din regiunea cercetată prezintă un deosebit interes pentru industria materialelor de construcție (cărămizi, chirpici, olane, teracote, vată industrială etc.).

BIBLIOGRAFIE

- Bandrabur T. (1961) Cercetări hidrogeologice pe interfluviul Ialomița-Mostiștea-Dunăre. *St. tehn. econ.* E 5, București.
- (1966—1967) Harta geologică a R.S.R. sc. 1 : 200.000, foile București, Neajlov, Călărași, Brăila cu texte explicative. Inst. geol. București.
- Brătescu C. (1934) Falezele Mării Negre între Carmen-Sylva și Schitu-Costinești. *Anal. Dobr.* XVI.
- (1937) Criterii pentru determinarea vîrstei teraselor cuaternare. Omagiu lui C. Kirifescu, București.



- Codarcea Venera, Ghenea C. (1975) Studii mineralogice asupra unor sedimente cuaternare în Dobrogea de sud. *D. S. Inst. geol. geof.* LXI/1, Bucureşti.
- (1976) Mineralogia loessurilor din Dobrogea centrală și nordică. *D. S. Inst. geol. geof.* LXII/1, Bucureşti.
- Conea Ana, Ghițulescu Nadia, Vasilescu P. (1963) Considerații asupra depozitelor de suprafață din Câmpia Română de E. *St. tehn. econ.* C 11, Bucureşti.
- (1967) Problema solurilor fosile îngropate. *D. S. Inst. geol.* LII/3 (1964—1965), Bucureşti.
 - (1969) Profils de loess en Roumanie. La Stratigraphie des loess d'Europe. *Supplément au Bulletin de l'Assoc. Française pour l'Étude du Quaternaire. INQUA*, Paris.
 - (1972) Guidebook to excursions of the INQUA Loess Symposium in Romania, 10, Inst. geol. Bucureşti.
- Crăciun F., Popescu D. (1963) Pămînturi macroporice în Republica Populară Română. Raionare și proprietăți geotehnice. Comitetul de Stat al Apelor. I.S.P. Bucureşti.
- Floreacă N., Asvadurov H., Cioflica Geanina (1966) Considerații paleogeografice pe baza profilului cuaternar de la Semlac (Câmpia Tîsei). *D. S. Inst. geol.* LII/1, Bucureşti.
- Florov N. (1927) Über die Lössprofile in den Steppen am Schwarzen Meer. *Zeitsch. f. Gletscherk.*, XV, H₃.
- (1930) Cuaternarul în Basarabia. *D. S. Inst. Geol.* XIII (1926—1927).
- Ghenea C., Bandrabur T., Mihailă N., Ghenea Ana, Giurgea P. (1970) Harta Cuaternarului. Sc. 1:1.000.000, ed. a II-a. Inst. geol. Bucureşti.
- Codarcea Venera (1974) Considerații geologice asupra unui profil de loessuri din Dobrogea de Sud. *St. tehn. econ.* H 7, 22, Bucureşti.
- Gogălniceanu S. M. (1939) Analiza chimică, mecanică și microscopică a loessului românesc. *Impr. nat.* Bucureşti.
- Liteanu E. (1952) Geologia zonei orașului Bucureşti. *St. tehn. econ.* seria E 1, Bucureşti
- (1953) Geologia ținutului din bazinul inferior al Argeșului și a teraselor Dunării. *St. tehn. econ.* E 2, Bucureşti.
 - (1956) Geologia și hidrogeologia ținutului dunărean dintre Argeș și Ialomița. *St. tehn. econ.* E 4, Bucureşti.
 - (1961) Cercetări geologice și hidrogeologice în Câmpia Română de NE. *St. tehn. econ.* E 5, Bucureşti.
 - (1965) Contributions to the Study of Loess. Like Deposits in the Wallach Depression, Roumania. *The Geological Society of America. I.N.S. Special Paper*, 84, 1965.
 - Ghenea C. (1966) Cuaternarul din România. *St. tehn. econ.* H 1, Bucureşti.
- Mrazec L. (1899) Comunicare asupra originii loessului din România. *Bul. Soc. St.* VIII — 4—5, Bucureşti.
- Murgoci Gh. (1907) Câmpia Română și Balta Dunării. *Opere alese. Acad. R.P.R.* (1957), Bucureşti.



- Protopopescu Pache Em., Enculescu P. (1908) Raport asupra lucrărilor făcute de secția agrogeologică în anul 1906—1907. *An. Inst. geol.* I, București.
 - (1910) Climatul în România și în regiunile învecinate în timpul Cuaternarului tîrziu. *Opere alese, Acad. R.P.R.* (1957), București.
 - Popovăt M. (1936) Indices de texture des sédiments. *Acad. Roum. Bull. de la sect. Scient. XVIII, 6—7*, București.
 - (1937) La texture du loess. *Bull. Soc. roum. de Geol.* III, București.
 - (1944) Recherches sur le loess, une coupe à Slobozia Veche (Ialomița). *C. R. Inst. Géol. Roum. XXIX* (1940—1941), București.
 - Pricăjan A. (1961) Cercetări hidrogeologice în ținutul de cîmpie dintre Buzău și Ialomița. *St. tehn. econ.* E 5, București.
 - Sevastos R. (1908) Raporturile tectonice între Cîmpia Română și regiunea colinelor din Moldova. *An. Inst. geol.* I, București.
 - Spirescu M. (1970) Loessuri și soluri fosile în România. *St. tehn. econ.* C 16, București.
-

ÉTUDE GÉOLOGICO-MINÉRALOGIQUE DES DÉPÔTS LOESSOIDES DE LA PLAINE ROUMAINE ORIENTALE

(Résumé)

Les dépôts de la Plaine Roumaine Orientale s'étendent dans les espaces interfluviaux (champs et terrasses) à épaisseurs variant entre 5 et 50 m.

Dans leur composition granulométrique prédomine la fraction silittique à 46—53% ; dans la région à l'W de la vallée de Mostiștea, après les silts suit la fraction argileuse à 21—41%, imprimant aux dépôts loessoïdes de cette partie un caractère argileux. Dans le région à ENE de la vallée de Mostiștea, la fraction sablonneuse, représentant 21—30%, s'augmente à la fraction silittique, définissant les dépôts loessoïdes de cette partie comme silts sableux.

Dans les paléosols, il y en a trois, prédominant constamment la fraction argileuse.

Le contenu en carbonates est compris entre 1 et 40% et a une distribution non uniforme, délimitant les secteurs à caractère zonal.

L'analyse minéralogique des 180 échantillons recueillis de 54 coupes de loess a révélé la présence des mêmes espèces minérales (ayant des valeurs quantitatives différentes), en observant une augmentation de leur nombre dans les loess des coupes situées dans l'aire centrale de l'interfluve Ialomița-Călmățui.

La fraction facile, représentée par quartz, feldspaths et muscovite, prédomine (variant entre 72—96%). On a constaté une augmentation graduelle des valeurs du quartz, de l'ouest vers l'est-nord-est, de 36% (Champ de Burnas) à 48% (Plateau du Rimnic). À l'encontre du quartz, le muscovite diminue de l'ouest vers l'est, à partir de 31% (Champ de Burnas) à 22% (Plateau du Rimnic). Les feldspaths présentent des valeurs moyennes régionales approximativement égales, d'environ 22%.



A la fraction lourde revient des pourcentages entre 1,01% et 19%, relevant également des contenus plus élevés dans les coupes de l'extrême ouest (Buciumeni) et est (Brăila) de la Plaine Roumaine.

La proportion en minéraux lourds, rapportée à 100 g, est très variée ; on constate des valeurs moyennes régionales plus élevées, notamment dans les Champs de Vlăsia et de Mostiștea, dans Bărăgan de nord et le Plateau du Rîmnec et isolément dans une coupe de la rive gauche du Danube, à Stelnica (fig. 3).

Le rapport entre la quantité en % de la fraction lourde et le nombre des espèces minérales n'est pas constant, ni direct proportionnel, s'enregistrant parfois un nombre très grand des espèces minérales, en fractions lourdes, à valeurs quantitatives petites. Ainsi, à Murgeanca et à Grindu, ont été déterminées 22 espèces minérales, dans une quantité de 0,0680 g% fraction lourde, tandis qu'à I. C. Frimu, où on a enregistré la plus grande valeur quantitative pour la fraction lourde (0,3750 g%) rien que 13 espèces minérales ont été identifiées.

La fraction lourde est représentée par : grenats, oxydes, hornblende, epidote, zoïsite, disthène-staurotide, rutile-zircon-tourmaline, biotite, chlorite, chloritoïde, sphène, pyroxènes (augite + hypersthène), monazite, brookite, anatase, corindon, sillimanite, glaucophane, actinote, antophyllite (fig. 1).

Les grenats ont en général des valeurs moyennes régionales plus élevées en Bărăgan de sud (38,45%) et en Bărăgan central (37,44%) et des valeurs réduites dans le Champ de Burnas (23,08%) (tableau). Contrairement, en Dobrogea, les grenats enregistrent dans les coupes de la rive droite du Danube, les valeurs les plus élevées et dans les coupes de la rive gauche des valeurs réduites (Jijila-Brăila 27—12,38%; Rasova-Jegălia 35,03—28%; Seimenii Mari-Stelnica 35,53—27%) (fig. 4 a, b).

La hornblende est le minéral qui a les plus grandes accumulations quantitatives dans les extrémités de la Plaine Roumaine Orientale, ayant des pourcentages moyens de 17,98% dans le Champ de Burnas et en Bărăgan central, et des valeurs très petites (5%) dans le reste de la plaine.

On a constaté toutefois une augmentation du contenu en hornblende dans les coupes situées sur la rive gauche du Danube, comme suite du transport de celle-ci par les affluents du Danube, soit de la zone des schistes cristallins mésozonaux, soit de la zone subcarpatique mio-pliocène. Sur la rive dobrogéenne du Danube, les pourcentages qui reviennent à la hornblende sont bien plus petits (Rasova 19,39%, Cernavodă 19,68%, Băneasa 17,34%), par rapport à la rive gauche (Vlădeni 27,24%, Lanuri 28,31%, Brăila 26,56%) (fig. 4 a).

Pour les pyroxènes, les plus grandes valeurs quantitatives ont été signalées dans les coupes de Bărăgan de nord (2,42%) et du Plateau du Rîmnec (1,61%), par rapport aux valeurs de 0,09% et 0,36% mentionnées pour les autres régions de la Plaine Roumaine Orientale (fig. 4 a).

Le groupe epidote-zoïsite diminue du point de vue de la valeur, de l'ouest à l'est, de 13,88% pour le Champ de Burnas, à 1,25% pour le Plateau du Rîmnec ; le disthène et la staurotide diminuent aussi sensiblement de l'ouest à l'est.

Le rutile, comme le zircon enregistre des valeurs en pourcents plus grandes dans le secteur du Bărăgan central (11,26%, respectivement 6,43%) avec des augmentations sensibles de l'ouest à l'est.



S'associent au groupe rutile-zircon, la tourmaline qui se trouve en valeurs moyennes régionales de 1,50% dans le secteur de Bărăgan central et le Plateau du Rîmnic (1,71%).

Au contraire, le sphène a des valeurs en pourcents plus grandes dans la partie ouest de la Plaine Roumaine (14,4 et 1,45% en Burnas, Vlăsia et Mostiștea) et très réduites dans la partie est (0,48 Plateau du Rîmnic).

Chez toutes les coupes analysées, tout comme dans le cas de celles de Dobrogea, on a remarqué un rapport excédentaire entre des minéraux à résistance petite et moyenne, envers celles à résistance grande, rapport semblable au celui du SE de l'Europe.

Les résultats conjugués des analyses thermodifférentielles, les spectres d'adsorption en infrarouge et roentgénographiques, effectués sur la fraction argileuse des intercalations de paléosols ont montré que les principaux composants sont l'illite et la montmorillonite, suivis par le chlorite et la kaolinite, remarquant chez certains d'entre eux la présence des structures mixtes illito-montmorillonite et illito-chloritique.

En ce qui concerne le type génétique des dépôts loessoïdes de la Plaine Roumaine Orientale, les auteurs ont accepté la théorie alluviale, selon laquelle les eaux carpates, durant les étapes de „vieillesse“, ont érodé de la zone subcarpatique, et ont transporté et déposé dans la zone de plaine des matériaux fins, qui soumis au processus de loessodisation ont été transformés en roches loessoïdes. En vue de soutenir cette hypothèse, on s'appuie sur les arguments suivants :

- caractère hétérogène de la composition granulométrique des dépôts loessoïdes, tant sur l'horizontale que sur la verticale ;
- passage, en général, graduel des sables plus grossiers, en base, aux sables moyens, fins et silts vers la partie supérieure des dépôts loessoïdes, à la suite de la diminution successive du pouvoir de transport des eaux ;
- contour prédominant, angulaire des minéraux de la fraction grossière ;
- orientation générale de la direction des fénocristaux de roches, concordante avec celle des ruisseaux carpates ;
- épaisseur variable des dépôts loessoïdes des différentes unités morphologiques, à la suite de la période plus ou moins longue du processus de sédimentations des alluvions fines ;
- ressemblance de la composition minéralogique des dépôts loessoïdes et des alluvions fines sous-actuelles des plaines basses des fleuves avec celle des sédiments de la région subcarpatique, région fonctionnant donc comme source d'alimentation ;
- présence des tufs volcaniques primaires (déposés éolien) intercalés dans les dépôts loessoïdes (déposés alluvial).

Les auteurs n'excluent pas l'idée qu'à la formation des dépôts loessoïdes situés dans la partie est de la Plaine Roumaine Orientale, notamment dans les zones caractérisées par un relief de dunes, serait aussi participé le vent ; cette action du vent s'est produite, probablement, vers la fin du Pléistocène et pendant tout le Holocène, quand le transport alluvial spécifique au dépôt du matériel fin a diminué peu à peu, dû au baissement du niveau de base et au redéclenchement, en étapes, de l'activité fortement fluviatile.

Les sédiments du type loessoïde se sont déposé durant l'intervalle stratigraphique Pléistocène moyen-Holocène.

PLANCHE I

Champ de Burnas : A) Colonne lithostratigraphique ; B) Composition granulométrique ; C) Contenu en carbonates ; D) Composition minéralogique : analyse totale ; fraction lourde :

1, sol végétal ; 2, paléosol ; 3, silts argileux sablonneux ; 4, silts sablonneux ; 5, silts argileux ; 6, sables argileux ; 7, sables ; 8, graviers ; 9, argile ; 10, argile siltique ; 11, concrétions calcaires ; 12, couvert ; 13, > 0,05 mm ; 14, 0,05—0,005 mm ; 15, < 0,005 mm ; 16, x, minéraux lourds transparents ; 17, xx, oxydes (magnétite, hématite) ; 18, xxx, fragments de roches séricités, silicifiées et quartzites ; 19, xxxx, sphène, anatase, biotite, glauconite, sillimanite, augite, hypersthène, monasite, chlorite, chloritoïde, actinote, tourmaline.

PLANCHE II

Champs de Vlăsia et de Mostiștea : A) Colonne lithostratigraphique ; B) Composition granulométrique ; C) Contenu en carbonates ; D) Composition minéralogique : analyse totale ; fraction lourde :

1, sol végétal ; 2, paléosol ; 3, silts argileux à concrétions calcaires ; 4, silts à concrétions calcaires ; 5, silts sablonneux ± concrétions calcaires ; 6, silts argileux, sablonneux ; 7, argile sablonneuse ; 8, argile siltique ; 9, sables ; 10, sables siltiques ; 11, complexe marneux ; 12, > 0,05 mm ; 13, 0,05—0,005 mm ; 14, < 0,005 mm ; 15, x, minéraux lourds transparents ; 16, xx, oxydes (magnétite, hématite) ; 17, xxx, fragments de roches silicifiées, quartzites, schistes quartzitiques, granophyres ; 18, xxxx, biotite, glaucophane, sillimanite, monazite, corindon, sphène, disthène, chlorite, actinote, tourmaline, antophyllite.

PLANCHE III

Bărăgan de sud : A) Colonne lithostratigraphique ; B) Composition granulométrique ; C) Contenu en carbonates ; D) Composition minéralogique ; analyse totale, fraction lourde.

1, sol actuel ; 2, paléosol ; 3, silts sablonneux ; 4, silts faiblement sablonneux ; 5, silts argileux ; 6, > 0,05 mm ; 7, 0,05—0,005 mm ; 8, < 0,005 mm ; 9, sables siltiques ; 10, sables ; 11, concrétions carbonatiques ; 12, x, minéraux lourds ; 13, xx, oxydes (magnétite, hématite, oligiste, limonite, ferromagnétite) ; 14, xxx, fragments de roches silicifiées, quartzites ; 15, xxxx, antophyllite, monazite, sphène, biotite, sillimanite, tourmaline, anatase, augite, hypersthène, brookite, disthène, corindon, apatite, glaucophane, andalusite.



PLANCHE IV

Bărăgan central : A) Colonne lithostratigraphique ; B) Composition granulométrique ; C) Contenu en carbonates ; D) Composition minéralogique : analyse totale, fraction lourde.

1, sol actuel ; 2, silts sablonneux ; 3, silts faiblement sablonneux ; 4, sables siltiques ; 5, sables ; 6, sables argileux ; 7, argile siltique, faiblement sablonneuse ; 8, $> 0,05$ mm ; 9, $0,05-0,005$ mm ; 10, $< 0,005$ mm ; 11, x, minéraux lourds transparents ; 12, xx, oxydes (hématite, magnétite \pm pyrite) ; 13, xxx, fragments de roches quartzitiques, fragments silicifiés, granophyres ; schistes quartzito-sériciteux ; 14, xxxx, monazite, sphène, brookite, sillimanite, hornblende, biotite, glauconite, antophyllite, tourmaline, chlorite, disthène, pyroxènes (augite \pm hypersthène), anatase, apatite, épidoite, glauconite.

PLANCHE V

Bărăgan de nord : A) Colonne lithostratigraphique ; B) Composition granulométrique ; C) Contenu en carbonates ; D) Composition minéralogique : analyse totale, fraction lourde.

1, sol actuel ; 2, silts argileux ; 3, silts sablonneux ; 4, silts faiblement sablonneux ; 5, silts sablonneux argileux ; 6, sables finement argileux ; 7, sables siltiques ; 8, sables siltiques finement argileux ; 9, sables ; 10, $> 0,05$ mm ; 11, $0,05-0,005$ mm ; 12, $< 0,005$ mm ; 13, x, minéraux lourds transparents ; 14, xx, oxydes (limonite, hématite, magnétite) ; 15, xxx, fragments de roches silicifiées, quartzites ; 16, xxxx, chlorite, biotite, disthène, sphène, anatase, brookite, monazite, chloritoïde, sillimanite, glauconite, pyroxènes (augite, hypersthène), glauconite, antophyllite.

PLANCHE VI

Plateau du Rîmnic : A) Colonne lithostratigraphique ; B) Composition granulométrique ; C) Contenu en carbonates ; D) Composition minéralogique : analyse totale, fraction lourde.

1, sol actuel ; 2, silts sablonneux ; 3, sables siltiques ; 4, sables ; 5, $> 0,05$ mm ; 6, $0,05-0,005$ mm ; 7, $< 0,005$ mm ; 8, x, minéraux lourds transparents ; 9, xx, oxydes (magnétite \pm hématite) ; 10, xxx, fragments de roches silicifiées ; 11, xxxx, chlorite, disthène, épidoite-zoizite, sphène, antophyllite, monazite, brookite, chloritoïde, glauconite, augite, biotite.

PLANCHE VII

Carte à isopahites des dépôts loessoïdes de la Plaine Roumaine Orientale.

I. Géologie : 1, alluvions actuelles et subactuelles, sables de dunes (qh_2 — Holocène) ; 2, Dépôts loessoïdes de la zone de la terrasse basse — T_4 (qh_1-2 — Holocène inférieur-supérieur) ; 3, dépôts loessoïdes des zones de la terrasse inférieure — T_3 ; de Vlăsia, du Bărăgan central et de nord (qp_3^3-qh : Pléistocène supérieur-Holocène) ; 4, dépôts loessoïdes des zones de la terrasse supérieure — T_2 ;

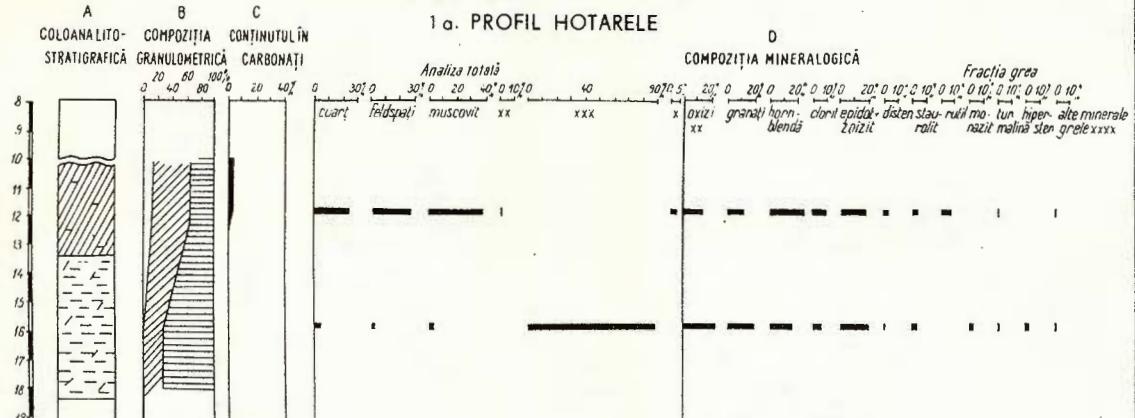


de la terrasse ancienne de l'Argeș — T.A.; du Bărăgan de sud et de Găvanu-Burdea (qp_3^2 —qh : Pléistocène supérieur-Holocène); 5, dépôts loessoïdes de la zone de la haute terrasse — T_1 (qp_3^1 —qh : Pléistocène supérieur-Holocène); 6, sables de Mostiștea (qp_3^1 — Pléistocène supérieur); 7, dépôts loessoïdes de la zone du Plateau du Rîmnic (qp_3 —qh : Pléistocène supérieur-Holocène); 8, dépôts loessoïdes de la zone des Champs de Burnas et de Hagiemi (qp_{2-3} : Pléistocène moyen-supérieur); 9, complexe marneux (qp_2 : Pléistocène moyen); 10, couches de Frătești (qp_1^2 : Pléistocène inférieur). II. Type des dépôts loessoïdes : 11, dépôts loessoïdes siltyques argileux; 12, dépôts loessoïdes siltyques sablonneux. III. Isopahites des dépôts loessoïdes : 13, zone où les dépôts loessoïdes tiennent des épaisseurs plus grandes de 50 m; 14, zone où les dépôts loessoïdes tiennent des épaisseurs entre 40—50 m; 15, zone où les dépôts loessoïdes tiennent des épaisseurs entre 30—40 m; 16, zone où les dépôts loessoïdes tiennent des épaisseurs entre 20—30 m; 17, zone où les dépôts loessoïdes tiennent des épaisseurs entre 15—20 m; 18, zone où les dépôts loessoïdes tiennent des épaisseurs entre 10—15 m; 19, zone où les dépôts loessoïdes tiennent des épaisseurs entre 5—10 m; 20, zone où les dépôts loessoïdes tiennent des épaisseurs plus petites que 5 m; 21, zone où les dépôts loessoïdes sont recouvertes des sables et des sables siltyques provenant de la composition des dunes; 22, zones dépourvues de dépôts loessoïdes; 23, point où les dépôts loessoïdes tiennent des épaisseurs de 20 m; 24, emplacement coupe dépôts loessoïdes. IV. Morphologie : 25, limite du champ; 26, limite de la terrasse haute (T_1); 27, limite de la terrasse supérieure (T_2); 28, limite de la terrasse inférieure (T_3); 29, limite de la terrasse basse (T_4).

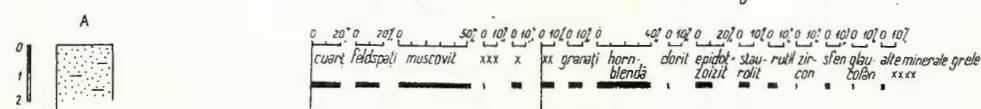


CÎMPUL BURNAS

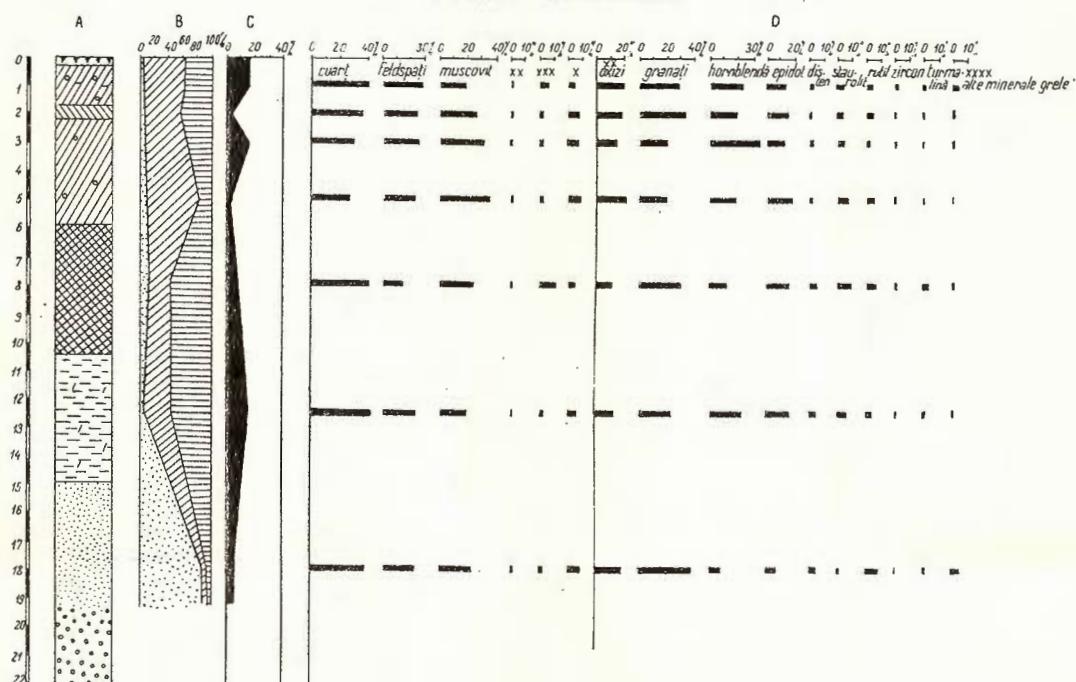
1a. PROFIL HOTARELE



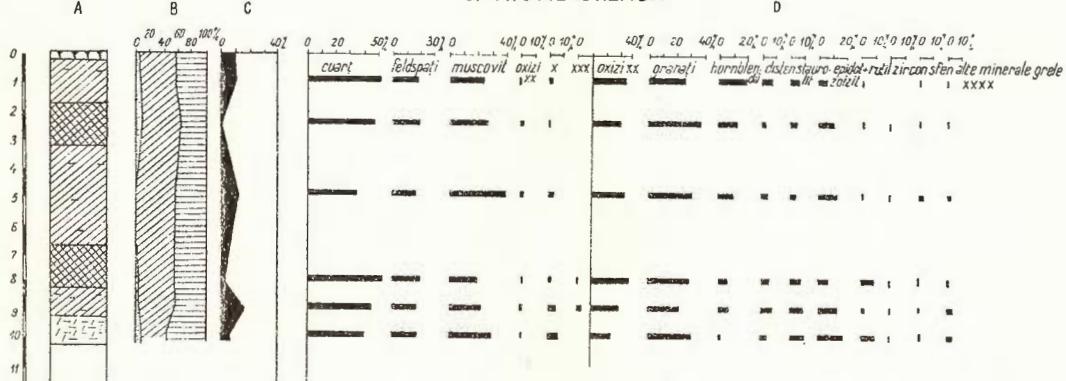
1b. PROFIL HOTARELE LUNCĂ



2. PROFIL CĂSCIOARELE



3. PROFIL GREACA



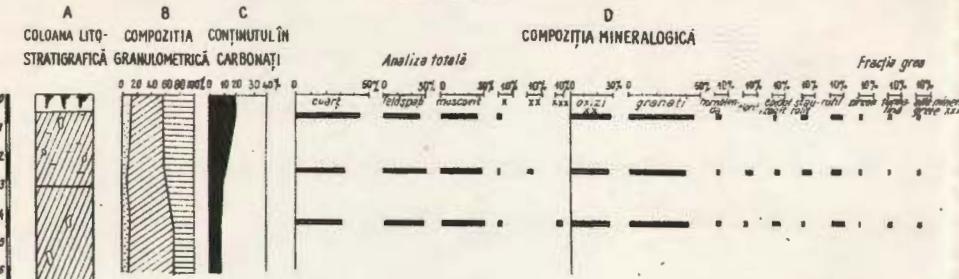
LEGENDA

1 Sol vegetal	6 Nisipuri argiloase	11 Concrețiuni calcaroase	16 x Minerale grele transparente
2 Paleosol	7 Nisipuri	12 Acoperit	17 xx Oxizi (magnetit, hematit)
3 Silturi argiloase nisipoase	8 Pietrișuri	13 > 0,05 mm.	18 xxx Fragmente de rocă sericitizate, silicificate și cuorite
4 Silturi nisipoase	9 Argilă	14 0,05 - 0,005 mm.	19 xxxx Sfen, anatas, biotit, glauconit, sillimanit, augit, hipersten, monozit, clorit, cloroid, actinoid, turmalină
5 Silturi orgiloase	10 Argilă silitică	15 < 0,005 mm.	

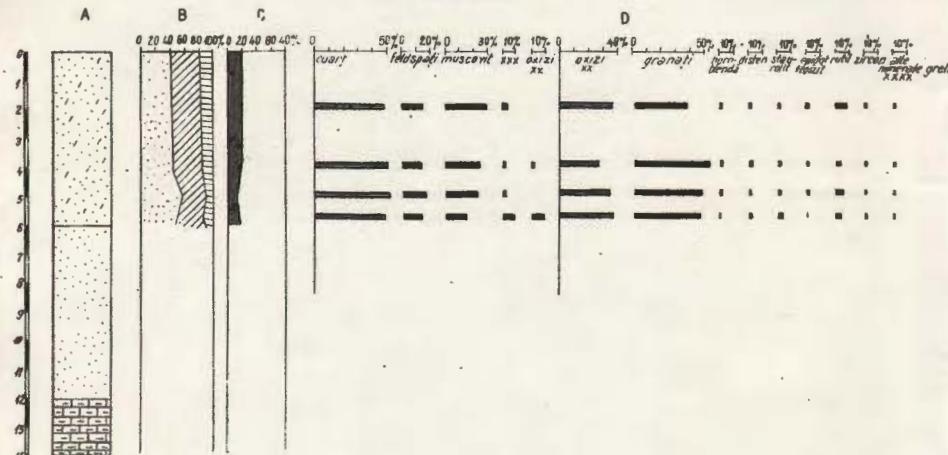


CÎMPURILE VLĂSIEI ȘI MOSTIȘTEI

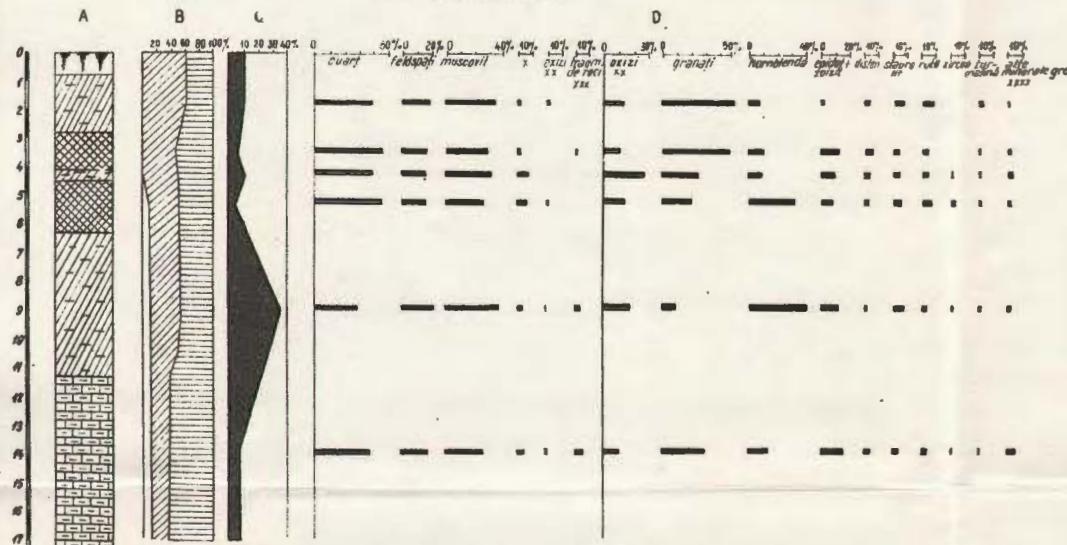
1. PROFIL SINEȘTI



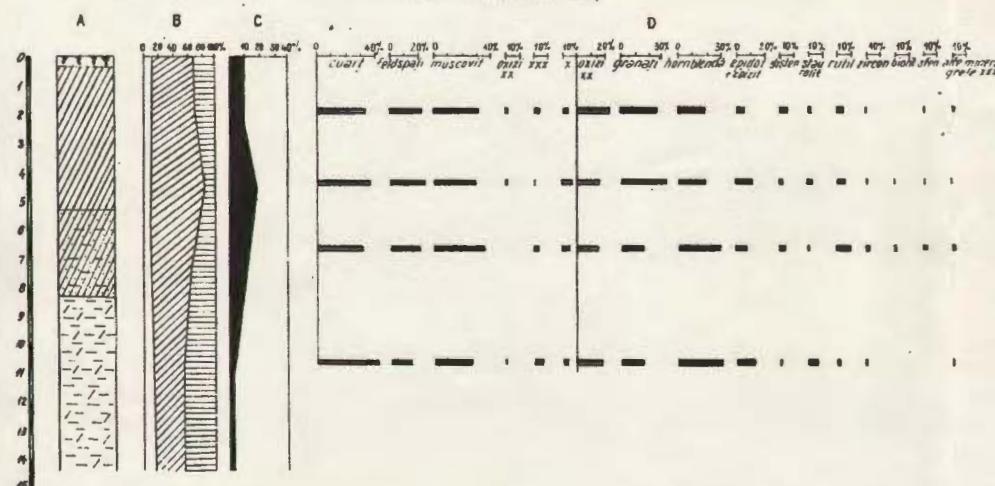
2. PROFIL I.C. FRIMU



3. PROFIL COCONI



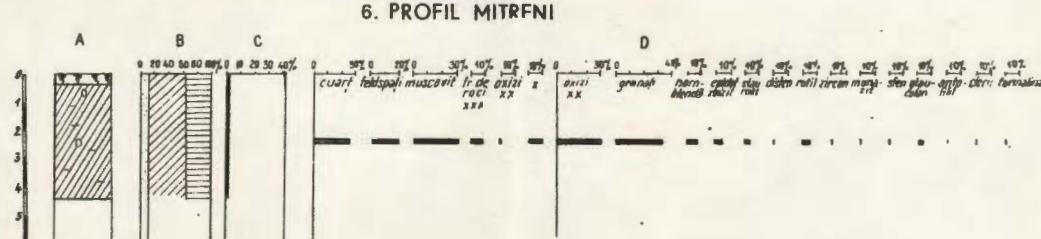
4. PROFIL MINĂSTIREA



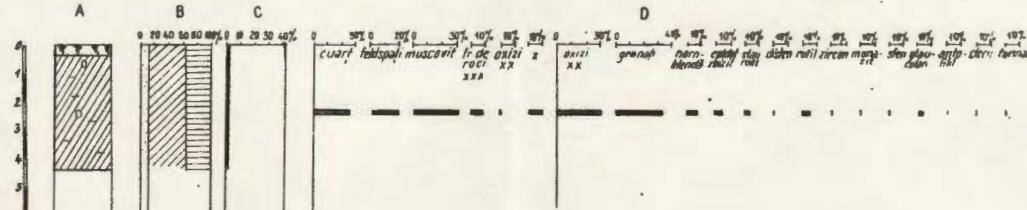
5 a. PROFIL BUCIUMENI



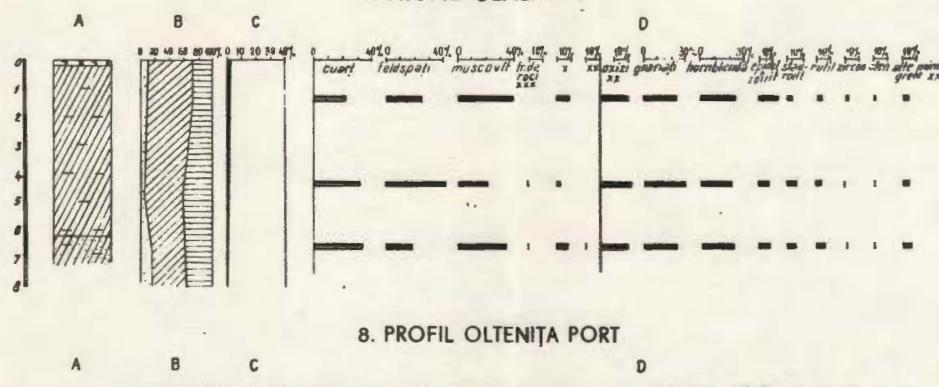
5 b. PROFIL BUCIUMENI LUNCA DIMBOVIȚEI



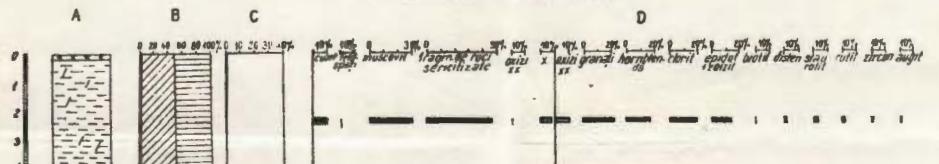
6. PROFIL MITRFNI



7. PROFIL ULMENI



8. PROFIL OLTENIȚA PORT

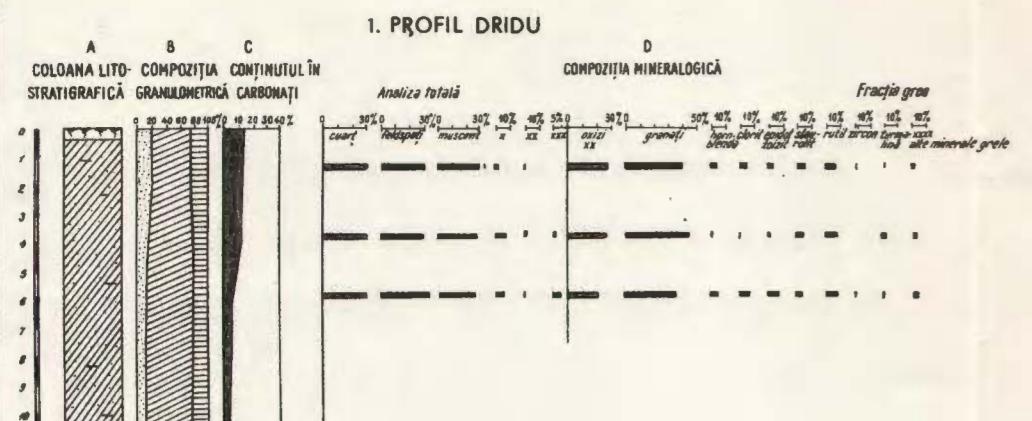


LEGENDA

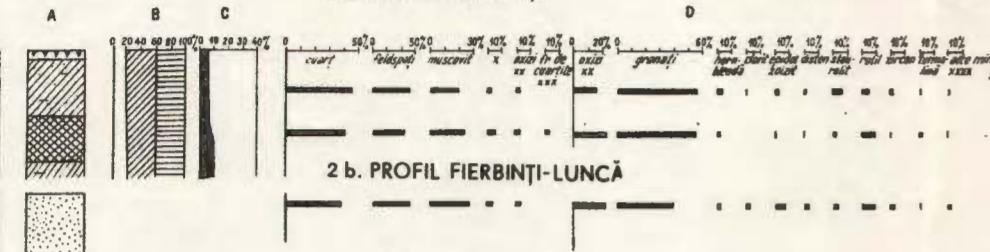
- 1 Sol vegetal
- 2 Paleosol
- 3 Silituri argilaase cu concrețiuni calcareoase
- 4 Silituri cu concrețiuni calcareoase
- 5 Silituri nisipoase ± cu concrețiuni calcareoase
- 6 Silituri argilaase, nisipoase
- 7 Argilă nisipoasă
- 8 Argilă silitică
- 9 Nisipuri
- 10 Nisipuri siltice
- 11 Complex marnos
- 12 > 0,05 mm
- 13 0,05 - 0,005 mm
- 14 < 0,005 mm
- 15 Minerale grele transparente
- 16 Oxizi (magnetit, hematit)
- 17 Fragmente de roci silicificate, cuarțice, granofire
- 18 Biotit, glaucofan, sillimanit, monazit, corindon, sten, disten, clorit, actinot, turmalină, ontofilit



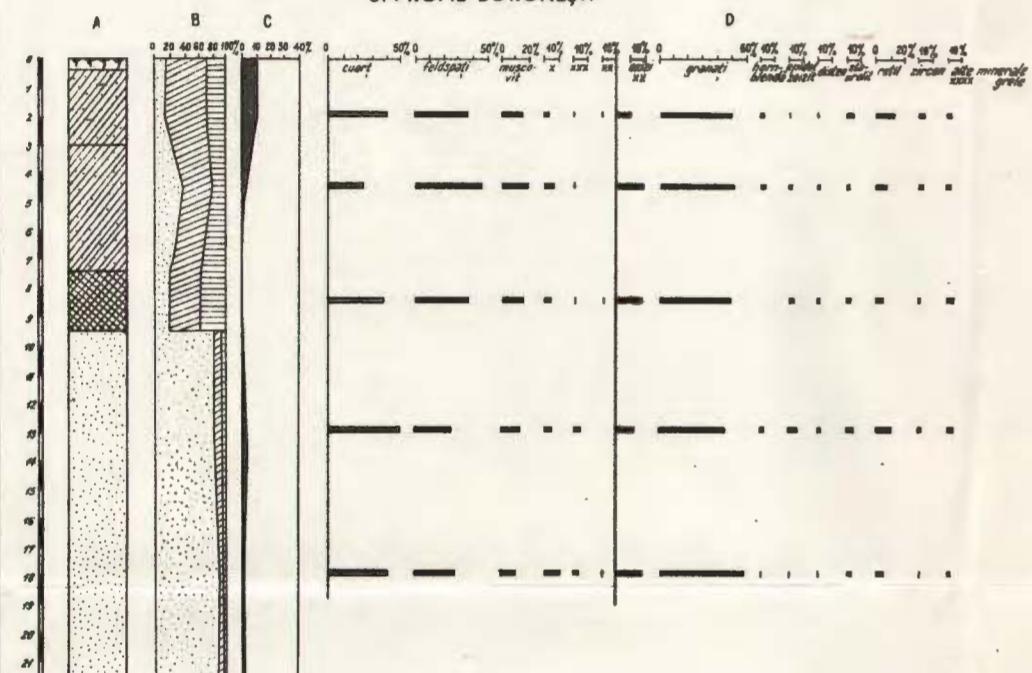
BĂRĂGANUL DE SUS



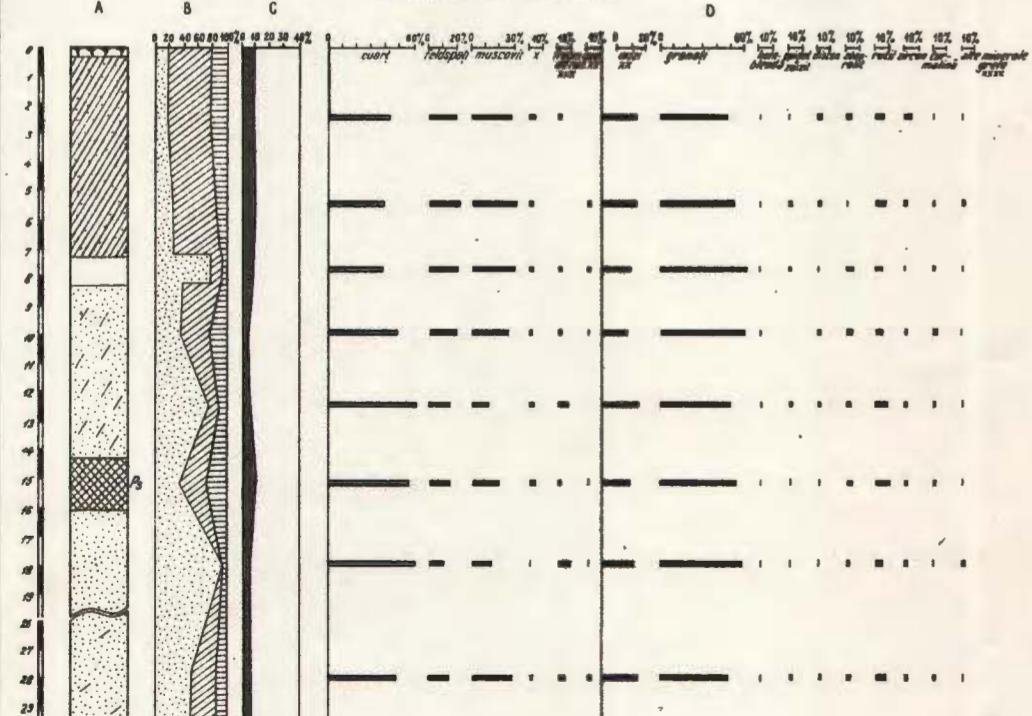
2 a. PROFIL FIERBINTI



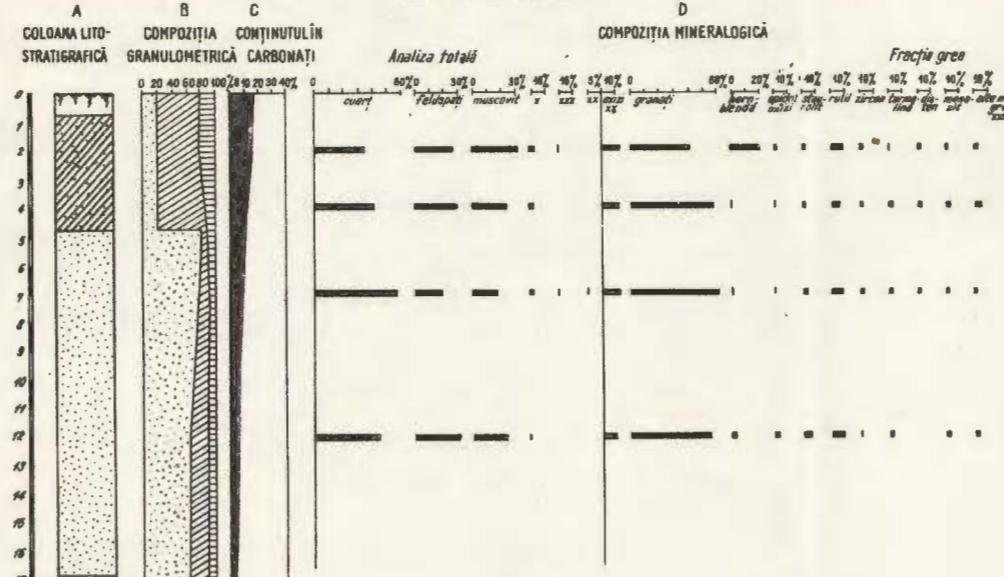
—



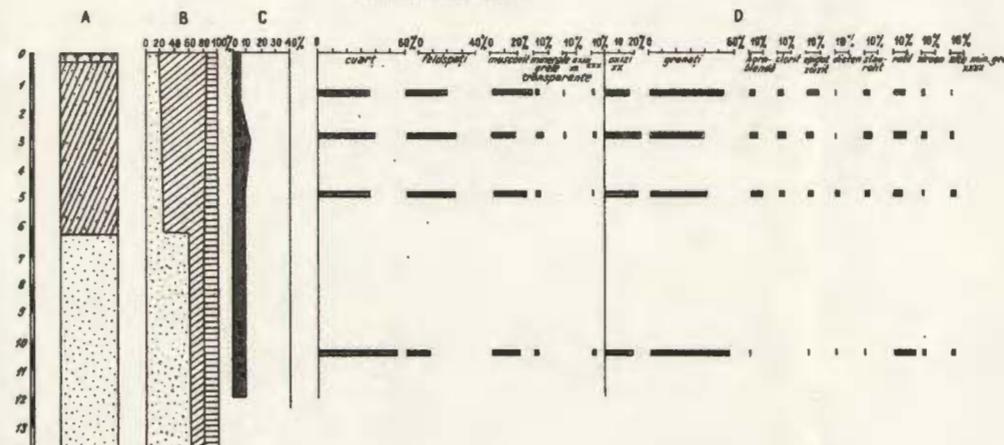
4. PROFIL BORDUŞELÜ



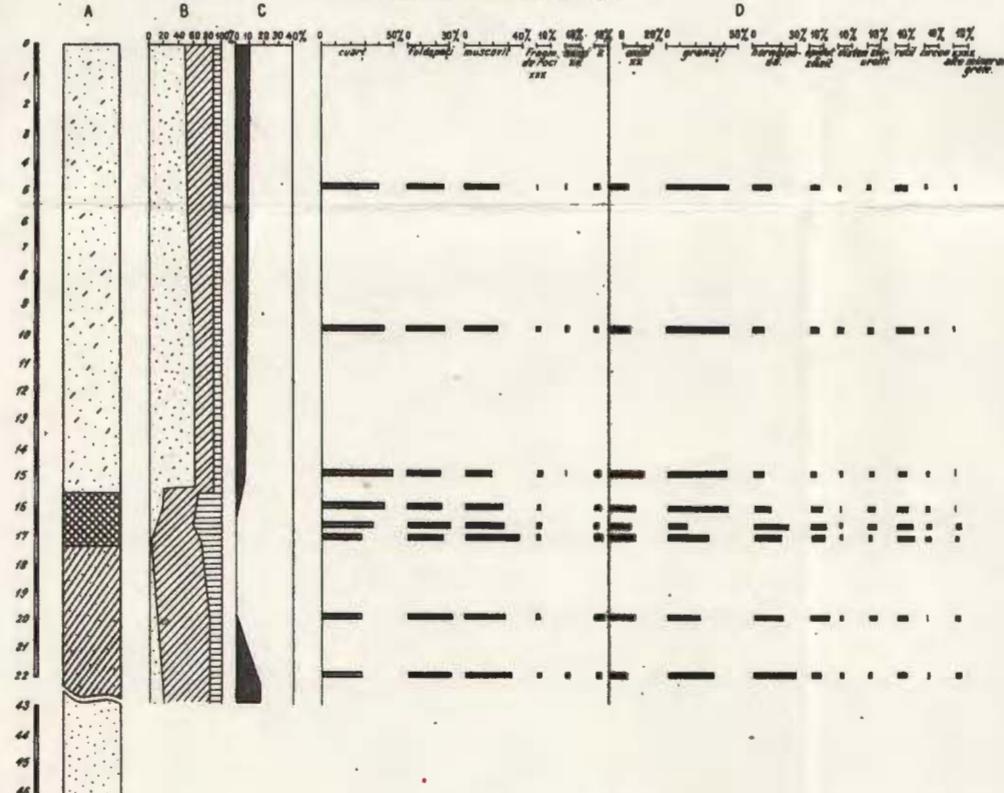
5. PROFIL SLOBO



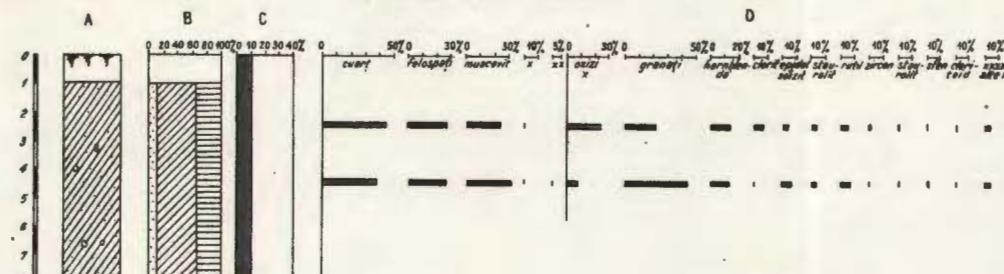
6. PROFIL SÄV



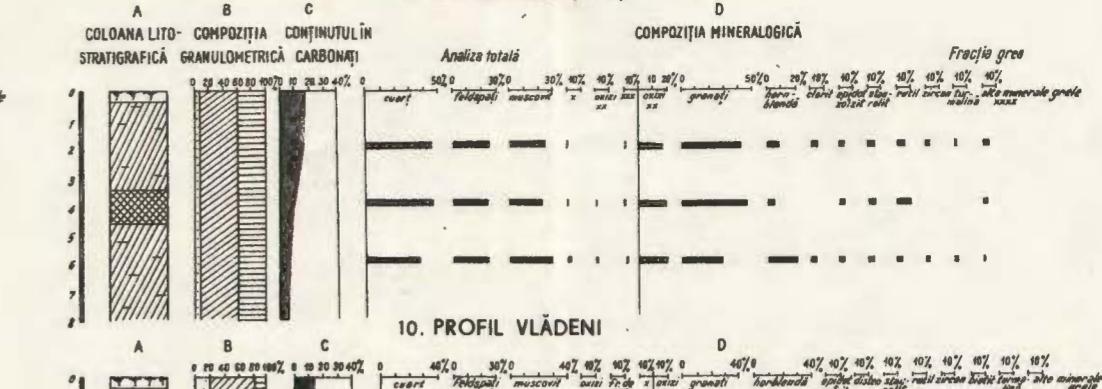
7. PROFIL S.E. PLATONE



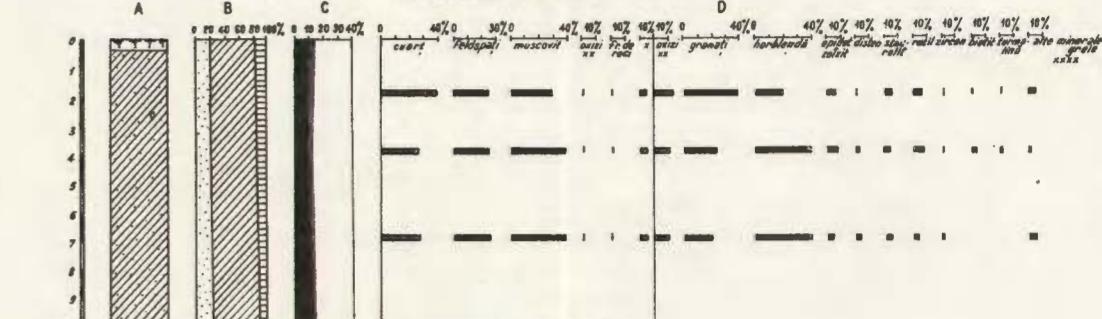
8. PROFIL V.N.V. PLEVNE



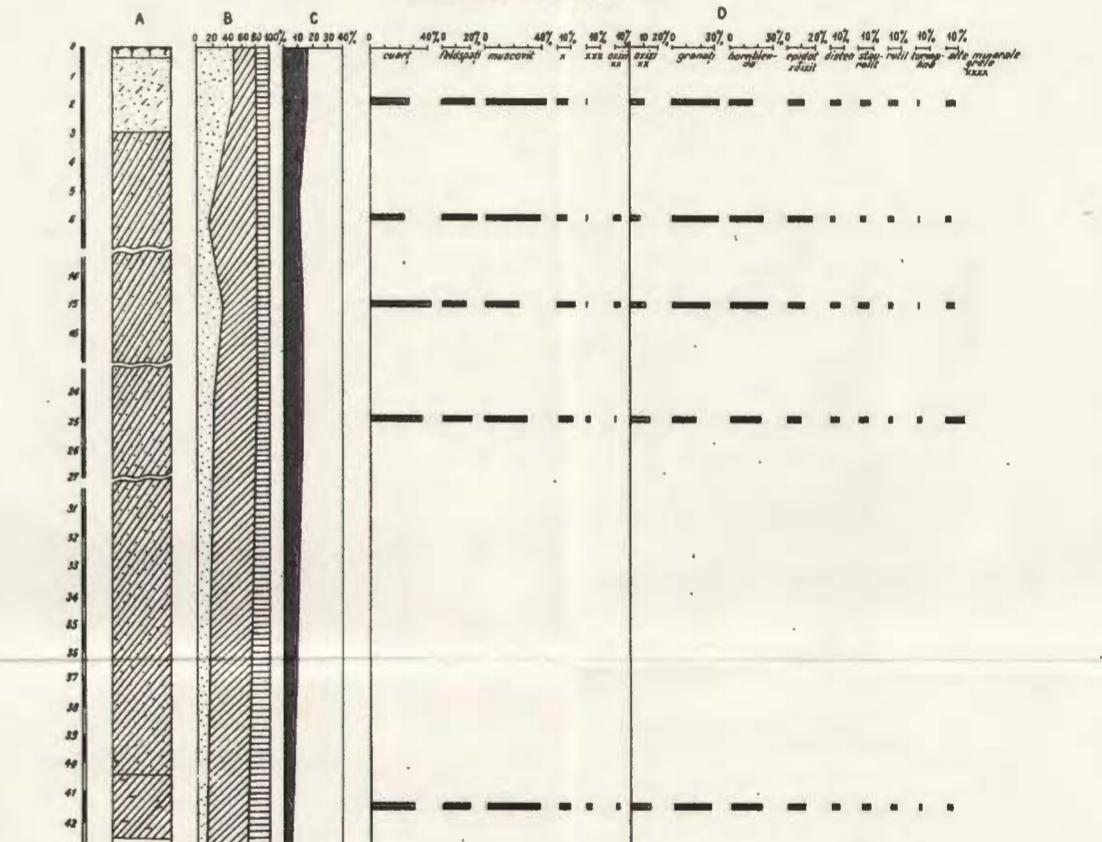
9. PROFIL VLAD TEPEŞ



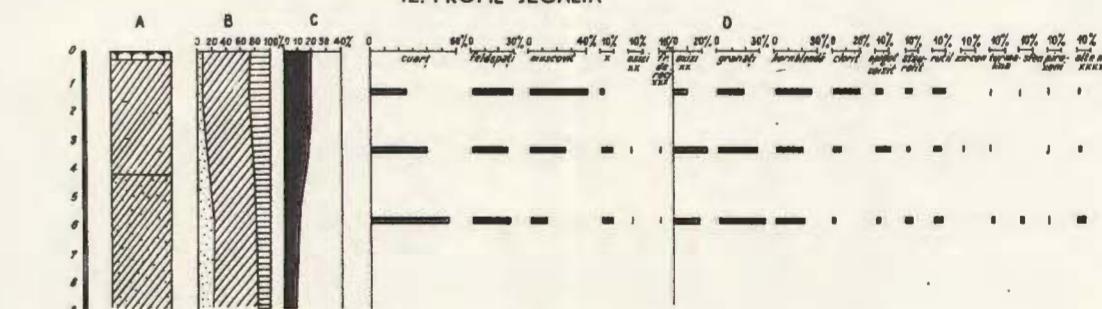
10. PROFIL VLÄDENÍ



11. PROFIL E. STELNIC



12. PROFILI JEGĀLIA



13. PROFIL CĂLĂRAȘI LUNCĂ

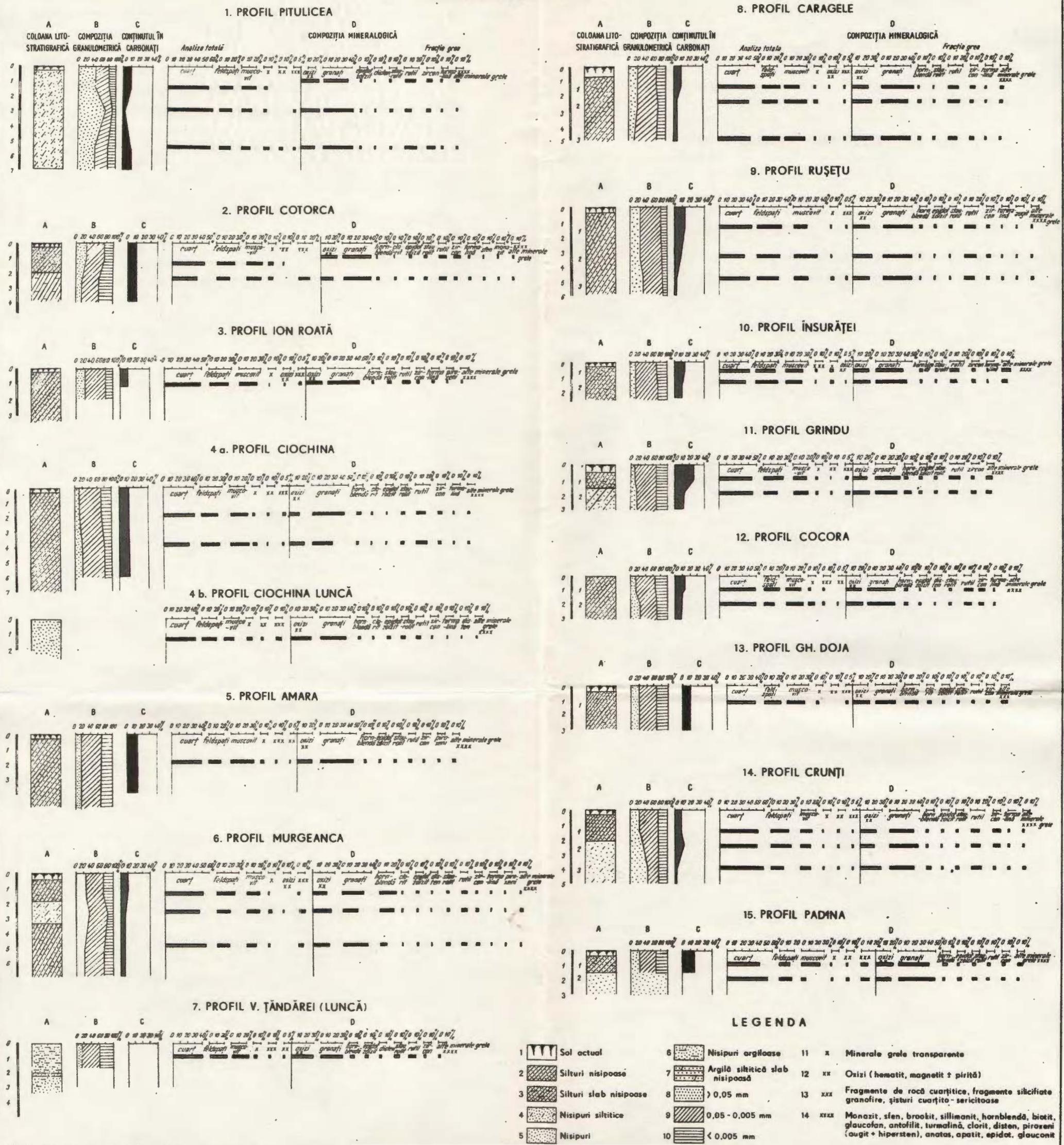


1920-1921

LEGEND

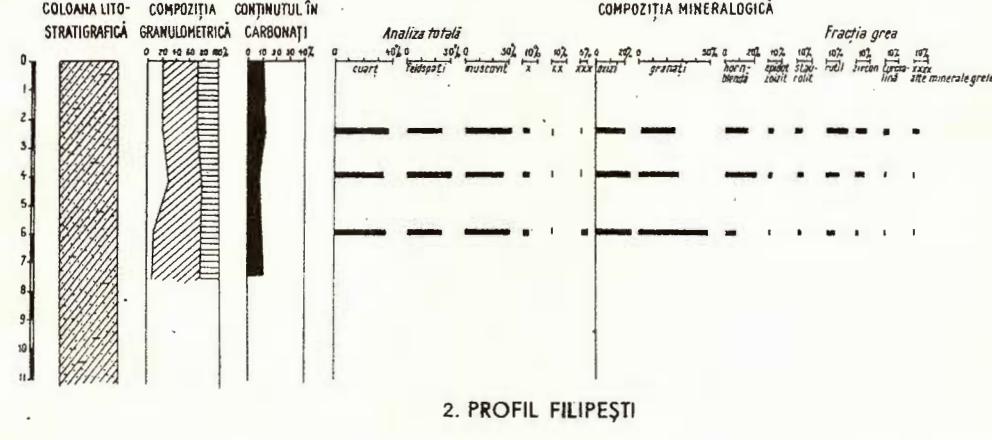
- | | | | | | | | | |
|---|--|------------------------|----|--|--------------------|----|--|---|
| 1 | | Sot actual | 6 | | > 0,05 mm. | 11 | | Concrecțiiuni carbonatice |
| 2 | | Paleosol | 7 | | 0,05-0,005 mm. | 12 | | Minerale grele |
| 3 | | Silturi nisipoase | 8 | | < 0,005 mm. | 13 | | Ozizi (magnetit, hematit, oligist, limonit, feromagnetit) |
| 4 | | Silturi slab nisipoase | 9 | | Nisipuri siltitice | 14 | | Fragmente de roci silicificate, cuartite |
| 5 | | Silturi argiloase | 10 | | Nisipuri | 15 | | Antofilit, monazit, sfen, biotit, sillimanit, turmalină, anatas, augit, hipersten, brookit, disten corindon, apatit, glaucovan, andaluzit |

BĂRĂGANUL CENTRAL

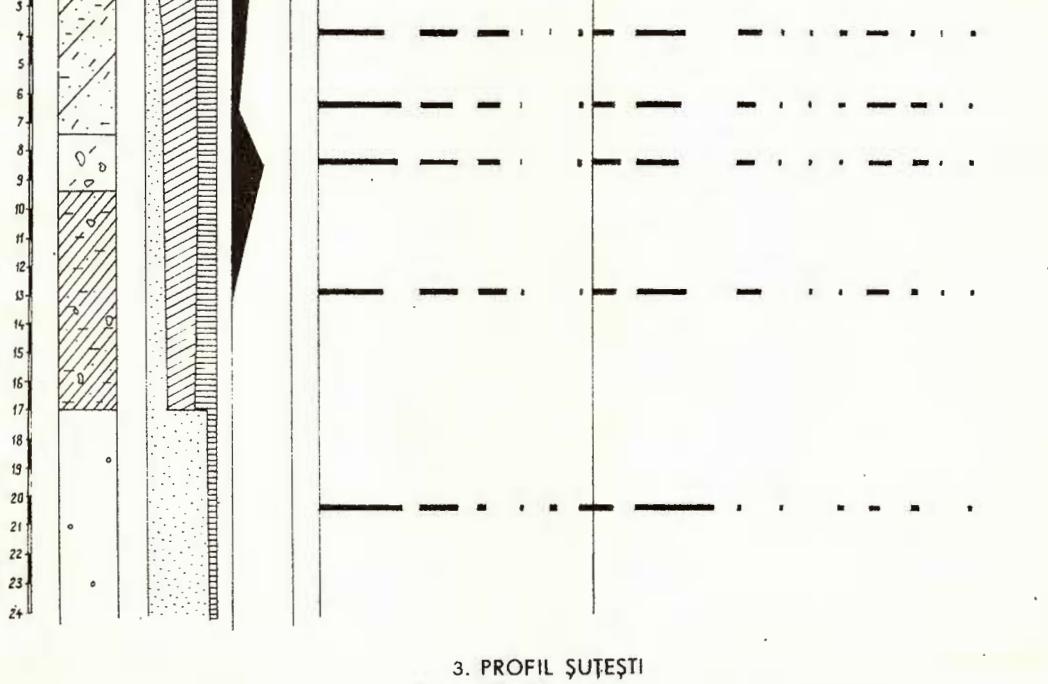


BĂRĂGANUL DE NORD

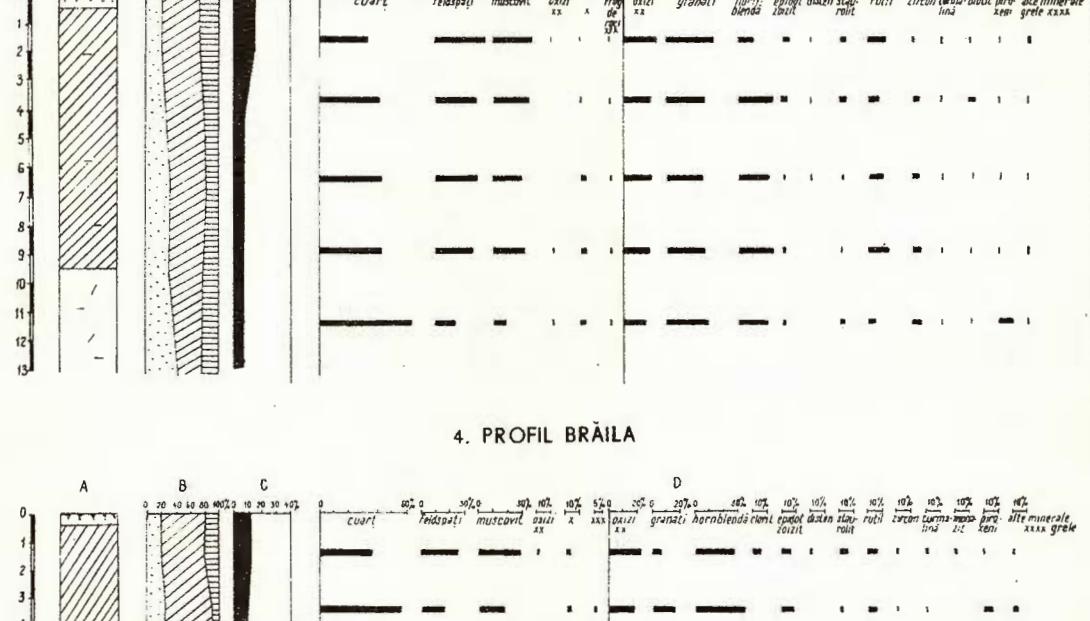
1. PROFIL VIZIRENI



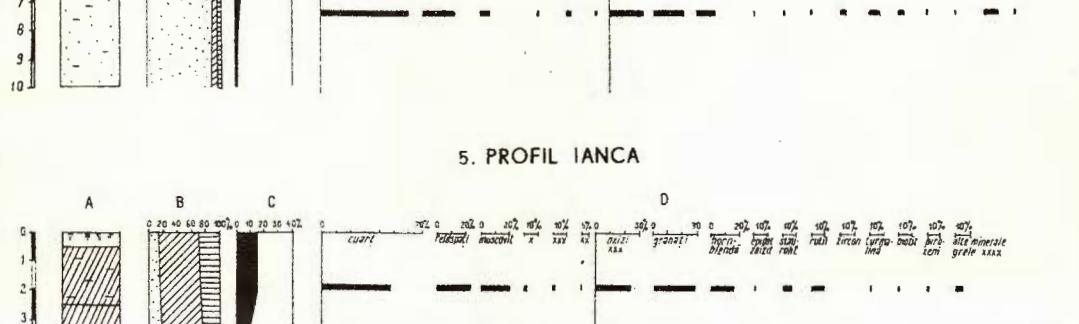
2. PROFIL FILIPEȘTI



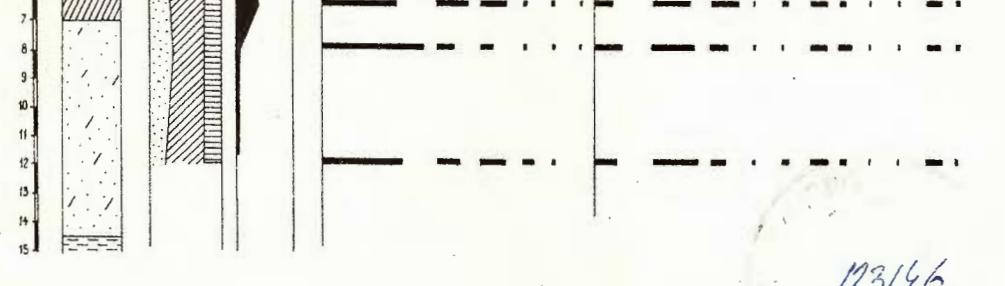
3. PROFIL ȘUȚEȘTI



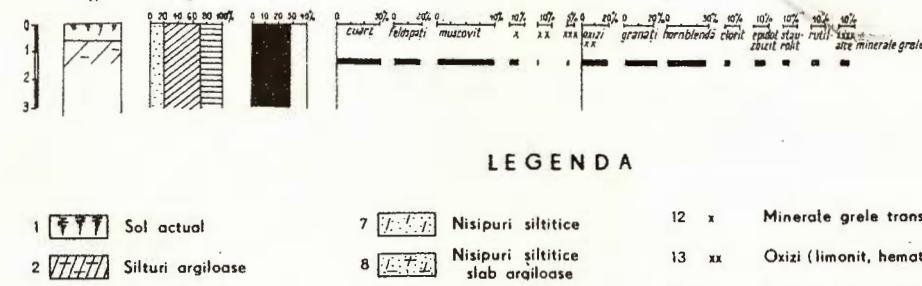
4. PROFIL BRĂILA



5. PROFIL IANCA



6. PROFIL LANURILE

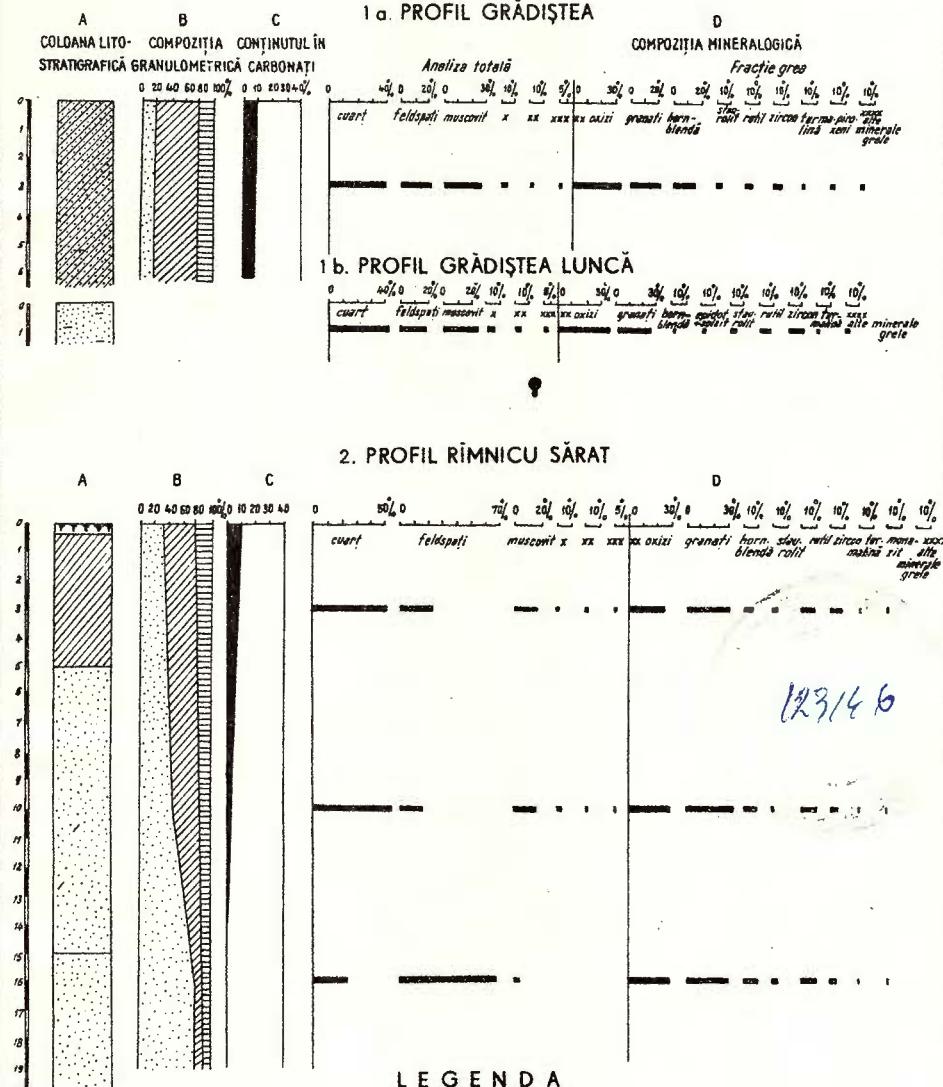


LEGENDA

1		Sol actual	7		Nisipuri siltitice	12	x	Minerale grele transparente
2		Silturi argiloase	8		Nisipuri siltitice slab argiloase	13	xx	Oxizi (limonit, hematit, magnetit)
3		Silturi nisipoase	9		Nisipuri	15	xxx	Fragmente de roci silicificate, cuarț, axii
4		Silturi slab nisipoase	10		> 0,05 mm.	16	xxxx	Clorit, biotit, disten, sfen, anatas, brookit, monazit, cloritoid, sillimanit, glauconit, piroxeni (augit, hipersten) glaucofan, antofilit
5		Silturi nisipoase argiloase	11		0,05-0,005 mm.			
6		Nisipuri fin argiloase	12		< 0,005 mm.			

123146

PODISUL RIMNICULUI



LEGENDA

1		Sol actual	5		> 0,05 mm	8	x	Minerale grele transparente
2		Silturi nisipoase	6		0,05 - 0,005 mm	9	xx	Oxizi (magnetit, ± hematit)
3		Nisipuri siltitice	7		< 0,005 mm	10	***	Fragmente de roci silicificate
4		Nisipuri				11	****	Clorit, disten, epidot - zoizit, sfen, ontofilit, monazit, brookit, cloritoïd, glauconit, augit, biotit



HARTĂ CU IZOPAHITELE DEPOZITELOR LOESOIDE DIN CÎMPIA ROMÂNĂ ORIENTALĂ

VENERA CODARCEA, T. BANDRABUR. Studiu geologic-mineralogic al depozitelor loessoide din Cîmpia Română Orientală

PI. VII

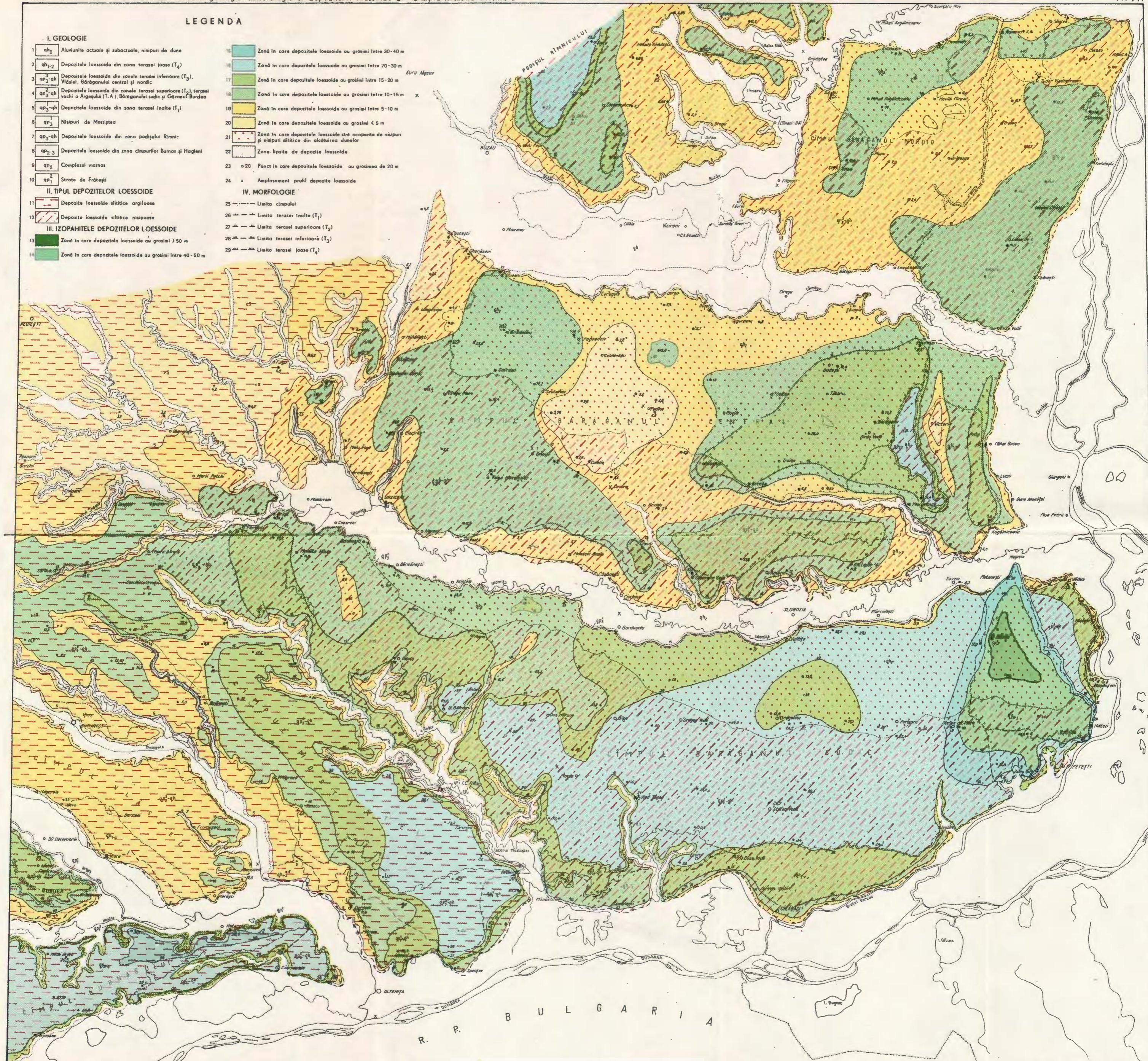
LEGENDA

I. GEOLOGIE

- 1 qh₂ Aluviumul actuale și subactuale, nisipuri de dune
- 2 qh₁₋₂ Depozitele loessoide din zona terasei joase (T₄)
- 3 ap₃-qh Depozitele loessoide din zonele terasei inferioare (T₃), Vlăsiei, Bărăganului central și nordic
- 4 ap₂-qh Depozitele loessoide din zonele terasei superioare (T₂), terase vechi a Argeșului (T. A.), Bărăganul sudic și Govora/Burdești
- 5 ap₃-qh Depozitele loessoide din zona terasei înalte (T₁)
- 6 qp₃ Nisipuri de Motițea
- 7 ap₂-qh Depozitele loessoide din zona podișului Rîmnic
- 8 ap₂₋₃ Depozitele loessoide din zona cîmpurilor Burnas și Hagieni
- 9 qp₂ Complexul marnos
- 10 qp₁ Strota de Frătești
- 11 — Deposite loessoide silitică argiloase
- 12 — Deposite loessoide silitică nisipoase
- 13 — Zonă în care depozitele loessoide au grosimi > 50 m
- 14 — Zonă în care depozitele loessoide au grosimi între 40-50 m

IV. MORFOLOGIE

- 25 - - - Limita cîmpului
- 26 - - - Limita terasei înalte (T₁)
- 27 - - - Limita terasei superioare (T₂)
- 28 - - - Limita terasei inferioare (T₃)
- 29 - - - Limita terasei joase (T₄)



EXPLICĂȚIILE PLANȘELOR



Institutul Geologic al României

PLANŞA VIII

- Fig. 1. — Ansamblu de minerale grele. Profil Grindu, proba 2, adîncime 2 m. Nic. II ; $\times 70$. a, zircon ; b, monazit ; c, hornblendă.
Ensemble de minéraux lourds. Coupe de Grindu, échantillon 2, profondeur 2 m. Nic. II ; $\times 70$. a, zircon ; b, monazite ; c, hornblende.
- Fig. 2. — Turmalină. Profil I. C. Frimu, proba 4, adîncime 5,80 m. Nic. II ; $\times 320$.
Tourmaline. Coupe I. C. Frimu, échantillon 4, profondeur 5,80 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 3. — Rutil — maclă în inimă cu o mică concreștere. Profil Slobozia, proba 2, adîncime 4 m. Nic. II ; $\times 320$.
Rutile — macle en forme de cœur avec une petite concrècence. Coupe de Slobozia, échantillon 2, profondeur 4 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 4. — Rutil. Profil Platoneşti, proba 7, adîncime 20 m. Nic. II ; $\times 320$.
Rutile. Coupe de Platoneşti, échantillon 7, profondeur 20 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 5. — Rutil. Maclă în formă de inimă. Profil Bordușelu, proba 1, adîncime 2,5 m. Nic. II ; $\times 320$.
Rutile. Macle en forme de cœur. Coupe de Bordușelu, échantillon 1, profondeur 2,5 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 6. — Înmugurire la rutil. Profil Căscioarele, proba 7, adîncime 18 m. Nic. II ; $\times 320$.
Bourgéonnement au rutile. Coupe de Căscioarele, échantillon 7, profondeur 18 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 7. — Rutil zonat. Profil Greaca, proba 4, adîncime 8 m. Nic. II ; $\times 1,20$.
Rutile zoné. Coupe de Greaca, échantillon 4, profondeur 8 m. Nic. II ; $\times 1,20$.
- Fig. 8. — Supracreștere la rutil. Profil Vizireni, proba 1, adîncime 2,5 m. Nic. II ; $\times 320$.
Surcroît au rutile. Coupe de Vizireni, échantillon 1, profondeur 2,5 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 9. — Sillimanit. Profil Stelnica, proba 3, adîncime 15 m. Nic. II ; $\times 320$.
Sillimanite. Coupe de Stelnica, échantillon 3, profondeur 15 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 10. — Sillimanit. Profil Căscioarele, proba 5, adîncime 8 m. Nic. II ; $\times 320$.
Sillimanite. Coupe de Căscioarele, échantillon 5, profondeur 8 m. Nic. II ; $\times 320$.



VENERA CODARCEA, T. BANDRABUR. Depozitele loessoide din Cîmpia
Română Orientală. Pl. VIII.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/1.



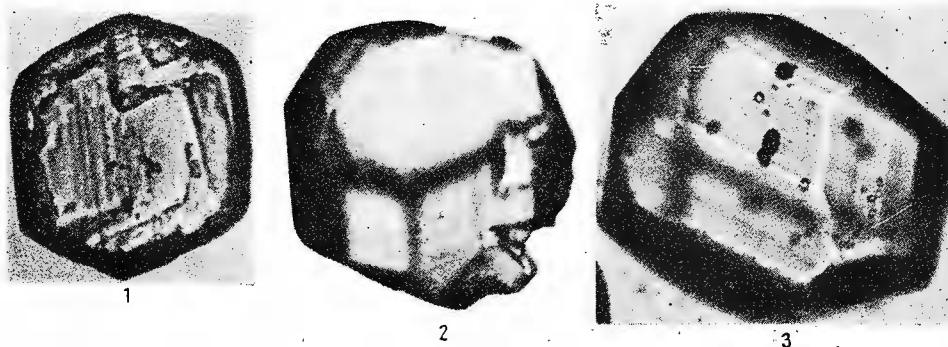
Institutul Geologic al României

PLANŞA IX

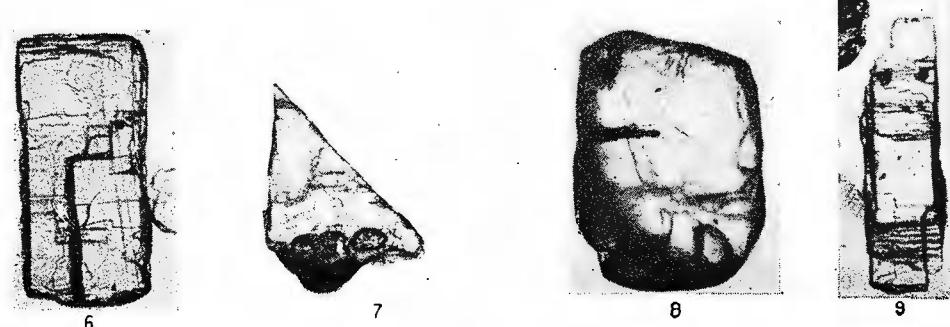
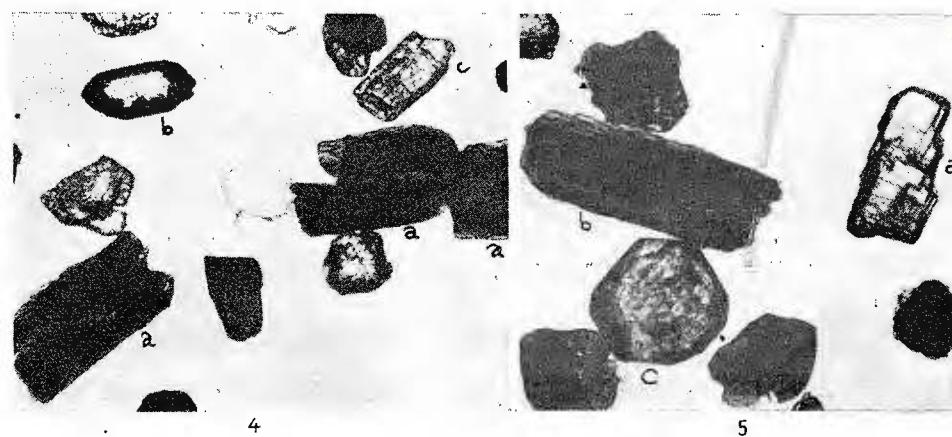
- Fig. 1. — Granat. Profil Coconi, proba 5, adîncime 3 m. Nic. II ; $\times 320$.
Grenat. Coupe de Coconi, échantillon 5, profondeur 3 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 2. — Granați. Profil Ciochina, proba 1, adîncime 2 m. Nic. II ; $\times 320$.
Grenats. Coupe de Ciochina, échantillon 1, profondeur 2 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 3. — Granați. Profil Padina, proba 2, adîncime 2 m. Nic. II ; $\times 320$.
Grenats. Coupe de Padina, échantillon 2, profondeur 2 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 4. — Ansamblu de minerale grele. Profil Căscioarele, proba 6, adîncime 12,5 m. Nic. II ; $\times 120$.
a, hornblendă ; b, zircon ; c, zoizit.
Ensamble de minerais lourds. Coupe de Căscioarele, échantillon 6, profondeur 12,5 m. Nic. II ; $\times 120$.
a, hornblende ; b, zircon ; c, zoïzite.
- Fig. 5. — Ansamblu de minerale grele. Profil Căscioarele, proba 5, adîncime 8 mm. Nic. II ; $\times 120$.
a, disten ; b, hornblendă ; c, granat.
Ensemble de minerais lourds. Coupe de Căscioarele, échantillon 5, profondeur 8 mm. Nic. II ; $\times 120$.
a, disthène ; b, hornblende ; c, grenat.
- Fig. 6. — Disten. Profil Căscioarele, proba 4, adîncime 5 m. Nic. II ; $\times 320$.
Disthène. Coupe de Căscioarele, échantillon 4, profondeur 5 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 7. — Disten. Profil I. C. Frimu, proba 2, adîncime 4 m. Nic. II ; $\times 120$.
Disthène. Coupe I. C. Frimu, échantillon 2, profondeur 4 m. Nic. II ; $\times 120$.
- Fig. 8. — Disten. Profil Căscioarele, proba 4, adîncime 5 m. Nic. II ; $\times 320$.
Disthène. Coupe de Căscioarele, échantillon 4, profondeur 5 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 9. — Disten. Profil I. C. Frimu, proba 4, adîncime 5,80 m. Nic. II ; $\times 120$.
Disthène. Coupe I. C. Frimu, échantillon 4, profondeur 5,80 m. Nic. II ; $\times 320$.



VENERA CODARCFA, T. BANDRABUR. Depozitele loessoide din Cîmpia
Română Orientală. Pl. IX.



123/66



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/I.



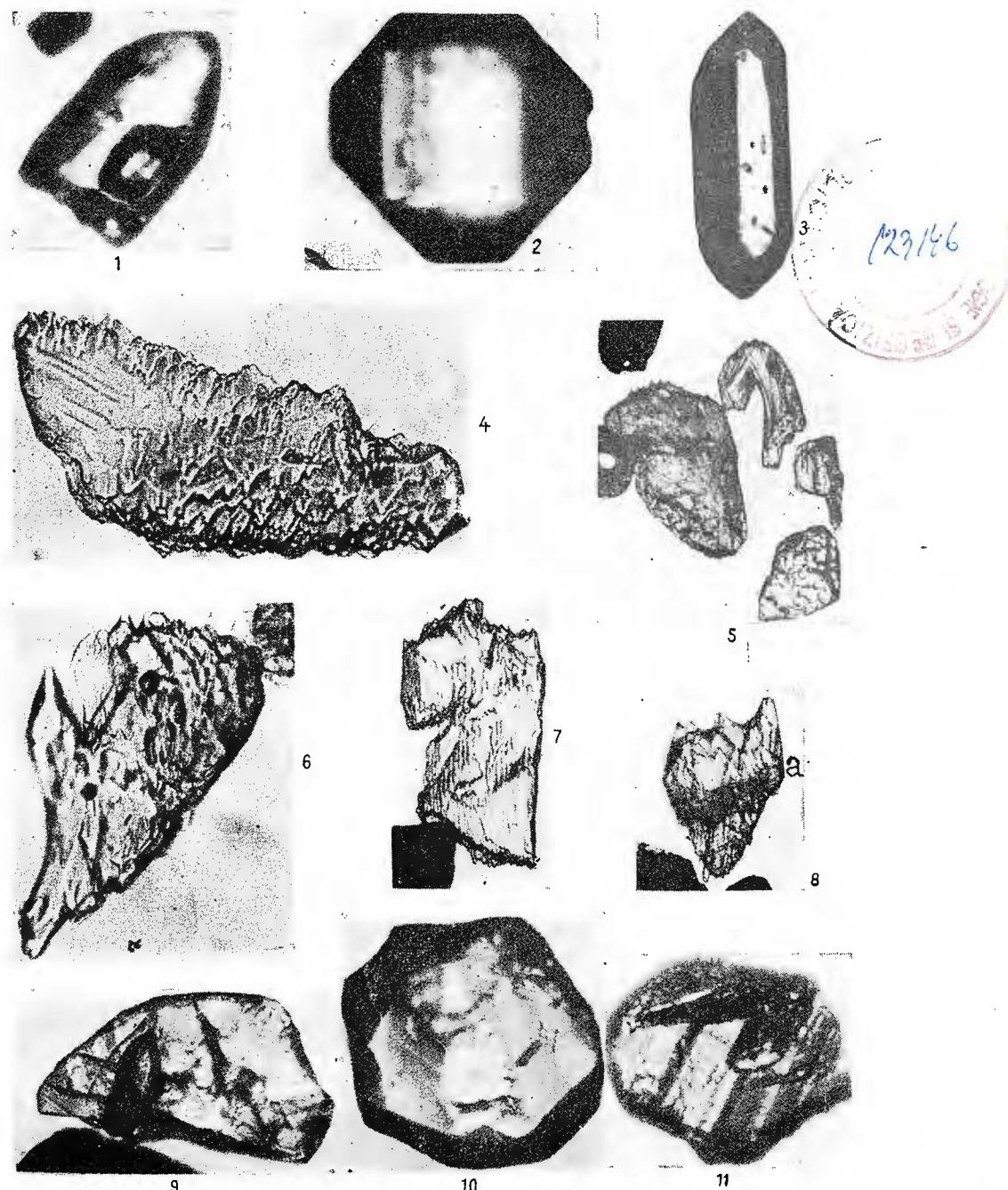
Institutul Geologic al României

PLANŞA X

- Fig. 1. — Zircon cu mugure de zircon. Profil Sineşti, proba 3, adâncime 4,5 m. Nic. II ; $\times 320$.
Zircon à bourgeon de zircon. Coupe de Sineşti, échantillon 3, profondeur 4,5 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 2. — Zircon. Profil Murgeanca, proba 2, adâncime 2,70 m. Nic. II ; $\times 320$.
Zircon. Coupe de Murgeanca, échantillon 2, profondeur 2,70 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 3. — Zircon. Profil Căscioarele, proba 5, adâncime 8 m. Nic. II ; $\times 320$.
Zircon. Coupe de Căscioarele, échantillon 5, profondeur 8 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 4. — Augit. Profil Ianca, proba 4, adâncime 8 m. Nic. II ; $\times 320$.
Augite. Coupe de Ianca, échantillon 4, profondeur 8 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 5. — Augit. Profil Ianca, proba 3, adâncime 6,5 m. Nic. II ; $\times 10$.
Augite. Coupe de Ianca, échantillon 3, profondeur 6,5 m. Nic. II ; $\times 10$.
- Fig. 6. — Augit. Profil Platoneşti, proba 8, adâncime 44,5 m. Nic. II ; $\times 320$.
Augite. Coupe de Platoneşti, échantillon 8, profondeur 44,5 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 7. — Hipersten. Profil Minăstirea, proba 4, adâncime 10,60 m. Nic. II ; $\times 320$.
Hypersthène. Coupe de Minăstirea, échantillon 4, profondeur 10,60 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 8. — Augit. Profil I. C. Frimu, proba 2, adâncime 4 m. Nic. II ; $\times 120$.
Augite. Coupe I. C. Frimu, échantillon 2, profondeur 4 m. Nic. II ; $\times 120$.
- Fig. 9. — Concreştere între sfen şi rutil. Profil Sineşti, proba 3, adâncime 4,5 m. Nic. II ; $\times 320$.
Concrescence entre sphéne et rutile. Coupe de Sineşti, échantillon 3, profondeur 4,5 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 10. — Sfen. Profil Coconi, proba 6, adâncime 14 m. Nic. II ; $\times 320$.
Sphène. Coupe de Coconi, échantillon 6, profondeur 14 m. Nic. II ; $\times 320$.
- Fig. 11. — Sfen. Profil Ulmeni, proba 1, adâncime 1,5 m. Nic. II ; $\times 320$.
Sphène. Coupe de Ulmeni, échantillon 1, profondeur 1,5 m. Nic. II ; $\times 320$.



VENERA CODARCEA, T. BANDRABUR. Depozitele loessoide din Cîmpia Română Orientală. Pl. X.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/1.



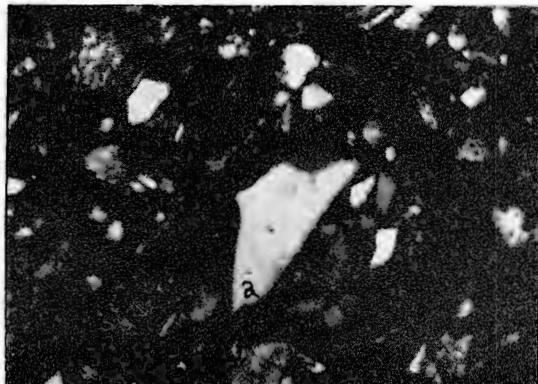
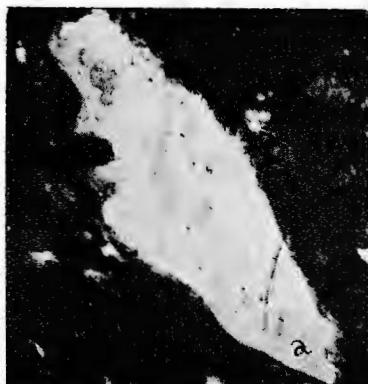
Institutul Geologic al României

PLANŞA XI

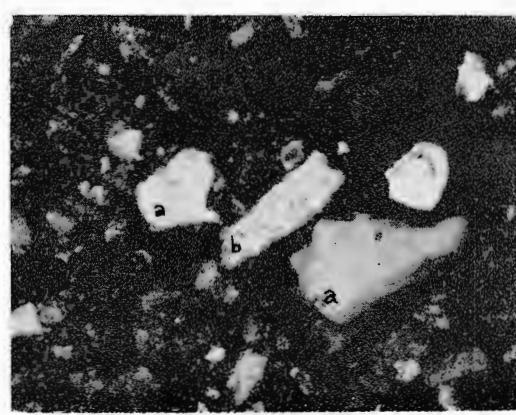
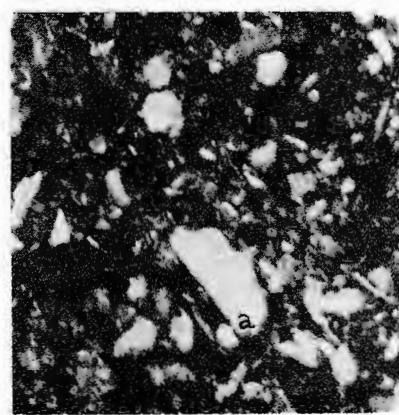
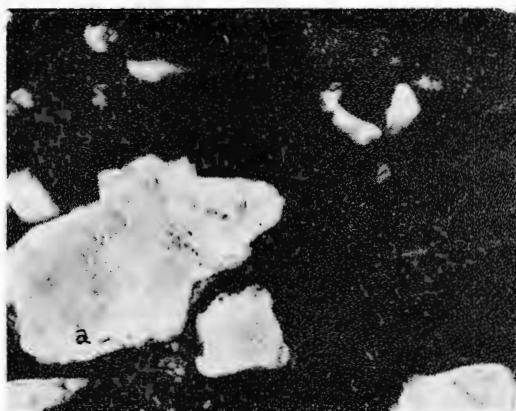
- Fig. 1. — Secțiune orientată obținută prin impregnare cu rășini sintetice.
Profil Sinești, proba 3, adâncime 4,5 m. Nic. + ; $\times 70$.
a, granul de cuarț ; b, masa loessoïdă argiloasă.
Section orientée obtenue par imprégnation avec des résines synthétiques.
Coupe de Sinești, échantillon 3, profondeur 4,5 m. Nic. + ; $\times 70$.
a, grain de quartz ; b, masse loessoïde argileuse.
- Fig. 2. — Secțiune orientată, obținută prin impregnare cu rășini sintetice.
Profil Fierbinți, proba 1, adâncime 1,5 m. Nic. + ; $\times 70$.
a, fenocristal de feldspat ; b, masa loessoïdă argiloasă.
Section orientée, obtenue par imprégnation avec des résines synthétiques.
Coupe de Fierbinți, échantillon 1, profondeur 1,5 m. Nic. + ; $\times 70$.
a, fénocristal de feldspath ; b, masse loessoïde argileuse.
- Fig. 3. — Secțiune orientată, obținută prin impregnare cu rășini sintetice.
Profil Bordușelu, proba 1, adâncime 2,5 m. Nic. + ; $\times 70$.
a, granul de cuarț ; b, masa loessoïdă granulară.
Section orientée, obtenue par imprégnation avec des résines synthétiques.
Coupe de Bordușelu, échantillon 1, profondeur 2,5 m. Nic. + ; $\times 70$.
a, grain de quartz ; b, masse loessoïde granulaire.
- Fig. 4. — Secțiune orientată, obținută prin impregnare cu rășini sintetice.
Profil Stelnica, proba 4, adâncime 25 m. Nic. + ; $\times 70$.
a, fragment de cuarțit.
Section orientée, obtenue par imprégnation avec des résines synthétiques.
Coupe de Stelnica, échantillon 4, profondeur 25 m. Nic. + ; $\times 70$.
a, fragment de quartzite.
- Fig. 5. — Secțiune orientată, obținută prin impregnare cu rășini sintetice.
Profil Săveni, proba 2, adâncime 1,5 m. Nic. + ; $\times 70$.
a, fragment de cuarțit ; b, cochilie ; c, masa argiloasă.
Section orientée, obtenue par imprégnation avec des résines synthétiques.
Coupe de Săveni, échantillon 2, profondeur 1,5 m. Nic. + ; $\times 70$.
a, fragment de quartzite ; b, coquille ; c, masse argileuse.
- Fig. 6. — Secțiune orientată, obținută prin impregnare cu rășini sintetice.
Profil Platonești, proba 2, adâncime 10 m.
a, cuarț ; b, feldspați ; c, masa loessoïdă argiloasă.
Section orientée, obtenue par imprégnation avec des résines synthétiques.
Coupe de Platonești, échantillon 2, profondeur 10 m.
a, quartz ; b, feldspaths ; c, masse loessoïde argileuse.



VENERA CODARCEA, T. BANDRABUR. Depozitele loessoide din Cîmpia Română
Orientală. Pl. XI.



129146



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/1.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

MINERALOGIE

PREZENȚA FUCHSITULUI ÎN GABBROURILE DE PLAVIȘEVITA,
MUNȚII ALMAJULUI, BANATUL DE SUD¹

DE

ANDREI GURĂU², IULIAN VIȘOIU², LIVIU SCARLAT²

Abstract

The Presence of Fuchsite in Plavișevita Gabbros, the Almaj Mountains, from South Banat. In the blastomylonitic structural facies of the Plavișevita gabbros a mineral with lamellar-flaky structure and a green-blueish colour, associated with zoisite, hydrothermal quartz, chlorite (pennine), sphene was observed. By microscopical, microchemical, X-ray, spectral, index of refraction studies it has been determined that the optical and chemical properties of the above mentioned mineral correspond to fuchsite — a chrome-bearing variety of muscovite. The content in Cr₂O₃ reaches up to 2.84%. The indexes of refraction and birefringence are: Ng = 1.621; Nm = 1.591; Np = 1.569; Ng—Np = 0.052. The angle 2V(Np) = 38° ± 1. The colour of fuchsite varies as follows: // Ng, deep green-blueish, // Nm, yellow-greenish and // Np, light-colourless green. The microstructural and paragenetic characteristics show that fuchsite was formed in the conditions of dynamic and hydrothermal metamorphism, being a synkinematic mineral. The presence of fuchsite may represent a direct indicator to prospect for chrom accumulations by direct observation and lithogeochemical methods.

În cadrul cercetărilor din 1974 și 1975, privind mineralizațiile legate de rocile bazice și ultrabazice din munții Almajului, autori au sesizat prezența unui mineral (fuchsitol) cu structură lamelară-solzoasă, luciu satinat pînă la mat și culoare verde-albăstruie, care se găsește în faciesul structural al gabbrourilor blastomylonitice.

¹ Predată la 15 aprilie 1976, acceptată pentru publicare la 31 mai 1976, comunicată în ședința din 1 iunie 1976.

² Întreprinderea geologică de prospecționi pentru substanțe minerale solide. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Ultimele s-au putut separa cartografic în masa gabbourilor neorientate din faciesul structural masiv, și se dezvoltă în acestea sub formă de zone lenticulare alungite pe direcția nord-sud (pl. I).

Structural, gabbourile din faciesul blastomilonitic se caracterizează printr-o foliație secundară plan-paralelă, care adesea trece într-o șistozitate sincinematică, ce se caracterizează prin dispunerea paralelă, în planul de foliație, a mineralelor de neoformă: zoizit, fuchsit, cuart, clorit, carbonați, talc etc.

Macroscopic, fuchsitul prezintă habitus specific micelor și formează, în masa gabbourilor blastomilonitice, benzi paralele de grosimi subcentimetrice, care alternează cu benzi paralele de zoizit și cuart.

Prin studiile de laborator: microscopice, roentgeno-structurale, spectrale, chimice, determinări în lichide grele și a unghiului $2V(Np)$ pe probe monominerale, s-a demonstrat că proprietățile optice și chimismul corespund fuchsitului. El face parte din grupa micelor și reprezintă varietatea cromiferă a muscovitului în care Al^{3+} în coordinație octaedrică este înlocuit, parțial sau total, prin Cr^{3+} (Hutton, 1943; Tröger, 1959).

Acest mineral a fost identificat în mai multe iviri localizate în versanții văilor: Codicea Mare, Plavișevița, Cîrnina, Morilor, Satului, Teiului, Mraconiei, Șobolanului (pl. I).

Cu aceste cercetări, fuchsitul apare pentru prima dată determinat și evidențiat pe teritoriul țării noastre.

Macroscopic, fuchsitul poate fi confundat cu unele clorite de culoare verde, verde-bleu, albastru: amesitul, daphnitul, aerinitul în structura cărora Al^{3+} poate fi substituit de Cr^{3+} sau Fe^{3+} (Bettelin, 1951; Winchell, 1951; Tröger, 1959). De clorite se deosebește prin: birefringența sa mai ridicată (0,036—0,052) față de a cloritelor (0,003—0,025), valorile și compoziția chimică.

Hutton (1943) a propus ca denumirea de fuchsit să se păstreze pentru muscovitele cromifere cu peste 1% Cr_2O_3 . În multe lucrări însă, denumirea de fuchsit nu este condiționată de această limită, și se acceptă pentru toate muscovitele cromifere, indiferent de conținutul lor de Cr_2O_3 în structură.

În constituția rocii cu fuchsit de la Plavișevița participă în procente ridicate: zoizitul (50—60%), cuartul alb-lăptos (15—20%), în cantități egale cu fuchsitul (15—20%), urmate de clorit (3—7%) și sfen (1—2%). În afara de fuchsit și de cuart, celelalte minerale nu se recunosc macroscopic. Conținutul ridicat în zoizit justifică încadrarea acestor roci la tipul petrografic al șisturilor zoizitice.

În secțiuni subțiri forma zoizitului este predominant prismatică, sau de snopi și aglomerări neregulate (pl. II, fig. 1—4), care se întrepătrund cu cristale de fuchsit. În masa rocii alternează cu benzi de fuchsit (fig. 1) ce imprimă roci o textură șistoașă.

Două analize chimice pe probe din șisturile zoizitice cu fuchsit (probele 1+2, tab. 4) caracterizează și sub aspectul chimismului aceste roci cu conținut ridicat de CaO (12,50 ; 11,75%) și mai puțin de Cr_2O_3 (2,42 ; 0,33%).

Cuartul apare strîns asociat cu fuchsitul și se prezintă sub formă de granule alungite paralel cu textura rocii. Conturul cuarțului este adesea nedefinit, iar culoarea, alb-lăptos-mat. La rotirea platinei microscopice, prezintă o ușoară extincție ondulatorie.

Fig. 1. — Relațiile structurale dintre fuchist — f ; zoizit — z ; și cuarț — Q, în schisturile cu zoizit și fuchist de la Plavișevița. $\times 10$.

Relations structurales entre fuchsite — f ; zoïzite — z et quartz — Q, dans les schistes à zoïzite et fuchsite de Plavișevița. $\times 10$.



Microscopic, fuchsitul se prezintă în cristale prismatice cu lungimi pînă la 1,5—2 mm și grosime de la 0,01—0,1 mm formînd benzi paralele care alternează cu benzi de zoizit și apare în strînsă asociație cu zoizitul și cuarțul. La microscop nu se poate distinge o anumită ordine de cristalizare între aceste trei minerale. Adesea fuchsitul apare inclus în masa zoizitului, sau indivizi bine conturați, se dezvoltă în masa unor cristale de cuarț (fig. 1).

La rotirea platinei microscopului, atât cuarțul cît și fuchsitul prezintă două direcții principale de extincție, care pledează pentru cristalizarea acestor minerale sub stress dinamometamorfic.

Privit la microscop cu nicolii paraleli, culoarea fuchsitului de la Plavișevița variază în funcție de conținutul de Cr_2O_3 , de grosimea secțiunii și de poziția față de axele optice. Fuchsitul este biax negativ, prezintă clivaj perfect după 001, extincție dreaptă și pleocroism care variază de la verdele slab incolor paralel cu Np, galben-verzui paralel cu Nm și verde intens-albăstrui paralel cu Ng.

Pentru determinarea unghiului $2V(Np)$ s-au efectuat 3 determinări în lumină albă, la masa Fedorov tip Leitz³, prin citirea directă a valorii unghiurilor dintre cele două întunecări, care reprezintă axe optice. Valoarea medie obținută pentru unghiul $2V(Np) = 38^\circ \pm 1^\circ$.

Cloritul (pennin ?) este asociat cu fuchsitul și se prezintă sub formă de lamele dispuse radiar în masa rocii. Culoarea cloritului în poziția cu nicolii încrucișați este galbenă — galben-pal și prezintă un relief mai scăzut decât al fuchsitului.

Sfenul apare sub formă de cristale prismatice (0,02—0,05 mm) incluse în masa fuchsitului (culoarea lui, privit în secțiune cu nicolii paraleli este galben-brună).

³ Determinările au fost efectuate de Lidia Jude (Mînzăraru). Facultatea de geologie-geografie, Univ. București.

TABELUL 1

Clorit (Pennin ?)					
d.Å	hkl	I	d.Å	hkl	I
14,3	001	50	7,12	002	60
4,73	003	70	3,54	004	100

TABELUL 2

Liniile de difracție, comparative ale fuchsitului de la Plavișevița cu unui fuchsit și unui muscovit

Nr. crt.	Fuchsitul de la Plavișevița		Fuchsitul de la Puchegg (T u f a r, 1967)		Muscovit 2 M ASTM-Index 7-32		
	d · Å	I	d · Å	d · Å	d · Å	hkl	I
0	1	2	3	4	5	6	7
1	10,00	100	9,998	9,975	9,95	002	95
2	4,80	50			4,97	004	31
3			4,489	4,496	4,47	110	21
4			4,323	4,302	4,30	111	4
5			4,130	4,120	4,11	022	4
6			3,994		3,95	112	6
7			3,895	3,877	3,882	113	14
8			3,750	3,737	3,731	023	17
9			3,508		3,489	114	22
10			3,356		3,342	024	23
11	3,322	90	3,332	3,338	3,320	006	100
12	3,191	40	3,209	3,192	3,199	114	28
13				3,124	3,122	115	2
14	2,982	60	3,002	2,986	2,987	025	34
15	2,844	70			2,859	115	21
16					2,789	116	21
17			2,607	2,600	2,596	131	16
18			2,576	2,569	2,566	202	54
19					2,505	008	7
20	2,482	20			2,491	133	14
21			2,475	2,465	2,465	133	8
22					2,450	202	7
23			2,409		2,398	204	10
24			2,393	2,387	2,384	133	27
25			2,267	2,251	2,254	221	9
26			2,256		2,236	035	4
27			2,219	2,211	2,208	221 ; 204	7
28			2,196	2,190	2,189	223	4
29			2,157		2,149	206	15
30			2,139	2,134	2,132	135	21
31				2,087	2,070	223	4
32				2,054	2,053	044	6
33	1,985	80	1,993	1,990	1,993	0.0.10	46
34	1,644	80					
35	1,510	40					



Pentru determinarea constantelor roentgeno-structurale, a indicelui de refracție, birefringenței⁴ și chimismului, s-au separat probe monominerale din masa rocii apoi la binocular s-au ales numai foitele de culoare verde sau verde cu nuanțe albastrii. Proba astfel separată a fost măruntită pînă la obținerea unei granulații de sub 1 mm, care apoi s-a omogenizat prin amestec.

Pentru verificarea gradului de puritate a fuchsitului, o patrime dintr-o probă a fost supusă analizei prin metoda difracției de raze X. Din analiză a rezultat că 90% din probă o reprezintă fuchsitul iar restul de 10% un mineral din grupa cloritelor (pennin?). Constantele determinate pentru clorit sunt date în tabelul 1, iar cele pentru fuchsit în tabelul 2.

TABELUL 3
Constantele optice comparative ale unor fuchsite de pe glob

Localitatea și autorii	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	Ng verde-albas-tru	Nm galben-verzui	Np verde-pal	Ng Np	2V (Np)
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Plavișevița (R.S.R.)	1,17— 2,84	1,87— 0,53	0,33	1,621	1,591	1,569	0,052	38°+1°
Puchegg-Styria de Est (T u f a r, 1967)	0,47 1,03 (0,75)	1		1,599	1,595	1,569	0,039	37°
Spišsko Gemerské Rudohorie (C.S.S.R.) G u b a č, 1975	1) 2,25 2) 2,21 3) 4)	1,63 1,57		1,605 1,605 1,606 1,603		1,567 1,567 1,567 1,563	0,038 0,038 0,039 0,040	
Manitoba (SUA) Point du Bois	4,81	2,56	0,53	1,603	1,602	1,565	0,038	36°
New Hampshire (Deer et al., 1962)	2,1	—	2,3	1,602	1,597	1,566	0,036	36°
Westland și Otago New Zealand (Winchell, 1949)	0,27 4,60	0,54 0,23	— 0,85	1,597 1,611	1,593 1,604	1,559 1,569	0,038 0,042	46° 38°
Krivoi Rog (URSS) (Nazarov, 1957)	1,13	1,67	0,35	1,604	1,598	1,565	0,039	45°
(Hodius, 1953)				1,598	1,593	1,562	0,036	

⁴ Determinările au fost efectuate de : G. Neacșu, T. Urcan, Galina Kușnirenco, Vasilica Pieptea, de la I.G.P.S.M.S.



Din tabelul 2 rezultă că distanțele interreticulare ale fuchsitului de la Plavișevița sunt comparabile cu cele ale fuchsitului de la Puchegg (și corespund structurii muscovitului după cum au demonstrat Whitmore et al., 1946). De asemenea, indicii de refracție, birefringență și valoarea unghiului $2V(Np)$ se încadrează în limitele cunoscute pentru fuchsitele de la Point du Bois, Manitoba — SUA, New Zealand (Winchell și Winchell, 1949); Krivoi Rog — URSS (Hodius, 1953 și Nazarov, 1957); Puchegg-Stirya de Est (Tufar, 1967) tab. 3; Spišsko-Gemerské-Rudohorie (Gubáč, 1975).

Așa cum rezultă din tabelul 3, birefringența fuchsitului de la Plavișevița este mai mare decât a fuchsitelor mentionate, datorită, probabil, conținutului mai ridicat în Fe^{3+} . În legătură cu aceasta Tröger (1959) arată că pentru muscovitul cu conținut de Fe, birefringența poate să ajungă pînă la 0,054, iar cînd Fe lipsește, coboară pînă la 0,036. La rîndul lor, Nazarov (1957), Deer et al., 1962, arată că indicii de refracție și birefringență cresc direct proporțional cu conținutul de Cr_2O_3 și Fe_2O_3 , iar mărimea unghiului $2V(Np)$ este invers proporțională cu creșterea acestor oxizi.

Chimismul. Studiul chimismului fuchsitului de la Plavișevița s-a făcut pe două probe monominerale (tab. 5) și spectral (tab. 6).

TABELUL 4

Analiza chimică a două probe din sisturile zoizitice cu fuchsit de la Plavișevița

Nr. probei	Oxizii m														Suma		
	Li ₂ O	TiO ₂	PC	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Sn	Ni	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Cr ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O ₃
1	0,036	3,80	0,20	—	—	—	43,90	28,51	1,20	0,51	12,5	2,94	u	2,42	1,70	1,97	99,68
2	1,055	4,70	0,39	—	—	0,049	38,50	30,22	2,09	0,85	11,75	8,42	0,08	0,33	0,81	1,93	101,17

Probele 1+2 = sisturi zoizitice cu fuchsit de la Plavișevița (analist: Viorica Robotin).

Din tabelul 5 rezultă asemănarea chimismului fuchsitului de la Plavișevița (proba 1+2) cu fuchsitele din alte părți ale lumii. Se observă un procent mai ridicat în CaO și MgO în fuchsitul de la Plavișevița (proba 2), provenit, probabil, din impuritățile de zoizit rămase, în proba analizată chimic, fapt care s-ar explica prin conținuturile mai ridicate în CaO și a sistemelor zoizitice cu fuchsit (proba 1+2) și MgO (proba 2), mai puțin proba 1 (tab. 4). De asemenea, față de cloritele de culoare verzuie-albăstrui (pennin și clinoclor) cu care ar mai putea fi eventual confundat macroscopic fuchsitul, cantitățile procentuale ale oxizilor din probele de fuchsit sunt, așa cum rezultă din tabelul 5, total diferite. Varietățile cromifere ale penninului (kämmere-



TABELUL 5

Analiza comparativă a chimismului fuchsitului de la Plavișevita cu alte fuchsite de pe glob (probele 1, 2, 3, 4, 5), un muscovit (proba 6 și două clorite (probele 7 și 8)

Oxizi % Nr. probei	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45,80	45,80	44,4	45,97	48,10	46,77	29,8-33,7	28,3-33,9
Al ₂ O ₃	30,16	33,20	31,7	31,67	31,75	34,76	13,8-21,3	13,1-17,6
Fe ₂ O ₃	1,87	0,53		2,56	1,66	0,71	0-5,7	0-3
FeO	0,95	0,33	2,3	0,53	0,35	0,77	0,7-17,4	1,8-12,2
CaO	2,25	2,32	0,1	0,15	0,06	0,13		9
MgO	2,38	2,70	0,7	0,31	2,06	0,92	17,4-35,9	17,0-34,5
MnO	0,14	u	0,05	—		—		2,3
Cr ₂ O ₃	1,17	2,84	2,1	4,81	1,12	—		8
K ₂ O	7,54	6,28	10,7	9,07	9,84	10,61		
Na ₂ O ₃	1,27	1,43	1,1	1,03		0,47		
Li ₂ O	0,12	0,09				0,02		
TiO ₂					4,56	0,21		
PC	4,86	4,16						
H ₂ O ⁻	0,14	0,06		0,51			11,5-14,6	11,7
H ₂ O ⁺	—	—	4,7	3,48		4,48		
Sn	0,047	—	—	—		—		
Ni	—	—	—	—		—		
Total	98,03	99,74	97,85	100,09	99,30	99,84		

Probele 1+2 = probe monominerale de fuchsit de la Plavișevita ; (analist : Viorica Robotin) ; proba 3 = fuchsit de la New Hampshire în conglomerate cuarțifere metamorfozate (cf. Deer et al., 1962) ; proba 4 = fuchsit de la Point du Bois, Manitoba (Whitmire et al., 1946) ; proba 5 = fuchsit de la Krivoi Rog (URSS) Nazarov (1957) ; proba 6 = muscovitul de la Sultan Basin Snohomish Co Washington (cf. Deer et al., 1962) ; probele 7+8 = pennin și clinoclor, din Beteh tin (1951).

TABELUL 6
Analiza spectrală a fuchsitului de la Plavișevita

Nr. probei p.p.m.	Cr	Mn	Ni	Ti	Pb	Co	V	Ba	Sn	W	Zn
1 2	900 3000	500 —	400 40	100 —	50 10	30 25	25 20	100 —	u 250	sld sld	sld sld
Nr. probei p.p.m.	Sb	Bi	As	Ge	In.	Be	Te	Mo	Cu	Cd	Gs
1 2	u sld	sld —	sld sld	sld sld	sld —	sld sld	sld —	sld u	sld sld	sld sld	5 —



ritul) și clinoclorului (cociubeitul), de asemenea, nu pot fi atribuite nici uneia din probele analizate.

Analiza spectrală a probelor 1 și 2 de fuchsit de la Plavișevița indică prezență, în cantități ridicate, a cromului (900—3 000 p.p.m.) elementul principal care substituie Al^{3+} în rețeaua muscovitului. Tot astfel s-ar explica și prezența manganului (parțial posibil din impurități), vanadiului, nichelului și a cobaltului, care au substituit în proporții variabile Al^{3+} octaedric. Bariul s-ar putea explica prin substituirea unei părți din potasiu, iar titanul provine din micile cantități de sfen existent în fuchsit.

Considerații genetice. Condițiile care au determinat dezvoltarea fuchsitului în șisturile cu zoizit din gabbrourile de la Plavișevița se datorează proceselor tectonice și fizico-chimice în care a evoluat masivul de roci bazice și ultrabazice din Banatul de sud. Aceste procese sunt reflectate în structura masivului, parageneza mineralologică și geo-chimică și caracteristicile microstructurale-petrografice ale rocilor cu fuchsit.

Prin parageneza cu zoizitul, fuchsitul de la Plavișevița reprezintă un caz particular. Whitmore et al. (1946) descrie trei cazuri în care fuchsitul apare în următoarele parageneze: fuchsit-ankerit-cuarț-sulfo-săruri; fuchsit-biotit-actinot; fuchsit-corindon-biotit-disten.

Alte două tipuri paragenetice ale fuchsitului le găsim descrise de Tufar (1967): fuchsit-actinot-crombiotit-titanit, în șisturile actinolitice de la Puchegg-Styria de Est (Austria) și: fuchsit-staurolit, în conglomeratele cuarțitice metamorfozate (analiza 3, tab. 5) (cf. Deere et al., 1962).

Studiile efectuate de către diferiți cercetaitori asupra fuchsitului din alte regiuni ale lumii au demonstrat că acest mineral apare, de obicei, pe seama rocilor feromagneziene și alumino-silicaticice cromifere în urma proceselor secundare de transformare fizico-chimică (Berg, 1936; Loddinichov, 1936). În aceste roci, cromul participă, ca element izomorf, în masa unor minerale feromagneziene și alumino-silicaticice, substituind diadohic ionii de Al^{3+} și Fe^{3+} (Ranckama, Sahama, 1964).

Hodiuș (1953), în descrierea fuchsitului de la Krivoj Rog dintr-un orizont de șisturi talcoase, arată că acest mineral însotește, pretutindeni, cromitul, cu care apare asociat. Formarea fuchsitului a fost pusă pe seama transformării cromitului din rocile ultrabazice, cauzată de metamorfismul dinamic și hidrotermal al ultimelor.

Ranckama și Sahama (1964) au arătat că cromitul se numără printre mineralele rezistente, fiind practic nealterabil în condițiile metamorfismului hidrotermal. După acești autori, produsele de alterare, bogate în crom, pot duce, local, la formarea fuchsitului în timpul metamorfismului. Sursa cromului ar trebui căutată în produsele de alterare ale silicătilor femici cu conținut de crom, care s-au hidrolizat în zonele de alterare.

Betehtin (1957) arată că în condiții de climat cald, cromspinelii se pot altera, iar cromul se fixează în minerale de neoformăție. În cadrul ultrabajitelor din Banat acest fenomen este real. Astfel, Bercia și Bercia (1962) au descris prezența penninului cromifer cu aureolă verde, dispus sub formă de coroane în jurul cromitului din serpentinitile de la limita cu gnaisele granitice și cu epigabbrourele (gabbrourele de la Plavișevita în denumirea folosită în această lucrare). Transformarea cromitului a rezultat printr-un proces de metasomatiză a serpentinitelor, la temperatură scăzută în prezența CO_2 și SiO_2 (Bercia și Bercia, 1962, pag. 436—437). Aceiași autori au mai descris prezența unor „zone de clorit aşchios, verde-albăstrui” în gabbrourele orientate, saussuritizate și uralitizate, din serpentinitile de pe aliniamentul Cracul Mascat (vest Tișovița pînă în valea Recița Mare, pag. 440—441).

Kräutner (1962) a descris, de asemenea, prezența cloritelor slab cromifere (kämmereritul și kotschubeitul) dispuse radiar, sub forma unor coroane, în jurul spinelilor cromiferi din dunitele serpentinizate de la Liubotina și Tișovița. Autorul arată că fenomenul de cloritizare a luat naștere în urma proceselor de transformare secundară a cromitului.

Caracterul regional al transformării secundare a spinelilor cromiferi, în minerale cromifere de neoformăție, este dovedit și de cercetările recente ale lui Mureșan et al. (1974), care au descris cloritele cromifere (clinoclorul cromifer și penninul cromifer) din rocile ultrabajice, de la Urda Mare din cristalinul Ielova.

Caracteristicile structurale și mineralogice ale gabbrourilor de Plavișevita — faciesul structural blastomylonitic — și parageneza: fuchsit-zoizit-cuarț-clorit-sfen, confirmă că fuchsitul, împreună cu mineralele asociate, a rezultat în urma unui proces de saussuritizare și cloritizare a mineralelor primare: feldspații plagioclazi, silicătii femici, cromspinelii. Transformările s-au datorat metamorfismului dinamic și hidrotermal la temperaturi joase al întregului masiv de roci bazice și ultrabajice.

Temperaturile scăzute la care s-a desfășurat procesul dinamometamorfic-hidrotermal, cu dezvoltarea micelor cromifere, sănt demonstate și de unghiul $2V(Np)$, relativ mare, al fuchsitului de la Plavișevita ($38^\circ \pm 1^\circ$).

Legney și Rodriguez (1967) au studiat variația unghiului $2V(Np)$ și a indicilor de refracție a unui fuchsit din U.R.S.S. prin tratarea termică progresivă, de la 0° la 100°C . S-a constatat, astfel, că pe măsura creșterii temperaturii, fuchsitul pierde apă și se micșorează valoarea unghiului $2V(Np)$. La creșterea temperaturii pînă la 630° , valoarea unghiului $2V(Np)$ se menține între 37 — 40° ; între 630 — 830° scade brusc pînă la 20° , iar peste această temperatură se menține constantă la 20 — 21° .

Sursa cromului în mineralizația de fuchsit au constituit-o mineralele primare cromifere: cromspinelii și silicătii femici — cu crom izo-

morf, prezente, în cea mai mare parte, în serpentinitetele din zona învecinată la vest și mai puțin din gabbrouri.

Argumentul pentru această ipoteză îl constituie rezultatul prelucrării litogeochimice, pentru crom, a unui număr de 30 probe de rocă

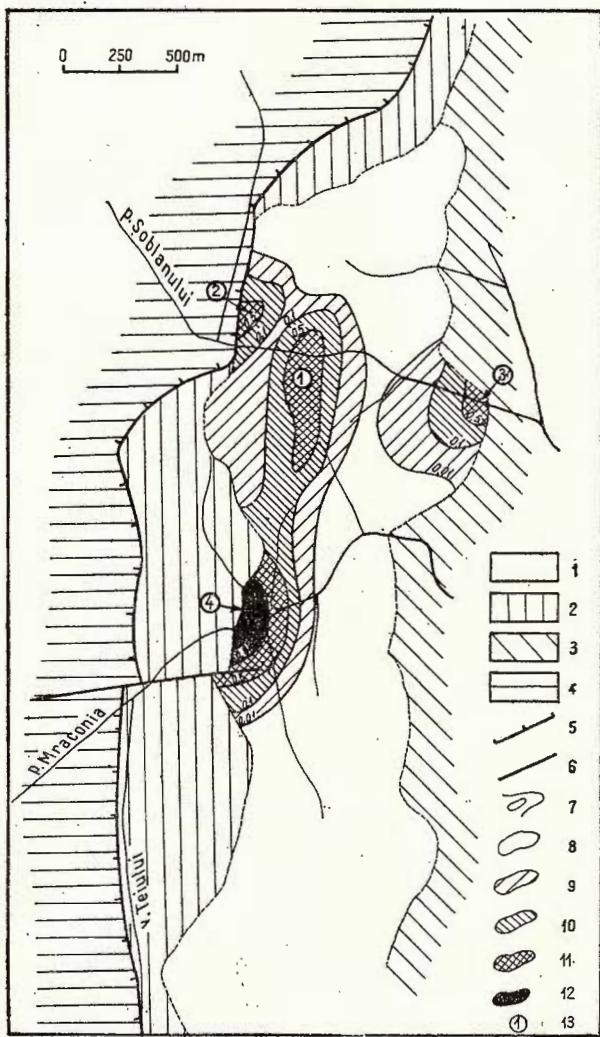


Fig. 2. — Anomalii litogeochimice pentru crom pe probe de gabbroul blastomilonitic cu fuchsit.

1, gabbrouri ; 2, serpentinite ; 3, seria de Corbu ; 4, seria de Poiana Mraconia ; 5, faile inverse ; 6, falie ; 7, izochime. Cr% : 8,0—0,01 ; 9, 0,01—0,1 ; 10, 0,1—0,5 ; 11,

> 0,5 ; 12, 0,8 ; 13, 1.

Anomalies lithogéochimiques du chrome sur base du gabbro blastomilonitique à fuchsite.

1, gabbros ; 2, serpentinites ; 3, série de Corbu ; 4, série de Poiana Mraconia ; 5, failles inverses ; 6, faille ; 7, isochimes. 8—13, Idem.

cu fuchsit din gabbrourile blastomilonitice, zona valea Mraconia-Pîrul ř Soblanului (fig. 2). Astfel, din cele 4 anomalii evidențiate, cu minime de 0,01 și maxime de peste 0,5% crom, trei sunt deschise către contactul cu zonele învecinate : serpentinitetele și șisturile cristaline, pe care se poate presupune că au pătruns, în faza de metamorfism dinamic și

hidrotermal a rocilor bazice și ultrabazice, soluții hidrotermale cu conținut de crom remobilizat, în mare parte și din serpentinite. Toate maximele celor 4 anomalii se suprapun cu zonele de apariție a fuchsitului. În zona de maxim a anomaliei 1, au fost identificate cîteva separații de serpentinite cu dimensiuni metrice. Acestea întăresc, prin prezența lor, ipoteza asupra provenienței cromului din fuchsit, în cea mai mare parte, din serpentinite.

Datorită proprietăților sale fizico-chimice, specifice, cît și asociației paragenetice cu minerale feromagneziene și cromspineli, fuchsitul poate constitui un indice prețios pentru prospectarea, prin observare directă și litogeochemicală, a concentrațiilor de minereu de crom.

Concluzii. În zona gabbrounilor de Plavișevița, prin cercetările de teren a fost separat un facies al gabbrounilor blastomilonitice, cu forme lenticulare, alungite pe direcția nord-sud, orientare plan-paralelă, care se dezvoltă în masa gabbrounilor masive, neorientate.

În procesul de transformare secundară sincinematică, gabbrourele au trecut parțial în sisturi cu zoizit (zoizitice), clorit, cuarț hidrotermal, fuchsit, sfen.

Fuchsitul — varietatea cromiferă a muscovitului — observat pentru prima dată la noi în țară a fost identificat și studiat în detaliu prin metode: microscopice, microchimice, spectrale, roentgenostructurale, indici de refracție.

Conținutul în Cr_2O_3 în fuchsitul monomineral ajunge pînă la 2,84%; indicii de refracție și birefringență: $\text{Ng} = 1,621$; $\text{Nm} = 1,591$; $\text{Np} = 1,569$; $\text{Ng-Np} = 0,052$, biax, optic negativ, unghiul $2V(\text{Np}) = 38^\circ \pm 1^\circ$.

Din punct de vedere genetic, fuchsitul de la Plavișevița s-a format împreună cu zoizitul și cuarțul hidrotermal, în urma fenomenelor de saussuritizare și cloritizare sincinematică a mineralelor primare: feldspați plagioclazi, silicați feromagnezieni, spinelii cromiferi — ecou al transformărilor secundare cauzate de procesele dinamometamorfice și hidrotermale ale rocilor bazice și ultrabazice. Ca timp de formare, în raport cu deformația rocilor, fuchsitul de la Plavișevița este un mineral sincinematic. Prezența lui constituie un indicator direct pentru prospectarea prin observare directă cît și litogeochemicală a acumulațiilor de crom.

BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Bercia Elvira (1962) Contribuții la studiul serpentinitelor din Banatul de sud. *An. Com. Stat Geol.* XXXII, pag. 426—460, București.
- Berg G. (1937) Geohimia mestorojdenii poleznih iscopaemih. ONTI.
- Betehtin A. G. (1951) Curs mineralogichii. Gosgheolizdat, Moskva.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussmann J. (1962) Rock-forming Minerals. 3, Sheet Silicates, pag. 1—42, Green and Co., London, Longmans.



- Gubač I. (1975) Fuchsites of the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mountains. *Carp.-Balk. Geol. Assoc. Mineralogy Geochemistry Metallogenesis — section IV*, p. 50—61, Bratislava.
- Hodiş L. I. (1953) O proishodenii ac̄esornovo hromita v talcavom gori-
zonte Krivovo Roga. *Gheol. Jurn. A.N. U.S.S.R.*, XIII, 4, Kiev.
- Kräutner H. (1962) Comportarea spinelilor cromiferi în procesul de serpen-
tinizare (Banatul de Sud). *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.* VII, pag. 3—4,
Bucureşti.
- Legney S., Rodriguez J. (1967) Variacion termica de la propiedades de
fuchsite y phlogopita in Breviora Geologica Asturica. Instituto de geología
aplicada, 1—4, pag. 45—53, OVIED, Spania.
- Lodocinиков V. I. (1936) Serpentini i serpentiniti. Ilcirschie i drugie petrolo-
gicheskie voprosy s nimi sviazannye. Trudi TNIGRI, 38, Moskva.
- Mureşan M., Zlatarovă-Top Lozana, Pitulea Gh. (1974) Carac-
teristicile petrochimice și evoluția rocilor bazice și ultrabazice din crista-
linul de Ielova (zona Camenița-Urdă Mare) din Banatul de SW. *D. S. Inst.
Geol.* LX/1, p. 53—85, Bucureşti.
- Nazarov P. P. (1957) Fuchsit iz Krivovo Roga. *Zap. Vses. mineralog. obšestva
seria II-a*, 86, 4, pag. 502—505, (Iz-vo A.N. U.R.S.S.), Leningrad.
- Rankama G., Sahama Th. (1970) Geochimia. Ed. tehnică, pag. 559—562,
(trad. din limba engleză), Bucureşti.
- Tröger W. E. (1959) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. 1,
pag. 510—512, *Schweizerbart*, Stuttgart.
- Tufar W. (1967) Fuchsit vom Puchegg bei Vorau (Oststeiermark). *Tschermaks
mineralogische und petrographische Mitteilungen*, pag 182—203, XII, 2—3,
Wien.
- Winchell A. N., Winchell H. (1951) Elements of optical mineralogy an
Introduction in microscopic petrography. pag. 348, New York.
- Whitmore D. R. E., Berry L. G., Hawley I. E. (1946) Chrome Micas.
Amer. Mineral. (Januar-Februar), 31, 1.

PRÉSENCE DU FUCHSITE DANS LES GABBROS DE PLAVIȘEVITA, MONT ALMAJ, BANAT DU SUD

(Résumé)

Durant les recherches des années 1974 et 1975, concernant les minéralisations des roches basiques et ultrabasiques des Monts Almaj, les auteurs ont observé la présence, dans le faciès structural des gabbros blastomylonitiques, d'un minéral (fuchsite) ayant une structure lamellaire, écailleuse, un éclat satiné jusqu'à mat et une couleur vert-bieuâtre.

Les gabbros blastomylonitiques ont pu être séparés cartographiquement dans la masse des gabbros non orientés du faciès structural massif et s'en développent sous forme de zones lenticulaires allongées en direction nord-sud (pl. I).



Du point de vue structural, les gabbros du faciès blastomylonitique se caractérisent par une foliation secondaire plane-parallèle, qui souvent passe vers une schistosité syncinématique constituée par une disposition parallèle des minérais de néoformation (zoïsite, fuchsite, quartz, chlorite, carbonates, talc, etc.), dans un plan de foliation. Le contenu élevé en zoïsite (50—60%) et en fuchsite (15—20%) justifie l'inclusion des roches à fuchsite du faciès structural des gabbros blastomylonitiques au type pétrographique des schistes zoïsitiques à fuchsite.

A côté des minéraux susmentionnés, dans la constitution de la roche participent encore : quartz hydrothermal (15—20%), chlorite (3—7%) et sphène (1—2%). Subordonnément apparaissent la talc et les carbonates.

Le fuchsite est assez fréquent, étant identifié dans plusieurs affleurements localisé dans les versants des vallées : Codicea Mare, Plavișevita, Cîrnina, Morilor, Satului, Teiuș, Mraconie, Șoblanului (pl. I).

Au microscope, le fuchsite présente un habitus spécifique aux micas et forme dans la masse de la roche des bandes parallèles d'épaisseurs variables (de dimensions inférieures à un centimètre) qui alternent avec des bandes de zoïsite et de quartz.

Observé au microscope, le fuchsite se présente à l'état de cristaux prismatiques de longueurs de 1,5—2 mm et d'épaisseurs de 0,01—0,1 mm, apparaissant en étroite association avec le zoïsite et le quartz. On ne peut pas distinguer au microscope un certain ordre de cristallisation entre ces trois minéraux. Souvent, le fuchsite apparaît englobé dans la masse du zoïsite ou sous forme d'individus bien différenciés qui se développent dans la masse des cristaux de quartz.

Vu au microscope à nicols parallèles, la couleur du fuchsite change en fonction du contenu de Cr_2O_3 , de l'épaisseur de la section et de la position envers les axes optiques. Le fuchsite est biaxe négatif, a un clivage parfait d'après 001, une extinction droite et un pléocroïsme qui va d'un vert faiblement incolore // Np au jaune-verdâtre // Nm ou à un vert intensément bleuâtre // Ng.

Afin de déterminer l'angle $-2V$ on a effectué trois déterminations en lumière blanche, à la masse Fedorov type Leitz (par la lecture directe de la valeur des angles d'entre les deux extinctions, qui représentent les axes optiques). La valeur moyenne obtenue pour l'angle $-2V = 38^\circ \pm 1^\circ$.

Les auteurs, en vue de déterminer les constantes roentgéno-structurales, l'indice de réfraction, la biréfringence et la composition chimique, ont employé des échantillons monominéraux de la masse de la roche, n'étant sélectionnées au binoculaire que les feuilles de couleur verte à nuance bleuâtre. L'échantillon ainsi séparé a été broyé jusqu'à obtenu une granulation sous 1 mm.

Des tableaux 1 et 2 il en résulte que les distances interréticulaires du fuchsite de Plavișevita sont comparables à celles du fuchsite de Puchegg et correspondent à la structure du muscovite, selon l'opinion de Whitmore et al., 1946. Également, les indices de réfraction et la biréfringence et la valeur de l'angle $-2V$ sont dans les limites connues pour les fuchsites de Point du Bois, de Manitoba — U.S.A., de New Hampshire (Deer et al., 1962); de Westland et Otaho — New Zealand (Winchell, Winchell, 1949); de Krivoi Rog — U.R.S.S. (Hodius, 1953 et Nazarov, 1957); de Puchegg — Styria d'Est (Tufar, 1967).

Tel qu'on envisage des tableaux 2 et 3, la biréfringence du fuchsite de Plavișevita est plus grande que celle des fuchsites mentionnés, due probablement

au contenu plus élevé en Fe^{+3} . Sur ce sujet Tröger (1959) montre que pour le muscovite à contenu en Fe la biréfringence peut atteindre des valeurs de 0,054, tandis que dans le cas où le Fe manque, elle baisse jusqu'à 0,036. A leur tour, Nazarov (1957), Deer et al., (1962) démontrent que les indices de réfraction et la biréfringence augmentent directement proportionnel avec l'accroissement de ces oxydes.

Le tableau 5 dénote la ressemblance du chimisme du fuchsite de Plaviševița (échantillons 1, 2) avec celui des fuchsites des autres coins du monde. On constate un pourcentage plus élevé de CaO et de MgO dans le fuchsite de Plaviševița (échantillon 4), provenu probablement des impuretés de zoïsite restées dans l'échantillon analysé chimiquement, fait qui pourrait s'expliquer par les contenus plus élevés en CaO des schistes zoïsitiques à fuchsites (échantillons 1 et 2) et en MgO (échantillon 2), moins l'échantillon 1.

L'analyse spectrale des échantillons 1 et 2 indique la présence, en quantités élevées, du chrome (900—3000 p.p.m.), l'élément principal qui substitue Al^{+3} dans le réseau du muscovite (tab. 6).

Les caractéristiques structurales et minéralogiques des gabbros de Plaviševița — faciès blastomylonitique — et la paragenèse fuchsite-zoïsite-quartz-chlorite-sphène, confirment que le fuchsite et les minéraux associés sont le résultat d'un processus de saussuritisation et chloritisation des minéraux primaires (feldspaths plagioclases, silicate fémiques, chromspinelles). Les transformations sont dues au métamorphisme dynamique et hydrothermal, à des basses températures, du tout le massif des roches basiques et ultrabasiques.

La source du chrome de la minéralisation de fuchsite a été constituée de minéraux primaires chromifères : chromspinelles et silicate fémiques — à chrome izomorphe, présents, dans la plupart, dans les serpentinites de la zone voisine à l'W et moins dans les gabbros.

Dues à ses propriétés spécifiques physico-chimiques et à l'association paragénétique à minérais ferromagnésiens et chromspinelles, le fuchsite peut constituer un indice important pour la prospection, par observation directe et lithogéochimique, des concentrations de minérais de chrome.

PLANCHE I

Carte géologique à diffusion des affleurements de fuchsite dans les gabbros de Plaviševița, Banat de sud.

1, Crétacé ; 2, roches filonnieres granitiques ; 3, gabbros de Plaviševița à séparations en faciés structural blastomylonitique ; 4, serpentinites ; 5, schistes cristallofiliens (série de Corbu) ; 6, schistes cristallofiliens (série de Poiana Mraconia) ; 7, affleurements à minéralisations de fuchsite ; 8, limite géologique ; 9, faille inverse ; 10, faille ; 11, positions de foliation ; 12, position de la coupe géologique.



EXPLICATIA PLANSEI



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Fig. 1. — řist cu zoizit. f = fuchsit, z = zoizit. Nic. +, $\times 40$.

Schiste à zoïzite. f = fuchsite, z = zoïzite. Nic. +, $\times 40$.

Fig. 2. — řist cu zoizit. f = fuchsit (alb), z = zoizit (cenušiu-închis). Nic. II, $\times 40$.

Schiste à zoïzite. f = fuchsite (blanc), z = zoïzite (gris-foncé). Nic. II, $\times 40$.

Fig. 3. — řist cu zoizit. f = fuchsit, z = zoizit. Nic. +, $\times 100$.

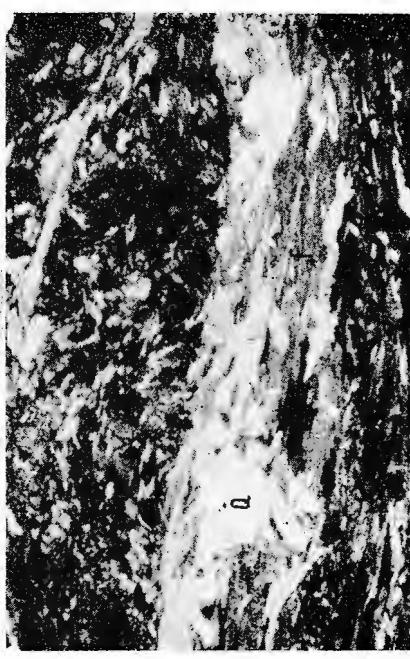
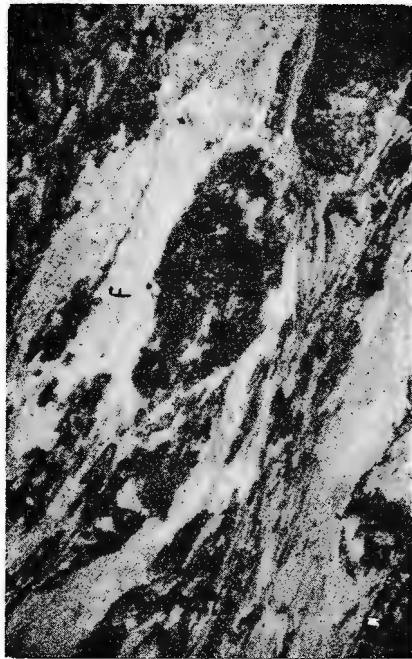
Schiste à zoïzite. f = fuchsite, z = zoïzite. Nic. +, $\times 100$.

Fig. 4. — řist zoizitic cu fuchsit (f, alb-cenušiu) și cuară (Q, alb).

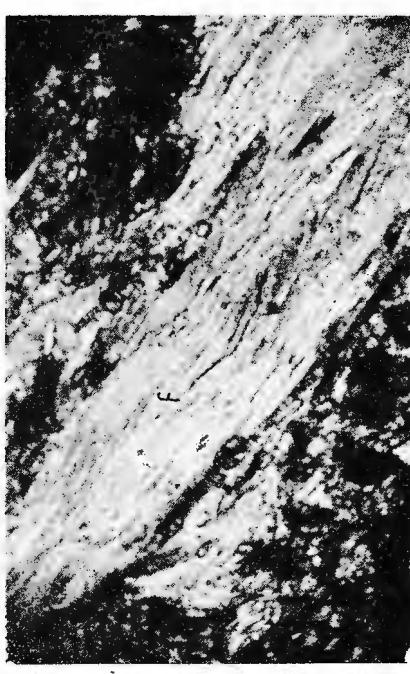
Schiste zoïzitique à fuchsite (f, blanc-gris) et quartz (Q, blanc).



A. GURĂU et al. Fuchsitul din gabbrourile de Plăvișevița.



4



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/1.

1
R3146



Institutul Geologic al României

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

PETROLOGIA MAGMATITELOR DIN REGIUNEA
VALEA CRIȘUL PIETROS-VALEA SIGHIȘTEL (MUNTII BIHOR)¹
DE
ALEXANDRU Z. MANEA²

Abstract

Magmatite Petrology from the Crișul Pietros Valley-Sighiștel Valley Region (Bihor Mountains). Within the region between the Crișul Pietros Valley-Sighiștel Valley from the Bihor Massif, petrological researches have been carried out on the subsequent Laramian magmatites. According to the petrographical characters and petrochemical parameters calculated according to Niggli's, Zavaritski's methods and the C.I.P.W. norm, the magmatic rocks have been framed within the corresponding classification. In this respect, there have been pointed out rocks belonging to the following groups: gabbro-basalts, diorite-andezites, garnet-rhyolites, granodiorite-dacites and ignimbritic rocks.

Introducere

Lucrările de prospecțiuni executate încă în anul 1971 în regiunea menționată au pus în evidență existența unor zone mineralizate precum și a unor probleme legate de varietatea tipurilor de roci magmatice și a unor relații complicate cu formațiunile sedimentare.

Istoricul cercetărilor

Primele lucrări care prezintă interes pentru geologia și structura masivului Bihor aparțin lui Peters (1861), Pošepny (1874), Premics (1892).

Intensificarea cercetărilor de ordin petrografic, stratigrafic și structural se produce încă de la începutul secolului XX, prin lucrările

¹ Predată la 20 noiembrie 1975, acceptată pentru publicare la 12 martie 1976, comunicată în ședința din 2 aprilie 1976.

² Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



lui Szadezky (1903, 1907), Szontagh și Pálfy (1911), Fisch (1924), Jelinek (1937), Giușcă (1937), Arabu (1941), Kräutner (1941).

După anul 1950, Comitetul Geologic inițiază larga cercetare a Apusenilor Nordici. Astfel, Giușcă (1950) prezintă succesiunea erupțiilor din masivul Vlădeasa, precum și caracterul de taphrolit al acestuia iar în anul 1952 aduce contribuții importante privind procesele termometamorfice din masivul Bihor.

Formațiunile cristalofiliene au constituit obiectul cercetărilor lui Dimitrescu (1958), care separă cristalinul de Bihor și de Arieș, pînzele de Biharea și de Muncel, situînd momentul șariajului în Mezo-cretacic. Dimitrescu et al. (1965) prezintă structura Paleozoicului de la Arieșeni și împreună cu Bleahu (1964) realizează prima imagine geologică și structurală comprehensivă a Apusenilor de nord. Dimitrescu, Bleahu (1966) aduc importante contribuții la stratigrafia și structura pînzei de Biharea.

Formațiunile sedimentare au fost cercetate de Bleahu (1957), Bleahu, Dimitrescu (1957). În afară de aceste cercetări, Bleahu (1959) dovedește absența Neotriasicului în seria de Bihor, orizontează Permo-Triasicul de la Băița-Bihor pe care îl înglobează în seria de Codru, identifică pînza de Arieșeni (1959) și împreună cu Mantea (1962) aduce precizări privind problema Rheițianului din Munții Apuseni. Mantea (1969) lămurește unele probleme de ordin stratigrafic în regiunea Ferice.

Componența mineralologică a rocilor de la contactul banatitelor de la Pietroasa și Budureasa este prezentată de Raftale (1963).

Caracteristicile petrologice ale întregii provincii banatitice din țara noastră sunt redate într-o amplă lucrare a lui Giușcă et al. (1966).

Cioflica (1967) aduce lămuriri în problemele magmatismului laramic din R.S.R. și împreună cu Vlad (1967) întreprinde cercetări mineralogice speciale asupra skarnelor de la Băița-Bihor.

Giușcă et al. (1969) caracterizează complexul vulcano-plutonic de la Vlădeasa, iar Gherasi (1969) prezintă microfaciesurile, metamorfismul termic și metasomatic din bazinul superior al Crișului Negru.

Prezența unor roci spilitice în Pădurea Craiului este semnalată pentru prima dată de Istrate, Preda (1970). Tot în acest an, natura metasomatitelor laramice de la Băița-Bihor este prezentată de Cioflica, Vlad, care în anul 1973 ne fac cunoscute tipurile structurale ale metasomatitelor laramice din R.S.R. și împreună cu Stoici prezintă repartitia mineralizațiilor din skarnele de la Băița-Bihor.

Bordea și Bordea (1973) pun în evidență unitatea structurală „Bătrînescu“, situată la sud-vest de Măgura Ferice, în timp ce Manea (1973) semnalează pentru prima dată prezența unei formațiuni cristalofiliene în baza pînzei de Arieșeni.

Manea et al. (1975) prezintă mineralizațiile legate de eruptivul banatitic din munții Bihor.



Bordea et al. (1975) aduc contribuții de prim rang la edificiul structural în părții de NW a masivului Bihor. Tot în acest an, Istrate prezintă formațiunea riolitelor ignimbritice din partea de vest a masivului Vlădeasa.

Geologia regiunii

La alcătuirea geologică a regiunii cercetate participă : 1. roci cristalofiliene ; 2. formațiuni sedimentare ; 3. roci magmatice ; 4. depozite pannoniene ; 5. depozite cuaternare.

1. *Formațiunea cristalofiliană* este reprezentată prin șisturi clorito-sericitoase cu porfiroclaste de albă și roci porfiroide.

2. *Formațiuni sedimentare*. Cea mai mare parte a suprafeței cercetate este ocupată de formațiuni sedimentare, dar întrucât ele nu formează obiectul lucrării, le vom prezenta doar pe scurt. Acestea aparțin următoarelor unități : a) unitatea de Bihor ; b) unitatea de Codru ; c) unitatea de Arieșeni.

a) Unitatea de Bihor este reprezentată printr-un facies de contact (corneene și skarne) cunoscută sub numele de „stratele de Coșuri“, atribuit de antecercetători Liasicului inferior, prinse în faciesul carbonatic atribuit Malmului din autohton. De asemenea, mai apar șisturi argilitice slab micacee, cenușiu-negre și calcare albe masive, slab recristalizate, care au fost atribuite Barremian-Aptianului. Această unitate este situată în partea sudică a regiunii, precum și în bazinul inferior al pârâului Păuleasa.

b) Unitatea de Codru, în regiunea cercetată, este reprezentată prin formațiuni atribuite Triasicului. Acestea încep cu un facies psamitic și uneori local cu participații psefitice atribuite Seisianului. Urmează faciesul psamitic cu intercalații de tufuri, tufite, precum și faciesul dolomitelor șistoase atribuite Campillianului. În continuitate de sedimentare se dispun dolomite cenușii-negricioase în strînsă asociere cu calcar dolomitice masive atribuite Anisianului. Se succed calcar negre cu accidente silicioase, cu stratificație în plăci și intercalații subțiri de marne șistoase negre, atribuite Ladinianului. Mai apare un facies dolomitic în bună parte recristalizat, cenușiu-alb atribuit Carnianului. Faciesurile citate ocupă partea nordică și centrală a regiunii cercetate.

c) Unitatea de Arieșeni este constituită predominant din faciesuri de molasă atribuite Permianului. De asemenea, mai apar gresii cuarțitice cenușii și rozii atribuite Seisianului, precum și gresii cuarțitice și dolomite șistoase aparținând Campillianului și calcar dolomitice cenușii-negre cu aspect de brecie, atribuite Anisianului. Această unitate se situează în partea centrală și sudică a regiunii, sub forma unui triunghi cu deschidere spre est.

3. *Roci magmatice*. Pe baza compoziției mineralogice, a chimismului și a caracterelor structurale și texturale au fost separate roci



din grupa gabbro-bazaltelor, grupa diorit-andezit, grupa granit-riolit, grupa granodiorit-dacit și ignimbritelor.

Rocile din grupa gabbro-bazaltelor sunt roci fin granulare, dure, de culoare cenușie-negricioasă sau verzuie-închisă. La microscop se relevă aspectul unei roci holocristaline constituită din cristale tabulare de plagioclazi dispuși subparalel, uneori divergent, printre care sunt răspândite fenocristale prismatice mai dezvoltate de plagioclazi albitezati și minerale femice. Acestea sunt reprezentate prin mici granule brune-roșcate și pleocroice (augit). De asemenea, mai apar mici agregate granulare de carbonați de fier și mase pământoase de hidroxizi de fier (lepidocrocit și limonit). Roca mai prezintă adesea vacuoale și miarolite umplute cu clorit, silice și hidroxizi de fier, cu structuri colomorfe dantelate și festonate. Uneori, pereții vacuoale sunt tapisați cu cristale de cuarț. Miarolitele sunt umplute cu calcedonie, jasp și calcit care, în unele secțiuni apar străbătute de filonașe umplute cu calcit și feldspat larg cristalizat, orientat în fissii alternative dispuse perpendicular pe planul fisurii. De asemenea, a fost observată și olivina care este aproape total serpentinizată.

Compoziția modală a rocilor prezentate mai sus este următoarea :

Minerale componente	Participare %	Dimensiuni mm
Plagioclazi	56,00	0,10-0,70
Minerale femice	5,00	0,10-0,50
Carbonați	8,00	0,02-0,10
Clorit (pennin)	15,00	—
Cuarț	4,00	0,02-0,10
Silice coloidală	5,00	—
Hidroxizi de fier	7,00	—

Rocile bazice din regiunea cercetată apar sub formă de filoane foarte variat orientate, situate în bazinul văii Sibișoara, străbătind cu precădere faciesul pelitic al unității de Arieșeni, pe care de altfel îl prinde sub formă de benzi centimetrice. Tot sub formă filoniană apar și lamprofirele dispuse în bazinul inferior al văii Păuleasa, care străbat Barremian-Aptianul din autohtonul de Bihor.

Din grupa rocilor bazice au fost analizate două probe, ale căror conținuturi în oxizi sunt redate în tabelul de mai jos (analist : S. Popa).

Nr. pr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	Sumă
296 b	51,50	18,27	5,00	2,90	1,25	0,16	0,16	2,90	6,40	3,92	0,46	0,35	4,50	1,50	—	99,33
1693	56,35	16,84	5,62	2,87	0,85	0,05	0,22	7,50	5,70	4,00	0,28	0,37	4,80	1,42	—	99,39



Valorile parametrilor magmatici Niggli sînt redate mai jos :

Nr. pr.	Qz	Si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	α	μ	c/fm
296 b	28	152	31,97	46,71	9,23	12,09	0,07	0,79	36,87	40,33	22,80	0,26	0	1,34	0,60	0,15
1693	52	179	32,26	49,12	5,26	13,26	0,04	0,77	39,65	37,14	23,22	0,16	0	1,89	0,59	0,10

Proiecția valorilor parametrilor magmatici Niggli în diagrama raportului $c/fm : al : alk$ (fig. 1) încadrează proba 296b în secțiunea II, în apropierea limitei dintre cîmpurile rocilor magmatice, dar în cîmpul rocilor sedimentare, datorită valorii ridicate a parametrului al , care apare probabil pe seama frecvenței mai mari a vacuoanelor umplute cu jasp și clorit. Proba 1693 este proiectată în secțiunea I, în cîmpul rocilor clastice-roci pelitice, în apropierea limitei cu cîmpul rocilor eruptive. După raportul parametrilor $k : mg$ (fig. 2), rocile bazice se încadrează în cîmpul rocilor hornblendit-piroxenit-peridotitelor, însă după valorile celorlalți parametri acestea ar putea proveni dintr-o magmă de tip theralit-gabbroică, dar cu valori ceva mai ridicate ale parametrilor Si și al , în timp ce parametrul c este scăzut. În graficul din figura 2, rocile bazice se încadrează în domeniul seriei calcosodice, în apropierea abscisei parametrului mg .

În diagrama raportului parametrilor $alk : al$ (fig. 3), rocile bazice apar în cîmpul rocilor sărace în alcalii, în imediata apropiere a limitei cu cîmpul rocilor alcalii intermediare. De asemenea, caracterizarea alcalinității reiese și din proiecția din diagrama din figura 4, în care rocile grupei bazice se încadrează în domeniul caracterizat de funcția $Mg < Fe < Ca$. Din diagrama raportului parametrilor $al : fm$ (fig. 5), reiese că probele analizate sunt proiectate în domeniul semifemic, explicabil prin prezența procesului de albitezare a rocilor, precum și prin umplerea vacuoanelor și microlitelor cu minerale de neoformăriune.

Proiecția parametrilor Niggli în triunghiul QLM (fig. 6) situează rocile bazice în partea sa centrală, în imediata apropiere a liniei PF, caracterizată de valoarea lui $\alpha = 1$, în domeniul bazaltului plagioclasic.

Valorile parametrilor Zavaritski sunt redați în următorul tabel :

Nr. pr.	a	c	b	S	f'	a'	m'	n
296 b	9,43	3,60	26,44	60,55	27,30	30,97	41,73	92,00
1693	9,35	1,80	23,00	65,85	26,94	38,84	34,22	95,00

Spațiucorespunzător din diagrama vectorială (fig. 7) în care se dispun vectorii reprezentind rocile analizate se situează în sectorul ocupat de rocile bogate în componenți femici, respectiv vectorul probei



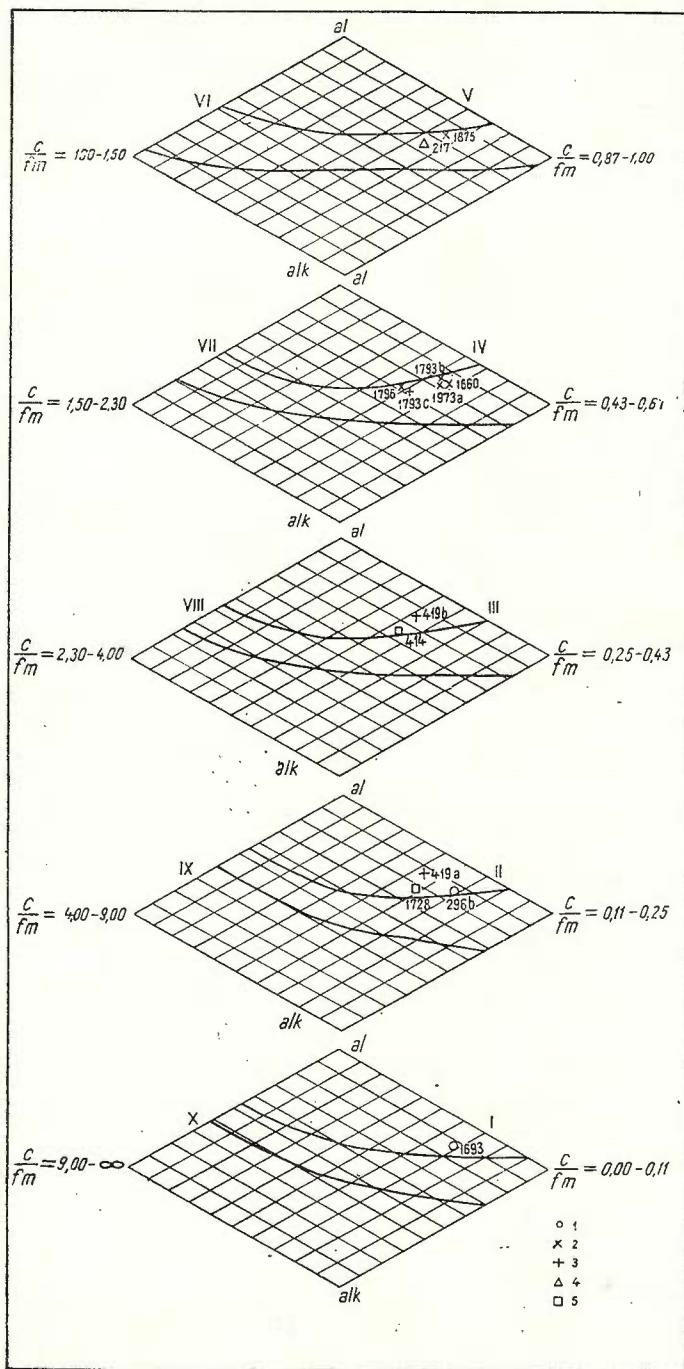


Fig. 1. — Diagrama raportului $c/fm : al/alk$, pentru rocile magmatische.

1, roci bazice ; 2, diorite + andezite ; 3, rhyolithe ; 4, granodiorite ; 5, ignimbrite.

Diagramme du rapport $c/fm : al/alk$, pour les roches magmatiques.

1, roches basiques ;
2, diorites + andésites ;
3, rhyolithes ; 4, grano-diorites ; 5, ignimbrites.

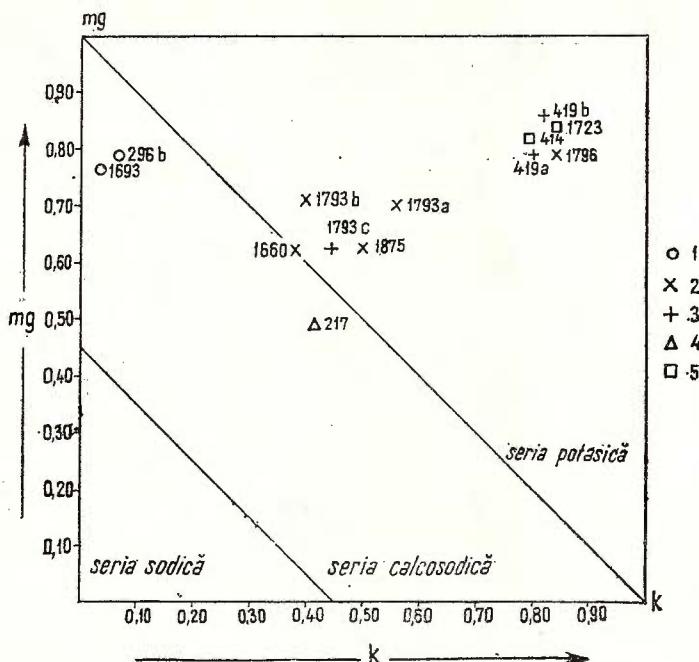


Fig. 2. — Diagramma variației raportului $k : mg$.

Diagramme de la variation du rapport $k : mg$.

1, 2, 3, 4, 5 — Idem fig. 1.

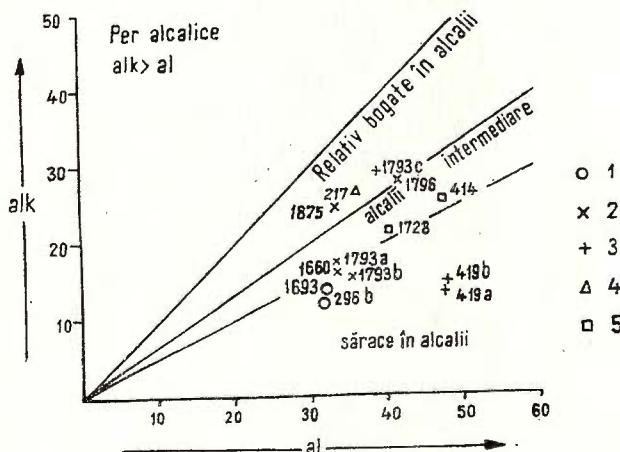


Fig. 3. — Variația lui alk în funcție de al.

Variation de alk en fonction de al.

1, 2, 3, 4, 5 — Idem fig. 1.

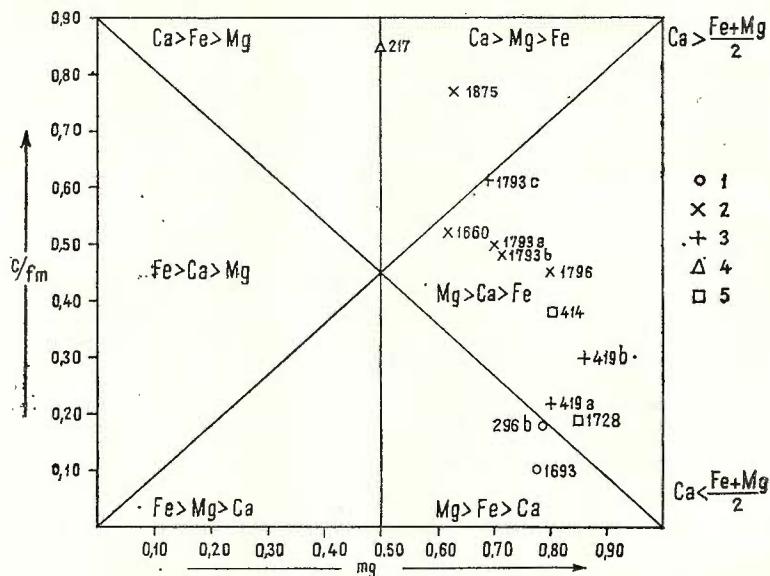


Fig. 4. — Diagrama variației raportului $c/fm : mg$.
Diagramme de la variation du rapport $c/fm : mg$.

1, 2, 3, 4, 5 — Idem fig. 1.

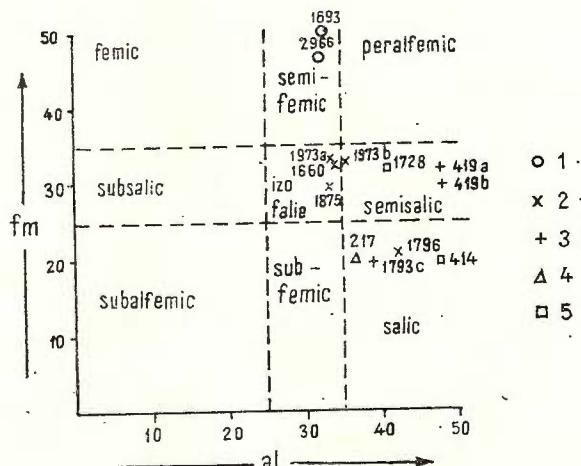


Fig. 5. — Diagrama $al : fm$.
Diagramme $al : fm$.

1, 2, 3, 4, 5 — Idem fig. 1.

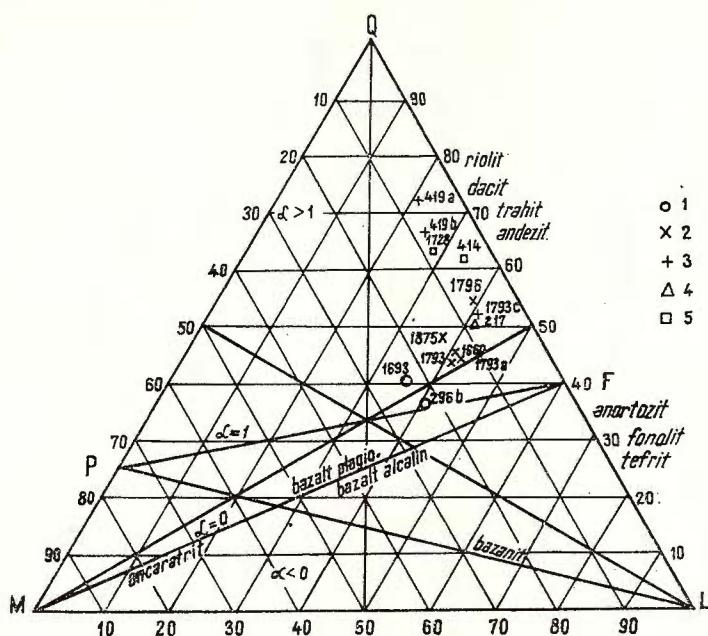


Fig. 6. — Diagramma QLM.

Diagramme QLM.

1, 2, 3, 4, 5 — Idem fig. 1.

296b este apropiat de vectorul reprezentând un bazalt (Dally), iar proba 1693 de vectorul corespunzător unui melafir. După poziția vectorilor, reiese că rocile sunt bogate în alumo-silicați alcalini și întrucât sunt inclinați spre stânga, ele se încadrează în seria de roci suprasaturate în combinații mineralogice cu aluminiu. În clasificarea aferentă, rocile bazice apar în clasa 4, grupa 13, subgrupa b (proba 296b), iar proba 1693 în clasa 3, grupa 8.

Compoziția mineralologică normativă este redată în tabelul de mai jos (calculată după metoda C.I.P.W.) :

Nr. pr.	or	ab	an	en	cal	cor	ap	il	mt	hm	cț	Q	A	P
296 b	2,78	34,35	4,17	22,11	4,72	6,67	0,28	2,22	3,61	0,34	18,75	31,22	4,63	64,15
1693	1,70	36,46	6,73	19,77	—	5,11	0,28	1,40	4,34	0,28	23,93	34,76	2,47	63,75

Paragenezele prezentate mai sus indică conținuturi scăzute în quart, iar procesul de albitizare a rocilor este pregnant subliniat de raportul valoric foarte ridicat al albitului și scăzut al feldspatului po-

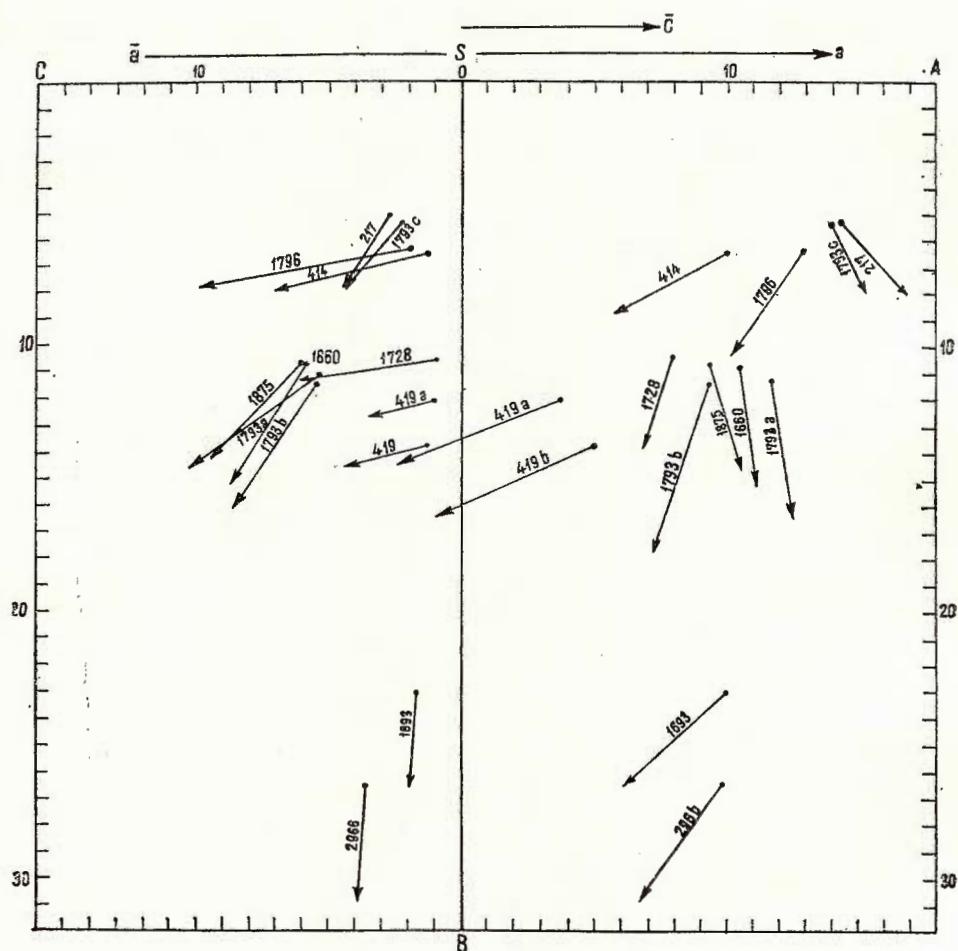


Fig. 7. — Diagrama compoziției chimice a rocilor magmatische după Zavaritski
scara $0,5 \text{ cm} = 1\%$.

Diagramme de la composition chimique des roches magmatiques selon Zavaritski au $0,5 \text{ cm} = 1\%$.

tasic. Caracterul femic al rocilor este redat de prezența, în cantități ridicate a enstatitului. Prezența vacuulelor umplute cu calcit este marcată de cantitatea mare de calcit din paragenezele normative din proba 296b. Dintre mineralele accesorii sunt prezente, în cantități mari, corin-

donul, ilmenitul și magnetitul, iar în cantități neglijabile, apatitul și hematitul. Proiecția în triunghiul QAP (fig. 8) situează probele analizate în partea sa mediană, în apropierea laturei QP.

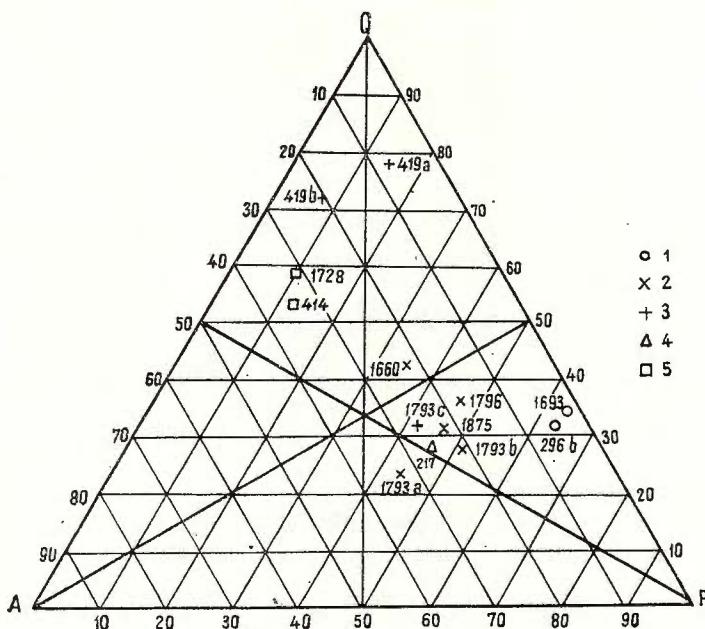


Fig. 8. — Diagrama QAP.

Diagramme QAP.

1, 2, 3, 4, 5 — Idem fig. 1.

După valorile indicelui de diferențiere (Thornton și Tuttle), proba 296b se încadrează la tipul unui andezit, iar proba 1693 apare între un andezit și granodiorit, dar mai apropiat ca valoare de un andezit. De asemenea, după valorile indicelui σ și ale raportului $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$, proba 296b se încadrează în provincia magmatică mediu-pacifică a seriei calcoalcaline, iar proba 1693 la puternic-pacifică.

Grupa diorit-andezitelor este reprezentată prin diorit-porfir care sănt roci holocristaline, cenușii-verzui, compacte. Microscopic, ele sănt constituite dintr-o masă fundamentală microgranulară și din fenocristale de plagioclazi, amfiboli și piroxeni, atestând aspectul unei roci filoniene datorită prezenței unor zone în care, roca prezintă o strucțură hipidiomorf-granulară, lipsind masa fundamentală microgranulară.

Compoziția modală a rocilor prezentate este redată mai jos :

Minerale componente	Participare %	Dimensiuni mm
Plagioclazi	34,50	0,30-2,00
Amfiboli	8,50	0,30-2,00
Piroxeni	4,50	0,20-1,00
Biotit	2,50	0,20-0,60
Ilmenit	sp.	0,20-1,00
Masa fundamentală	50,00	0,03-0,10

Plagioclazii apar ca fenocristale prismatice cu maclaj polisintetic, de tipul unui andezin bazic (48% An) și labrador (52% An). Aceștia sunt afectați de procese de albitizare, epidotizare și argilizare. Când sunt albitalizați, plagioclazii prezintă extincție ondulatorie. Au fost observate substituiri centrale ale plagioclazilor cu aggregate prismatice de epidot. În cazuri rare, plagioclazii mai apar și calcitizați.

Amfibolii formează separații porfirice cu contururi hexagonale, fiind total transformați într-un clorit de tipul penninului, în epidot și granule ovoidale de sfen. În ansamblu, piroxenii apar subordonăți amfibolilor și apar în fenocristale cu contururi octogonale, transformate în aggregate de epidot, clorit și mai puțin calcit. Ilmenitul apare sporadic în cristale lamelare transformate marginal în sfen și uneori în leucoxen.

Masa fundamentală este microgranulară și este alcătuită din granule neregulate de feldspați și o mică cantitate de cuarț, cristale de amfiboli și piroxeni transformați. De asemenea, mai apar cuiburi de clorit, epidot, calcit, care de fapt modifică structura primară a masei fundamentale.

Tipul de rocă descris apare sub formă de filoane orientate aproximativ N-S, străbătînd formațiuni ale unității de Codru dispuse în bazinul superior al văii Căușa, pe dealul Cumpăna, la izvoarele pîraielor Plăiuț și Păuleasa. În versantul drept al pîriului Plăiuț, în apropierea confluenței cu valea Muncelul, apare un filon cu orientarea ENE-WSW, care străbate dolomitele anisiene și pătrunde în corpul de andezite cuartifere ce se insinuează pe fală Julești-Plăiuț-Păuleasa.

Diorit-porfirele acestui filon prezintă microscopic un aspect de ru tant datorită faptului că masa fundamentală este neomogenă, foarte variată prin prezența unor fragmente de sticlă, uneori cu structură granofirică sau pilotaxitică caracteristică rocilor hipoabisice. În masa fundamentală neuniformă, cu grad diferit de cristalizare a mineralelor componente sunt răspândite fenocristale de plagioclazi alterați și de minerale fémice cloritizate și epidotizate. De asemenea, mai apar și fragmente aşchioase mici de feldspați și cuarț, precum și granule allotriomorfe de minerale opace asociate cuiburilor de clorit și epidot.

Dintre filoanele de diorit-porfir, cel situat pe cursul superior al văii Căușa și pe pîrîul Plăiut, a fost analizat chimic (analist : S. Popa). Conținutul în oxizi este redat în tabelul de mai jos :

Nr. pr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S	H ₂ O-	H ₂ O+	Suma
1875	58,80	15,87	2,30	2,62	0,67	0,11	0,15	4,16	3,55	2,15	4,34	0,20	0,20	3,83	99,5
1793a	61,87	15,41	3,40	2,33	0,40	0,05	0,14	5,67	2,35	2,05	2,56	urme	0,35	2,35	99,7

Valorile parametrilor magmatici Niggli sunt prezentate mai jos :

Nr. pr.	Qz	Si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	α	μ	c/fm
1875	99	228	33,48	29,30	22,69	14,53	0,50	0,63	48,59	38,13	13,28	0,39	0,10	5,23	0,29	0,77
1793a	111	212	33,76	32,90	16,12	17,12	0,56	0,70	44,29	41,82	13,89	0,30	—	3,56	0,16	0,49

Din figura 1 reiese că proba 1875 se proiectează în cîmpul rocilor magmatice din secțiunea V, în timp ce proba 1793a se încadrează tot în domeniul eruptiv al secțiunii IV. Din raportul parametrilor $k : mg$, reiese că probele se încadrează în cîmpul rocilor lamprosienitice și lamprosomatice, dar cu valoarea parametrului Si mai ridicată. După valorile celorlalți parmetri, ele ar putea proveni dintr-o magnă apropiată de magma tip cuarțo-dioritică sau tonalitică. În figura 2, probele se încadrează în cîmpul seriei potasice. Din figura 3, reiese că proba 1875 este situată în domeniul rocilor relativ bogate în alcălii, iar proba 1793a în cel al rocilor alcălii intermediare. De asemenea, pe diagramea din figura 4, prima probă se proiectează în cîmpul caracterizat de funcția $Ca < Mg < Fe$, iar cea de-a două, în cel al funcției $Mg < Ca < Fe$. În figura 5, diorit-porfirele apar în cîmpul izofalic, iar proiecția în triunghiul QLM dispune aceste roci în partea sa centrală, deasupra liniei PF, care delimitizează domeniul rocilor saturate în combinații mineralogice cu cuarț, de cele lipsite de asemenea combinații.

Valorile parametrilor Zavaritski sunt redate în următorul tabelul :

Nr. probei	a	c	b	s	f'	m'	c'	n
1875	9,40	6,06	10,76	73,78	49,67	38,41	11,92	50,00
1793a	11,76	5,44	11,17	71,63	42,21	57,14	0,65	43,00

După poziția vectorilor în figura 7, probele analizate se dispun în partea superioară a diagramei, ceea ce corespunde rocilor relativ bogate în combinații mineralogice bogate în SiO₂. Ele apar oarecum îndepărtațe de axa SB, ceea ce denotă prezența unor combinații mineralogice cu alumosilicati alcălii în cantități mari. Deoarece vectorii au o poziție aproximativ verticală, reiese că aceste roci sunt bogate în



minerale magneziene, iar lungimea relativ mare a vectorilor indică conținuturi reduse în fier legat de mineralele femice. Poziția vectorilor în planul CSB indică conținuturi relativ mai bogate în potasiu pentru proba 1875 și aproximativ egale în sodiu și potasiu în proba 1793a. Din raportul parametrilor principali și cei complimentari reiese că diorit-porfirele se încadrează în seria rocilor provenite dintr-o magmă de compoziție normală și se încadrează în clasa 2, grupa 7 și respectiv în clasa 3, grupa 9.

Compoziția mineralologică normativă este redată în tabelul de mai jos :

Nr. pr.	or	ab	an	wol	fs	en	cal	cor	ap	il	mt	cț	Q	A	P
1875	17,85	17,87	23,01	0,18	0,94	7,18	1,21	—	0,27	0,67	2,84	27,96	32,24	20,60	47,16
1793 a	25,43	19,28	15,70	—	2,06	12,12	1,92	1,24	0,27	1,10	1,92	18,96	23,88	32,04	44,08

Din tabelul prezentat mai sus reies paragenezele normative, care relevă conținuturi relativ bogate în combinații mineralogice cu cuarț. Dacă pentru proba 1875 cantitățile de feldspat potasic și albit sunt identice și a anortitului predominantă, în cazul probei 1793a, feldspatul potasic domină asupra albitului cu scăderea cantității de anortit. Participarea mineralelor femice este ridicată în ambele probe, iar calcitizarea feldspațiilor și prezența unor ciuburi umplute cu calcit este reflectată de participarea ridicată a acestuia. Dintre mineralele accessoare apar în cantități reduse sau neglijabile magnetitul, apatitul și ilmenitul.

Cele prezentate mai sus relevă geneza comună a rocilor analizate, deși ele prezintă unele deosebiri petrografice care se datorează unor procese de transformare de intensități diferite.

Din aceeași grupă de roci fac parte și andezitele cu varietățile menționate anterior. Dintre acestea, andezitele cu amfiboli, piroxeni și biotit apar ca roci porfirice compacte, de culoare cenușie-negricioasă sau cenușii-deschise în funcție de gradul de alterare.

Microscopic, andezitele în general, sunt alcătuite dintr-o masă fundamentală în care sunt prinse fenocristale de feldspat, minerale femice și cuarț, a căror compoziție modală este redată mai jos :

Minerale componente	Participare %	Dimensiuni mm
Plagioclazi	20,00-40,00	0,50-2,00
Amfiboli	4,00- 7,00	0,30-2,00
Piroxeni	0,00- 4,00	0,30-1,20
Biotit	3,00- 4,00	0,15-0,30
Cuarț	0,00- 3,00	0,05- 1,20
Apatit	sp.	0,05-0,15
Masa fundamentală	46,00-69,00	—



Plagioclazii apar fie în fenocristale, fie ca separate, porfirice cu contururi prismatice, cu urme de clivaj polisintetic, precum și structuri zonare, sau în funcție de varietatea petrografică cu urme de zonare fiind sau puternic, sau slab sericitizați, albitizați, carbonatați și argilizați. Fenocristalele sunt străbătute de filonașe umplute cu clorit, epidot și calcit. Dintre mineralele femice, amfibolii prezintă fenocristale cu contururi prismatice sau hexagonale, frecvent secționate după bază, fiind afectați de transformări în aggregate de clorit, hidromuscovit, calcit și sfen. Piroxenii apar în cristale cu contururi octogonale, în cea mai mare parte carbonatați, cloritizați și epidotizați. Adesea piroxenii formează grupări de cristale și, în acest caz transformările sunt mai slabe. În unele secțiuni subțiri, piroxenii apar total transformați în clorit și carbonați. Cloritul are un caracter magnezian-serpentinic (bastit) și include lamele mici de biotit parțial transformat în hidromuscovit. Frecvent, biotitul apare în fenocristale lamelare sau aggregate porfirice lamelare, cu contururi pseudohexagonale, adesea transformate în clorit, calcit, epidot și hidromuscovit. În andezitele cuarțifere cu amfiboli și biotit, acesta din urmă prezintă deferizări, fierul formând depuneri granulare, care pigmentează lamelele de biotit. Pe planele de clivaj apar separații granulare de sfen și mai rar de epidot. Cuarțul din această varietate prezintă fenocristale corodate de mașa fundamentală, fiind uneori străbătute de filonașe umplute cu epidot.

Masa fundamentală este microlitică, cu compoziție modificată, constituită din microlite și granule cu contururi neregulate de feldspați, cuarț și minerale femice transformate. În masa fundamentală mai apar și cuiburi de clorit, epidot, calcit și sericit. Sporadic mai apar separații lamelare sau granulare de minerale opace, sfen și leucoxen. Acestea mai apar asociate și cu fenoblastele de amfiboli și piroxeni, precum și cu cuiburile de clorit. De asemenea, masa fundamentală este străbătută de filonașe umplute cu epidot, și calcit, în ea mai fiind dispuse și cuiburi de adular situate de predilecție la limita fenocristalelor de cuarț cu masa fundamentală. Procesul avansat de transformare a fenocristalelor din varietatea andezitelor cuarțifere deținută de fapt alterarea hidrotermală, a cărei prezență este atestată de fenomenele de silicifiere și skarnificare, care se observă la faciesul dolomitelor anisiene, precum și la cel pelitic werfenian (cornificări și silicifieri), ca și de prezența mineralizațiilor de sulfuri polimetalice puse în evidență de forajele executate de I.P.E.G.-Cluj, în baza proiectelor întocmite de către specialiștii de la I.G.P.S.M.S. Datele de mai sus confirmă ideea consolidării la adâncime a corupurilor de andezite cuarțifere cu amfiboli, piroxeni și biotit.

Andezitele cu amfiboli, piroxeni și biotit apar ca filoane de dimensiuni reduse, orientate NNW-SSE, insinuate pe o fractură dispusă între falia Muncelul-Galbena și falia Julești-Plăiești-Păuleasa. La contactul dintre filonul de diorit-porfirie din versantul drept al pîrîului Plăiești cu corpul de andezite cuarțifere care se insinuează pe falia Julești-Plăiești-Păuleasa, apare faciesul andezitelor cu amfiboli și biotit.

Andezitele cuartifere formează corpuri eliptice dispuse pe traseul făliei Julești-Plăiut-Păuleasa. De fapt, falia menționată este orientată ENE-WSW și separă domeniul de Codru de cel de Arieșeni, constituind fălie de sprijin față de falia cu caracter regional „Arieșeni-Galbena“. Varietățile andezitelor prezentate mai sus au fost analizate chimic (analist : S. Popa) și conținutul în oxizi este redat mai jos.

Nr. pr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	Suma
1660	58,88	15,49	3,00	2,76	0,60	0,07	0,14	4,39	2,70	2,69	2,65	—	0,35	2,64	3,16	99,60
1793 b	59,90	17,02	1,60	2,73	0,67	0,07	0,14	4,19	3,93	2,63	2,68	0,71	0,20	3,21	0,64	100,4
1796	68,50	14,00	1,72	0,61	0,45	0,35	0,13	1,68	1,40	0,89	7,40	0,33	0,30	2,25	—	99,7

În tabelul de mai jos sunt redate valorile parametrilor Niggli :

Nr. pr.	Qz	Si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	α	μ	c/fm
1660	87	219	34,07	32,29	17,60	16,04	0,32	0,62	45,98	40,64	13,38	0,34	0	4,28	0,45	0,54
1793 b	81	212	35,52	33,00	15,87	15,62	0,40	0,71	45,13	40,79	14,08	0,32	0	3,82	0,62	0,48
1796	193	350	42,07	20,12	9,15	28,66	0,84	0,79	54,21	39,70	6,09	0,15	0,13	3,66	0,53	0,45

Din figura 1 reiese că rocile andezitice se proiectează în domeniul magmatitelor din secțiunea IV, iar după raportul parametrilor $k : mg$, varietatea cu amfiboli, piroxeni și biotit (proba 1660) se încadrează în cimpul rocilor lamprofir-sienitice cu sodiu, ca și andezitele cu amfiboli și biotit (proba 1796), în timp ce andezitele cu amfiboli și biotit (proba 1793b) se proiectează în cimpul rocilor piroxenolitice. Valorile celorlalți parametri apropiie rocile primelor două varietăți, ca provenind dintr-o magmă tip cuart-dioritică, iar ultima varietate ar proveni dintr-o magmă tip rapakitivitică. Pe diagrama din figura 2, andezitele cu amfiboli, piroxeni și biotit se situează între limita dintre seria calcosodică cu seria potasică, iar andezitele cu amfiboli și biotit ca și andezitele cuartifere apar în cimpul seriei potasice.

Din grafic (fig. 3) reiese că primele două varietăți se încadrează în cimpul rocilor sărace în alcalii, în apropierea limitei cu domeniul rocilor alcalii intermediare, în timp ce andezitele cuartifere cu amfiboli și biotit se proiectează pe linia de delimitare a domeniului rocilor alcalii intermediare de domeniul rocilor relativ bogate în alcalii. În diagrama din figura 4, rocile andezitice apar proiectate în cimpul caracterizat de funcția $Mg < Ca < Fe$. Din grafic (fig. 5), reiese că andezitele cu amfiboli, piroxeni și biotit se încadrează în domeniul izofalic ; andezitele cu amfiboli și biotit se încadrează în cimpul semi-



salic, iar andezitele cuartifere cu amfiboli și biotit apar în domeniul salic.

Prin poriectarea în triunghiul Q_4M , andezitele se grupează în partea sa centrală, deasupra liniei PF, cu tendință spre latura QL , în special andezitele cuartifere cu amfiboli și biotit.

Valorile parametrilor Zavarițki sunt redate mai jos :

Nr. pr.	a	c	b	s	f'	a'	m'	c'	n
1660	10,46	5,89	10,75	73,90	53,42	—	45,90	0,68	61,00
1793 b	10,68	5,41	11,26	72,65	38,00	23,00	62,18	—	60,81
1796	12,92	2,06	6,32	78,70	33,70	28,26	38,04	—	16,00

Poziția vectorilor în diagrama reflectând particularitățile chimismului rocilor analizate relevă îndepărarea acestora de axa SB, ceea ce denotă o îmbogățire în combinații mineralogice cu alumosilicați alcalini. Deoarece vectorul reprezentând proba 1660 este ușor înclinat spre dreapta, roca este relativ nesaturată în minerale aluminifere, în timp ce celelalte două sunt înclinate spre stînga, sub un unghi mare, ceea ce denotă o relativă suprasaturare în minerale aluminifere. De asemenea, prima probă se abate foarte puțin de la verticală, indicind un conținut ridicat în minerale magneziene. Poziția vectorilor în planul CSB, inclinați cu aproximativ 45° spre stînga, indică conținuturi aproximativ egale în minerale cu sodiu și potasiu, pentru primele două probe, în timp ce ultima probă prezintă un vector cvasiorizontal, ceea ce denotă predominarea feldspașilor potasici. Datorită situației în partea superioară a diagramei, a vectorului probei 1796, reiese că această varietate de andezit este îmbogățită — probabil — hidrotermal în SiO_2 . Tot din poziția vectorilor în diagramă, proba 1660 se apropie de poziția vectorului reprezentând un andezit cu hornblendă; cel al probei 1793b — de cel al unui tonalit, iar al probei 1796 — de un monzonit cuartifer.

După raportul dintre parametrii principali cu cei complimentari rocile andezitice se clasifică după cum urmează: proba 1660 provine dintr-o magmă suprasaturată în alcalii și intră în clasa 2, grupa 6; proba 1793b — dintr-o magmă suprasaturată în alumină, clasa 2, grupa 6, iar proba 1796 — din același tip de magmă, clasa 2, grupa 4.

Din cele prezentate mai sus reies caracterele petrogenetice comune ale andezitelor, rezultate și prin metoda petrochimică Zavarițki.

Constituția normativă a andezitelor este prezentată în coloanele tabelului de mai jos :



Nr. pr.	or	ab	an	fs	en	c	cal	ap	il	mt	cț	Q	A	P %
1660	15,04	23,64	1,08	3,09	9,00	5,10	9,67	0,26	1,08	2,55	29,42	42,58	21,71	35,71
1793 b	15,64	24,27	15,64	2,70	13,08	2,36	1,89	0,27	1,21	1,35	21,99	28,36	20,17	51,47
1796	43,22	8,20	7,38	—	4,78	1,09	—	0,27	0,68	0,54	33,37	36,20	46,89	16,91

Paragenezele prezentate indică conținuturi variabile, relativ ridicate în cuarț (21,99—33,37%). Raportul dintre feldspatul potasic și albit este favorabil ultimului, cu scădere apreciabilă a anortitului în proba 1660. Andezitele cuartifere prezintă un conținut apreciabil în feldspat potasic și cantități apropiate de albit și anortit. Participarea mineralelor femice, reprezentate prin ferosilit și enstatit, este apreciabilă în primele două probe și relativ scăzută în ultima. De asemenea, procesele de carbonatare a componentilor mineralogici este marcat de conținutul relativ ridicat în calcită al primei probe și relativ scăzut în proba 1793b, lipsind complet în andezitele cuartifere. Dintre mineralele accesoriei, cantități subordonate prezintă ilmenitul și magnetitul, iar neglijabile — apatitul. După valoarea indicelui de diferențiere, proba 1660 aparține unui andezit cuartifer; 1793b este situat între andezit și granodiorit; 1796 — apropiată de un riolit. De asemenea, după valoarea indicelui σ și a raportului $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$, rocile andezitice aparțin provinciei magmatice mediu-pacifică (seria calcoalcalină).

Grupa granit-riolite este reprezentată prin riolite granofirice și eutaxitice. Primul tip apare ca o rocă de culoare cenușie-verzuie, cu structură porfirică și textură masivă, rareori vag orientată. Se observă granule de cuarț sau feldspat, prinse într-o masă verzuie, cenușie sau gălbuiu, în funcție de gradul de alterare.

Compoziția mineralologică și dimensiunile apar mai jos :

Minerale componente	Participare %	Dimensiuni mm
Oligoclaz	12,00	0,50-3,00
Sanidină	6,00	0,50-1,80
Amfiboli	4,00	0,70-2,00
Cuarț	4,00	0,50-2,00
Biotit	3,00	0,40-1,00
Apatit	sp.	0,08-0,15
Masa fundamentală	71,00	—

Oligoclazul (18—22% An) apare în fenocristale prismatice, mălate după legea albit-Karlsbad și în foarte rare cazuri, după legea periclin, cu tendințe de aglomerare a porfiroblastelor. Uneori prezintă fenomene de argilizare și epidotizare incipiente. Adesea oligoclazul prezintă coroziuni, precum și spargeri. Sanidina formează separații porfi-



rice cu macle bisintetice, avînd planul de clivaj sinuos, adesea zigzagat, prezentînd sericitizări și argilizări parțiale. Mai apar aspecte de cioburi și contururi puternic corodate. Amfibolii prezintă fenocristale prismatice alungite, cu secțiuni bazale și evidente fenomene de transformare în pennin și epidot. Cuarțul are forme foarte variate: de la cristale bipiramidate la hexagonale, cu puternice corodări și uneori cu aspect așchios, iar în mai multe cazuri, prezintă borduri de reacție constituite din albit și cuarț. De asemenea, mai apare biotitul în lamele ușor ondulate, total cloritizat, recunoscîndu-se doar după apariția sfenului pe urmele de clivaj, precum și apatitul în mici cristale dispuse haotic în masa rocii.

Masa fundamentală are structură granofirică reliefată de concreșterile neregulate de feldspat și cuarț. De obicei, feldspatul este tulbură cu relief puternic negativ. Ea este străbătută de filonașe umplute cu cuarț, epidot și clorit. De asemenea, mai apar și rare cuiburi mici umplute cu aceleași minerale.

Riolitele eutaxitice sunt roci de culoare cenușie, care înglobează fragmente de diferite roci. Structura lor este litocristalo-vitroclastică, iar textura masivă, uneori cu aspect brecios.

Constituția modală este redată în tabelul de mai jos :

Minerale componente	Participare %	Dimensiuni mm
Cuarț	8,00-10,00	0,20-1,80
Micropertit	5,00- 6,00	0,30-1,20
Biotit	3,00- 4,00	0,20-1,00
Fragmente de roci	4,00- 5,00	0,40-3,00
Apatit	sp.	0,07-0,15
Masa fundamentală	75,00-80,00	—

Roca este constituită dintr-o masă fundamentală alcătuită din sticlă și cenușă vulcanică. Acești compoziții sunt afectați de bentonitzare sau apar ca o masă formată din feldspați și cuarț, cu structură granofirică, care înglobează fenocristale corodate sau fragmente de cuarț și micropertit. Mai apar și cristale așchioase de cuarț, micropertit și lamele de biotit, orientate paralel, cu intense cloritizări și defericări. Cristalele menționate, împreună cu lamelele de biotit sunt mulate de fragmente de sticlă aplatizate și sudate între ele, care uneori sunt descompuse în feldspați potasici și cuarț cu structură granofirică. Au mai fost observate transformări într-o masă argiloasă, în care apar solzi fini de illit și montmorillonit cu orientare paralelă, ceea ce face că roca să capete structură pseudofluidală, aceasta fiind marcată și mai pregnant de dispoziția paralelă a lamelelor ondulate de biotit.

Fragmentele de roci înglobate sunt reprezentate prin gresii cuarțitice și sisturi cuarțitice sericitoase. Aceste fragmente sunt mulate



de illit-montmorillonit sau de fragmente de sticlă, în parte transformată sau devitrificate.

Riolitul granofiric apare la contactul filonului de diorite cu andezitele cuarțifere cu amfiboli și biotit de pe pîriul Plăiești, iar cele eutaxitice apar pe affluentul drept al văii Sibișoara.

Tipurile de riolite prezентate mai sus dă următoarele conținuturi în oxizi (analisti : S. Popa — 1973c ; I. Gafencu — 419 a, b) :

Nr. pr.	SiO ₂	Al ₂ O	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	Sumă
1793 c	69,00	13,82	2,45	0,86	0,15	0,05	0,13	2,42	0,90	3,53	4,34	0,02	0,50	1,70	—	99,87
419 a	78,10	10,83	1,22	0,77	0,21	urme	0,08	0,91	1,81	0,36	2,31	urme	0,12	2,70	0,14	99,55
419 b	74,38	12,91	1,14	0,63	0,19	urme	0,31	1,12	2,32	0,44	3,03	—	0,13	2,99	—	99,59

Valorile parametrilor magmatici Niggli sunt redați mai jos :

Nr. pr.	Qz	Si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	α	μ	c/fm
1793 c	194	333	39,08	19,25	12,35	29,32	0,45	0,63	52,41	40,97	6,67	0,13	0,09	11,30	0,28	0,64
419 a	478	605	47,98	31,40	7,17	13,45	0,80	0,80	72,62	20,77	6,11	0,18	0	11,56	0,64	0,22
419 b	364	475	48,12	29,70	7,52	14,66	0,82	0,87	67,08	25,26	7,66	0,15	0	19,67	0,72	0,25

Proiecția în diagrama raportului parametrilor c/fm : $al : alk$ situează riolitul granofiric în cîmpul rocilor magmatice din secțiunea IV, în timp ce cel eutaxitic apare în cîmpul rocilor sedimentare din secțiunea II (proba 419a) și respectiv secțiunea III (proba 419b), fapt explicitat prin prezența fragmentelor de gresii cuarțitice și sisturi cuarțitice sericioase, precum și de frecvența acestora.

Din raportul parametrilor $k : mg$, prima varietate de riolite apare în cîmpul rocilor sommait-dioritice ; iar celelalte două în cîmpul rocilor piroxenolitice (419a) și al celor missouritice (419b). După valorile celorlalți parametri, primul tip de rocă se încadrează la tipul de magmă adamelitică, avînd însă parametrul Si mai ridicat, iar celelalte două probe se apropie ca proveniență de tipul de magmă rapakivitică, avînd parametrul Si extrem de ridicat, datorită frecvenței fragmentelor de roci înglobate. Pe diagrama raportului menționat, primul tip este proiectat în apropierea diagonalei cu valoarea $k : mg = 1,00$, în timp ce tipul eutaxitic este proiectat departe de această.

Caracterul alcalinității rocilor este redat de proiecția în diagrama variației raportului parametrilor $alk : al$. Astfel, riolitul granofiric este



dispus în domeniul rocilor relativ bogate în alcalii, în timp ce riolitele eutaxitice în cel al rocilor sărace în alcalii. Pe diagrama raportului parametrilor $c/fm : mg$, probele analizate apar în domeniul caracterizat de funcția $Mg < Ca < Fe$, dar în apropierea liniei de demarcare de domeniul caracterizat de funcția $Ca < Mg < Fe$ și doar proba 419b, în apropierea limitei cu domeniul caracterizat de funcția $Mg < Fe < Ca$. De asemenea, pe diagrama raportului parametrilor $c/fm : al$, primul tip de rocă este dispus în domeniul salic, iar cel de-al doilea tip în cel semisalic.

Proiecția în triunghiul QLM dispune primul tip de rocă în partea centrală, în timp ce al doilea tip apare în partea superioară, care caracterizează rocile cu exces de silice, explicabil prin prezența fragmentelor de roci străine.

Valorile parametrilor petrochimici Zavaritki apar redate mai jos :

Nr. pr.	a	c	b	s	f'	a'	m'	e'	n
1793 c	13,92	2,25	5,26	78,56	58,44	—	28,56	12,99	55,00
419 a	3,83	1,03	12,11	83,03	13,16	63,68	23,68	—	20,00
419 b	5,02	1,27	13,71	80,00	10,32	62,92	26,76	—	18,00

Pe diagrama vectorială, riolitul granofiric este proiectat în partea superioară, ceea ce denotă prezența combinațiilor mineralogice bogate în SiO_2 și este apropiată de vectorul reprezentând un granit calcoalcalin. Riolitele eutaxitice au vectorii foarte apropiati de linia SB, ceea ce denotă sărăcie în combinații mineralogice cu alumosilicați alcalini. Având și o evasiorizontalitate, reiese că ele sunt suprasaturate în combinații mineralogice aluminifere și prezintă un conținut ridicat în potasiu. După proiecția vectorilor în diagrama aferentă (Dally), primul tip apare în apropierea vectorului reprezentând un granit calcoalcalin ; proba 419a — în apropierea vectorului care reprezintă un tonalit, iar 419b în dreptul vectorului reprezentând un andezit hyperstenic.

Din relațiile parametrilor principali cu cei complimentari, rocile grupei prezentate se clasifică după cum urmează :

Nr. pr.	Tipul de magmă	Clasa	Grupa
1793 c	Suprasaturată în alcalii	2	4
419 a	Suprasaturată în aluminiă	1	1
419 b	Suprasaturată în aluminiă	1	1



Compoziția modală normativă a rocilor este redată mai jos :

Nr. pr.	or	ab	an	wol	fs	en	c	cal	ap	il	mt	hm	cț	Q	A	P
1793c	24,81	30,20	8,90	0,94	—	2,96	—	—	0,27	0,27	1,48	0,36	29,81	31,80	26,47	41,73
419 a	12,62	3,15	2,63	—	0,11	5,91	4,33	0,39	0,22	0,39	0,92	—	69,33	79,02	14,38	6,60
419 b	17,05	3,73	3,46	—	—	7,59	4,93	—	0,60	0,40	0,66	0,13	61,45	71,71	19,89	8,40

Paragenezele prezентate mai sus indică diferențe mari în conținutul de cuart din primul tip de riolit (29,81) față de riolitele eutaxitice (61,45—69,33%). În cazul riolitului granofiric, albitul domină feldspatul potasic, cu scăderea corespunzătoare a anortitului, în timp ce la riolitele eutaxitice, feldspatul potasic domină asupra albitului și anortitului, care se găsesc în cantități apreciabile.

Dintre mineralele femice, enstatitul prezintă participări destul de mari în al doilea tip și mai scăzute la primul tip. În cantități neglijabile



Fig. 9. — Cută anticlinală de amfibolite, prinsă ca enclavă în gramodioritele din versantul stîng al Crișului Pietros. Cariera Pietroasa.

Pli anticlinale d'amphibolites, en-globé comme enclave dans des granodiorites du versant gauche du Crișul Pietros. Carrière de Pietroasa.

apar apatitul și hematitul, în timp ce corindonul are o participare destul de ridicată și constantă la constituția mineralologică a riolitelor eutaxitice.

În triunghiul QAP primul tip de rocă se proiectează în partea central-inferioară, iar cel de-al doilea în partea cea mai superioară.

Din grupa granodiorit-dacit apar granodiorite, care alcătuiesc corpul eliptic de la Pietroasa. În cadrul acestuia au mai fost întâlnite aplite și filoane de curăț. Au fost cercetate petrografic și petrochimic granodioritele de pe valea Crișului Pietros.

În extremitatea estică a carierei din versantul stîng al văii menționate, a fost observată o enclavă de amfibolite de dimensiuni de $3,00 \times 6,00$ m, care constituia o cută anticlinală cu partea axială complicată de microcute (fig. 9).

Compoziția modală a granodioritelor de pe valea Crișului Pietros :

Minerale componente	Participare %	Dimensiuni mm
Feldspați alcalini	34,00	0,30-2,00
Feldspați plagioclazi	32,00	0,40-3,00
Cuarț	15,00	0,20-2,00
Biotit	12,00	0,50-2,00
Amfiboli	4,00	0,50-1,30
Apatit	sp.	0,05-0,08
Minerale opace	3,00	0,02-0,50

Feldspați alcalini apar în cristale tabulare sau prismatice de criptopertite și micropertite. Uneori aceștia au macle bisintetice cu structuri pătate sau nebulitice, în tablă de șah și în cazuri rare, structuri cadrilate după față (001), sau cu fibre alungite cu luminositate diferită în secțiunile mai mult sau mai puțin paralele cu fața (010). Feldspați plagioclazi sunt de tipul unui andezin (42—48% An), cu macle după albă + Karlsbad \pm periclin, cu structuri zonare. Pe fisuri prezintă albitizări incipiente și epidotizări. De asemenea, cuarțul formează cristale xenomorfe, iar biotitul prezintă lamele secționate după bază cu cloritizări parțiale și separații granulare de sfen. Tot dintre mineralele femice, hornblenda comună apare în cristale prismatice cu extincție de 22° , parțial transformată în clorit, sfen și epidot.

După cum s-a menționat, în cadrul magmatitelor laramice, mai apar filoane de aplite care au structură echigranulară, fiind constituite din feldspat, ortoză, cuarț și foarte rar biotit și pirită, în granule izometrice, sugerând formare simultană. În apropierea filonului descris, care apare pe interfluviul dintre pîrul Lazului și pîrul Bălătrucului se situează și unul cu caractere micropegmatitice.

Compoziția chimică a granodioritului (analist : S Popa) este următoarea :



Nr. pr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	C.O ₂	Suma
217	67,30	14,45	2,74	1,50	0,40	0,07	0,13	3,71	0,90	3,48	4,04	0,07	0,30	—	99,49

Valorile parametrilor magmatici Niggli sunt redate în tabelul de mai jos :

Nr. pr.	Qz	Si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	α	μ	c/fm
217	136	289	36,57	20,00	16,88	26,55	0,41	0,50	50,15	41,16	8,69	0,17	0,20	7,81	0,20	0,84

În diagrama raportului parametrilor $c/fm : al : alk$, granodioritul se încadrează în cîmpul rocilor magmatice din secțiunea V, iar în cea a parametrilor $k : mg$, apare în domeniul rocilor tonalitice dar, după valoarele celorlalți parametri se apropie ca geneză, de tipul de magmă normal-granodioritică. Pe diagrama raportului menționat, roca apare în cîmpul delimitat de linia cu valori ale lui $k = mg = 0,45$ și 1,00.

Alcalinitatea rocilor este reflectată de proiecțarea rocii în cîmpul celor relativ bogate în alcalii, iar pe diagrama raportului parametrilor $alk : al$, este proiectată pe linia de separație a domeniului caracterizat de funcția $\text{Ca} < \text{Fe} < \text{Mg}$ de domeniu caracterizat de funcția $\text{Ca} < \text{Mg} < \text{Fe}$. De asemenea, în diagrama raportului parametrilor $al : fm$, granodioritul este proiectat în domeniu salic.

În triunghiul QLM , roca apare în partea centrală, cu precădere spre latura QL , marcat fiind de caracterul saturării în combinații mineralogice cu cuarț și feldspat.

Valorile parametrilor Zavaritski sunt redate în tabelul următor :

Nr. pr.	a	c	b	S	f'	m'	c'	n
217	14,35	2,63	5,18	77,80	53,00	20,80	26,20	59,00

Granodioritul este proiectat în partea superioară a diagramei vectorilor, care indică roci cu conținuturi ridicate în SiO₂, avînd vectorii apropiati de cei care reprezintă un granit calcoalcalin. În clasificarea aferentă, roca analizată provine dintr-o magmă suprasaturată în alcalii și intră în clasa 2, grupa 4.



Compoziția mineralogică normativă este redată în tabelul următor :

Nr. pr.	or	ab	an	wol	en	cal	ap	il	mt	hm	cț	Q	A	P
217	22,80	32,33	10,07	2,12	2,92	1,19	0,26	0,60	2,12	0,06	25,53	28,13	25,13	46,70

Din datele prezentate, reiese că albitul și anortitul predomină asupra ortoclazului, iar dintre mineralele femice, enstatitul este puțin mai mult ca wollastonitul. Mai apare calcita în cantități ridicate, ceea ce denotă un aport de neoformațiune, iar dintre mineralele accesoriei doar magnetitul are conținuturi unitare, celelalte fiind în cantități mici.

În triunghiul QAP, granodioritul este proiectat în partea central-inferioară, iar după valoarea indicelui de diferențiere, se încadrează la tipul unui granit. De asemenea, după valoarea indicelui σ și al raportului $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ roca se încadrează în provincia magmatică mediu-pacifică.

În regiunea cercetată, pe cursul mediu al văii Sibișoara apar roci verzui-cenușii cu plane de separații asemănătoare stratificației (curgeri), care reprezintă grupa rocilor ignimbritice. Aceste roci apar constituite dintr-o masă fundamentală în care sunt prinse fenocristale de microclin-pertit și cuarț, dispuse paralel și subparalel cu lamele de biotit. Structura lor este cristalo-vitroclastică.

Compoziția modală este redată în tabelul de mai jos :

Minerale componente	Participare %	Dimensiuni mm
Cuarț	8,00-12,00	0,50-2,50
Micropertit + microclin pertit	7,00- 8,00	0,40- 2,80
Biotit	3,00- 4,00	0,40-1,00
Apatit	sp.- 1,00	0,05-0,10
Masa fundamentală	75,00-77,00	—

Cuarțul apare în fenocristale puternic corodate sau cu aspect aşchios, uneori cu extincție ondulatorie, în timp ce micropertitul se prezintă în fenocristale cu dezvoltare largă, corodate parțial sau total, transformate în minerale argiloase. Mai apar și structuri de schahbrettalbit. De asemenea, se observă lamele de biotit, în cea mai mare parte transformat în opacit sau cu separații granulare de sfen.

Masa fundamentală este constituită din fragmente de sticlă aplatizate și contorsionate, sudate între ele, dar cu un grad diferit de



sudare, devitrificare și descompunere în minerale argiloase. În unele secțiuni se observă, în lumină paralelă, fragmente de sticlă cu forme dantelate și festonate, precum și cenușă vulcanică descompusă în minerale argiloase (illit) care mulează ferocristalele de cuarț și felspați.

Conținutul în oxizi al acestor roci este redat mai jos (analisti : I. Gafencu — proba 414 și S. Popa — proba 1728) :

Nr. pr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	Suma
414	71,98	13,59	2,33	0,35	0,38	urme	0,16	1,12	0,91	0,87	5,62	—	0,10	2,05	0,18	99,54
1728	73,35	11,50	2,37	0,57	0,15	urme	0,14	0,91	2,05	0,59	4,82	—	0,35	2,50	0,06	99,56

Valorile parametrilor magmatici Niggli sînt redate mai jos :

Nr. pr.	Qz	Si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	α	μ	c/fm
414	277	429	47,70	19,44	7,06	25,80	0,80	0,81	61,10	33,45	5,45	0,08	0	21,35	0,40	0,37
1728	298	441	40,71	31,78	6,00	21,51	0,86	0,83	63,05	28,73	8,22	0,09	0	16,02	0,57	0,19

Proiecția în diagrama raportului parametrilor $c/fm : al : alk$ situează proba 414 în cîmpul rocilor sedimentare al secțiunii III, iar proba 1728 tot în același cîmp al secțiunii II. Proiectarea în cîmpul rocilor sedimentare se datorează gradului de alterare a masei fundamentale, respectiv transformarea sticlei și cenușii vulcanice în minerale argiloase, știut fiind faptul că la aceste roci, un rol important îl are masa fundamentală. Apropierea parametrilor k și mg încadrează aceste roci în cîmpul repartizat rocilor piroxenolitice, dar după valorile celorlalți parametri ele se apropiie ca tip de magmă de proveniență de tipul rapakivi, avînd însă parametrul Si mai ridicat. Pe diagrama acestui raport, rocile analizate se grupează la distanță de linia valorilor $k = mg = 1,00$.

Alcalinitatea rocilor ignimbritice este reflectată de încadrarea lor în domeniul rocilor alcaliji intermediare, iar în cea a variației raporturilor parametrilor $c/fm : mg$, ele apar în cîmpul caracterizat de funcția $Mg < Ca < Fe$. Doar în diagrama raportului parametrilor $al : fm$, ignimbritele se încadrează în domenii diferite, datorită gradului diferit de transformare a masei fundamentale. Astfel, proba 414 apare în domeniul salic, iar proba 1728, în domeniul semisalic.

În triunghiul QLM , ignimbritele sunt proiectate în partea sa superioară, spre latura QL , ceea ce denotă roci bogate în combinații mineralogice cu SiO_2 .



Parametrii petrochimici Zavarițki sunt redați în tabelul următor :

Nr. pr.	a	c	b	S	f'	a'	m'	n
414	9,97	1,35	6,49	82,19	34,74	42,11	23,15	19,18
1728	8,00	1,05	10,55	80,40	23,60	44,72	31,68	16,00

Din diagrama vectorială reiese că proba 414 este apropiată de vectorul reprezentind un porfir cuarțifer sau liparit, iar cel al probei 1728 se apropie de vectorul unui tonalit. De asemenea, din raportul parametrilor Zavarițki reiese că rocile analizate provin dintr-o magmă suprasaturată în aluminiu și se încadrează în clasa 2, grupa 3.

Compoziția mineralogică normativă este redată în tabelul de mai jos :

Nr. pr.	or	ab	an	en	c	ap	il	mt	hm	cț	Q	A	P
414	32,00	7,45	3,52	2,94	3,18	0,61	0,67	—	0,94	48,65	53,10	34,92	11,98
1728	27,36	5,36	3,51	6,84	2,60	0,26	0,26	0,80	0,60	52,41	59,12	30,86	10,02

Paragenezele redate mai sus relevă participări ale cuarțului și a mari variații, predominarea netă a ortoclazului asupra plagioclazilor, precum și o participare ridicată a enstatitului. Mineralele accesorii au o prezență neglijabilă.

În triunghiul QAP, rocile ignimbritice se proiectează în partea sa superioară, spre latura QA dar alăturate, ceea ce subliniază geneza unică.

După valoarea indicelui de diferențiere, rocile citate se apropie de cea a unui riolit, iar după valoarea indicelui σ și a raportului dintre $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$, ele se încadrează în provincia magmatică extrem-pacifică.

Variata chimismului magmatitelor din regiunea cercetată este relevată în figura 10. Punctul de intersecție al curbelor al cu fm , punctul izofalic este redat de valoarea lui $Si = 207$. Curbele fm și alk se intersectează la valoarea lui $Si = 270$ și $Si = 229$, iar curbele c și alk se intersectează la valoarea lui $Si = 225$, ceea ce denotă existența unei accentuate diferențieri magmatice.

Valoarea indicelui Peacock fiind egală cu 61% SiO_2 (reprezentat în fig. 11), încadrează rocile grupei rocilor bazice în cea a rocilor calc-alcalice limită cu calcice. Pentru rocile grupei granit-riolite, granodiorit-



dacit și ignimbritice, apare încă o valoare de 66% SiO_2 , care le încadrează în grupa rocilor calcice.

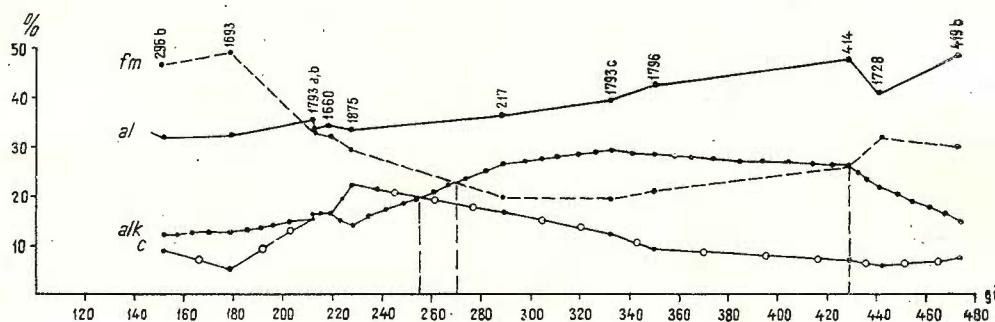


Fig. 10. — Diagrama de diferențiere după Niggli.
Diagramme de différenciation selon Niggli.

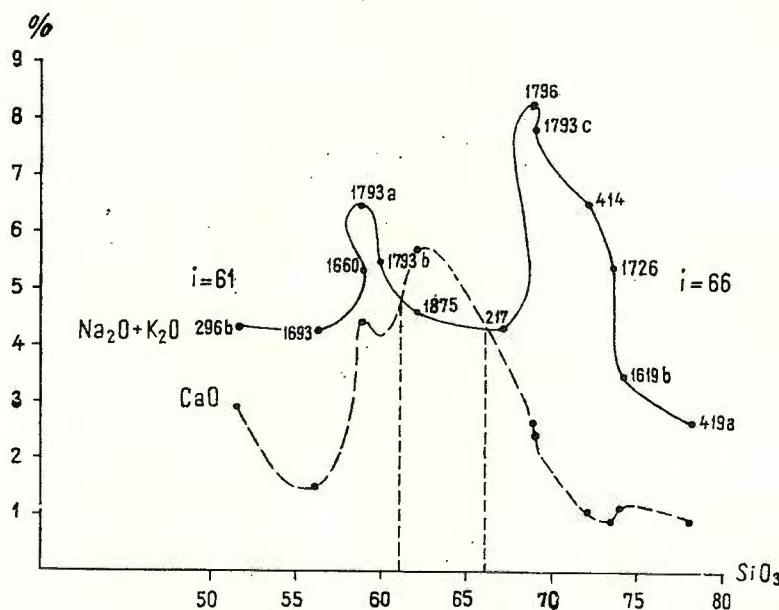


Fig. 11. — Diagrama definirii indicelui alcali-calcic Peacock.
Diagramme de la détermination de l'indice alcali-calcique Peacock.

Repartiția rocilor cercetate în provinciile magmatice (Rittmann) este prezentată în figura 12.

Valorile coeficientului de aciditate (Loewinshon-Lessing), încadrează rocile magmatice cercetate în regiune, după cum urmează :

Nr. pr.	Valoarea coeficientului de aciditate	Tipul de roci	Caracterul magmei
296 b	1,61	Bazite	Magma de mono și bisilicăți
1693	1,96	Bazite	Magma de mono și bisilicăți
1875	2,35	Mezite	Magma de bisilicăți
1793 a	2,27	Mezite	Magma de bisilicăți
1660	2,28	Mezite	Magma de bisilicăți
1793 b	2,15	Mezite	Magma de bisilicăți
1796	3,60	Acidite	Magma de polisilicăți
1793 c	3,47	Acidite	Magma de polisilicăți
419 a	6,04	Acidite	Magma de polisilicăți
419 b	4,82	Acidite	Magma de polisilicăți
217	3,01	Acidite	Magma de polisilicăți
414	4,48	Acidite	Magma de polisilicăți
1728	4,63	Acidite	Magma de polisilicăți

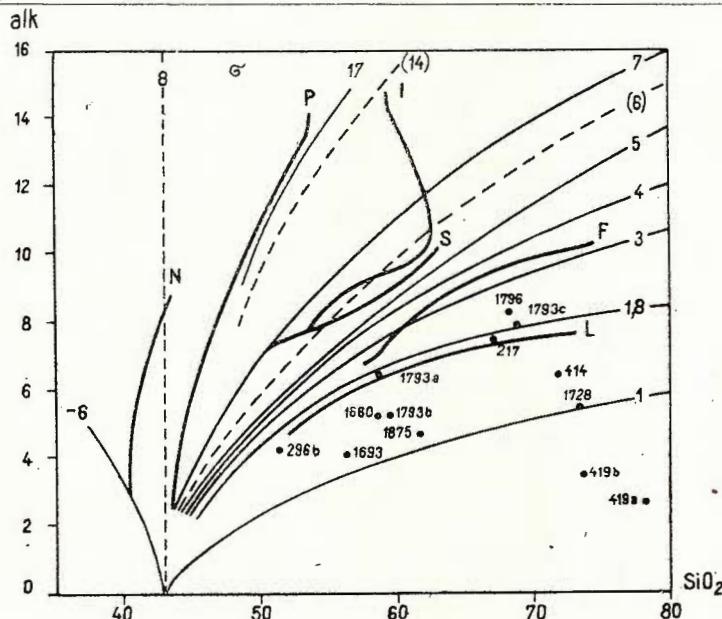


Fig. 12. — Relația dintre silice și alcalii în rocile analizate (după Rittmann). L — pacific intens ; F — slab pacific ; S — slab atlantice ; I — slab mediteraneene pînă la atlantice medii ; N — intens atlantice ; P — slab mediteraneene.

Relation entre silice et alcali dans les roches analysées (selon Rittmann). L — pacifique intens ; F — faiblement pacifique ; S — faiblement atlantiques ; I — faiblement méditerranéennes jusqu'à atlantiques moyennes ; N — intensément atlantiques ; P — faiblement méditerranéennes.

4. *Depozitele pannoniene* fac parte din cele ale bazinului neogen al Beiușului, care au format obiectul a numeroase lucrări.

5. *Depozitele cuaternare* sunt reprezentate prin aluviuni, terase și conuri de dejecție.

Tectonica regiunii

După cum s-a amintit anterior, din punct de vedere structural, regiunea cercetată aparține unităților de Bihor, de Codru și de Arieșeni.

Asupra tectonicii plicative care a creat edificiul structural existent a apărut o bogată și competență literatură a autorilor care au pus în evidență diferențele pînze (Kräutner (1941); Dimitrescu (1959); Bleahu (1957); Bordea, Bordea (1973) și alții). Tectonica disjunctivă se manifestă prin existența a două sisteme de falii: un sistem orientat NNW-SSE și unul orientat ENE-WSW. Una din principalele falii din cadrul primului sistem este falia, cunoscută în literatură ca falia „Arieșeni-Galbena“, care pune în relații disjunctive autohtonul de Bihor cu formațiunile pînzei de Codru și a celei de Arieșeni, precum și două falii paralele situate la SW de dealul Căușa care, pune în relații anormale formațiunile campiliene cu cele seisiene, precum și cu cele anisiene. Din cel de-al doilea sistem fac parte falii: Muncelul-Galbena și Julești-Plăiuț-Păuleasa, pe care se insinuează magmatite andezitice. De asemenea, există și falia „Pietrele Roșii“ orientată aproximativ WNW-ESE care, pune în relații anormale autohtonul de Bihor cu pînza de Arieșeni.

În afara celor două sisteme majore, mai există numeroase falii cu caracter local, de importanță minoră.

BIBLIOGRAFIE

- Arabu N. (1941) La géologie des environs de Băița. *D. S. Inst. Geol.* XXV, București.
- Bleahu M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Padeș-Cetățile Ponorului. *D. S. Inst. Geol.* XLI, București.
- Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni. *An. Rom. Sov. Geol.* 2, București.
- Mantea G. (1962) Le Rhétien de Monts Apuseni (Carpates Roumaines). *Com. des Cong. de Mésozoïque*, Luxemburg.
- Bordea S., Bordea Josefina (1973) Noi date stratigrafice și structurale în nord-vestul munților Bihor. *D. S. Inst. Geol.* LIX/5, București.
- Cioflica G. (1967) Die Entwicklung des Laramischen Magmatismus in Rumänien. *Acta geol. Ac. Sc. Hungaricae*, 11, Budapest.
- Vlad S. (1967) Granații din skarnele de la Băița Bihorului. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* XII, 1, București.
- Vlad S. (1967) Observații asupra skarnelor de la Băița Bihorului. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* XIII, 1, București.



- Vlad ř. (1970) La nature polyascendente des métasomatites laramiques de Băița Bihorului (Monts Apuseni). *Acta geol.* 14.
 - Vlad ř. (1972) Strukturnie tipi laramiiskih pirometasomatitov Rumînii. Com. à la Conf. „Metasomatism i rudoobrazovanie“, Leningrad.
 - Vlad ř., Stoici S. (1973) Repartition de la mineralisation dans les skarns de Băița Bihorului. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr. Ser. Géol.* 15, 1, București.
 - Vlad ř. (1973) Contribution à la connaissance des types structuraux de pyrometasomatites laramiennes de Roumanie. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr. Ser. Géol.* 17, 1, București.
 - Vlad ř. (1973) The correlation of laramian metallogenic events belonging to the Carpatho-Balkan area. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr. Ser. Géol.* 17, 2, București.
- Dimitrescu R. (1959) Kratkii ocerk gheologhii Zapadnîh gor. Sov. gheologhiia, 5, Moskva.
- (1959) Le vulcanism permien en Roumanie. *Geologische Rundschau*, 48, Stuttgart.
 - Bordea S., Puricel R. (1965) Notă asupra structurii paleozoicului din regiunea Arieșeni (Bihor). *D. S. Inst. Geol.* LI, București.
- Gherasi N. (1969) Microfaciesuri, metamorfism termic și metasomatic în bazinul superior al Crișului Negru. *D. S. Inst. Geol.* LIV/3, București.
- Giuşcă D. (1937) Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paleozoïque des Monts du Bihor. *Bull. Lab. Miner. Univ. Buc.* II, București.
- (1950) Contribution à la connaissance des corneens du Bihor. *Ann. Com. Geol.* XXVII, București.
 - (1952) Le massif éruptif de Vlădeasa. *Ann. Com. Geol.* XXVII, București.
 - Istrate G., Ștefan A. (1969) Le complex volcano-plutonique de la Vlădeasa (Roumanie). *Bull. volcanologique*, XXXIII, 4, Napoli.
- Istrate G., Preda I. (1970) Prezența rocilor spilitice în valea Peșterii-Meziad (Munții Pădurea Craiului). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 15, 1, București.
- (1975) Formațiunea riolitelor ignimbritice din partea vestică a masivului Vlădeasa. *D. S. Inst. geol. geof.* LXI/1, București.
- Jelinek I. (1937) Les roches éruptives banatiques de Monts du Bihor. *Bull. Lab. Miner. Univ. Buc.* II, București.
- Kräutner Th. (1941) Etudes géologiques dans Pădurea Craiului. C.R.D.S. *Inst. Geol.* XXV, București.
- (1941) Observations géologiques dans les Monts du Bihor. *D. S. Inst. Géol. Roum.* XXVI, București.
- Manea A.I. Z. (1973) Asupra prezenței unei formațiuni cristalofiliene în baza pînzei de Arieșeni (Munții Bihor). *D. S. Inst. Geol.* LIX/1, București.
- Mantea G. (1969) Geologia părții de nord-vest a munților Bihor (Reg. Ferice). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 14, 2, București.
- Peters K. (1861) Geologische montainsche Studie der Erzlagerstätten von Rézbanya (Băița). *Ref. in Vehr. d. k. k. geol. R.* A. Budapest.
- Poșepny Fr. (1874) Geologischen Ungr. *Sitzungsber d. k. k. Acad. der Wissensch.* XLIII, Wien.

- Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad (Munții Pădurea Craiului). Ed. Acad. R.P.R. București.
- Primics G. (1892) Skizzenhafter Bericht über die im nördlichen Theile des Bihargebirge im Jahre 1890. *Bewerstelligte geologische Detailaufnahme d. k. k. umgr. geol. A. J.* Budapest.
- Rafael et Angela (1963) Asupra rocilor de contact din regiunea Pietroasa-Budureasa (Munții Bihor). *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V, 1961, II,* București.

PÉTROLOGIE DES MAGMATITES DE LA RÉGION DE LA VALLEE CRİŞUL PIETROS-VALLÉE SIGHIȘTEL (MONTS BIHOR)

(Résumé)

Dans la région de la vallée Crișul Pietros-vallée Sighiștel du massif de Bihor, on a entrepris des recherches pétrologiques sur les magmatites sousséquentes lamariques, qui participent à la composition géologique.

Les roches magmatiques sont représentées par des roches appartenant aux groupes gabbro-basaltes, diorite-andésite, granite-rhyolite, granodiorite-dacite et aux roches ignimbritiques.

Du premier groupe font partie les roches basiques qui d'après les valeurs des paramètres magmatiques Niggli appartiennent au champ des roches hornblendite-pyroxénite-péridotites et se rapprochent en ce qui concerne la genèse du type de magma thérolite-gabbroïque.

La projection vectorielle des paramètres obtenus par la méthode Zavaritski place les échantillons analysés dans la partie du diagramme réversée aux roches riches en composants féminiques et qui se trouve près des vecteurs représentant les basaltes et les mélaphyres (Dally). On a également effectué la classification de Zavaritski. Par la méthode C.I.P.W., on a obtenu les paragenèses normatives participantes à la constitution minéralogique des roches étudiées. D'après les indices de différenciation, les roches du groupe des gabbro-basaltes ressemblent à un andésite (échantillon 296 b) ou à un élément compris entre un andésite et un granodiorite, tandis que les roches basiques appartiennent à la province fortement et moyennement pacifique, si on tient compte des valeurs de l'indice.

Le groupe des diorites-andésites est représenté par les diorites-porphyrates qui suivant les valeurs des paramètres magmatiques Niggli sont contenues dans le champ des roches éruptives des coupes IV et V, respectivement le champ des lamprosénites et des lamprosommaites, correspondant au type de magma quartz-dioritique et tonalitique.

Les valeurs des paramètres Zavaritski, projetées sur le diagramme vectoriel, joignent le type mentionné de la série des roches, provenues d'un magma de composition normale ; ces roches sont contenues dans la classe et le groupe de roches correspondant à la classification considérée. Les mêmes observations ont été effectuées pour la composition minéralogique obtenue employant la méthode normative C.I.P.W. En outre, dans le cadre de ce groupe, on a réussi à



distinguer des variétés, tant du point de vue pétrographique que pétrochimique, appartenant aux andésites à amphiboles et biotite et aux andésites quartzifères à amphiboles et biotite.

Les variétés susmentionnées ont été englobées en fonction des valeurs des paramètres magmatiques obtenus par les méthodes : Niggli, Zavaritski, norme C.I.P.W. D'après l'indice de différenciation (Thornton et Tuttle), la première variété est englobée au type d'un andésite quartzifère, la deuxième est située entre un andésite et un granodiorite et la dernière s'approche d'un rhyolite.

L'indice montre l'appartenance du groupe étudié à la province magmatique moyen-pacifique.

Du groupe granite-rhyolites, dans la région étudiée, apparaissent des rhyolites granophyriques et eutaxitiques qui, également, ont été attribuées en fonction des valeurs des paramètres pétrochimiques obtenus.

Dans la région apparaissent encore des granodiorites, qui forment le corps elliptique de Pietroasa, où a été mise en évidence un pli anticinal, comme enclave, formée d'amphibolites dont la partie axiale est compliquée par des micro-plis (fig. 1). La présence de cette enclave de roches basiques plus ou moins métamorphisées démontre la réintégration de certaines failles profondes plus anciennes sur lesquelles se sont installés les magmas banatiques.

Les granodiorites mentionnées ont été englobées conformément aux paramètres pétrochimiques, qui confirment les déterminations pétrochimiques effectuées, tandis que suivant la valeur de l'indice σ et du rapport $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ elles apparaissent dans la province magmatique moyen-pacifique (série calcoalcaline).

En outre, on signale et on présente la pétrologie des roches ignimbritiques, qui apparaissent dans la région de la vallée de Sibișoara et qui sont renfermées dans des domaines différents, selon les valeurs des paramètres pétrochimiques, en fonction du degré de transformation et de la conjuncture géologique. D'après les valeurs de l'indice de différenciation, les roches ignimbritiques sont proches, plus ou moins, du type d'un rhyolite, et l'indice σ les incluent à la province magmatique fortement- et extrêmement-pacifique (série calcoalcaline).

L'auteur du présent ouvrage parle également de l'encadrement des roches étudiées, vu le rapport entre l'oxygène des bases et l'oxygène de l'acide silicique suivant la méthode de Loewinson-Lessing, dans la classification afférente.

On présente aussi les deux systèmes majeurs de failles orientées NNW-SSE et ENE-WSW et les rapports structuraux créés par ces systèmes disjunctifs susmentionnés, même entre différents éléments lithologiques et surtout stratigraphiques.

INTREBĂRI

S. Bordea : 1. Dacă harta aparține autorului, de ce se prezintă, pe lîngă formațiunile eruptive, și o serie de terenuri ce aparțin Paleozoicului și Mezozoicului, ultimele fiind separate pe etaje ?



2. Autorul a afirmat că a găsit roci eruptive bazice pe valea Seghișoara ; a fost consultată foaia 1 : 100 000 — Arieșeni, unde aceste roci sunt figurate chiar pe valea respectivă ?

Răspuns : 1. Harta prezentată aparține autorului, completată fiind cu date în anul 1971, pe baza activității de cercetare dusă de A l. Z. Manea, M. Arion, D. Georgescu și alții și nu urmărește prezentarea geologiei regiunii.

2. Pe foaia Arieșeni sc. 1 : 100.000 sunt consemnate roci bazice, figurate ca corpuri, noi însă le-am găsit ca filoane, aşa cum apar de asemenea și pe harta prezentată.

A. Stefan : Ce conținut în apă au riolitele ignimbritice ?

Răspuns : Riolitele ignimbritice prezintă un conținut de 0,10, respectiv 0,35 % apă.

Ioana Gheorghita : Pe baza cărui criteriu ați încadrat o serie de roci la grupa andezite-granodiorite, ținând seama de faptul că nu este posibilă această încadrare din punct de vedere chimic ?

Răspuns : A fost folosită clasificarea petrografică a lui Zavaritski.

I. Berbeleac : 1. Cum se explică faptul că rocile bazice sunt albitezate, dacă acestea se înscriu în diagrama alk în cîmpul sărac în alcalii ?

2. Care sunt relațiile dintre diversele tipuri de roci banatitice din regiune ?

3. Rocile bazice menționate sunt asociate în timp cu unitatea de Arieșeni ?

4. Considerațiile petrochimice au la bază și date de ordin geochimic (elemente minore) ?

Răspuns : 1. Rocile bazice se plasează în diagrama alk : al în imediata apropiere a cîmpului cu alcalinitate intermedie.

2. Andezitele cuarțifere de pe linia Muncelul-Plăiut-Păuleasa sunt străbătute de filoanele de andezite cu amfiboli și biotit orientate NNW-SSE. Relații directe între granodiorite și restul tipurilor petrografice comunicante nu apar în regiunea cercetată.

3. Rocile bazice prind enclave stratiforme de formațiuni permiene, aşa că ele sunt cel puțin mai noi decât Permianul.

4. Nu au fost efectuate analize de elemente minore.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région de la vallée Crișul Pietros-vallée Sighiștel (Monts Bihor).

Quaternaire : 1, terrasses (a) ; alluvions (b) ; Néogène, Pannonien ; 2, argiles et sables à concrétiōns. I, Unité de Bihor : Crétacé, Barrémien-Aptien : 3, schistes argilatiques noirs et calcaires blancs ; Jurassique, Malm : 4, calcaires gris-blancs massifs, cornéennes et skarnes. II, Unité de Codru : Trias, Carnien : 5, dolomies et calcaires dolomitiques blancs recristallisés ; Ladinien : 6, calcaires noirs massifs à silicifiers ; Anisien : 7, dolomies et calcaires dolomitiques noirâtres bréciifiés ; Campilien : 8, grès quartzitiques à intercalations de tufs et tuffites, dolomies schisteuses ; Séisien : 9, grès quartzitiques. III, Unité de Arieșeni : 10, calcaires



dolomitiques gris ; 11, grès quartzitiques, dolomies schisteuses ; 12, grès quartzitiques gris et rose ; 13, schistes argilitiques violacés (a) ; conglomérats et grès feldspathiques (b) ; Permien : Formations cristallophyliennes ; 14, schistes quartzitiques chlorito-sériciteux et porphyrogénés. IV, Phénomènes de contact : 15, cornifications et skarnifications ; 16, calcaires à brucite. V, Roches éruptives : 17, roches ignimbritiques ; 18, rhyolithes (granophyriques, eutaxitiques) ; 19, andésites quartzifères (a) ; diorites-porphyrées (b) ; 20, granodiorites ; 21, filons aplitiques (a) ; filons de quartz (b) ; 22, lamprophyres ; 23, roches basiques ; 24, carrière ; 25, ravin ; 26, jet d'eau souterrain ; 27, doline ; 28, direction et inclinaison ; 29, ligne de chevauchement ; 30, faille ; 31, faille supposée ; 32, coupes géologiques ; 33, limite géologique.



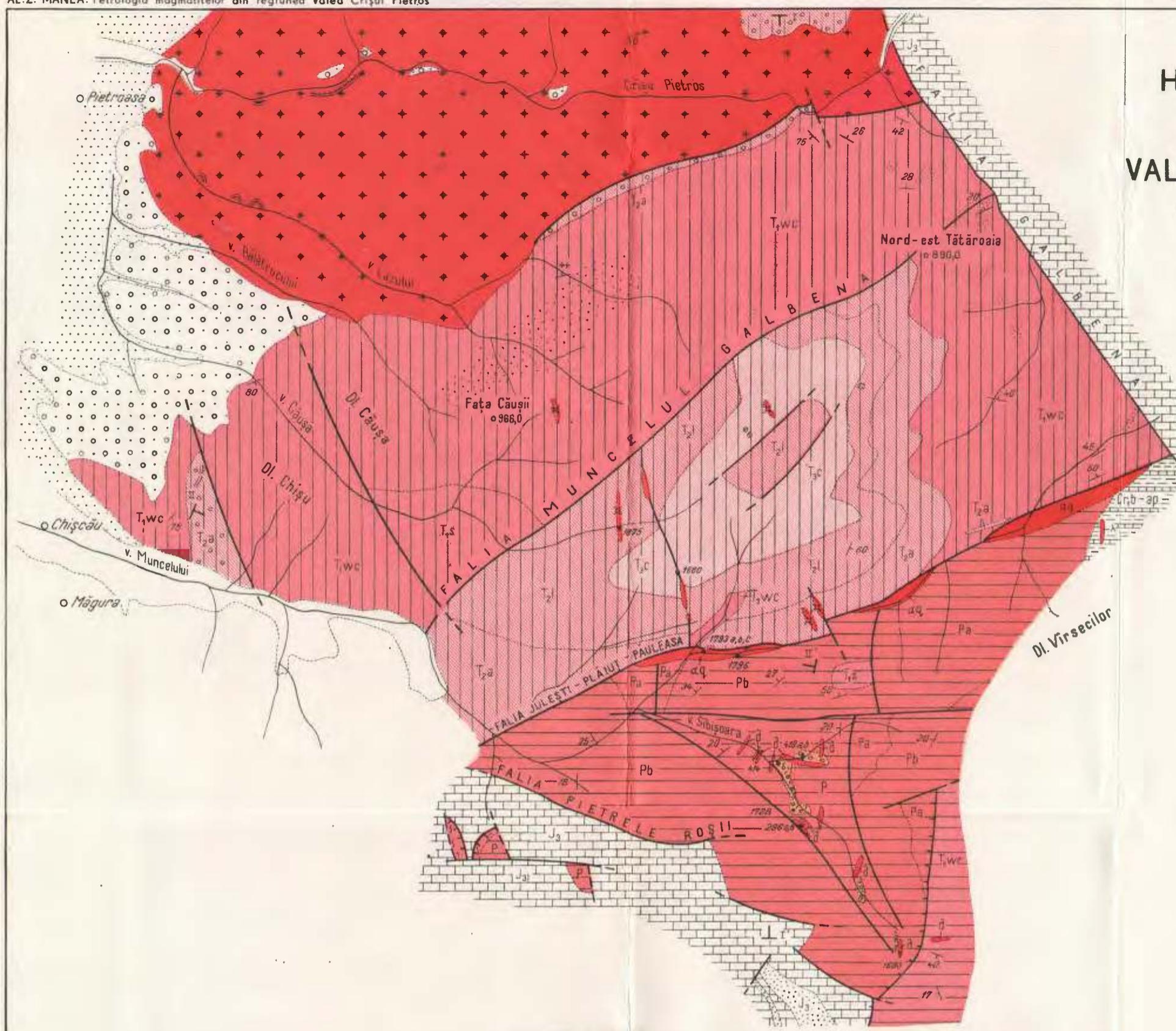


Institutul Geologic al României

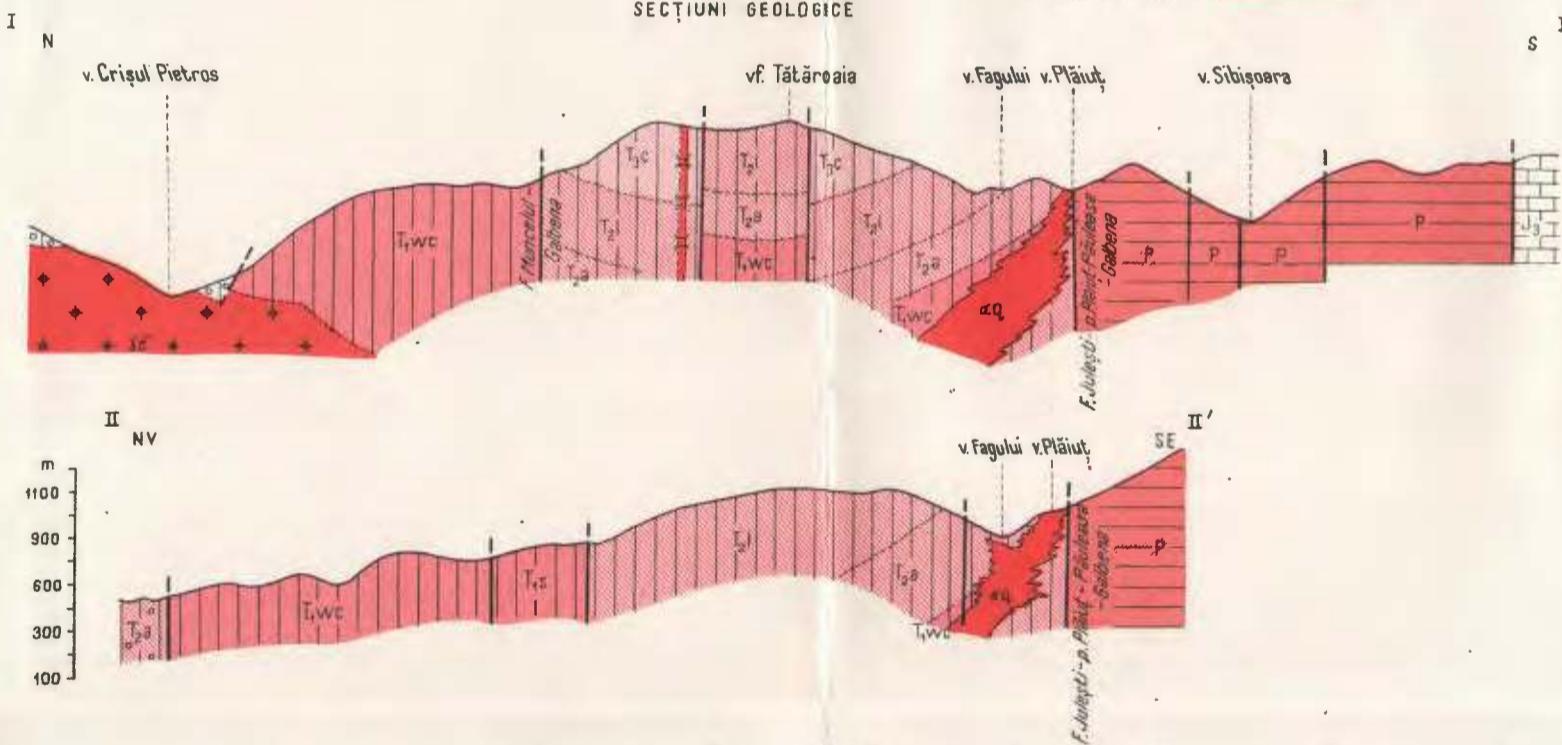
AL. Z. MANEA

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII VALEA CRISUL PIETROS VALEA SIGHIȘTEL (MUNȚII BIHOR)

0 300 600 m



SECȚIUNI GEOLOGICE



CUATERNAR

1 [a] a) Terase, b) aluviumi

NEOGEN

PANNONIAN

2 [Pn] Argile și nisipuri cu concrețiuni

CRETACIC

BAREMIAN-APTIAN

3 [Crb-ap] Șisturi argilică negre și calcare albe

JURASIC

MALM

4 [J3] Calcare cenușii-alba masive, corneene și sterne

I UNITATEA DE BIHOR

III UNITATEA DE ARIESENI

IV FENOMENE DE CONTACT

15 [dotted] Cornificări și scarnificări

16 [o o o] Calcare cu bruci

II UNITATEA DE CÓDRU

V ROCII ERUPTIVE

17 [red] Rocă ignimbritică

18 [red] Riolite (granofirice, eutaxitice)

19 [red] a) Andezite cuarțifere b) Diarit-porfire

20 [red] Grenodiorite

21 [red] a) Filoane aplitice b) Filoane de cuarț

22 [red] Lamprofirie

23 [red] Rocă bazice

24 [diagonal lines] Carieră

25 [arrow] Ponor

26 [Y] Izbuț

27 [circle] Dolină

28 [diagonal lines] Direcție și înclinație

29 [diagonal lines] Linie de încălcare

30 [diagonal lines] Falie

31 [diagonal lines] Falie presupusă

32 [arrow] Secțiuni geologice

33 [curve] Limită geologică

CARNIAN	5 [T3c] Dolomite și calcare dolomitice albe recristalizate	10 [T1c] Calcare dolomitice cenușii
LADIAN	6 [T2c] Calcare negre masive cu silicifiri	
ANISIAN	7 [T2c] Dolomite și calcare dolomitice negricioase breciate	11 [T1c] Gresii cuarțifice, dolomite pistoase
CAMPILLIAN	8 [T1wc] Gresii cuarțifice cu int. de tușuri și tușuri, dolomite pistoase	12 [T1c] Gresii cuarțifice cenușii și roz
SEISIAN	9 [T1s] Gresii cuarțifice	13 [P] a) Șisturi argilicice violacee b) Conglomerate și gresii feldspatici
		b) Șisturi cuarțifice clorito-sericioase și porfirogene
		FORMAȚIUNI CRISTALOFILIENE

193146



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

BANATITELE DIN REGIUNEA DUBOVA-OGRADENA-VALEA MRACONIEI (BANATUL DE SUD) ȘI METALOGENEZA ASOCIATĂ¹

DE

KLAUS GUNNESCH², MARINA GUNNESCH²

Abstract

The Banatitic Rocks of the Dubova-Ogradena-Mraconia Valley Region (South Banat) and the Associated Metallogeny. In the south-eastern part of the Almaj Mountains many dykes of granodioritic rocks developed along a north-south alignment. In this paper the authors provide mineralogical, petrographical, petrochemical and tectonical evidences in order to testify the affiliation of the rocks to the banatitical province. The associated metallogeny, characterized by the Cu-Mo and Cu-pyrite metalliferous paragenesis, is considered to belong to the "porphyry copper" type.

Introducere

În partea sud-estică a munților Almajului se întâlnesc roci eruptive (granodiorite și microgranodiorite) sub formă de dyke-uri ce străbat complexele cristaline ale seriilor de Neamțu și Corbu.

Majoritatea cercetătorilor anteriori (Codarcea, 1940; Codarcea, Pavelescu, 1963; Codarcea et al., 1961; Savu, Ghenea, 1967; Bercia, 1968) au considerat aceste magmatite ca fiind de vîrstă paleozoică.

Primii cercetători, care au presupus o vîrstă mai nouă (Cretacic superior) pentru dyke-urile de roci granodioritice, folosind chiar ter-

¹ Predată la 15 mai 1976, acceptată pentru publicare la 20 mai 1976, comunicată în ședință din 25 mai 1976.

² Întreprinderea geologică de prospecții pentru substanțe minerale solide. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



menul de „banatite“, dar fără a aduce argumente în acest sens, au fost Gheruci și Serafimovici (1964)³.

În același an, Bîrlea și Bîrlea (1964)⁴ au descris filoanele de granodiorite și lamprofire de pe văile Eșelnița și Sfîrdinu sub denumirea de „banatite“.

În teza de doctorat, Anastasiu (1976) consideră, că atât sienitele, cât și microgranodioritele porfirice și lamprofirele din zona Ogradena ar reprezenta „diverse forme de manifestare ale unui magmatism alpin și nu un cortegiu filonian al granitoidelor de Ogradena“. În legătură cu microgranodioritele porfirice, se menționează asemănarea acestora cu magmatitele laramice din Banat.

Ş. Vlad et al. (1975)⁵ au arătat posibilitatea extinderii spre sud a aliniamentului III de banatite, Lăpuşnicel-Armeniş (Giuşcă et al., 1966), considerind ivirile de roci granodioritice din zona Ogradena-Dubova ca aparținând acestui aliniament.

Lucrarea de față are drept scop prezentarea și interpretarea unor fapte de observații (rezultate în urma executării unor lucrări de prospecțiuni de mare detaliu (K. Gunnesch, Marina Gunnesch, N. Hirlea, 1975⁶) privind mineralogia, petrografia și chimismul rocilor granodioritice din partea sud-estică a munților Almajului, precum și produsele metalogenetice legate de acestea, în încercarea de a aduce elemente suplimentare pentru precizarea originii și vîrstei acestor roci.

Caracterele mineralogice și petrografice ale rocilor granodioritice

În regiunea Dubova-Ogradena-valea Mraconiei, dyke-urile de roci granodioritice apar orientate aproximativ nord-sud, având grosimi de 0,5 m—50 m și lungimi de zeci pînă la sute de metri (fig. 1).

Macroscopic, granodioritele se prezintă ca roci de culoare cenușie, dure și cu structură porfirică. De regulă, se observă cristale de feldspat și cuarț, mai rar de biotit, prinse într-o masă fundamentală microcristalină.

Pentru granodioritele porfirice din regiunea cercetată este caracteristică următoarea parageneză: feldspat plagioclaz + cuarț + feldspat potasic + biotit ± hornblendă + minerale accesori (magnetit, apatit, zircon, titanit). Mineralele secundare sunt reprezentate prin sericit (muscovit), clorit, calcit, minerale argiloase, epidot, oxizi și hidroxizi de fier.

În constituția mezostazei intră cristale mici de cuarț, feldspat potasic, plagioclaz și sericit.

Feldspatul plagioclaz se dezvoltă sub formă de fenocristale euhedrale, mai rar subhedrale, maclate polisintetic și în mod frecvent zoante normal sau recurrent. Numărul zonelor este mic, iar conținutul în anortit variază de obicei între 20—35%.

^{3, 4, 6} Arh. I.G.P.S.M.S. București.

⁵ Arh. I.G.G. București.



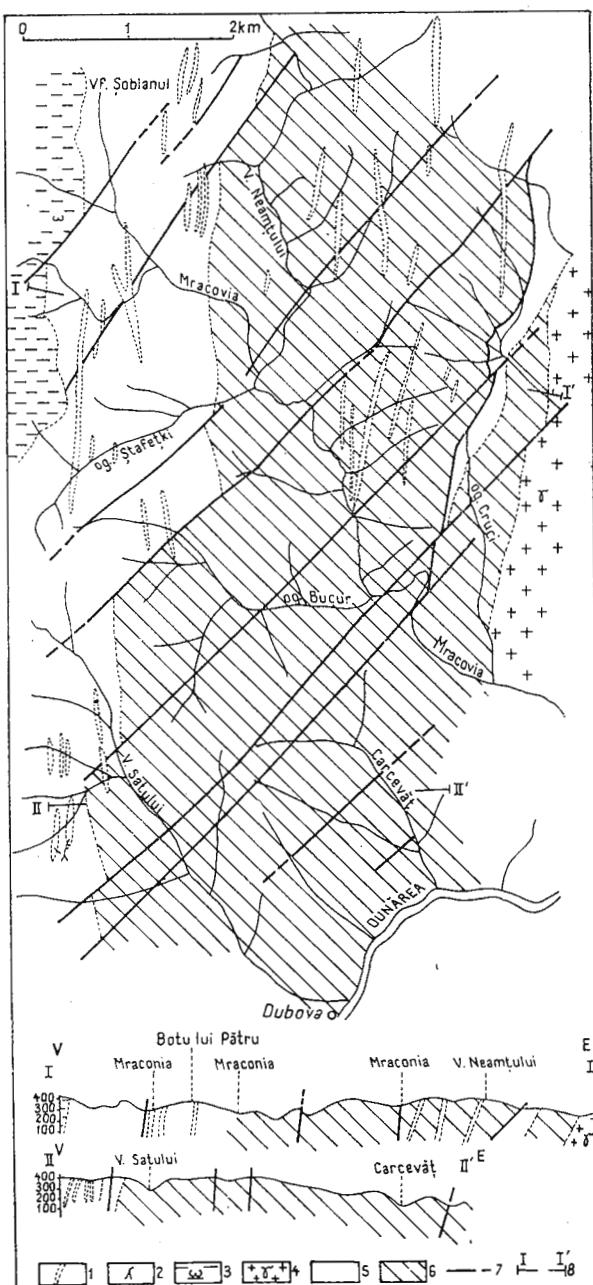


Fig. 1. — Harta geologică a regiunii valea Mraconiei-Valea Satului (Banatul de sud).

1, granodiorite porfirice; 2, lamprofire; 3, metagabbrouri de Plavișevița; 4, granitoide de Ogradena; 5, seria de Corbu; 6, seria de Neamțu; 7, falie; 8, linie de profil.

Geologische Karte des Gebietes Mraconia Tal-Satu Tal (Südbanat)

1, Porphyrgranodiorite; 2, Lamprophyre; 3, Metagabbros von Plavișevița; 4, Ogradena-Granitoide; 5, Corbu-Serie; 6, Neamțu-Serie; 7, Verwerfung; 8, Linie des geologischen Schnittes.

Cuarțul apare în cristale subhedrale, uneori corodate de masa fundamentală. În mezostază, granulele de cuarț sint de regulă anhedrală și pot prezenta concreșteri cu ortoza ducind la structuri granofirice. De menționat, apariția cuarțului sub forma unor aggregate de granule, uneori cu extincție rulantă.

Feldspatul potasic formează împreună cu cuarțul constituenții principali ai masei fundamentale. Unele determinări ale unghiului de extincție, efectuate în planul (001) al unor cristale de dimensiuni mai mari, au arătat valoarea $c:Np = 0^\circ$, ceea ce indică prezența ortozei.

Biotitul apare în cristale idiomorfe, alungite și cu pleocroism puternic.

Hornblenda, complet transformată (cloritizată) a fost întâlnită sporadic și a putut fi identificată numai după contur.

Din punct de vedere structural, se remarcă caracterul porfiric evident al rocilor, cu variații largi în privința gradului de cristalinitate și ale raportului dintre fenocristale și mezostază. După dimensiunea granulelor, se pot separa două varietăți principale: granodiorite cu structură microgrăunțoasă și granodiorite cu structură microcristalīnă (microgranodiorite).

Pentru definirea varietăților petrografice s-a folosit metoda determinării mineralogice cantitativ-procentuale, proiectându-se datele în dia-gramă QAP (fig. 2). După cum rezultă din proiecțiile pe această dia-gramă, tipul petrografic predominant din regiune îl reprezintă grano-dioritele, ocupînd însă extremitatea vestică și inferioară a cîmpului spe-cific lor, la limita cu cîmpul monzdioritelor cuarțifere și a monzonitelor cuarțifere.

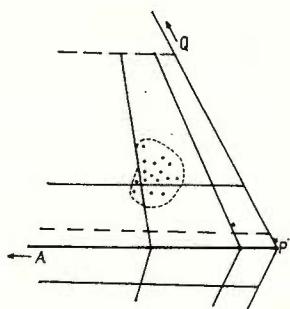


Fig. 2. — Diagrama QAP.
QAP-Diagramm.

Din prezentarea caracterelor mineralogice și petrografice ale ro-cilor granodioritice, merită reținute următoarele aspecte :

- Prezența în masa lor a unor enclave enalogene, reprezentate prin agregate de cuarț cu extincție ondulatorie (Nastasiu, 1976) ;
- Zonarea fenocristalelor de plagioclaz (zonare normală sau recu-rentă) constituie o caracteristică pentru rocile provinciei banatitice ;

c) Predominarea caracterului porfiric și variația gradului de cristalinitate, fapt consemnat și în alte zone ale provinciei banatitice (Gheorghita, 1975; Gunnensch et al., 1975).

Date petrochimice

Pentru caracterizarea chimismului rocilor granodioritice din regiune, am folosit valorile analitice a două probe recoltate de noi⁷, precum și cele prezentate de Anastasiu (1976) (tab. 1, 2).

Prin examinarea diagramelor *al-fm*, *al-alk*, *k-mg* și *QLM* (fig. 3—6) se pot face următoarele considerații :

— Diagrama *al-fm* (fig. 3) arată caracterul izofalic-salic al magmei granodioritice ;

— Diagrama *al-alk* (fig. 4) indică un conținut relativ scăzut în alcălui al rocilor analizate ;

— În diagrama *k-mg* (fig. 5) rocile se proiectează într-un cîmp

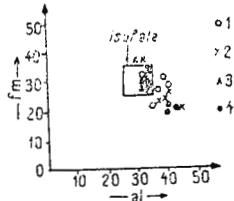


Fig. 3. — Diagrama *al-fm*.

Proiecția parametrilor banatitelor de la : 1, Moldova Nouă; 2, Liubcova-Lăpușnicu Mare; 3, Lăpușnicel-Mehadica ; 4, Dubova-Ogradena.

al-fm-Diagramm.

Die Projektionspunkte der Banatitgesteine von: 1, Moldova Nouă; 2, Liubcova-Lăpușnicu Mare; 3, Lăpușnicel-Mehadica ; 4, Dubova-Ogradenă.

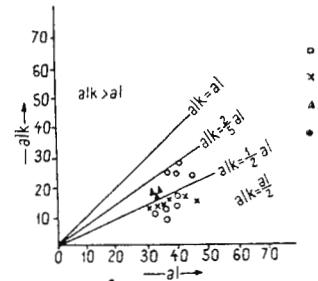


Fig. 4. — Diagrama *al-alk*.

al-alk-Diagramm.

1, 2, 3, 4 — Idem fig. 3.

delimitat de diagonalele $0,5 \text{ mg} - 0,5 \text{ k}$ și $0,9 \text{ mg} - 0,9 \text{ k}$, evidențiindu-se astfel caracterul subalcalin al rocilor din regiune ;

— În diagrama *QLM* (fig. 6) granodioritele ocupă cîmpul calcoalcalin.

⁷ Op. cit. pct. 6.

TABELUL 1
Analize chimice

Nr. probei	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(-)	Total
E-035	70,70	16,23	0,02	0,95	0,02	2,50	2,10	4,20	1,45	0,12	0,06	—	0,55	0,10	1,85	0,15	—
E-08	68,54	13,72	2,16	2,02	0,09	1,80	2,45	4,48	2,51	0,32	0,12	—	0,07	0,07	0,78	0,12	—
829	68,68	14,40	0,75	2,06	0,06	1,30	1,96	4,19	3,86	0,40	0,10	—	0,08	0,08	1,67	—	99,51
610	69,37	15,00	1,06	1,84	0,02	1,25	4,05	4,09	1,83	0,21	0,08	—	—	0,49	—	—	99,29

E-035, valea Miraconiei, granodiorit porfiric; analist Carmen Agrițoroaie i, I.G.P.S.M.S.; E-08, Valea Satului-Dubova, granodiorit porfiric; analist Carmen Agrițoroaie i, I.G.P.S.M.S.; 829, pîrul Mala, microgranodiorit porfiric; analist M. Cristea, I.G.P.S.M.S.; I.G.P.S.M.S.; 610, pîrul Seracova, microgranodiorit porfiric; analist M. Cristea, I.G.P.S.M.S.

TABELUL 2
Valorile parametrilor Niggli

Nr. probei	Parametrii Niggli	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	Tipul de magnă
E-035		332,52	44,97	20,96	10,58	23,49	0,19	0,84	55,96	34,20	9,84	fansunditic
E-08		302,55	35,68	26,51	11,58	26,23	0,27	0,45	50,67	39,86	9,47	tasnagranitic
829		322,40	39,83	19,71	9,85	30,61	0,38	0,46	50,80	42,72	6,48	leucocharzdioritic
610		308,05	39,24	18,72	19,26	22,78	0,23	0,44	53,49	39,50	7,01	grandodioritic



Comparind aceste date cu cele obtinute pentru magmatitele laramice din diferite regiuni ale Banatului, reiese in mod evident existenta unei identitati petrochimice. Pentru ilustrarea acestui fapt, am indicat in cadrul fiecarei diagrame pozitia ocupata de banatitele de la Moldova Noua (Gheorghita, 1975), de la Liubcova-Lapusnicu Mare

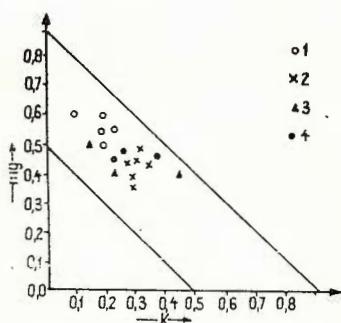


Fig. 5. — Diagrama k -mg.
 k -mg-Diagramm
 1, 2, 3, 4 — Idem fig. 3.

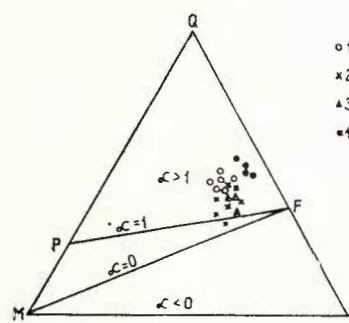


Fig. 6. — Diagrama QLM.
 QLM-Diagramm
 1, 2, 3, 4 — Idem fig. 3.

(Gunnensch et al., 1975) si de la Lapusnicel-Mehadica (K. Gunnensch, Marina Gunnensch, C. Popescu, 1974)⁸.

Merită de asemenea menționată similitudinea de chimism dintre granodioritele de la Dubova-Ogradena și rocile eruptive cretacice din Carpații Externi ai Serbiei Orientale (Kalenić, Đorđević, 1969), zonă situată la sud de regiunea ce constituie obiectul prezentei lucrări.

Pe lîngă datele mineralogice, petrografice și petrochimice, care pledează pentru atribuirea acestor roci provinciei banatitice, există și argumente de ordin tectonic: liniile tectonice, cu orientarea generală NE-SW, care afectează depozitele jurasice și cretacice din zona Toplet, sunt intersectate de dyke-urile de roci granodioritice.

Considerații metalogenetice

Cercetările anterioare (O. Gheruci, V. Serafimovici)⁹ au indicat prezența în regiune a unor zone cu transformări hidrotermale și mineralizații sporadice de pirită și calcopirită.

Ulterior au mai fost identificate iviri de molibdenit și alte sulfuri metalice (galenă, blendă, pirotină)¹⁰.

^{8, 9} Arh. I.G.P.S.M.S. București.

¹⁰ Lucrări de explorare ale I.M.R.

Mineralizația, caracterizată în general prin asociațiile metalifere Cu-Mo și Cu-pirită, se prezintă astfel :

— sub formă de impregnații fine în masa granodioritelor porfirice, intens silicificate și sericitizate ;

— legată de filonașe de cuarț ce străbat atât rocile granodioritice, cât și șisturile cristaline ;

— ca plaje subțiri pe fisuri și pe planele de foliație ale rocilor metamorfice din apropierea dyke-urilor de granodiorite porfirice.

Paragenezele metalice, modul de distribuție (vinișoare, impregnații) și asocierea metalogenezei cu alterații hidrotermale filice (cuarț + sericit) ar pleda pentru atribuirea acestora tipului de mineralizație „porphyry copper“. Mineralizații similare au fost descrise la Moldova Nouă¹¹, la Liubcova (K. Gunnensch et al., 1972)¹² și la Lăpușnicu Mare (K. Gunnensch et al., 1973)¹³.

Subordonat apar skarne cu granați și epidot purtătoare de pirită, magnetit și hematit, la contactul granodioritelor cu calcarile cristaline din seria de Corbu (versantul drept al văii Mraconia).

Distribuția în spațiu și particularitățile mineralizațiilor de cupru și molibden constituie elemente caracteristice pentru a fi atribuite unității metalogenetice laramice Carpato-Balcane (Cioflica, Vlad, 1973).

Se conturează astfel posibilitatea dezvoltării spre sud a zonei metalogenetice Lăpușnicel-Armeniș¹⁴. Prezența mineralizațiilor de la Dubova-Ogradena-valea Mraconiei implică studierea, în extindere (în adâncime și suprafață) a structurilor asemănătoare, în scopul identificării unor ocurențe similare. În acest fel s-ăr crea premisele punerii în evidență a unui nou district metalogenetic.

Concluzii

Datele de ordin mineralologic, petrografic, petrochimic și tectonic referitoare la rocile granodioritice din regiunea Dubova-Ogradena-valea Mraconiei atestă apartenența acestor roci la provincia banatitică.

Metalogeneza asociată (Cu-Mo, Cu-pirită) este caracteristică unității laramice Carpato-Balcane.

¹¹ Op. cit. pct. 5.

^{12, 13} Arh. I.G.P.S.M.S. București.

¹⁴ Un punct de vedere similar a fost prezentat de S. Vlad la simpozionul magmatismului cretacic-tertiar și al metalogenezei asociate din Iugoslavia (9—19 oct. 1974, Belgrad), care a sugerat posibilitatea extinderii aliniamentului al treilea banatitic la sud de Dunăre, cu eventuală semnificație metalogenetică.

BIBLIOGRAFIE

- Anastasiu N. (1976) Studiul petrografic și geochemical al granitoidelor de Ogradena. *An. Inst. geol. geof.* XLIX, București.
- Bercia I. (1968) În „Notă explicativă la foaia 1:200.000 Baia de Aramă”, autori: S. Năstăseanu, I. Bercia. I.G.G. București.
- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf aequivalenter Grundlage. *Birkhäuser Verl.* Basel, Stuttgart.
- Cioflica G., Vlad S. (1973) The Correlation of Laramian Metallogenetic Events Belonging to the Carpatho-Balkan Area. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr. Sér. Géol.* 17, 2. Bucarest.
- Codarcea A.I. (1940) Vues Nouvelles sur la tectonique du Banat Méridionale et du Plateau de Mehedinți. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XX, 1—73. Bucarest.
- Răileanu G., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, București.
 - Pavelescu L. (1963) Considérations sur la genèse des roches granitoides de l'Autochtone danubien des Carpates Méridionales. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, II, București.
- Gheorghita Ioana (1975) Studiul mineralologic și petrografic al regiunii Moldova Nouă (zona Suvorov-Valea Mare). *St. tehn. econ.* I, 11, București.
- Giuşcă D., Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Inst. geol.* XXXV, 13—47, București.
- Günnesch K., Günnesch Marina, Seghedi I., Popescu C. (1975) Contribuții la studiul rocilor banatitice din zona Liubcova-Lăpușnicul Mare (partea vestică a munților Almaj și sud-vestică a munților Semenic). *D. S. Inst. geol. geof.* LXI, p. 169—189, București.
- Kalenić M., Đorđević M. (1969) Tenomanski vulkanizam u spolašnim Carpatima istocene Srbije. *Séances Soc. Serbe Géol.* (1964—1967). Beograd.
- Savu H., Ghenea C. (1967) În „Notă explicativă la foaia 1:200.000 Turnu Severin”. I.G.G. București.

DIE BANATITISCHEN ERUPTIVGESTEINE VON DUBOVA-OGRADENA-MRACONIA-TAL (SÜDBANAT) UND DIE MIT IHNEN VERBUNDENEN VERERZUNGEN

(Zusammenfassung)

Im süd-östlichen Teil des Almaj-Gebirges werden die kristallinen Schieferkomplexe der Neamțu- und Corbu-Serie oft von granodioritischen Eruptivgängen durchsetzt.

In der vorliegenden Arbeit versuchen die Autoren Beweismittel vorzuführen, die Eingliederung der Eruptivgesteine in die laramische Banatitprovinz möglich machen sollen.



Es wird darauf hingewiesen, dass der Zonenbau der Plagioklas-Einsprenglinge kennzeichend für banatitische Eruptivgesteine ist.

Strukturell, ist ein Vorherrschen porphyrischer Strukturen festzustellen, so wie es im Rahmen der Banatitprovinz oft der Fall ist (Gheorghită, 1975; Gunnesch et al., 1975).

Aus der Pauschalanalyse von vier Gesteinsproben (Tab. 1) wurden die Niggliwerte ermittelt (Tab. 2) und diese in verschiedene Diagramme projiziert (Fig. 2—5). In dieselben Diagramme wurden die von Banatitgesteinen benachbarter Gebiete eingenommenen Stellungen eingetragen, um die vorhandene petrochemische Ähnlichkeit hervorzuheben.

Für die relative Altersbestimmung der granodioritischen Eruptivgänge wird von den Autoren ein tektonisches Argument benutzt: das gut ausgeprägte NO-SW-streichende Bruchsystem, dass im Gebiet Topleț die Dislokation von Jura- und Kreideformationen bewirkt, wird von den Eruptivgängen durchstossen.

Im untersuchten Gebiet ist schon seit längerer Zeit das Vorhandensein von Kupfer- und Molybdän-Vererzungen bekannt. Erstmalig wird jedoch in der vorliegenden Arbeit eine genetische Verbindung zwischen den Vererzungen und den granodioritischen Eruptivgängen angenommen.

Die Paragenese der Erzmineralien und ihre räumliche Anordnung (als feine Einsprengungen in der Granodioritmasse und an ein Netzwerk von Quarzgängchen gebunden), sowie die Assoziation der Vererzungen mit hydrothermalen Verwitterungsprodukten der „filischen Zone“ (Quarz + Sericit) stellen Kennzeichen dar, die Eingliederung der Vererzungen in den „porphyry copper“-Typus ermöglichen. Ähnliche Vererzungen wurden in Moldova Nouă (S. Vlad et al., 1975), Liubcova und Lăpușnicu Mare (Gunnesch et al., 1972, 1973) beschrieben.

Auf Grund der metallogenетischen Eigenheiten, können die Vererzungen von Dubova-Ogradena der laramischen Metallprovinz eingegliedert werden.

ÎNTREBĂRI

C. Lazăr: 1. Care este tipul petrografic al rocii înscrise în diagrama QLM, sub linia PF?

2. A fost remarcată prezența unor corpuri filoniene orientate NE-SW sau a unor ramificații ale dyke-urilor dirigate N-S pe direcția amintită? Rocile banatitice menționate nu formează și silluri?

Răspuns: 1 În diagrama QLM, sub linia PF este proiectat un diorit cuartifer porfiric.

2. În perimetrul cercetat nu au fost întâlnite dyke-uri orientate NE-SW. Dyke-urile apar uneori ramificate, însă și în acest caz direcția preferențială rămâne aproximativ N-S. Poziția lor în raport cu foliația metamorfică a rocilor cristalo-filiene este discordantă.

Doina Russo-Săndulescu: 1. Cu ce zonă de „banatite“ și cu ce tip de roci din Serbia orientală ați făcut paraleлизarea? În ce unitate tectonică sunt plasate acestea?



2. Toate aparițiile de roci de care vorbiți sunt plasate în autohton?
3. Biotitul și hornblenda sunt caracteristice pentru aceste roci?
4. Cite analize chimice ați folosit din această zonă?

Răspuns: 1. Paralelizarea s-a făcut cu rocile eruptive cretacice din Carpații externi ai Serbiei orientale (Kalenić, Đorđević, 1969), plasate la sud de regiunea studiată.

2. Toate aparițiile de roci sunt plasate în autohton.
3. Biotitul da. Hornblenda însă nu este întotdeauna prezentă, iar atunci cind apare este cloritizată.

4. Granodioritele și microgranodioritele din regiunea Dubova-Ogradena-valea Mraconiei sunt puternic alterate hidrotermal, fapt ce îngreuează recoltarea de material pentru analize complete de silicati. Chiar și probele care pe teren par a fi „proaspete”, deci apte spre a fi analizate chimic, sub microscop s-au dovedit a fi alterate filic. În raportul ce se referă la regiunea ce constituie obiectul prezentei lucrări se găsesc rezultatele analizei a șase probe, dar pentru comunicarea acestei lucrări au fost selectate două probe colectate de noi, la care s-au adăugat alte două colectate de N. Anastasiu, deci în total patru probe din această zonă.

DISCUȚII

O. Maier: Este plauzibil ca rocile banatitice de la Armeaniș să-și aibă continuarea spre S în regiunea Ogradena, conturind astfel mai precis aliniamentul estic. Cuarțul din intruziunile banatitice poate avea extincție ondulatorie, dar unghiul nu depășește 18°. Date în privința aceasta ar fi fost de dorit.

C. Lazăr: În favoarea apartenenței rocilor descrise la provincia banatitică pledează, de asemenea, caracterul cupro-molibdenic al mineralizației semnalate. Aspectele incomplet clarificate pretind continuarea cercetărilor în regiune.

Doina Russo-Săndulescu: Pentru determinarea apartenenței la o provineie petrografică sau alta ar trebui ca asemănările de natură chimică să fie mult mai bine argumentate, cel puțin printr-un număr mai mare de analize de elemente majore, dacă nu și prin elemente minore.

Prelungirea directă a unor apariții de roci banatitice în Serbia orientală numai pentru a prelungi niște „aliniamente” și așa greu observabile pare forțată, atât vreme cit argumentele sunt destul de sumare.

Natura magmelor, indiferent dacă adoptăm clasicul model al evoluției zonelor orogene (Stille) sau dacă adoptăm modelul micropălăcilor din zona Carpaților (Rădulescu, Săndulescu), trebuie explicată, aceasta conducând și la o încercare de a clarifica apartenența la un magmatism în principal plutonic, subvulcanic sau poate chiar vulcanic.

Răspuns: Rocile granodioritice și microgranodioritice din zona Dubova-Ogradena-valea Mraconiei au fost atribuite provinciei banatitice nu numai datorită unei similitudini de ordin chimic, ci și pe baza unor date de ordin mineralologic, petrografic, tectonic și metalogenetic. Lucrarea nu își propune discutarea

originii magmelor ce au generat aceste roci. Această problemă implică studii detaliate cu caracter regional.

Argumentele metalogenetice, coroborate cu cele mineralogice, petrografice, petrochimice, structurale și geofizice, ne-au determinat să considerăm că dyke-urile de roci granodioritice și microgranodioritice din regiunea Dubova-Ogradena-valea Mraconiei aparțin unității laramice carpato-balcanice.

În lucrare nu s-a stabilit o provincie petrografică, ci s-au prezentat date de observație ce ar pleda pentru apartenența acestor roci la provincia banatitică.



EXPLICAȚIILE PLANSELOR



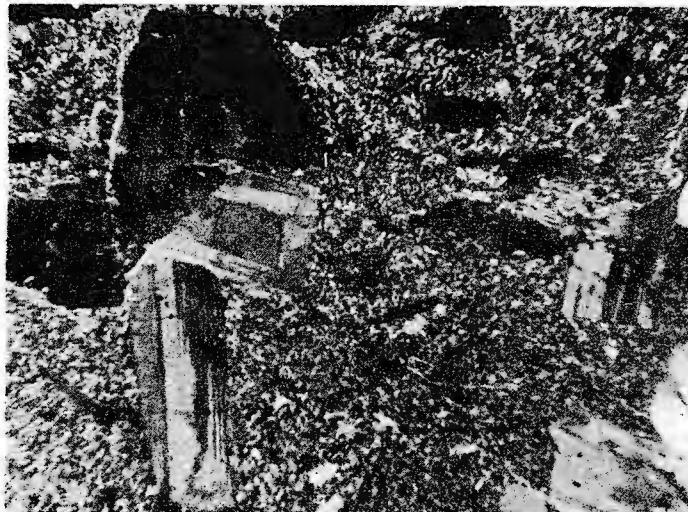
Institutul Geologic al României

PLANŞA I

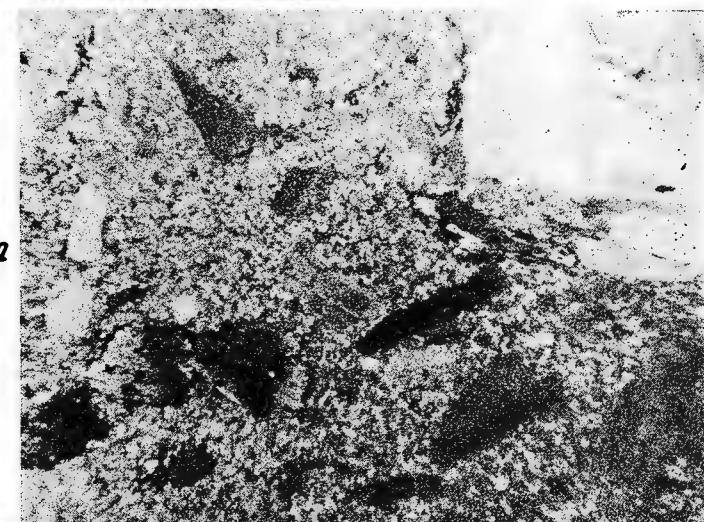
- Fig. 1. — Granodiorit porfiric; fenocristale de feldspați plagioclazi (zonați și maclați polisintetic) și biotit, înglobați într-o mezostază microcristalină, constituită din cuart și feldspați. Valea Mraconiei. Nic. +; $\times 10$.
Porphyrgranodiorit; Plagioklas-Einsprenglinge (mit Zonarbau und polsynthetischer Verzwillingung) und Biotitkristalle in einer feinkörnigen, aus Quarz und Feldspat bestehenden, Grundmasse. Mraconia-Tal. Nic. +; $\times 10$.
- Fig. 2. — Granodiorit cu structură porfirică evidentă; fenocristale de feldspat plagioclaz și biotit într-o masă fundamentală microcristalină. Valea Satului. Nic. +; $\times 10$.
Granodiorit mit ausgeprägter porphyrischer Struktur; Plagioklas und Biotit-Einsprenglinge in einer mikrokristallinen Grundmasse. Satu-Tal. Nic. +; $\times 10$.
- Fig. 3. — Granodiorit porfiric; feldspați plagioclazi, zonați și maclați polisintetic; masă fundamentală mai larg cristalizată. Valea Mraconiei. Nic. +; $\times 10$.
Porphyrganodiorit; zonargebaute und polysynthetisch verzwilligte Plagioklas-Einsprenglinge, in einer grobkörnigen Grundmasse. Mraconia-Tal. Nic. +; $\times 10$.



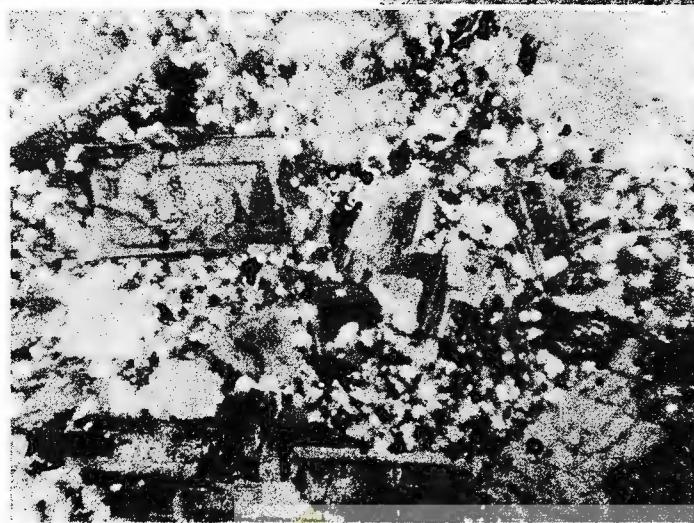
K. GUNNESCH, MARINA GUNNESCH. Banatitele din Dubova-Ogradena-valea Mraconiei. Pl. I.



1



2

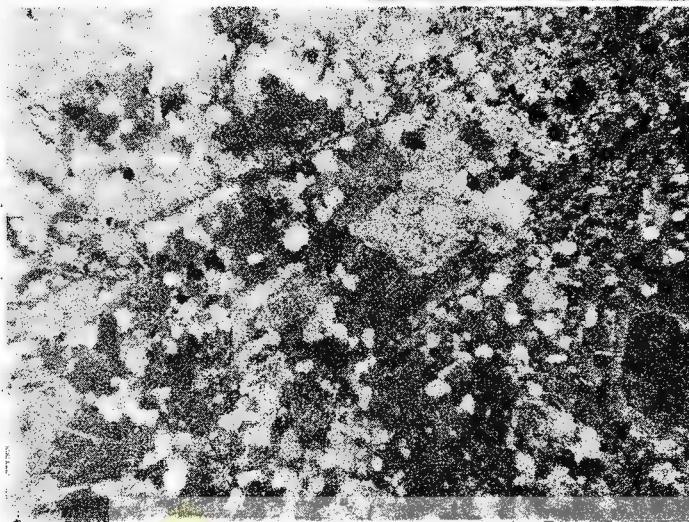


3

PLANŞA II

- Fig. 1. — Fenocristal de plagioclaz cu zonalitate normală; granodiorit 1 Valea Satului. Nic. +; $\times 10$.
Plagioklaseinsprengling mit normalem Zonarbau; Porphyrgranit Satu-Tal. Nic. +; $\times 10$.
- Fig. 2. — Microgranodiorit porfiric, transformat hidrotermal (silicifieri, seric mineralele opace reprezintă mineralizația hidrotermală (pirită, pirită). Valea Ștefănești. Nic. +; $\times 10$.
Hydrothermalisierter Porphyrmikrogranodiorit; die opaken Minerale stellen die hydrothermale Vererzungssphase dar (Schwefelkies, Kupfer-Schweifelkies-Tal. Nic. +; $\times 10$.
- Fig. 3. — Granodiorit porfiric afectat de fisuri și diaclaze, de-a lungul se observă intense sericitări, ca efect al transformărilor hidrotermale opace sănt constituuite din sulfuri metalice (pirită, calcă). Valea Ștefănești. Nic. +; $\times 10$.
Zerklüfteter Porphyrganodiorit; entlang der Klüfte machen sich sive Sericitisierungen bemerkbar, als Effekt hydrothermaler Umlagerungen. Die Erzminerale (opak) werden durch Schwefelkies und Kies vertreten. Ștefănești-Tal. Nic. +; $\times 10$.





3

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

GENESIS OF PEGMATITES FROM BANAT (ROMANIA)¹

BY

HARALAMBIE SAVU²

Sommaire

Génèse des pegmatites du Banat (Roumanie). Les pegmatites du Banat sont associées tant aux schistes cristallins des zones à sillimanite et disthène qu'aux roches granitoides. Entre ces deux catégories de pegmatites il y a des différences de composition. Les roches associées aux granitoides sont en général riches en feldspaths, tandis que celles des schistes cristallins tiennent une composition et une structure bien variées. Dans les pegmatites des gneiss, les feldspaths alcalins prédominent sur les autres minéraux et les pegmatites des micaschistes sont généralement plus riches en quartz et micas. Sur le diagramme QAbCr les pegmatites s'éloignent du champ de projection des roches granitoides, celles des paragneiss se disposent vers le coin Ab, tandis que celles des micaschistes vers la côté QOr. Les pegmatites des corps granitoides se sont formées du magma granodioritique primaire, tandis que celles des schistes cristallins sont le résultat de l'anatexie des roches métamorphiques, au niveau des zones à sillimanite et disthène aux températures variant entre 600 et 700°C. Pendant le stade tardécologène apparaissent les corps concordants de pegmatites et de quartz, qui sont parfois plissés et boudinés; quand dans les schistes cristallins apparaissent des fissures, se forment aussi des filons discordants de pegmatites et de quartz.

Introduction

Pegmatites have always aroused the petrologists' interest by the important problems they advance regarding their structure, petrography, mineralogy, geochemistry and genesis.¹ As these rocks are connected with feldspar, mica and rare metals, pegmatites have been constituted for a long time the object of economic researches.

¹ Received February 5 1976, accepted for publication February 16 1976, presented at the Meeting on February 27 1976.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



The presence of pegmatites in Banat, especially in the Semenic Mountains and in region between Caransebes and Măru (Fig. 1) was pointed out since the last century, a minute description of these rocks

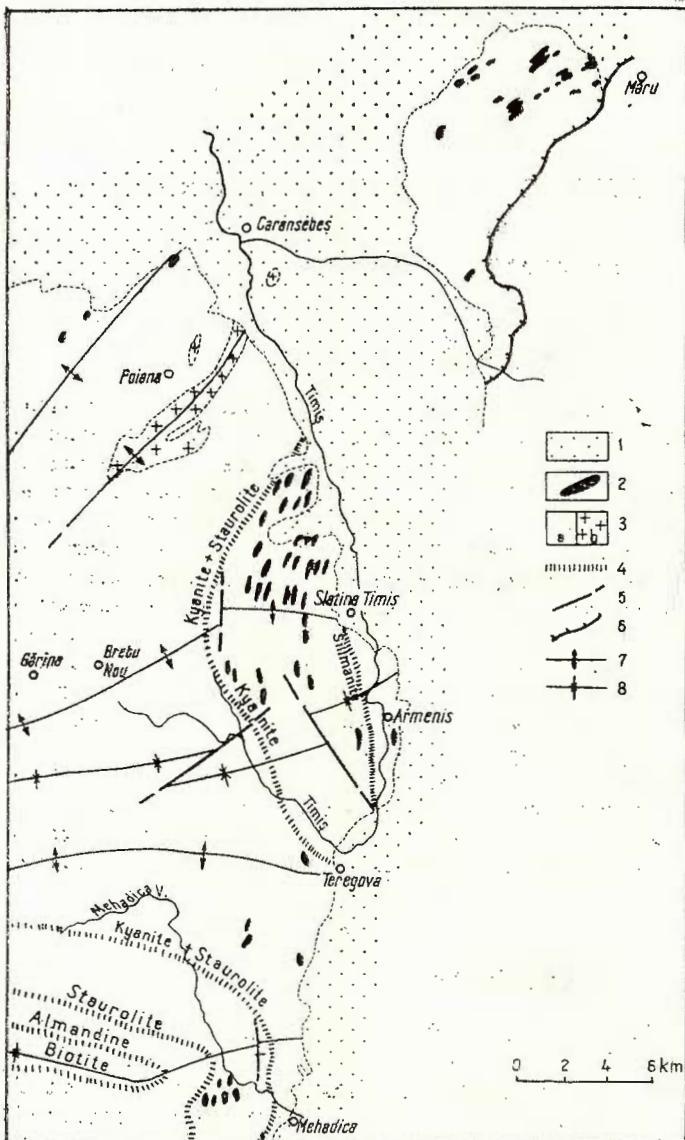


Fig. 1. — Distribution of the pegmatite bodies in the crystalline schists in the north-east part of Banat.

1, Post-Cambrian sedimentary formations; 2, pegmatite bodies; 3a, crystalline schists: gneisses, micaschists, amphibolites, quartzites and crystalline dolomites; 3b, granitoid rocks; 4, limit (isograde) of metamorphic zones; 5, fault; 6, overthrusting plane of the Getic Nappe; 7, anticline axis; 8, syncline axis.

being given by Schafarzik (1898). Later on, Dittler and Kirnbauer (1931) dealt with Teregova pegmatites, noticing besides the common minerals, the presence within these rocks of beryl and of another mineral from the columbite-tantalite group.

The researches, among which some with an economic character, have been taken again by Roșca (1954), C. Avramescu (1954)³, Silvia Mînzatu and E. Mînzatu (1957—1958)⁴, Savu et al. (1964), Savu and Micu (1964), Savu (1969), H. Savu et al. (1975)⁵. These researches have led to the establishing of the zones in which bodies of pegmatites are found in the eastern part of Banat, some conclusions are drawn regarding the structure and mineralogy of some bodies, many pegmatites being chemically analysed. In 1957, Superceanu took again the study of Teregova pegmatites, presenting the characteristic petrographic components, among which he described columbite, tantalite and montebrasite as accessory minerals.

In the present paper we are giving a general description of pegmatites and some conclusions regarding their origin, aspect which, in the quoted paper, was less dealt with.

Distribution of the bodies of pegmatites and their structural characteristics

The bodies of pegmatites from Banat are located within the lower horizons of the Sebeș-Lotru series from the Getic Nappe, made up mainly of paragneisses and partly of micaschists intensely metamorphosed and migmatized. They rarely associate with concordant or discordant quartz veins. The absolute age (Rb/Sr) of these crystalline schists is about 840 m.y. (Băgdăsarian, 1972), which proves that they represent the late Middle Proterozoic, Upper Precambrian A⁶ respectively, and belong to the Dalslandian cycle.

A reduced number of pegmatite veins pierce the granitoid bodies from Poneasca — the Semenic Mountains (Savu and Vasiliu, 1969) and from Sichevița (Codarcea, 1940), which represent the synorogenic magmatism of the Dalslandian cycle (Savu, Vasiliu, 1969). In these bodies the pegmatites associate with aplites.

The pegmatites from the crystalline schists usually occur as concordant lenses or bed veins whose thickness vary from centimeters to 20 meters and the length from 5 m to 250 m, sometimes even more. The concordant bodies folded together with the crystalline schists and sometimes undergo boudinage phenomena (Fig. 2a). More rarely there are found veins of discordant pegmatites, as the ones exploited at Teregova, which pierce a metamorphic horizon made up of paragneisses, quartz-feldspar gneisses and amphibolites. Between Armeniș and Sadova, the biotite-bearing pegmatite veins pierce a lens of crystalline dolomite, on their contact a thin tremolite band being formed (Schafarzik, 1898).

The structure of pegmatite bodies is generally various, as Schneider hōhn (1961) pointed out, too. Some bodies from Banat present

^{3,4,5} Arh. I.G.G. București.

⁶ According to the Romanian map, scale 1 : 50,000.



a thin marginal zone with an aplite-granitic aspect, and in the median part they have a quartz nucleus, structure similar to the one described by San Miguel Arribas (1955). This zonal structure is

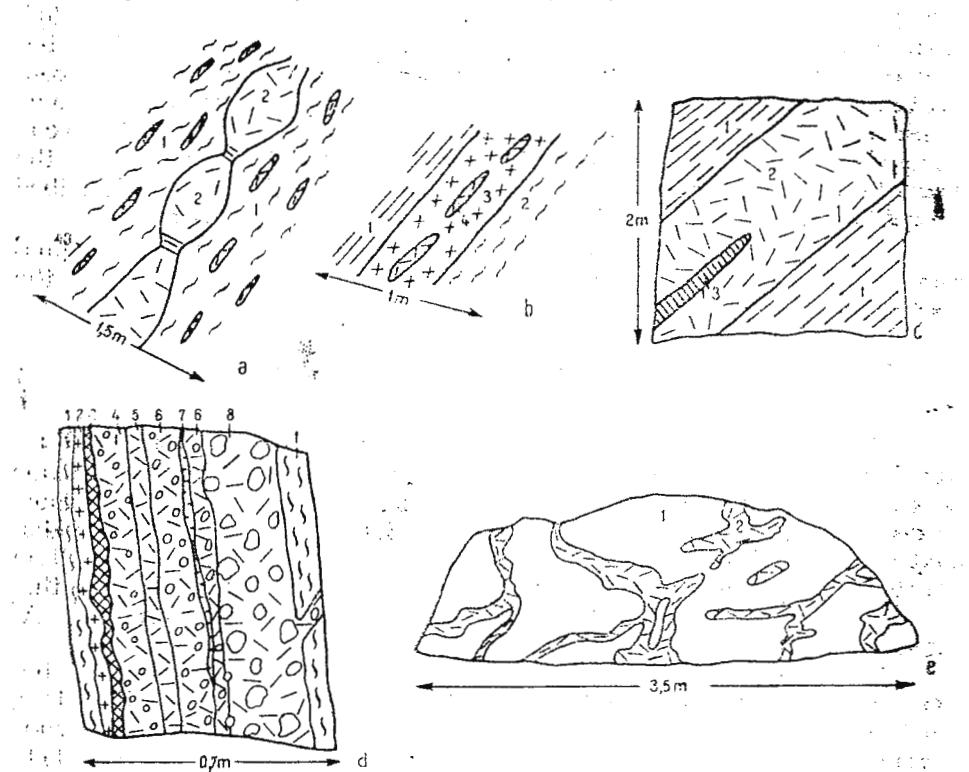


Fig. 2. — Structure of pegmatite bodies from the Semenic Mountains.
 a, conformable body of boudinaged pegmatite (Slatina-Timiș) : 1, migmatized paragneisses ; 2, pegmatites with fine granulation ; b, conformable body of pegmatite (Slatina-Timiș) : 1, micaschists ; 2, paragneisses ; 3, aplite-granitic zone ; 4, lenticular separations of pegmatite ; c, conformable body of pegmatite (Slatina-Timiș) : 1, micaschists ; 2, pegmatite ; 3, quartz ; d, conformable body of pegmatite (Slatina-Timiș) : 1, micaschists ; 2, pegmatite ; 3, quartz ; d, conformable body of pegmatite (Slatina-Timiș) : 1, paragneisses with biotite and muscovite ; 2, aplite-granitic zone ; 3, 4 and 5, pegmatite zones with muscovite and biotite with various granulation ; 7, zone of miarolitic gaps ; 6 and 8, pegmatite zones with coarse granulation ; e, quartz vein with feldspathic veinlets (Slatina-Timiș) : 1, quartz ; 2, alkaline feldspars.

not always maintained, in some bodies the three facies being unhomogeneously developed or are substituted for one another. In this respect we notice the following cases met more often in the Semenic Mountains.

a) The main mass of the body is made up of a fine granular material with aplite-granitic character, and in the median zone pegmatite lenses parallel with the walls of the body separate, which is concordant with the micaschist in which it is located (Fig. 2b).

b) The main mass of the concordant body is made up of pegmatite, and in its median zone there is found a lenticular separation parallel with walls of the body (Fig. 2c).

c) In the Socetu Mare zone, north-east of Caransebeş, Mînzătu and Mînzătu⁷ pointed out a structure almost similar to the one described by Cameron et al. (1951), in which they noticed three symmetric zones : (1) a marginal zone made up of a microcline grown together with quartz, containing packs of muscovite ; (2) it is followed by a zone made up of quartz and plagioclase with granitic structure, (3) having in the median part a zone made up of pegmatite with the structure „in blocks“, determined by the development of quartz and feldspar.

d) Other veins, also concordant, present a structure completely irregular, both as regards the sequence of zones and the dimensions of minerals, a characteristic example being the pegmatite with asymmetrical structure from the Secaş Valley, Slatina-Timiş. This is located in paragneisses with biotite and muscovite and presents seven characteristic zones, which succeed from bottom to top as in figure 2d ; the first zone (2) has an aplite-granitic character ; the 3rd, 4th and 5th zones have a similar composition, being formed of quartz, alkaline feldspars, muscovite and biotite, minerals whose granulation varies from one zone to another with the diameter between 2 and 4 cm ; the 7th zone presents gaps whose walls are covered by quartz crystals, muscovite and sometimes pyrite nests ; the 6th and 8th zones are made up of quartz-bearing pegmatite, alkaline feldspars and muscovite, in the last zone muscovite having the diameter of 3 cm and feldspars of 10 cm.

Petrography and chemical composition

The bodies of pegmatites from the crystalline schists may be divided, depending on their petrographic composition, namely, according to the prevalence of the main component minerals, into the following types : (1) pegmatites with normal composition, made up of quartz, plagioclase, microcline, micas and accessory minerals ; (2) feldspathic pegmatites in which alkaline feldspars predominate ; (3) muscovitic or biotitic pegmatites as one or another of micas predominates ; (4) pegmatoid rocks made up of quartz and feldspar to which an accessory mineral widely developed as kyanite or tourmaline may associate (Fig. 2 e ; Plate I, Fig. 1, 2). Concordant or discordant quartz veins associate with pegmatites ; these quartz veins are the products of the same process which generated pegmatites (Plate II, Fig. 1).

⁷ Quoted papers, point 4.



The pegmatites associated with granitoid bodies are generally represented by pegmatoid granites and pegmatites usually rich in feldspars.

The structure of pegmatitic rocks also varies depending on the thermodynamic conditions and the space in which the crystallization took place, as well as the chemical composition of the pegmatoid solutions. The structure may be graphical, wide-grained or in blocks. The texture is usually massive and only rarely it may be noticed, on the borders of some concordant bodies, a weak tendency of orientation of the component minerals of pegmatites, parallel with the foliation of the surrounding crystalline schists.

In the composition of pegmatites, the following main minerals participate: quartz, plagioclase, potash feldspar, muscovite and biotite, kyanite, garnet, beryl, illmenite, etc.

The quartz occurs as xenomorphic crystals with rolled extinction within the zones with variable granulation. In the median zone of the veins it forms either a continuous band or disparate blocks.

The plagioclase feldspar is represented by oligoclase (An_{12-18}) or albite; it is polysynthetically twinned and sometimes sericitized. It includes quartz grains and muscovite lamellas, which it partially corrodes, forming poikilitic structures. In the marginal parts of the bodies, in which aplite-granitic structure occurs, myrmekitic concretions form within plagioclase, especially at its contact with potash feldspar.

The potash feldspar is usually a microcline with a characteristic twinning. The quantity of potash feldspar increases, with some exceptions, from the edge towards the inner part of the bodies. In the aplite-granitic marginal zone it forms sometimes fine graphic concretions with quartz, and in the zones with pegmatitic structure it reaches maximum dimensions, forming the structure in blocks. The crystals are sometimes broken and cemented with quartz and albite, minerals which form veinlets within feldspar. Fine inclusions of quartz also occur. In other cases the potash feldspar is partially replaced by albite. This process begins by forming of fine albite exsolutions, which increase in dimensions until they merge one into another forming bands or parallel veinlets. Albite from these veinlets is polysynthetically twinned, the twinnings having the same direction for all albite exolutions from the microcline crystal.

The perthitic structure is also found in some crystals of potash feldspar. It appears more rarely in the marginal zone of the veins and is more frequent in the inner zones which have a pegmatitic structure.

Pegmatites from the Delinești region, which were formed within the quartz-feldspathic gneisses, rich in alkaline feldspars (Savu et al., 1964), usually contain a light pink microcline. It develops in great crystals, determining the formation of pegmatites with structure in blocks.

Muscovite occurs in great lamellas with the diameter from 1 to 10 cm, forming sets of strata grouped in nests, spread irregularly in



pegmatite mass. Sometimes this mineral intergrows with quartz, forming simplectic structures.

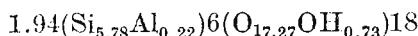
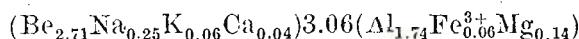
Biotite forms lamellas with variable dimensions, having the diameter from 1 to 3 cm. It sometimes intergrows with muscovite, resulting lamellas made up half of a mineral and half of another, or lamellas whose central part is made up of muscovite and the edges of biotite, in places chloritized.

Tourmaline is frequently found in pegmatite veins or in those made up of quartz and feldspars (Plate I, Fig. 2) and is represented by schorlrite. It forms wide crystals, usually idiomorphic. In the last case the edges are weaker coloured, thus resulting a zonal structure. Tourmaline includes grains of feldspar, quartz, muscovite and fine crystals of illmenite and zircon. The frequent fissures from tourmaline are filled with quartz.

Kyanite appears more frequently within the quartz lenses, but we also find it in the bodies of pegmatites, in which it is usually blue. It forms idiomorph crystals, being over 10 cm in length, usually twinned according to the face (100). Parallel with the twinning plane, small lamellas of muscovite oftenly occur in kyanite. Sometimes the kyanite crystals are substituted by muscovite on the edges. We mention Claubaugh (1950) who considers that kyanite-bearing pegmatites are metamorphic segregations.

Garnet, the almandine variety, is scarcely noticed and appears as xenomorph crystals, which associate with fine biotite lamellas. They occur more frequently near by the walls of the pegmatitic bodies.

Beryl is scarcely found and appears as hexagonal prisms, having a white-greenish up to green-bluish colour. We have calculated the structural formula out of the chemical composition of Teregova beryl, published by Dittler and Kirnbauer (1931); this formula is the following :



Other minerals which are scarcely found in pegmatites and quartz veins are: illmenite in tabular crystals (Savu, 1970), apatite, zircon, as well as columbite, tantalite and montebrasite, the last three being identified at Teregova (Superceanu, 1957).

The chemical composition of pegmatites is given in table 1, from which it results that SiO_2 ranges between 65 and 74% and Na_2O generally predominates over K_2O . This last relation also results from the normative composition of pegmatites (Table 2) which shows that these rocks are generally richer in plagioclase than in potash feldspar. The quantity of quartz from pegmatites ranges between 6.72 and 38.22%.



TABLE I
Chemical composition of pegmatites from the Semenic Mountains and Socetu Mare-Caransebeș region

No.	Place	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P.C.	Sum
1	Slatina Valley, Semenic Mountains	69.21	14.50	0.20	—	5.25	urine	6.14	3.72	traces	0.02	0.45	99.49
2	Goletu Valley, Semenic Mountains	69.07	18.04	0.81	—	0.21	6.04	5.10	5.34	traces	traces	0.53	99.92
3	Ogașul Făurăr, Semenic Mountains	69.58	17.86	0.81	—	0.23	0.78	5.12	3.95	traces	traces	0.80	100.52
4	Cernet Valley, Semenic Mountains	69.85	17.40	0.22	—	0.80	0.47	6.03	3.95	traces	0.04	0.68	99.44
5	Goletu Valley, Semenic Mountains	70.00	16.46	0.71	—	0.10	0.36	3.80	8.82	lack	traces	0.23	100.48
6	Statina Valley, Semenic Mountains	71.56	17.90	0.15	—	0.72	0.55	5.64	2.78	traces	0.01	0.43	99.74
7	Dealul Lung-Luncavita, Semenic Mountains	71.30	19.00	0.31	0.22	0.25	2.70	4.70	2.06	—	—	—	100.54
8	Dealul Poienii-Teregoava, Semenic Mountains	67.00	20.50	0.17	0.12	0.07	1.00	7.50	3.84	—	—	—	100.20
9	Ogașul Bibanului-Armeniș, Semenic Mountains	71.30	17.80	—	1.20	0.40	1.00	5.00	1.90	—	—	—	98.60
10	Ogașul Bibanului-Armeniș, Semenic Mountains	65.40	18.40	—	0.50	0.40	0.50	9.10	2.40	—	—	—	96.70
11	Ogașul Cerbului-Teregoava, Semenic Mountains	67.00	21.60	—	1.00	0.20	1.10	5.10	1.90	—	—	—	97.90
12	Dalej, Caransebeș	69.10	18.85	0.16	—	0.06	0.90	4.02	6.65	—	0.04	—	99.78
13	Springs of the Scoalta Mare Brook, Socetu Mare-Caransebeș	71.52	17.03	0.27	—	0.10	0.63	1.88	7.00	—	0.02	—	98.45
14	Ridge between the Dobroțin Brook and Ogașul Cîrmeș, Socetu Mare-Caransebeș	71.55	17.48	0.24	—	0.13	1.39	4.55	4.12	—	0.03	—	99.49
15	Springs of the Scoalta Mică Brook, Socetu Mare-Caransebeș	73.06	19.02	0.47	—	0.18	0.48	3.36	2.68	—	0.06	—	99.31
16	Pietroasa Valley, Socetu Mare-Caransebeș	71.34	16.36	0.31	—	0.07	0.32	3.09	8.31	—	0.04	0.53	100.37
17	Pietroasa Valley, Socetu Mare-Caransebeș	71.06	17.42	0.39	—	0.10	0.60	3.28	6.25	traces	0.02	0.81	99.93
18	Pietroasa Valley, Socetu Mare-Caransebeș	74.09	15.50	0.43	—	0.09	0.71	2.81	5.96	—	0.05	0.74	100.38
19	Ogașul Găinii, Dalei-Caransebeș	69.80	17.70	0.27	0.19	0.49	1.00	6.80	4.20	—	—	—	100.45
20	Ogașul Dilimii, Dalei-Caransebeș	67.90	21.80	0.21	0.15	0.32	1.40	4.40	3.80	—	—	—	99.98

The analyses nos. 1–6 according to Minzatu et al. (1958) (*quoted papers, point 4*), 12–18 according to Avramescu (1954) (*quoted papers, point 3*), 19–20 according to Avramescu (1954) (*quoted papers, point 4*), 7–11 and 19–20 according to Minzatu and Minzatu (1957).

TABLE 2
*Normative composition of pegmatites from the Semenic Mountains
 and the Socetu Mare-Caransebeș Region*

No.	qu	or	ab	an	hy.	di	hm	c
1	20.00	21.68	51.87	—	13.00	—	0.15	0.41
2	14.04	30.02	50.83	1.11	0.20	—	0.80	2.24
3	18.00	31.14	42.97	3.89	0.30	—	0.80	2.45
4	17.94	22.80	50.83	2.22	2.00	—	0.16	2.55
5	13.68	51.71	31.96	1.62	0.20	—	0.32	0.20
6	25.62	16.68	47.68	2.78	1.80	—	0.16	4.59
7	29.76	12.33	39.82	13.34	1.00	—	0.32	4.08
8	6.72	22.24	63.40	5.00	0.23	—	0.16	2.14
9	31.08	11.12	42.44	5.00	3.24	—	—	5.71
10	1.38	13.90	77.03	2.22	—	2.09	—	—
11	26.70	11.12	42.97	5.56	2.35	—	—	9.18
12	18.48	38.92	34.06	4.45	0.10	—	0.16	3.37
13	32.16	41.14	16.24	3.06	0.20	—	0.32	5.20
14	26.16	24.46	38.25	6.95	0.30	—	0.16	3.06
15	38.22	21.68	28.30	2.22	0.50	—	0.48	8.67
16	21.00	48.93	26.20	1.39	0.10	—	0.32	1.84
17	26.70	36.70	27.77	3.06	0.20	—	0.48	4.18
18	33.24	35.58	23.58	3.34	0.20	—	0.48	3.16
19	16.86	25.02	57.64	5.00	1.60	—	0.32	0.10
20	24.30	22.24	37.20	6.95	1.06	—	0.16	7.96

Pegmatite genesis

As regards the genesis of pegmatites and pegmatoid granites encompassed in the bodies of granitoid rocks from Poneasca and Sichevița there is no doubt that they formed by differentiation from the primary granitoid magma of granodioritic composition, as the aplite veins with which pegmatites associate. On the *Q Ab Or* diagram (Fig. 3) made up according to Tuttle and Bowen (1958), such a rock is located in the center of the distribution field of the granitoid rocks from Poneasca, on the lower border of the projection field of eutectic granites, fact which certifies its magmatic origin.

The pegmatites located in the Dalslandian crystalline schists have a petrographic composition which differs to a certain extent from the one of the pegmatoid rocks associated with the granitoid bodies. Thus, pegmatites located in micaschists are usually rich in quartz and micas, and the ones located in paragneisses are rich in alkaline feldspars, especially in acid plagioclase; pegmatites from the quartz-feldspathic gneisses, in which the potash feldspar is frequent, contain a pink microcline which may occur in a larger amount than plagioclase. On the *Q Ab Or* diagram (Fig. 3) pegmatites from paragneisses (Nos. 1–11) are located on the left side and below the projection field of Poneasca granitoids, being generally rich in quartz and micas.

We notice that from 20 pegmatites chemically analysed (Table 1) only three are located on the projection field of granitoids, most of

them being found outside this field, some of them moving away very much from it.

These peculiarities show that pegmatites from the crystalline schists do not result from the granitoid magma, but formed in the conditions of Dalslandian metamorphism of the metamorphic rocks.

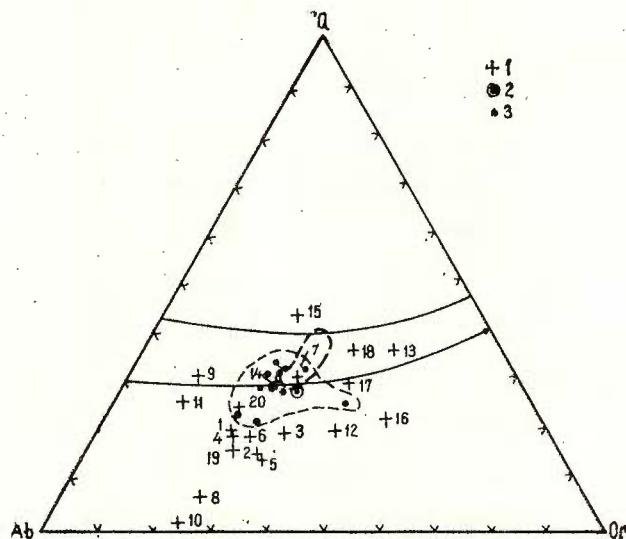


Fig. 3. — QAbOr diagram for the pegmatitic rocks.

1, Poneasca granites; 2, pegmatite from Poneasca granitoids; 3, pegmatites from crystalline schists.

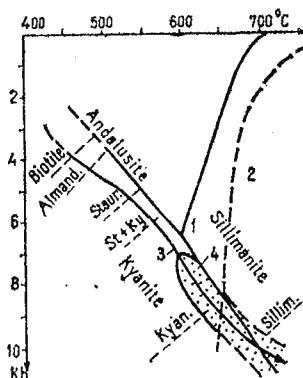
The crystalline schists from this metamorphic Dalslandian province were affected by a regional metamorphism of Barrowian type, from the level of sillimanite zone up to the level of chlorite zone whose PT curve is represented on the diagram of figure 4 (Savu, 1969, 1975). In the lower complexes of the pile of crystalline schists from the Sebeş-Lotrū series, metamorphosed in the conditions of sillimanite and kyanite zones, in which the temperature ranged between 600 and 700°C, there took place the mobilization of the „easily fusible“ materials from micaschists and gneisses (Eskola, 1933; Winkler, 1966; von Platen, 1965), generating magmatic solutions (Fig. 4). The composition of these solutions depended on that of the rocks from which they resulted-micaschists, paragneisses, quartz-feldspathic gneisses. These solution led to the formation of venitic migmatites (Plate II, Fig. 2), of the bodies of pegmatitic rocks with variable composition, and finally of the quartz veins.

As regards the mechanism of formation of the pegmatitic bodies, two main stages may be distinguished.

The bodies of lenticular pegmatites and concordant bands result from migmatitic solutions which concentrated and circulated on S_1 surfaces of the crystalline schists, towards the end of the folding and metamorphic phase, when the metamorphic rocks were still in plastic

Fig. 4. — Pt diagram for the Dalslandian metamorphism.

- 1, Triple point (Althaus, 1967) ;
- 2, melting curve of granite in laboratory (Tuttle and Bowen, 1958) ;
- 3, curve of the Dalslandian metamorphism (Savu, 1969) ;
- 4, field of formation of the anatetic solutions which generated migmatites and pegmatites.



state and the fissures had not appeared. In this respect the proofs are : the concordant position of the bodies, the folding of the pegmatitic bands at a time with the crystalline schists, their boudinage, the crystallization in these pegmatites of minerals, such as kyanite, garnet and ilmenite and the slight orientation of some of these minerals in the foliation plane of the crystalline schists.

At a time with the formation of *ac* and *ab* fissures in the crystalline schists, accompanied by the formation of some open fissures, the pegmatoid solutions begin to circulate along them, and due to the lithologic and tectonic pressure migrate toward the surface. Thus, there appear discordant veins of pegmatites, and finally, of quartz, which pierce both the rocks from which they separated and the superior complexes of crystalline schists to whose composition amphibolites and carbonate rocks participate in ; these rocks are slightly affected at the contact, pegmatites sometimes undergoing a weak contamination.

Conclusions

In Banat pegmatites are associated both with Dalslandian crystalline schists intensly metamorphosed, and with bodies of granitoid rocks ; between these two categories of pegmatites there are structural and compositional differences.

The bodies of pegmatites from the granitoid rocks have a simpler structure and are generally richer in feldspars than in micas.

The bodies of pegmatite from the crystalline schists have a great variety of zoned symmetric and asymmetric structure.

In pegmatites from gneisses the alkaline feldspars predominate over the other minerals, and pegmatites from micaschists are richer in quartz and micas.

On the $Q\ Ab\ Or$ diagram pegmatites move away from the field of projection of the granitoid rocks, those from paragneisses being distributed toward the Ab field, and those from micaschists toward the $Q\ Or$ field.

Pegmatites from the granitoid bodies differentiated from the primary granodioritic magma, while those from the crystalline schists resulted from the anatexis of the metamorphic rocks at the level of the zones with sillimanite and kyanite, at temperatures which ranged between 600 and 700°C.

During the tarderogene stage the concordant bodies of pegmatites and quartz do form, which are sometimes folded and boudinized and when in the crystalline schists begin to appear fissures, discordant veins of pegmatites and quartz form.

REFERENCES

- Althaus E. (1967) The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. *Contr. Miner. and Petrol.* 16, 1, p. 29—44, Berlin.
- Bagdasarian S. P. (1972) Despre vîrsta absolută a unor roci eruptive și metamorfice din masivul Ditrău și Munții Banatului din România. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* 17, 1, p. 13—21, București.
- Cameron E. N., Jahns R. H., McNair A. H., Page L. R. (1949) Internal structure of granit pegmatite. *Econ. Geology Monogr.* p. 115, Lancaster.
- Clabaugh St. E. (1950) Pegmatites of Montana. *Econ. Geol.* 45, p. 254—257, Lancaster.
- Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* XX, p. 1—74, București.
- Dittler E., Kirnbauer F. (1931) Über das neue Beryllvorkommen von Teregova in Rumänien. *Zeitschr. für prakt. Geologie*, 39, 4, p. 59—64.
- Eskola P. (1933) On the differential anatexis of rocks. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, nr. 103, p. 12—25, Helsinki.
- Platen H. von (1965) Experimental anatexis und genesis of migmatites. In "Controls of Metamorphism" Edit. Pitcher and Flinn, Oliver and Boyd, p. 203—218, Edinburgh and London.
- Roșca L. (1954) Comunicare preliminară asupra cercetărilor geologice și petrografice din regiunea munților Semenic de Nord. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, p. 146—154, București.
- San Miguel Arribas A. (1955) Consideraciones sobre la génesis de Pegmatitas por diferenciación metamórfica. *Corsillos y Conferencias del Inst. "Lucas Mallada"* II, p. 215—273, Madrid.



- Savu H. (1969) Sur les conditions thermodynamiques qui ont contrôlé la genèse des zones métamorphiques des Monts Semenic. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13, p. 323—329, Budapest.
- (1970) Condițiile de formare a unor minerale de Ti și Fe în zona cu disten și staurolit din provincia metamorfică a munților Semenicului. *D. S. Com. Stat Geol.* LIV/1, p. 33—47, București.
 - (1975) Particularités des types de métamorphisme régional prealpin sur le territoire de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Geofiz.* XLVI, p. 219—239, București.
 - Micu C. (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei și petrografiei părții centrale a munților Semenic. *D. S. Com. Geol.* XLIX, p. 39—50, București.
 - Gheorghita I., Vasilescu Al., Băloiu-Fărcașan Maria (1964) Geologia și Petrografia părții de nord a Munților Semenic. *An. Com. Geol.* XXXIV/1, p. 279—328, București.
 - Vasiliu Cecilia (1969) Contribuții la cunoașterea structurii și chimismului masivului granitoid de la Poniasca. *D. S. Com. Stat Geol.* LIV/3, p. 383—408, București.
- Schafarzik Fr. (1898) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebund von Orményes und Vercserova, südlich von Karansebes im Komitate Krossö Szöreny. *Jahreb. kgl. ung. geol. R. A. f.* 1896, p. 107—128, Budapest.
- Schneiderhöhn H. (1961) Die Erzlagerstätten der Erde. Die Pegmatite, II, G. F. Verl. Stuttgart.
- Superceanu C. (1957) Mineralele rare din pegmatitele granitice din Banat. Partea I : Pegmatitele cu feldspat-beril-columbit de la Teregova. *Rev. Minelor*, 3, p. 140—145, București.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈—KAlSi₃O₈—H₂O. *Geol. Soc. America. Mem.* 74, Washington.
- Winkler H. G. F. (1966) Der Prozess der Anatexis : Seine Bedeutung für die Genese der Migmatite. *Tscherm. min. petrogr. Mitt.* XI, 3—4, p. 266—287, Springer Verlag Wien-New York.



Institutul Geologic al României

EXPLANATIONS OF PLATES



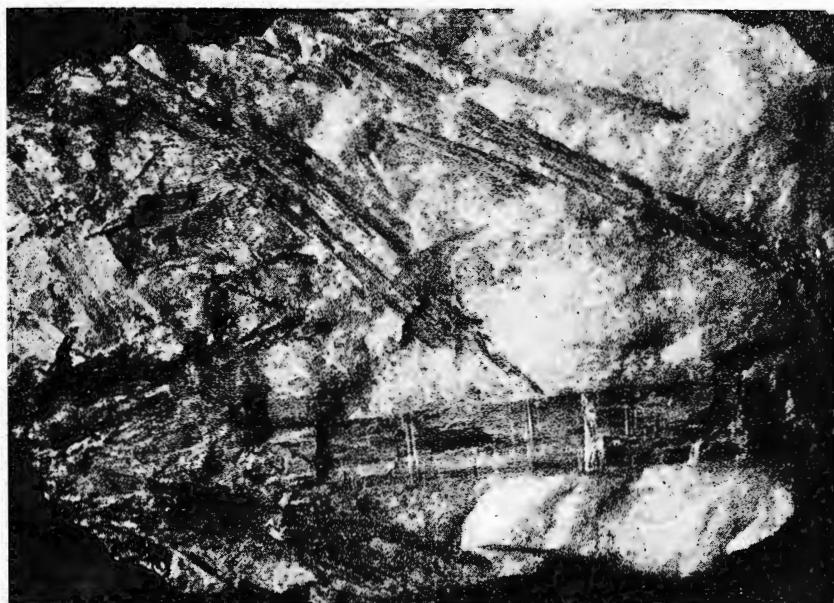
Institutul Geologic al României

PLATE I

Fig. 1. — Disthene crystals in a quartz lens. Springs of the Golețu Brook. Semenic Mountains ; two third from the natural size.

Fig. 2. — Tourmaline crystals in a quartz vein with feldspar. Springs of the Slatina Brook. Semenic Mountains ; half from the natural size.





1

123146



2

tutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/1.



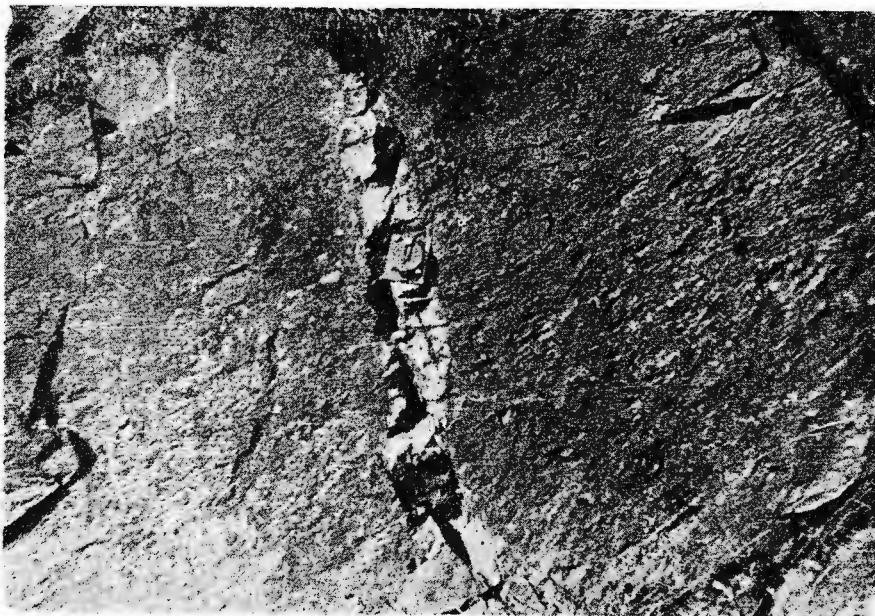
Institutul Geologic al României

PLATE II

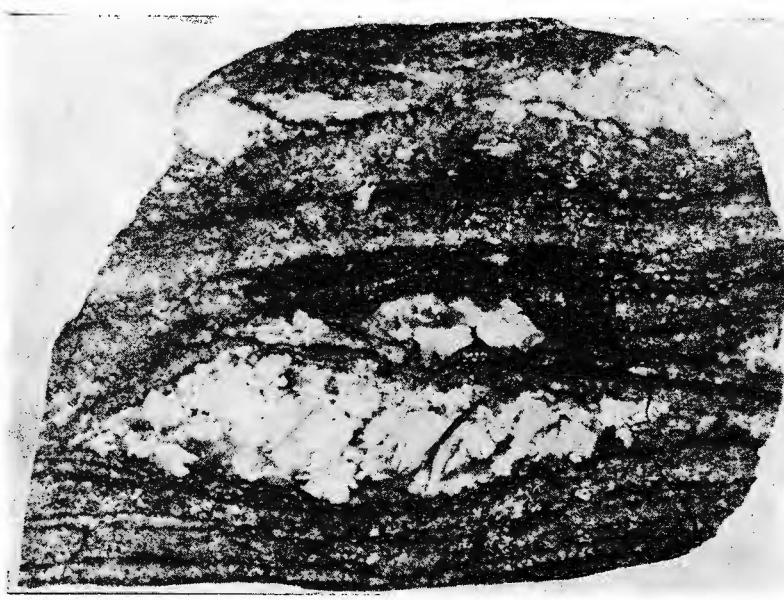
- Fig. 1. — Unconformable quartz vein in micaschists. Timiș Valley at Brebu Nou. Semenic Mountains.
- Fig. 2. — Lenticular migmatite whose neosomma has a pegmatoid character. Terregova Valley. Semenic Mountains.



Institutul Geologic al României



12346



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/1.



Institutul Geologic al României

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

PETROGRAFIA ȘI GENEZA CORPULUI DE ROCI ULTRABAZICE
DE LA CUCA — MUNTII SEMENIC¹

DE

HARALAMBIE SAVU², OSCAR MAIER², VASILICA NEACȘU²,
CONSTANȚA UDRESCU²

Sommaire

Pétrographie et genèse du corps de roches ultrabasiques de Cuca — Monts Semenic. Le corps de roches ultrabasiques de Cuca, situé dans les Monts Semenic, est constitué de hartzburgites et de saxonites. Il a une forme allongée et est localisé concordant dans les schistes cristallins dalslandiens ($Rb/Sr = 840$ m.a.), étant métamorphisé en même temps que ceux-ci, dans les conditions de la zone à disthène et staurotide. Son aspect pétrochimique et géochimique, il se caractérise par une uniformité remarquable, les différents éléments chimiques majeurs et mineurs déterminés variant dans des limites restreintes. Sur le diagramme QLM, les roches ultrabasiques se situent dans le champ de projection des roches ophiolitiques ultrabasiques mésozoïques des Alpes, des Apennins et des Dinariques, indiquant qu'elles ont la même origine. Le corps a résulté d'une intrusion de magma ultrabasique, formé comme pyrolite dans le manteau supérieur, englobé dans les formations sédimentaires du géosynclinal dalslandien, dans les conditions de la subduction de la plaque moesique sous celle-ci.

Introducere

Corpul de roci ultrabazice de la vîrful Cuca, situat în partea de nord-vest a munților Semenic, a fost puțin cunoscut pînă în prezent. Prima descriere petrografică a acestor roci ultrabazice este făcută de Schafarzik (fide Halaváts, 1895), care le consideră serpentinite provenite dintr-un peridotit cu tremolit.

¹ Predată la 10 martie 1976, acceptată pentru publicare la 1 aprilie 1976, comunicată în ședința din 16 aprilie 1976.

² Institutul de geologie și geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

Mai târziu, V. Arbore și R. Ştefan, 1965³, reprezintă acest corp pentru prima dată cartografic, ca având forma unei elipse, orientată NW-SE și consideră că se efilează în adâncime. Doina Ionescu și Verona Ghîță, 1966⁴, care reiau prospecțiunile asupra acestui corp ultrabazic, constată că rocile conțin uneori picături de pirotină și granule fine de magnetit. Recent, V. Serafimovici et al., 1974⁵ descriu corpul de ultrabazite de la Cuca, arătând că el este alcătuit din harzburgite, cu diferite stadii de serpentinizare, care în valea Breazova ar forma curgeri peste un vechi relief de șisturi cristaline.

Structura corpului ultrabazic

Corpul de roci ultrabazice este situat în vîrful Cuca, la aproximativ 3 km nord-nord-vest de localitatea Gărîna, în zona de izvoare a pîraielor Bogatu Bătrîn la nord și Vălugenilor (Breazova) la sud (fig. 1), ambele afluenți pe dreapta ai Birzavei.

În plan orizontal acest corp are formă alungită pe direcția N 40°E, fiind concordant cu foliația șisturilor cristaline înconjurătoare, alcătuite din micașisturi și gnais din complexul micașisturilor C₄ al seriei de Sebeș-Lotru, formată în ciclul dalslandian (prebalcanian) a cărui vîrstă absolută este de aproximativ 840 m.a. (Savu, 1970). El are lungimea de 2 km, iar grosimea maximă de 650 m. Cu toate că în zona dealului Cuca se găsește pe pante o pătură groasă de grohotiș format din roci ultrabazice, care face dificilă stabilirea relațiilor dintre acest corp eruptiv și șisturile cristaline înconjurătoare, se constată totuși că contactele sale se afundă paralel cu foliația șisturilor cristaline, care înclină cu 30—50° spre nord-vest.

Rocile ultrabazice prezintă o foliație evidentă, determinată de metamorfismul sincron cu cel al șisturilor cristaline. Aceasta, deși se menține aproximativ paralelă cu foliația șisturilor cristaline înconjurătoare, prezintă uneori flexuri și înclinări inverse, determinate probabil de diferența de competență dintre rocile ultrabazice și micașisturile și gnaisele din jurul corpului eruptiv.

Elementele structurale arată că corpul ultrabazic nu reprezintă o curgere peste șisturile cristaline, cum s-a afirmat anterior, ci sugerează că el este intrus concordant în formațiunile metamorfice, aşa cum rezultă din secțiunea geologică din figura 1. În această idee rocile ultrabazice care apar pe hartă la sud-vest de corpul intrusiv, pe un interfluviu din bazinul pîrîului Vălugenilor, și care stau perfect discordant peste șisturile cristaline din cele două văi laterale, reprezintă de fapt

^{3, 4, 5} Arh. I.G.G. București.

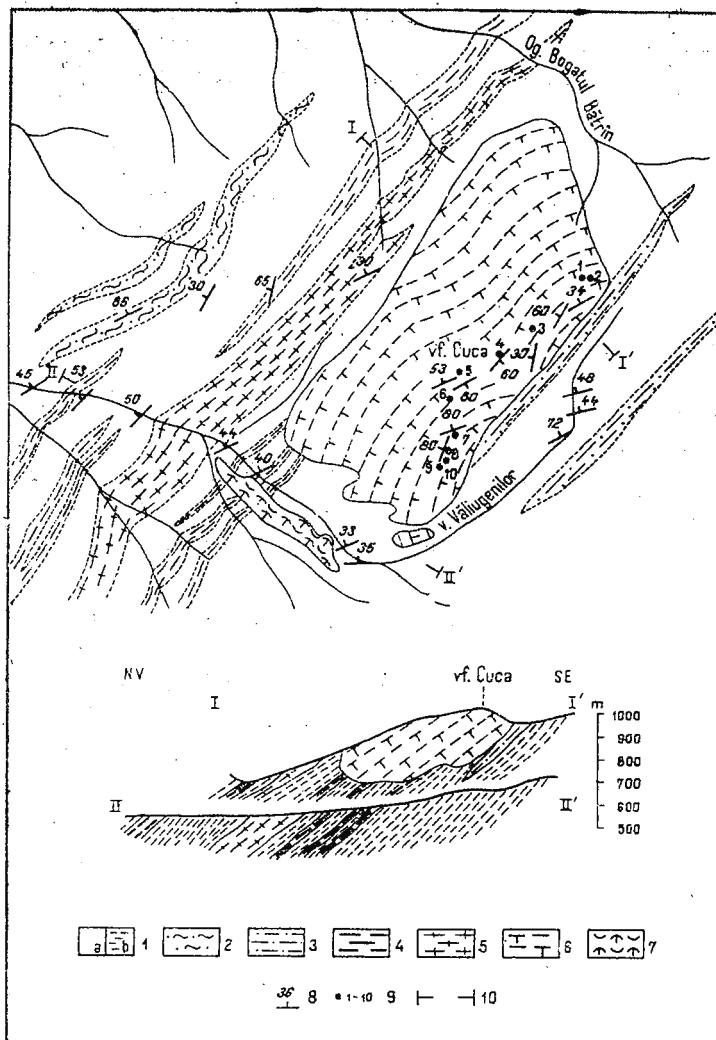


Fig. 1. — Harta geologică a corpului de roci ultrabazice de la Cuca.
 1, micașisturi cu muscovit și biotit : a, pe hartă ; b, în secțiunile geologice ;
 2, paragneise cu biotit ; 3, gnaisse cuarto-feldspatice ; 4, migmatite ; 5, gnaisse
 migmatice ; 6, peridotite parțial serpentinizate ; 7, peridotite în coluviiuni ; 8, fo-
 liație ; 9, analiză chimică și spectrală ; 10, poziția secțiunilor geologice.

Geological map of the body of Cuca ultrabasic rocks.

1, Micachists with muscovite and biotite : a, on the map ; b, in the geological sections ; 2, biotite-bearing paragneisses ; 3, quartzous-feldspathic gneisses ; 4, migmatites ; 5, migmatic gneisses ; 6, peridotites partially serpentinized ; 7, peridotites in colluviums ; 8, foliation ; 9, position of the geological sections ; 10, chemical and spectral analyses.

mase de roci alunecate pe pantă din corpul ultrabazic și imobilizate într-o veche vale a pîriului, ulterior din nou erodată. Blocurile rulate de roci ultrabazice, care se observă aici, pledează pentru această interpretare.

Date petrografice și mineralogice

Corpul de roci ultrabazice de la Cuca este alcătuit, cel puțin la nivelul actual de eroziune, din peridotite, varietatea harzburgite, în a căror masă se separă uneori saxonite cu bronzit. Rocile se găsesc în diferite stadii de serpentinizare, fenomen ce se manifestă de-a lungul unei rețele de fisuri care străbat toată masa lor. De obicei acest fenomen a afectat 10—20% din mineralele primare, dar apar și zone cu foliație mai accentuată, în care serpentinizarea a afectat rocile în întregime. Aceste procese se datorează soluțiilor metamorfice, care au acționat atât în timpul mișcărilor orogenetice, cât mai ales după aceste mișcări.

Rocile proaspete constau din olivină și piroxen rombic, de obicei hipersten și mai rar bronzit. Ca minerale secundare întîlnim hornblendă, talc, antigorit, crisotil, clorit și minerale opace.

Olivina se prezintă în cristale cu contur neregulat panallotriomorfe, incolore, al căror diametru poate atinge 1—2 mm. Ea este afectată de procese de serpentinizare care se manifestă pe marginile cristalelor și pe rețeaua de fisuri care o străbat, rezultând de obicei structura celulară bine cunoscută (pl. I, fig. 1). Se observă că în unele cazuri fisurile din olivină sunt dispuse pe două direcții rectangulare. Pe alocuri olivina este complet alterată în serpentină, uneori și în talc, astfel că ea se mai păstrează doar ca relicte în masa serpentinei.

Hiperstenul, ortopiroxenul comun în aceste roci, formează cristale prismatice, a căror lungime atinge adesea 1—2 mm. El prezintă un pleocroism slab : Ng = verzui-pal ; Nm = bruniu-pal ; Np = roșcat-pal. După caracterul pleocroismului și culorile de birefringență slabe ($Ng-Np = 0,010—0,011$), mineralul reprezintă probabil un ortopiroxen a cărui compoziție chimică îl situează pe diagrama stabilită de Winchell și Winchell (1951) între hipersten și enstatit. El include cristale de magnetit primar, separate din magma ultrabazică.

Adesea, hiperstenul este afectat de procese de alterație, pe seama lui formindu-se bastit și amfibol. Procesul se manifestă pe fisurile care străbat cristalele transversal (pl. I, fig. 2), sau pe marginile acestor



cristale, în unele cazuri bastitizarea ortopiroxenului are loc paralel cu planele de clivaj, astfel că se întâlnesc situații în care alternează benzi de hipersten cu benzi de bastit sau serpentină.

Pe seama hiperstenului se formează și talc ce se prezintă în lamele mari, mai rar și clorit. Uneori el este complet înlocuit cu hornblendă secundară.

Varietatea bronzit se întâlnește mai rar. Acesta formează cristale prismatice, care prezintă depuneri de oxizi de fier pe clivaje, fapt care face ca relieful mineralului să pară foarte puternic. Bronzitul include olivina și este înlocuit pe fisurile transversale de bastit și amfibol secundar; procesul de serpentinizare se manifestă însă și în lungul clivajelor.

În cazurile în care bronzitul a fost înlocuit complet de un cuib de cristale de amfibol diferit orientate, se observă că acestea păstrează în ele ca un palimpsest, acumulați de oxizi de fier dispuse în siruri sau în mici lentile paralele, orientate diferit de orientarea clivajului amfibolului, ele amintind depunerile de oxizi de fier de pe clivajul bronzitului înlocuit (pl. II, fig. 1). Asemenea depuneri de granule de oxizi de fier se observă uneori și pe contactul dintre amfibolii secundari și olivina primară, provenind cu siguranță din alterarea piroxenului în silicati secundari.

În unele cazuri, înlocuirea piroxenilor rombici dă naștere la un cuib constituit din cristale prismatice de hornblendă secundară, dispuse divergent, între care se dezvoltă lamele de talc ce le cimentează.

Hornblenda secundară se dezvoltă în cristale prismatice, de culoare verde. În secțiune subțire acestea sunt aproape incolore, au unghiul de extincție $c : Ng = 15^\circ$ și uneori următorul pleocroism slab: $Ng =$ verzui-pal; $Nm =$ bruniu-pal; $Np =$ incolor, slab-verzui. Mai rar se observă cristale care în unele porțiuni sunt colorate mai intens, având aici pleocroismul în verde-albăstrui după Ng și verzui după Np . Cristalele de amfiboli prezintă uneori terminații fibroase sau ascuțite.

După aspectele generale și proprietățile optice, hornblenda reprezintă un amfibol a cărei compoziție chimică îl situează în apropierea limitei cu cimpul tremolitelor. De aceea, el se aseamănă cu amfibolul actinolitic din corporile ultrabazice de la Pîrvova (Savu et al., 1976), de aceeași vîrstă cu acesta de la Cuca.

În unele cazuri, în rocile ultrabazice de la Cuca apar filoane metasomatice, subțiri, constituite din cristale foarte alungite de hornblendă, asociate cu talc.

Talcul se formează pe seama olivinei serpentinizate și a piroxenului înlocuit de bastit, amfibol și clorit (pl. III, fig. 1). În rocile de pe versantul sudic al corpului, mai ales, talcul formează lamele cu diametrul de 1,5—1 cm. În aceste cazuri lamelele de talc sunt orientate în planul foliației, care este mai accentuată.

De obicei talcul alcătuiește cuiburi constituite din lamele fine, asociate cu hornblendă, uneori și cu relicte de piroxen sau olivină, având la interior mici aglomerații de praf fin de oxizi de fier, rezultați în urma înlocuirii piroxenului.

Antigoritul, colorat în verde-gălbui, se formează în special pe seama olivinei, alcătuind rețeaua de filonașe care străbat roca. El se prezintă în lamele care se dispun perpendicular pe pereții filonașelor; zona mediană a acestora este ocupată uneori de o substanță izotropă de tip serpofitic (pl. II, fig. 2).

Crisotilul, mineral fibros, apare de asemenea în rocile serpentizate, mai ales în aceleă în care procesul de alterare este mai accentuat. Uneori se observă în rocile serpentizate filonașe constituite din azbest crisotilic, cu fibrele de culoare alb-gălbui, dispuse perpendicular pe pereții acestora.

Cloritul apare rar fiind reprezentat prin amesit sau clinoclor de culoare verzuie, ce formează lamele asociate cu antigorit. El se depune uneori în partea mediană a filonașelor care străbat mineralele magneziene primare.

Oxizii de fier se prezintă rar ca magnetit primar, inclus în piroxen. De obicei ei se separă ca minerale secundare — magnetit sau hematit — rezultate în procesul de alterare a olivinei și ortopiroxenilor, prezintându-se ca un praf fin ce se grupează în forme diferite: rojuri, lentile sau mici cuiburi (pl. III, fig. 2). În filonașele de serpentină din rețeaua care străbate mineralele primare, praful de oxizi de fier, în speță hematitul, se depune în trei situații diferite: (1) pe pereții filonașelor umplute cu serpentină; (2) între lamelele de serpentină dispuse perpendicular pe pereții filonașelor; (3) în zona mediană a filonașelor, cind aceasta este ocupată de materialul serpofitic.

Pirotina apare rar și se prezintă obișnuit în granule mici cu contur neregulat, uneori cu aspect de picături globulare, izolate sau grupate în cuiburi. Aceste separații sunt alterate în lungul unor fisuri.

Tot așa de rar se întâlnește cromitul, care se prezintă în cristale fine.



Compoziția chimică

În vederea cunoașterii chimismului corpului eruptiv de la Cuca, au fost analizate chimic 10 probe de roci ultrabazice, colectate pe un profil de-a lungul crestei care traversează corpul de la nord-est spre sud-vest (fig. 1). Rezultatele analizelor sunt redate în tabelul 1, din care rezultă cîteva observații de ordin general.

Sub aspect petrochimic, rocile din corpul ultrabazic se caracterizează printr-o uniformitate deosebită, compoziției chimice variind în limite restrinse de la o probă la alta. În toate analizele chimice se remarcă conținutul redus de Al_2O_3 și de alcalii și conținuturile foarte ridicate de oxizi de fier și de MgO . Silicea este, de asemenea, destul de redusă cantitativ.

Parametrii Niggli (tab. 2) subliniază încă odată uniformitatea compozиției corpului de roci ultrabazice de la Cuca. Valorile parametrilor

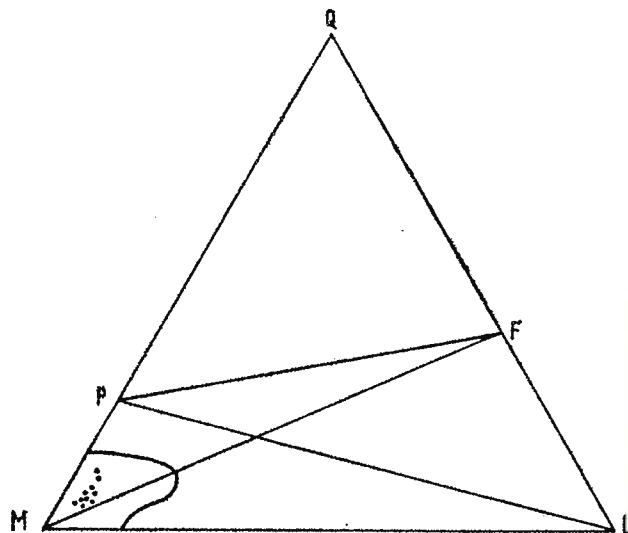


Fig. 2. — Diagrama QLM cu poziția rocilor ultrabazice.
QLM diagram with the location of ultrabasic rocks.

acestor roci sunt foarte apropiate de valorile parametrilor magmelor peridotitice clasice.

Pe diagrama QLM (fig. 2) rocile ultrabazice se proiectează într-un cîmp foarte restrins, situat în colțul M. Acest cîmp este cuprins în domeniul în care se proiectează rocile ultrabazice din seriile de roci ofio-

TABELUL 1
Compoziția chimică a rocilor ultrabazice de la Cuca

Nr. crt.	Nr. probei	Tipul de rocă	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Co ₃ O ₄	NiO	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	S	Total		
1	11	Serpentininit	41,26	2,37	4,87	3,15	0,32	34,51	2,86	0,08	0,20	0,03	—	0,03	9,40	0,49	0,30	99,87	
2	12	Serpentininit	42,63	2,42	4,94	3,04	0,32	35,00	2,20	0,14	0	0,37	0,05	7,75	0,47	0,29	99,62		
3	13	Harzburgit parțial serpen- tinizat	40,98	2,15	3,99	3,77	0,29	39,06	1,88	0,16	0	0	0,91	lipsă	5,32	0,58	0,35	99,44	
4	14	Harzburgit parțial serpen- tinizat	40,65	1,62	5,02	3,47	0,31	39,78	1,43	0,20	0	0	0,01	0,36	0,03	5,71	0,49	0,39	99,47
5	15	Harzburgit parțial serpen- tinizat	40,18	1,73	5,32	2,86	0,32	38,75	1,25	0,14	0	0	0,02	0,60	0,04	7,64	0,49	0,37	99,71
6	17	Harzburgit cu talc	40,01	1,66	5,26	3,25	0,33	40,51	0,87	0,14	0	0	0,04	0,55	0,03	6,05	0,48	0,34	99,52
7	18	Harzburgit	40,48	1,99	5,29	3,04	0,32	39,30	1,39	0,20	0,20	0,04	0,02	0,50	lipsă	6,24	0,44	0,32	99,77
8	20	Saxonit	41,88	2,51	3,13	4,94	0,32	39,71	1,53	0,20	0	0	0,03	0,32	0,02	4,44	0,47	0,33	99,83
9	21	Harzburgit cu talc	41,74	2,23	4,44	3,93	0,30	40,78	1,05	0,10	0	0	0,21	lipsă	4,45	0,58	0,37	100,18	
10	22	Saxonit	41,00	2,20	4,61	3,50	0,30	37,97	3,03	0,20	0	0	0,02	0,28	0,03	6,36	0,49	0,35	100,34

TABELUL 2
Valoriile parametrilor Niggli

Nr. crt.	si	al	fm	c	alk	mg	t	Q	L	M	Tipul de magnă
1	65,28	2,28	92,99	4,88	0,35	0,88	-2,95	10,05	4,69	85,26	peridotitică
2	67,48	2,30	93,76	3,71	0,23	0,88	-1,64	11,37	4,46	84,17	peridotitică
3	59,04	1,86	95,05	2,87	0,22	0,88	-1,23	6,49	3,87	89,64	peridotitică
4	58,56	1,40	96,09	2,25	0,26	0,89	-1,11	5,89	3,12	90,99	peridotitică
5	59,59	1,54	96,29	1,96	0,21	0,89	-0,63	6,63	3,25	90,12	peridotitică
6	57,22	1,43	97,04	1,32	0,21	0,89	-0,10	5,18	3,09	91,73	peridotitică
7	58,75	1,73	95,65	2,16	0,43	0,89	-0,86	5,99	4,02	89,99	peridotitică
8	60,06	2,16	95,19	2,39	0,26	0,89	-0,47	7,21	4,45	88,33	peridotitică
9	58,85	1,89	96,29	1,62	0,17	0,89	+0,10	6,42	3,62	89,96	peridotitică
10	59,90	1,93	93,09	4,72	0,26	0,89	-3,05	7,08	3,84	89,08	peridotitică



litice mezozoice, din Alpi, Apenini și Dinarizi (Burri și Niggli, 1945). Asemănarea petrochimică dintre aceste două grupe de roci ultrabazice dalslandiene și alpine este evidentă, fapt care presupune origini comune ale magmelor din care au rezultat.

Distribuția elementelor minore

Pentru stabilirea distribuției elementelor minore din rocile ultrabazice de la Cuca, au fost analizate prin spectrografie de emisie probele din tabelul 1, pentru care s-a efectuat și analiza chimică. Rezultatele acestor analize sunt redate în tabelul 3.

În acest scop au fost determinate conținuturile de Cr, Ni, Co, V, Sc, Cu, Ba și Sr, elemente ale căror domenii de concentrație sunt reprezentate în figura 3. Se observă, ca și în cazul compozițiilor majori, domenii strânse de variație a conținuturilor de elemente minore, în special în cazul Ni și Cr. Raportul dintre valorile extreme ale conținuturilor acestor două elemente este același, el având valoarea 1,3.

În rocile ultrabazice cromul și nichelul participă în cantitate mai mare decât celelalte elemente minore determinate (tab. 3 și fig. 3), ele

TABELUL 3
Elementele minore (p.p.m.) din rocile ultrabazice

Nr. crt.	Nr. probei	Cr	Ni	Co	V	Sc	Cu	Ba	Sr
1	11	3,400	2,400	110	95	16	37	< 10	68
2	12	3,200	2,300	92	77	14	37	10	60
3	13	4,000	2,800	94	75	15	87	< 10	60
4	14	3,400	3,100	141	75	11	52	19	46
5	15	3,400	2,950	129	78	14	42	19	44
6	17	3,300	2,700	130	70	11	58	16	46
7	18	3,000	2,500	112	65	12	63	36	65
8	20	3,200	2,600	105	67	11,5	68	< 10	52
9	21	4,000	2,950	143	81	11,5	81	< 10	22
10	22	3,400	2,800	149	65	12	56	28	53
Media		3,430	2,705	120,5	74,8	12,8	58,1		51,6

fiind captate de obicei în rețeaua cristalină a olivinei, care este mineralul primar principal din aceste roci.

Valorile medii de 3430 ppm pentru crom și de 2705 ppm pentru nichel sunt mai ridicate decât valorile medii stabilite de Turekian și Wedepohl (1961), Vinogradov (1962) și Goles (1967), care se situează între 1600—2400 ppm pentru Cr și 1500—2000 ppm pentru



Ni. Conținuturile ceva mai ridicate de Cr și Ni din rocile de la Cuca s-ar putea explica, prin prezența în ele a cromitului și pirotinei.

Cobaltul prezintă conținuturi care variază între 92 și 149 ppm; valoarea medie de 120,5 ppm este apropiată de media de 110 ppm dată de Goles (1967) pentru roci similare.

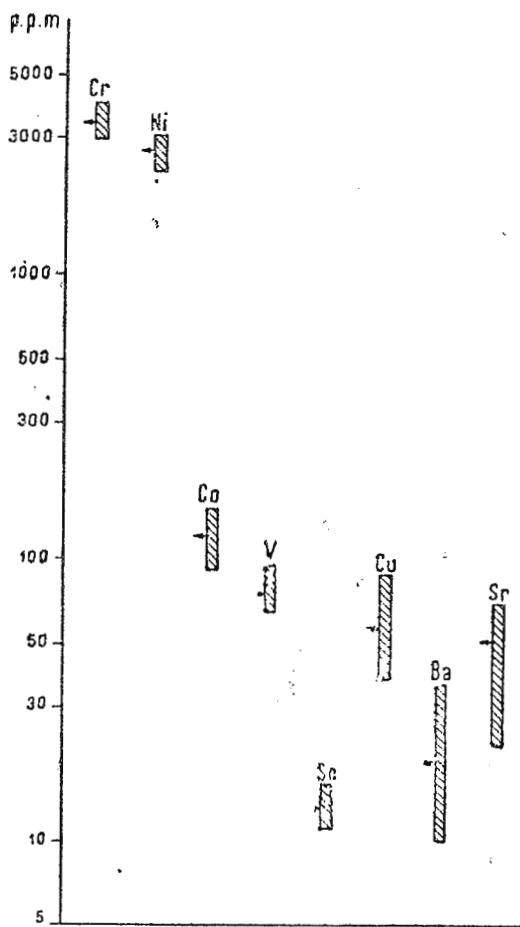


Fig. 3. — Domeniile de concentrație și valorile medii ale conținuturilor de elemente minore în rocile ultrabazice.

Concentration fields and the mean values of the contents of minor elements in the ultrabasic rocks.

Vanadiul este prezent în aceste roci în conținuturi care variază între 65 și 95 ppm, valoarea medie fiind de 74,8 ppm. Această valoare este mai ridicată decât aceea de 40 ppm, stabilită de Turekian și Wedepohl (1961) și Vinogradov (1962).

Conținuturile de scandiu variază între 11 și 16 ppm. Valoarea medie de 12,8 ppm a conținuturilor acestui element în rocile de la Cuca se

aprobie de valorile medii de 15 ppm (Turekian și Wedepohl, 1961) și de 16 ppm (Goles, 1967).

Celelalte elemente minore determinante — Cu, Sr și Ba — prezintă domenii mai largi de variație în rocile ultrabazice analizate, rapoartele dintre valorile lor extreme fiind respectiv : 2,3 ; 3,1 ; 3,6.

Originea rocilor ultrabazice

Considerațiile asupra originii rocilor ultrabazice de la Cuca nu pot fi făcute, fără a avea în vedere și numeroasele corpuri de roci ultrabazice localizate în șisturile cristaline dalslandiene ale pînzei getice din diferitele masive ale Carpaților Meridionali.

Giuşcă et al. (1969, fig. 2) au arătat că ciclul prebaicalian (dalslandian) a început să evolueze în Europa, la începutul Proterozoiului tîrziu, mediu⁶, pe un fundament oceanic. Pe fundul geosinclinalului dalslandian, care se dezvoltă în lungul marginii vestice și sud-vestice a continentului est-european, arhaic-carelian, se acumulaau depozite sedimentare și roci vulcanice aparținînd magmatismului inițial. După cum arată Savu et al. (1975)⁷, placa moesică⁸ ce se rupe de continentul est-european datorită faliei majore care apare în nordul Dobrogei (Giuşcă et al., 1969, fig. 1) este împinsă de la est spre vest și subdusă sub formațiunile geosinclinalului dalslandian din aria carpatică. De aceea, în șisturile cristaline dalslandiene din domeniul Carpaților Meridionali și Balcani se formează structuri cutate paralele cu marginile plăcii moesice; structuri asemănătoare se formează și în domeniul din estul Carpaților, sub care se afundă placa continentală est-europeană.

Relațiile directe dintre placa moesică și șisturile cristaline dalslandiene din Carpați nu se cunosc, deoarece vechea zonă Beniof a fost acoperită ulterior de șisturile cristaline ale ciclului assyntic și formațiunile geologice mai tîrzii. Șisturile cristaline care apar la zi în prezent, alcătuind pînza getică, reprezintă cordiliera (geanticlinalul) getică ce începe să se ridice încă din geosinclinalul assyntic (baicalian) odată cu mișcările assyntice tîrzii, într-o zonă situată la interiorul geosinclinalului din aria carpatică (Giuşcă et al., 1969; Savu et al., 1972 a, fig. 21).

⁶ Conform schemei stabilită de Drușci și Vereșciaghin în 1974.

⁷ Arh. I.G.G. București.

⁸ Înțelegem prin placa moesică fundamentalul arhaic-carelian al actualei platforme moesice sau al pintenului valah.

Prezența numeroaselor corpuri de roci ultrabazice localizate în aceste sisturi cristaline, al căror chimism arată că sunt roci ofiolitice, încercăm să o explicăm pe baza concepției amintite, cu ajutorul schiței alăturate (fig. 4), construită după modelele elaborate de Green și Ringwood (1966) și Miyashiro (1972).

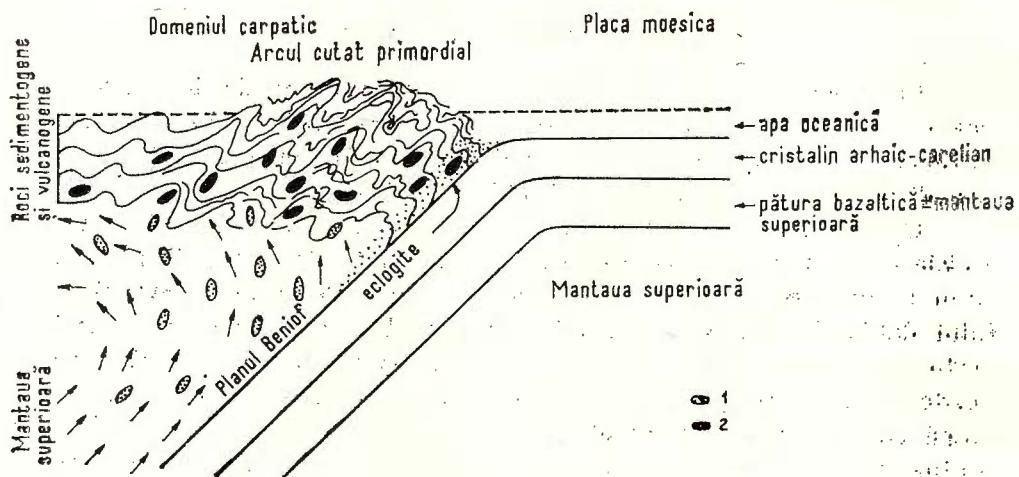


Fig. 4. — Structură geosinclinalului preassyntic în timpul cutărilor dalslandiene.
1, mase de pirolit în mantaua superioară ; 2, corpuri de roci ultrabazice intruse
în crusta sialică dalslandiană.

The structure of the pre-Assyntian geosyncline during the Dalslandian foldings
1, Masses of pyrolytic in the upper mantle ; 2, bodies of ultrabasic rocks intruded
in the Dalslandian sialic crust.

În lucrarea sa Miyashiro, referindu-se la date de literatură, arată că ofiolitele se pot forma în trei condiții separate: (1) ca erupții în stadiul de geosinclinal, (2) ca materiale din mantaua superioară amplasate diapiric pe fundul oceanelor și (3) ca fragmente rupte din crăstă oceanică și mantaua superioară, și împinsă în sedimentele preexistente ale geosinclinalelor.

În cazul de față noi considerăm că poate fi aplicată ipoteza (1), care reprezintă de fapt părerea lui Auboin (1965) și a altor cercetători. Conform schiței din figura 4, în timpul subducției lente a plăcii moesice sub geosinclinalul din aria carpatică mantaua superioară de deasupra planului Benioff începe să se topească. Se formează pungi sau camere magmatische de pirolit, care datorită presiunilor transmise de eforturile din zona de subducție și a curentilor de convecție, încep să se ridice spre suprafață și să erupă pe fundul geosinclinalului dalslan-

dian sub formă de tufuri bazice și lave tholeiitice, care alternează cu depozite sedimentare și cu care se asociază depozite de mangan ca în munții Semenic, Sebeș, Lotru și Cibin. În același timp, în masa formațiunilor sedimentare și a celor eruptive sunt puse în loc mase de magmă ultrabazică, din căre vor rezulta corpurile amintite.

Mișcările dalslandiene determină cutarea și metamorfismul formațiunilor sedimentare și eruptive, în condiții care au variat de la zonă cu clorit și pînă la zona cu sillimanit. Referindu-ne la cele două zone de metamorfism asociate, descrisă de Miyashiro (1972), se pare că în Carpații Meridionali avem scoasă la zi numai zonă mai îndepărtată de planul de subducție, cu metamorfism de presiune intermediară și joasă. Aceasta din urmă apare în munții Godeanu (Bercia, 1975), Platoul Mehedinți (Hîrtopanu, 1975) și munții Căpăținii-Lotru (Savu, 1975). Zona eclogitică cu metamorfism de presiune înaltă se găsește probabil în domeniul autohtonului danubian, unde este acoperită de formațiunile ciclurilor mai noi. Unele iviri de eclogite descrise de Pavelescu (1955) în munții Sebeș, par să confirme prezența unui metamorfism de presiune înaltă (Savu, 1975), cu toate că privite prin concepția lui Miyashiro (1972), poziția lor în spatele zonei cu metamorfism de presiune joasă este pentru moment mai puțin clară.

În urma cutării și metamorfismului formațiunilor dalslandiene, din rocile bazice tholeiitice rezultă diferite tipuri de amfibolite, conform cu condițiile de PT din zona metamorfică în care se găsesc. Corpurile de roci ultrabazice sunt de asemenea metamorfozate. În funcție de condițiile de metamorfism și de compoziția lor petrografică, aceste corpi se pot separa în două mari categorii :

1. Corpuri ultrabazice metamorfozate în condițiile izogradelor staurolitului, distenului și silimanitului, respectiv deasupra limitei de stabilitate a serpentinei, situată între 430 și 500°C (Johannes, 1966; Kitahara et al., 1966). Această concluzie este demonstrată și de prezența pirotinei în rocile ultrabazice, mineral care după Kulerud (1959) se formează la 675°C. În aceste corpi serpentinizarea este puțin avansată și se datorează probabil soluțiilor metamorfice tîrzii. Printre acestea se găsește și corpul de la Cuca, situat în zona cu staurolit și disten, formată la P de 5—8 Kb și T de 600—650°C (Savu, 1970).

2. Corpuri ultrabazice metamorfozate în domeniul izogradelor almandinului, biotitului și cloritului, cu exces de apă, deci în condiții în care serpentina este stabilă. În aceste condiții corpurile ultrabazice sunt puternic serpentinizate și uneori transformate în zăcăminte de talc cum este și cel de la Pîrvova din munții Semenic.



Concluzii

Din studiul efectuat asupra corpului de roci ultrabazice de la Cuca din munții Semenic, rezultă cîteva concluzii generale.

Corpul ultrabazic, alcătuit din harzburgite și saxonite, are o formă alungită și este localizat în șisturile cristaline dalslandiene (840 m.a.), fiind metamorfozat împreună cu acestea, în condițiile zonei cu disten și staurolit.

Sub aspect petrochimic și geochemical se caracterizează printr-o uniformitate remarcabilă, diferențele elemente chimice majore și minore variind în limite restrinse.

Corpul a rezultat dintr-o intruziune de magmă ultrabazică, formată în mantaua superioară și intrusă în formațiunile sedimentare din geosinclinalul dalslandian, în condițiile subducției plăcii moesice.

BIBLIOGRAFIE

- Auboin Jean (1965) Geosynclines. Amsterdam. Elsevier, 335 p.
- Bercia I. (1975) Metamorfitele din partea centrală și de sud a Masivului Godeanu. *St. tehn. econ.* I, 12, București.
- Burri C., Niggli P. (1945) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranean Orogen. I, II, Zürich.
- Giușcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of Tectonomagmatic pre-Alpine Cycles on the Territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Scient. Hung.* 13, p. 221—234, Budapest.
- Goles G. G. (1967) II Trace elements in ultramafic rocks. In „Ultramafic and Related Rocks“ P. J. Willie Edit. John Wiley, p. 352—362, New York.
- Green D. H., Ringwood A. E. et al. (1966) Petrology of the Upper Mantle. *Publ. No. 444, Austral. Nat. Univ.*
- Halavats Z. (1895) Die östliche Umgebung von Resicza. *Jahrb. k. ung. Geol. A. f.* 1893, p. 113—115, Budapest.
- Hirtofanu I. (1975) Metamorfismul de presiune coborîtă din Munții Mehedinți (Peticul de Bahna). *D. S. Inst. geol. geof.* LXI/1, p. 217—238, București.
- Johannes W. (1968) Experimental Investigation of the Reaction Forsterite + H_2O = Serpentine + Brucite. *Contr. Min. Petrol.* 19, 4, p. 309—315, Berlin, Heidelberg, New York.
- Kitaharo S., Takenouchi S., Kennedy G. C. (1966) Phase relations in the system MgO— SiO_2 — H_2O at high temperatures and pressures. *Am. Jour. Sci.* 264, p. 223—233, New Haven.
- Küllerud G. (1959) Sulfide systems as geological thermometers. In „Researches in Geochemistry“. P. H. Abelson edit. John Wiley, p. 286—321, New York.



- Miyashiro A. (1972) Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Am. Jour. Sci.* 272, p. 629—656, New Haven.
- Pavelescu L. (1957) Contribuții la studiul unor eclogite din Munții Sebeș. *Bul. Acad. R.S.R. II*, 1, p. 187—200, București.
- Savu H. (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din Munții Semenic. *An. Inst. Geol. XXXVII*, p. 223—311, București.
- (1975) Particularités des types de métamorphisme régional préalpin sur le territoire de la Roumanie. *An. Inst. geol. geof. XLVI*, p. 219—239, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1972) Studiul petrologic și geochemical al granitoidelor sinorogene și tardoeorogene din zona plutonului de Sușița (Carpații Meridionali). *An. Inst. Geol. XXXIX*, p. 257—297, București.
- Vasiliu Cecilia, Popescu Florica (1976) Amfibolii actinolitici din zăcămîntul de talc de la Pîrvova (Munții Semenic). *D. S. Inst. geol. geof. LXII*, 2, București.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. (1961) Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Am.* 72, p. 175—192, Washington.
- Vinogradov A. P. (1962) Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the Earth's crust. *Geochemistry*, 1962, p. 641—664.
- Winchell A. N., Winchell H. (1951) Elements of optical mineralogy. New York.

PETROGRAPHY AND GENESIS OF ULTRABASIC ROCKS FROM CUCA — SEMENIC MOUNTAINS

(Summary)

The ultrabasic rocks body of Cuca (the Semenic Mountains) has an elongated form trending N 40° E, being concordant with the foliation of Dalslandian or Grenvillian crystalline schists (840 m.y.) in which it is located (Fig. 1). It is 2 km in length and 650 m width.

The ultrabasic rocks have an obvious foliation which is generally parallel with the foliation of the crystalline schists around the body, but in places have flexures, probably determined by the difference of competence between the ultrabasic rocks and the other metamorphic rocks.

The body of ultrabasic rocks is made up of peridotites, especially harzburgites associated with saxonites. The rocks are found in different stages of serpentinization, phenomenon which manifested along the fissures nets which pierce the rocks. This phenomenon is due to the synmetamorphic solutions which circulated through the ultrabasic body.



The fresh rocks are made up of olivine and rhombic pyroxenes, usually hypersthene and more rarely bronzite. As secondary minerals there are found hornblende, talc, serpentine, chrysotile, chlorite and opaque minerals.

The rocks serpentinization oftenly leads to the cellular structure formation (Plate I, Fig. 1). Olivine is serpentinized; sometimes this process conveys according to a rectangular fissures system. Serpentines lamellas are perpendicularly disposed on the vein walls, and their middle zone is occupied by serpophite (Plate II, Fig. 2). Orthopyroxenes are usually replaced by bastite, secondary hornblende and talc (Plate I, Fig. 2; Plate III, Fig. 1). In the cases in which bronzite was completely replaced by amphibole crystals differently oriented, within these, there are noticed raws and lenses of iron oxides, oriented differently from the orientation of amphibole cleavage; they remind the iron oxides depositions and cleavages of the replaced bronzite (Plate II, Fig. 1). In some zones, chrysotilic asbestos veins perpendicularly disposed on the veins wall are found in the more intensly serpentinized ultrabasic rocks.

Iron oxides rarely occur as primary magnetite. Usually, they resulted from the olivine and orthopyroxene serpentinization. These secondary oxides appear as a tiny dust, grouped in swarm, lenses or nests (Plate III, Fig. 2). In the serpentine net they are displaced into three places: (1) on the serpentine vein walls, (2) between the serpentine lamellas and (3) within the middle zone of the veinlets.

The chemical composition of the ultrabasic rocks (Table 1) and their magmatic parameters (Table 2) shows that they originated in a classic peridotitic magma. On the QLM diagram (Fig. 2) they are located on the projection field of the ultramafic rocks from the series of Mesozoic ophiolitic rocks from the Alps, Appenines and Dinarids, which leads to the conclusion of a common of magmas, from which these rocks resulted.

The distribution of the trace elements within the ultrabasic rocks (Table 3, Fig. 3) shows, as in the case of the major elements, narrow fields of variation of their content, pointing out the peculiar uniformity of the composition of these rocks.

The ultrabasic rocks body of Cuca, as well as the other bodies of Dalslandian crystalline schists from the South Carpathians are considered as being formed during the evolution of the Dalslandian cycle, in the conditions of subduction of the Archean-Carelian Moessian plate and of East-European Continent of the same age, under the "Carpathian" mobile zone which developed in the pre-Cambrian Ocean, located west and south-west of these plates (Fig. 4). The old relationships between the Moessian plate and the Dalslandian crystalline schists are at present covered by the formations of newer cycles. For this reason, at present, a zone with low pressure metamorphism or of Buchan type and some outcrops of eclogitic rocks may be recognized within the Dalslandian crystalline schists.

In the conditions of the slow subduction of the Moessian plate under the Carpathian geosyncline, in the upper mantle above the Benioff plane, pyrolite masses do form, from which ultrabasic magma intrusions are produced in the Dalslandian sedimentary deposits and vulcanites, resulting the bodies of ultrabasic rocks.



During the Dalslandian metamorphism the bodies of ultrabasic rocks are found in two different situations: (1) ultrabasic bodies metamorphosed in P-T conditions, located above the stability limit of serpentine ($430-500^{\circ}\text{C}$), generally weakly serpentized and (2) ultrabasic bodies metamorphosed in P-T conditions located under the stability limit of serpentine. The last ones are intensly serpentized and substituted by talc.

INTREBĂRI

I. Balintoni: 1. Care este parageneza metamorfă a corpului de ultrabazite și care sunt relațiile acestor minerale cu foliația? Considerați că roca are caracter polimetamorfic?

2. Care sunt argumentele pentru vîrstă dalslandiană a metamorfismului?

3. Se poate extinde conceptul tectonicii în plăci la Dalslandian? Abia din Triasic începe spargerea „Pangeei”.

4. Bercia și Hârtopanu arată că paragenezele cu cordierit și andaluzit din peticele Godeanu și Bahna sunt ulterior paragenezelor cu staurolit-disten. Cu care din aceste două evenimente este sincron metamorfismul ultrabazitelor?

Răspuns: 1. După cum se arată în lucrare, mineralele descrise din rocile ultrabazice s-au format în ordinea (1) olivină-piroxen-amfibol \pm talc în timpul metamorfismului dalslandian și (2) antigorit-clorit-crisotil (\pm talc), sub acțiunea soluțiilor metamorfice dalslandiene.

2. Vîrsta de 840 mil. ani (Rb/Sr) a seriei de Sebeș-Lotru. Această serie susține metamorfite assyntice.

3. În literatura de specialitate se folosește conceptul tectonicii în plăci și pentru ciclul hercinic. Elementele structurale, metamorfice etc. arată că asemenea procese au avut loc și în ciclul dalslandian.

4. Metamorfozarea corpului de roci ultrabazice a avut loc în condițiile metamorfismului de tip barrovian, și anume în zona cu disten și staurolit.

D. Marcus: Cum se explică prezența amfibolului actinolit-tremolit în serpentinitetele din acest masiv?

Răspuns: Amfibolul este un amfibol calcic, ca și în alte corpuri ultrabazice metamorfozate din Carpații Meridionali sau de pe glob.

V. Serafimovici: 1. Cum se explică poziția discordantă a corpului de peridotite serpentinizate dintre afluenții celor două Breazove (valea Văliugenilor)?

2. Cum explicați limita sud-vestică atât de franjurată a corpului, așa cum rezultă din harta 1:2 000 pe care am elaborat-o, care susține vîrsta paleozoic-inferioară a acestuia?



Răspuns: 1. Peridotitele serpentinizate care apar pe interfluviul celor doi afluenți ai văii Breazova nu reprezintă un corp, ci o formațiune coluvială.

2. Limita sud-vestică a corpului din vîrful Cuca a fost cartată după elemente de grohotiș, fiind aproximativ paralelă cu izohipsele, ceea ce conduce la imaginea eronată a unei limite discordante față de foliația șisturilor cristaline ambiante. În vîrful Cuca, unde peridotitele sunt în loc, direcția foliației acestora este concordantă și disconformă cu foliația șisturilor cristaline. Mai la sud, la Pîrvova, relațiile de concordanță dintre ultrabajite și șisturile cristaline ale seriei de Sebeș-Lotru sunt vizibile în afloriment. Din acest motiv nu pot fi atribuite Paleozoicului; ele sunt mai vechi.



EXPLICAȚIILE PLANSELOR

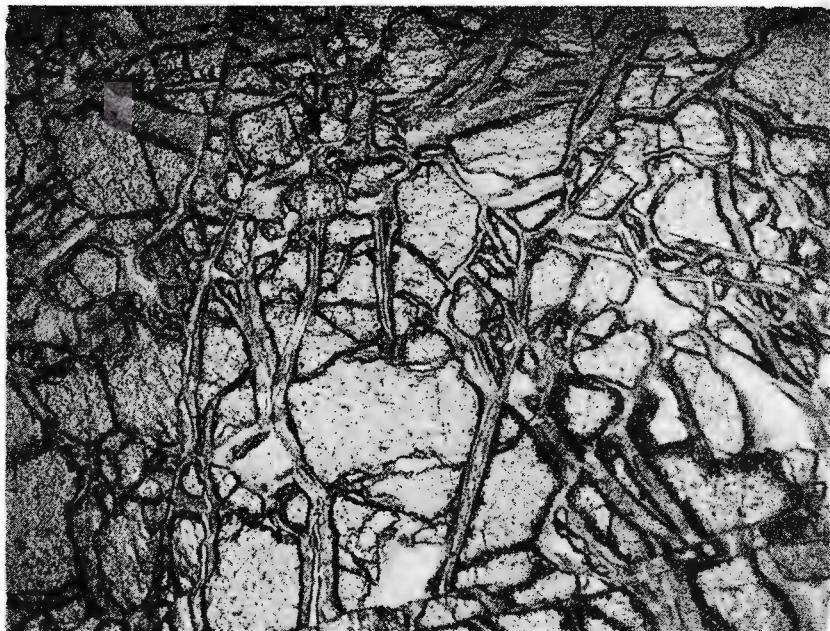


Institutul Geologic al României

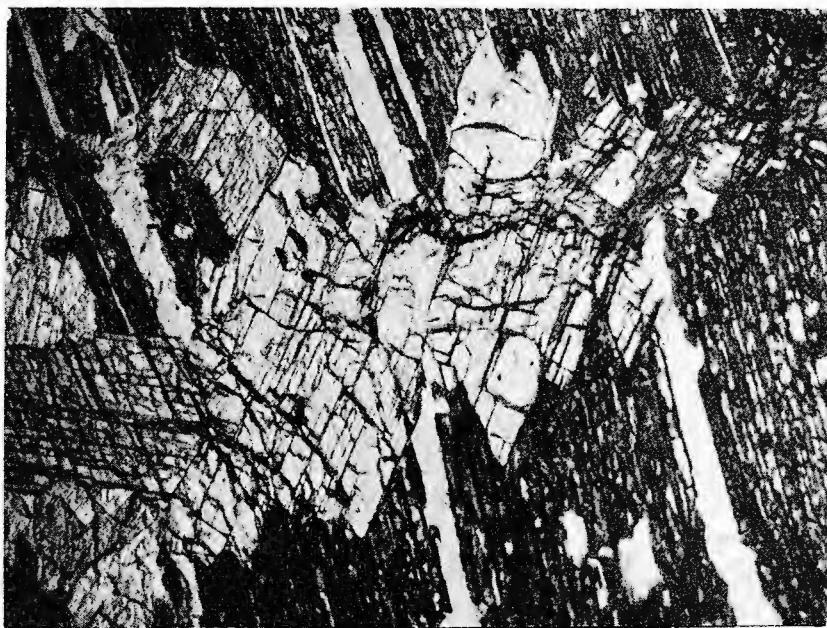
PLANŞA I

- Fig. 1. — Structura celulară a unui peridotit parțial serpentinizat. Nic. II ; $\times 30$.
Cellular structure of a peridotite partially serpentinized. Nic. II ; $\times 30$.
- Fig. 2 — Cristal de bronzit înlocuit parțial, pe o fisură transversală, de amfibol secundar. Nic. II ; $\times 135$.
Bronzite crystal partially replaced, on a transversal fissure, by a secondary amphibole. Nic. II ; $\times 135$.





1



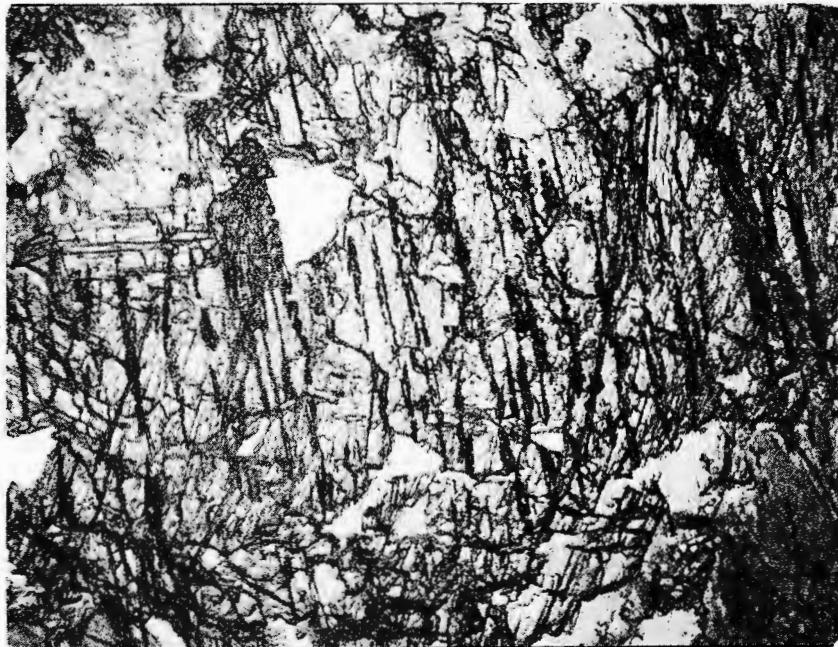
2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/1.

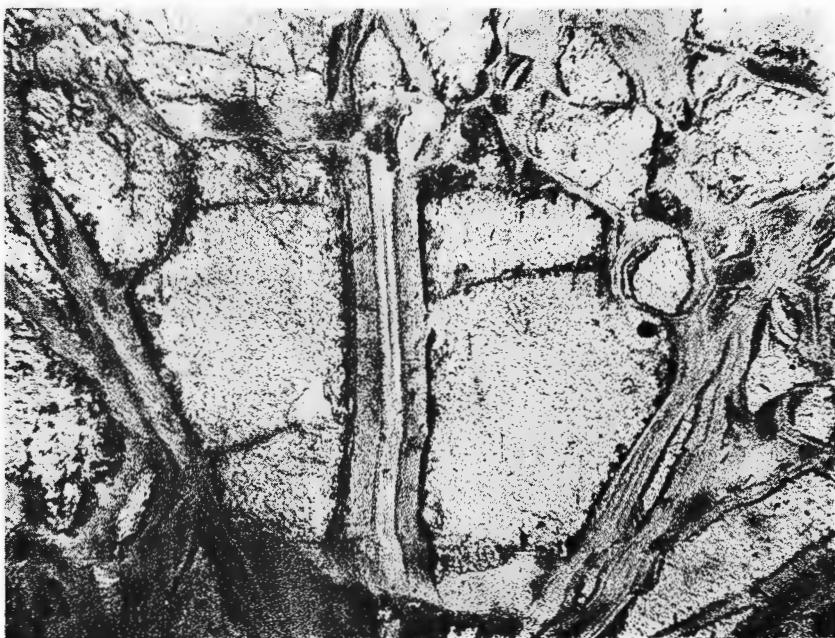
PLANŞA II

- Fig. 1. — Oxizi de fier aşezăti în şiruri paralele, care amintesc clivajele k
zitului. Nic. II ; $\times 50$.
Iron oxides placed in parallel schists which remind the cleveag
bronzite. Nic. II ; $\times 50$.
- Fig. 2. — Structura filoanelor de serpentină din olivină. Nic. II ; $\times 100$.
Structure of serpentine veins from the olivine. Nic. II ; $\times 100$.





1



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIII/1.



1



2

Fig. 1. — Asociația talc-hornblendă-magnetit din rocile ultrabazice metamorfozate. Nic. II ; $\times 50$.

The calc-hornblende-magnetite association from the metamorphosed ultrabasic rocks. Nic. II ; $\times 50$.

Fig. 2. — Ocurența oxizilor de fier în rocile ultrabazice metamorfozate. Nic. II ; $\times 110$.

The occurrence of iron oxides in the metamorphosed ultrabasic rocks. Nic. II ; $\times 110$.

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

PETROLOGIA ȘI GEOCHIMIA MASIVULUI GRANITOÏD
DE BUTA (CARPATII MERIDIONALI)¹

DE

HARALAMBIE SAVU², ALFRED C. SCHUSTER², CECILIA VASILIU²,
CONSTANȚA UDRESCU²

Sommaire

Pétrologie et géochimie du massif granitoïde de Buta (Carpates Méridionales). Le pluton sinorogène de Buta de l'autochtone danubien (Carpates Méridionales) s'est formé pendant l'orogenèse assyntique. Le corps intrusif a un caractère prépondérant trondhjémítique, mais contenant également des diorites quartzifères, des granodiorites, des granites et des leucogranites plus alcalines. La projection des roches sur divers diagrammes, en fonction des valeurs des paramètres Niggli, ainsi que les contenus de quelques éléments mineurs, les groupent, dans la plupart des cas, dans un champ principal trondhjémítique, autour duquel gravitent les autres différenciées, ce qui démontre que ce corps granitoïde est assez homogène. Les roches contaminées diffèrent des autres roches tant sous aspect minéralogique que chimique, fait observable aussi dans les contenus plus élevés de Cr et Ni. Dans quelques granitoïdes plus acides on a déterminé les contenus les plus diminués de Zr et Li, mais le granite le plus riche en SiO₂ tient également le contenu le plus élevé en Be. Les roches granitoïdes du massif de Buta sont engendrées d'un magma calco-alcalin, de nature trondhjémítique, formé par des processus d'anatexie et de palingénèse dans les conditions de la subduction de la plaque moesique sous le géosynclinal assyntique.

Introducere

Corpul granitoid de Buta a fost puțin cunoscut pînă în prezent, în literatura geologică, situație determinată probabil de faptul că di-

¹ Predată la 31 martie 1976, acceptată pentru publicare la 1 aprilie 1976, comunicată în ședința din 16 aprilie 1976.

² Institutul de geologie și geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



mensiunile sale sănt în general mai reduse decit ale altor masive granitoide din autohtonul danubian.

Primele date mai sistematice asupra acestui corp granitoid sănt prezentate de Pavilescu et al. (1952), care arată că masivele granitoide din regiunea în care se situează și cel de la Buta au rezultat din magme anatectice, care au fost puse în loc în formațiunile seriilor de Drăgșan și Pilugu. În lucrarea lor, autorii prezintă și două analize chimice pentru un gnais granodioritic și un gnais adamelic. Pavilescu (1953) revine asupra acestui corp granitoid, efectuind cercetări mai detaliante, după care întocmește harta geologică a masivului, discutând compoziția lui petrografică și relațiile cu formațiunile înconjurătoare (Pavilescu, 1957). În 1964 Pavilescu și Pavilescu se ocupă de sisturile cristaline de la est de corpul granitoid de Buta, situate între valea Pilugu și Piatra Zănoagei, la nord de Lupeni. Pe harta elaborată de Solomon, 1974³ este figurat și corpul granitoid de Buta, considerat tardecinematic, asupra căruia prezintă două analize chimice. Apofizele din partea de est a masivului Buta, situate între valea Pilugu și valea Mierleasa le consideră intruziuni sincinematice, separând mai la est micul corp de roci granitoide de Zănoaga.

Cercetările noastre au început în anul 1974 (Schuster et al.)⁴ și au continuat în 1975 (Savu et al.)⁵, realizîndu-se o cunoaștere mai amănunțită a rocilor granitoide din regiune.

Structura geologică

Masivul granitoid de Buta și granitoidele de la est de acesta, între care și corpul mic de Zănoaga, sănt localizate în formațiuni metamorfice atribuite de Pavilescu (1957) seriilor de Pilugu și complexului sericito-cloritos al seriei de Drăgșan (vezi planșa). Solomon et al. (1976) atribuie formațiunile celor două serii unei singure serii metamorfice, pe care o denumește „seria cambriană”, care ar fi echivalentă cu seria de Vulcan stabilită de Savu et al. (1973 a). Solomon și colaboratorii prezintă o succesiune stratigrafică diferită de aceea stabilită de Pavilescu (1957). Aceste formațiuni sănt metamorfozate în faza de mișcări assyntice tîrzii (Savu, 1975).

Formațiunile metamorfice cambriene, care alcătuiesc învelișul corpului granitoid de Buta, sănt constituite din roci de origine terigenă și vulcanogenă bazică. Rocile terigene predomină asupra celorlalte și sănt alcătuite din gnais și gnais fine cu biotit și clorit, sisturi cu porfiroblaste de albă, cuarțite, sisturi grafitoase. Pe valea Pilugului, în aceste formațiuni se intercalează nivele de calcare cristaline. În apropierea corpului granitoid calcarele conțin diopsid.

³ Arh. I.G.P.S.M.S. București.

^{4,5} Arh. I.G.G. București.

Compoziția chimică a unui micașist cu porfiroblaste de albit de pe valea Văcăria, redată în procente, este următoarea :

<chem>SiO2</chem>	— 57,76	<chem>K2O</chem>	— 7,26
<chem>Al2O3</chem>	— 17,18	<chem>Na2O</chem>	— 0,10
<chem>Fe2O3</chem>	— 1,51	<chem>TiO2</chem>	— 0,63
<chem>FeO</chem>	— 3,46	<chem>P2O5</chem>	— 0,25
<chem>MnO</chem>	— 0,13	<chem>CO2</chem>	— 3,07
<chem>MgO</chem>	— 2,83	<chem>H2O+</chem>	— 2,14
<chem>CaO</chem>	— 3,34	S	— urme

În aceeași rocă s-au determinat următoarele conținuturi de elemente minore exprimate în ppm :

<chem>Pb</chem>	— 15	<chem>Ba</chem>	— 1150
<chem>Cu</chem>	— 1,5	<chem>Y</chem>	— 14
<chem>Ga</chem>	— 24	<chem>Yb</chem>	— 1,2
<chem>Sn</chem>	— 3	<chem>La</chem>	— > 30
<chem>Ni</chem>	— 7	<chem>Be</chem>	— 2,3
<chem>Co</chem>	— 11	<chem>Zr</chem>	— 150
<chem>Cr</chem>	— 16	<chem>Sr</chem>	— 180
<chem>V</chem>	— 80	<chem>Li</chem>	— 105
<chem>Sc</chem>	— 11		

Rocile vulcanogene bazice metamorfozate sunt alcătuite din gnaisse, șisturi amfibolice și metabazite șistoase cu albit, clorit și actinolit. Mai rar apar benzi de roci leucocrate care ar indica un vulcanism acid.

Seria de Drăgăsan, cu care corpul granitoid de Buta vine în contact numai în extremitatea sa vestică, este constituită din amfibolite și gnaisse amfibolice.

Corpul granitoid de Buta este situat între valea Buta la vest și valea Bradului la est. Lungimea sa este de aproximativ 15 km, iar lățimea maximă atinge 5 km, în zona văii Lazărului care îl traversează în partea sa centrală. În partea de nord corpul granitoid se găsește în relații de intruziune cu formațiunile metamorfice ale seriei de Vulcan. La sud el se află în contact tectonic cu depozitele mezozoice și terțiare din bazinul Jiului de Est, de-a lungul faliei majore Valea Cernei-Petroșani. În apropierea acestei falii rocile granitoide sunt puternic cataclazate. Textura cataclastică se menține pe toată lungimea faliei, zona cataclazată atingând uneori o lățime de 2 km.

Corpul are o formă ovală, fiind orientat cu axul mare pe direcția NE-SW. În partea de vest contactul său cu șisturile cristaline este mai tranșant, pe cind în partea estică granitoidele injectează intim șisturile cristaline, astfel că în acestea din urmă se formează zone de migmatite arteritice. În această direcție corpul se îngustează mult, formă sub care el se continuă pînă la est de Valea cu Brazi. Contactul corpului granitoid cu formațiunile metamorfice din partea nordică se afundă spre



nord, sub formațiunile metamorfice care înclină în aceeași direcție. În apropierea acestui contact textura primară a rocilor granitoide are un caracter gnaistic mai evident. Peste această textură se suprapun efectele de laminare și de metamorfism hercnic (Savu, 1970). În partea internă a corpului, rocile granitoide se caracterizează printr-o textură masivă, cu slabe tendințe de orientare a mineralelor componente după axul structural major.

De-a lungul ramei nordice în special, la contactul cu rocile vulcanogene bazice, în corpul granitoid se observă xenolite de roci bazice mai mult sau mai puțin digerate, fenomen trădat de prezența unor aureole de cristale de hornblendă în jurul enclavelor de amfibolite și de formarea în aceste zone a unor roci de contaminare, cum sunt dioritele cuartifere. În corpul granitoid de Buta apar pe lîngă xenolite și septe de dimensiuni variabile, care ating uneori cîteva sute de metri. Acestea sunt alcătuite din sisturi cristaline preponderent terigene, puternic migmatizate. Cele mai mari septe sunt cele cuprinse între valea Văcăria-valea Sohodol, valea Ursească-culmea Zănoaga-valea Lazărului, precum și cele din valea Morii și valea Buta. Septa din bazinele văilor Văcăria și Sohodol este alcătuită de exemplu, din roci gnaisice, calcar cristaline, unele cu silicati și sisturi grafitoase. Atât xenolitele mai mici, cât și septele, sunt orientate paralel cu axul structural al corpului și cu orientarea sistemelor cristaline înconjурătoare.

În masa corpului granitoid se observă trei sisteme de fisuri longitudinale, transversale și diagonale. Pe fisurile longitudinale se pare că au fost puse în loc rocile filoniene care străbat corpul, deoarece ele sunt orientate paralel cu axul structural al acestuia. Pe alocuri, ca în valea Văcăria, pe aceste fisuri se formează în granodiorite, filoane de cuart, uneori și geode cu cristale idiomorfe de cuart, precum și filoane formate din cuart și feldspați.

Mai la est de corpul granitoid de Buta, dincolo de Valea cu Brazi, rocile granitoide nu mai apar decât sub formă de injectii și filoane concordante, care migmatizează formațiunile metamorfice, și în mici corpuri intrusive. Un corp granitoid ceva mai important este cel de Zănoaga, separat de Solomon (1974)⁶. Acesta are o lungime de 5 km și lățimea de 2 km și se situează în extremitatea estică a zonii de sisturi cristaline, la nord de Lupeni.

Petrografia rocilor granitoid

Pe criterii petrografice și petrochimice s-a stabilit că, corpul granitoid de Buta și mici intruziuni de la nord de Lupeni sunt alcătuite din următoarele tipuri principale de roci: diorite cuartifere, granodiorite, roci trondhjemitice, granite și leucogranite, la care se adaugă rocile filoniene.

1. Dioritele cuartifere au granulație medie pînă la fină și constau din cuart xenomorf, plagioclaz alterat, hornblendă și biotit. Ele sunt

⁶ Op. cit. pct. 3.

afectate de fenomene de autometamorfism și uneori de laminarea hercinică; pe fisuri se depune calcit. Plagioclazul prezintă macle polisintetice și este parțial sau total înlocuit de un agregat secundar format din albit, zoizit și sericit; ultimul mineral apare și pe planele de spargere sau pe fisurile plagioclazului nealterat. În cazuri extreme plagioclazul este complet înlocuit de agregatul de minerale secundare, devenind tulbure, aproape opac. Amfibolul se dezvoltă în cristale adesea poichilitice, care includ plagioclaz și apatit, iar pe margini sunt înlocuite de calcit. Apar de asemenea incluziuni de zircon cu aureole pleocroice. Cristalele nealterate prezintă următorul pleocroism: Ng = verde; Nm = verde-închis; Np = gălbui; c : Ng = 15—16°. Amfibolul este alterat uneori în pistaș și calcit cu separare de oxizi de fier. Biotitul care prezintă prehnit pe clivaje este pe alocuri torsionat și înlocuit în mare parte cu clorit.

2. Granodioritele sunt roci cu granulație medie, care constau din cuart, plagioclaz, feldspat potasic și minerale melanocrate, în special biotit. Cuarțul intersticial prezintă extincție rulantă puternică, uneori și plane de forfecare. Plagioclazul (An_{12}) formează cristale xenomorfe cu macle după legea albitului. El este tulbure și înțesat cu lamele de sericit, iar pe margini prezintă uneori o aureolă de albit limpede. Feldspatul potasic intersticial a fost înlocuit în cea mai mare parte cu albit fin maclat, de temperatură scăzută. Biotitul este și el substituit în cea mai mare parte de clorit și o mică albă, cu separare de granule de oxizi de fier. Apar de asemenea plaje de calcit și stilpnomelan.

3. Rocile cu caracter trondhjemetic (leucotonalite, IUGS, 1973), care alcătuiesc cea mai mare parte a corpului granitoid, prezintă sub aspect calitativ aceeași compoziție mineralogică cu granodioritele, diferind însă de acestea prin cantitatea mai mare de cuart și ceva mai mică de feldspat potasic; textura lor este slab orientată, gnaistică. De obicei, ca și celelalte roci granitoide, sunt autometamorfozate intens. Cuarțul include rozete și jerbe de hornblendă aciculară, actinolitică, de culoare verzuie, formată în stadiu deuteritic. În majoritatea rocilor plagioclazul este tulbure, fiind înlocuit cu agregatul de albit, zoizit și sericit și prezintă o aureolă de albit limpede, secundar. Plagioclazul (An_{10-12}) secundar formează și cristale interstitionale independente, măclate polisintetic. Aceste cristale includ uneori cristale fine de plagioclaz alterat și prezintă adesea un nucleu mai bazic, ceea ce le conferă o structură zonară. În zonele de cataclază este spart și îndoit. Feldspatul potasic se formează intersticial și este în general limpede sau slab alterat în sericit. El este maclat după legea de Karlsbad și prezintă adesea structura în grătar a microclinului, de obicei foarte fină și neregulat dezvoltată. Frecvent el include cristale de plagioclaz alterat, cu sau fără aureolă de albit limpede. În rocile de pe valea Sohodol el este înlocuit parțial sau total de albit fin maclat, care include lamele de sericit, acicule de hornblendă secundară; plaje de calcit și un praf fin de oxizi de fier. Înlocuirea cu albit începe pe porțiuni mici și pe fisuri. În zonele de cataclază feldspatul potasic este spart, ca și cristalele de plagioclaz. Astfel de situații se întâlnesc și în corpul granitoid



de Zănoaga în care feldspatul se prezintă în două ipostaze : cu structură pertitică și cu structura în grătar de microclin. Biotitul este mineralul melanocrat obișnuit în aceste roci. El se prezintă în lamele cu următorul pleocroism : $Ng = Nm =$ brun-inchis-roșcat ; $Nm =$ gălbui. Într-un stadiu incipient de alterare în biotit se separă sagenit, după care el este înlocuit de clorit, asociat cu epidot. Uneori concrește cu muscovit, format probabil în stadiul deuteritic. Mineralele accesoria din aceste roci sunt apatit, zircon, oxizi de fier și foarte rar monazit.

4. Granitele sunt mai puțin frecvente, ele prezintându-se ca separații în masa rocilor cu caracter trondhjemitic, pe valea Sohodol și în micul corp de roci granitoide de Zănoaga. Ele sunt roci grăunțoase, constituite din cuart, plagioclaz de obicei alterat, feldspat potasic și biotit ; diferă de rocile anterioare prin cantitatea mai mare de feldspat potasic. Aceasta se prezintă în cristale mari, interstitionale, maclate după legea Karlsbad și are structura în grătar caracteristică microclinului. El include cristale de plagioclaz alterat, având pe margini o aureolă de albă lăptătoare.

5. Leucogranitele sunt roci în general mai bogate în feldspat alcalin, cu granulație medie pînă la fină. Cuarțul xenomorf are extincție rulantă, ca în toate rocile masivului Buta și conține incluziuni de turmalină în cuiburi. Plagioclazul (An_{10-12}) prezintă madă după legile albă, albă-Karlsbad și periclin, ce indică uneori o îndoire a cristalelor care de obicei sunt împănată cu lamele fine de sericit. Feldspatul potasic este xenomorf, uneori puțin deformat. Structura sa este cea de microclin-pertit sau pertitică simplă. El prezintă incluziuni de plagioclaz, în general alterat. Mineralele melanocrate lipsesc sau sunt reprezentate prin lamele fine de biotit, care apar în cantitate redusă și sunt parțial cloritizate.

6. Rocile filoniene sunt reprezentate prin aplite, porfirite, microdiorite și lamprofir.

Aplitele sunt roci cu granulație fină, constituite din cuart, plagioclaz alterat și feldspat potasic, uneori cu puțin biotit. În unele cazuri, ca pe valea Sohodol, aplitele sunt și ele afectate de mișcări hercinice.

Lamprofirile constituie roci fin cristalizate, de culoare verde-cenușie, afectate de autometamorfism. Ele constau din sericit format pe seama plagioclazului, biotit decolorat, masă fundamentală în care se observă mici cristaloblaste de albă, plaje de calcit și cuiburi de oxizi de fier.

Porfiritele microdioritice constau dintr-o masă fundamentală fină, formată din sericit, albă, zoizit și cuart în granule fine, în care se observă fenocristale de plagioclaz alterat și înlocuit de albă, zoizit și sericit, precum și fenocristale de hornblendă și biotit. Hornblenda este o varietate brună, cu următoarele proprietăți optice : $Ng =$ brun ; $Nm =$ brun ; $Np =$ brun-gălbui ; $c : Ng = 9-12^\circ$.

7. Xenolitele din granitoide reprezintă diferențe tipuri de roci, dar cele mai frecvente sunt amfibolite și gnaisele amfibolice. Uneori xenolitele de gnaise amfibolice de pe valea Mierleasa se găsesc într-un stadiu avansat de transformare. Plagioclazul este aproape în întregime înlo-



cuit de sericit și albit. Interesantă este transformarea amfibolului, care a fost inițial o hornblendă verde, și care este înlocuită aproape complet cu biotit, colorat puternic în brun-roșcat; în el se formează într-o primă etapă sagenit și mai departe este înlocuit de un clorit de culoare verde-bruniu, cu separare de leucoxen și granule fine de oxizi de fier.

8. Migmatitele arteritice se formează în timpul punerii în loc a plutonului granitoid, pe rama de nord-est și în partea de est, unde acesta injectează intim rocile din învelișul său metamorfic. De regulă ele sunt reprezentate prin migmatite lit-par-lit de tip stromatitic și lenticular, cu grosimi centimetrice. Apar de asemenea injecții de roci granitoide cu grosimi de mai mulți centimetri pînă la cîțiva metri, cum sunt de exemplu, cele din bazinul superior al văii Mierleasa, valea Pilugu și Valea cu Brazi.

Rocile granitoide afectate de metamorfismul hercnic

Rocile granitoide, ca și cele metamorfice sau migmatice din infrastructura assyntică, au fost afectate de metamorfismul hercnic, rezultînd în regiune cîteva zone, orientate ENE-WSW, de șisturi cristaline diaforizate și de granite laminate sau metamorfozate în faciesul șisturilor verzi.

Metamorfozarea rocilor granitoide s-a manifestat cu diferite intensități: de la o laminare incipientă, pînă la formarea unor ortoșisturi sericito-cloritoase. Se remarcă faptul că înlocuirea feldspatului potasic cu albit fin maclat depinde în mare măsură și de stadiul de metamorfism al rocii granitoide în faciesul șisturilor verzi. Astfel, în rocile cu șistozitate avansată, feldspatul potasic este înlocuit complet cu un astfel de albit. Plagioclazul (An_{8-9}) de neoformătie apare și în cristale independente, maclate polisintetic, situate alături de pseudomorfozele de sericit și albit formate pe seama plagioclazului primar.

Plagioclazii tulburi, înlocuiți de agregatul format din albit, zoizit și sericit sunt caracteristici mai ales în granitoidele autometamorfozate. Cu cît crește însă intensitatea metamorfismului regional hercnic în condițiile zonei cu clorit, plagioclazii primari sunt înlocuiți numai de sericit și puțin albit, cea mai mare parte a plagioclazului formînd cristalele independente de albit menționate. Lamelele de biotit sunt laminate și înlocuite complet de o mică albă cu incluziuni de titanit sau leucoxen și clorit. Roca este invadată de plaje de calcit, calciul necesar la formarea lor rezultînd probabil din descompunerea plagioclazului primar, iar CO_2 fiind introdus în timpul metamorfismului hercnic de soluțiile care se infiltrează din seria paleozoică în infrastructură și care au furnizat de fapt și apa necesară înlocuirii mineralelor primare cu cele secundare. În rocă se formează cristale fine idiomorfe de apatit și zircon.



Chimismul rocilor granitoide

În vederea caracterizării petrochimice a rocilor granitoide din corpul de Buta s-au utilizat 28 de analize chimice, dintre care 2 sunt preluate după Pavelescu et al. (1952), iar 26 sunt analize noi (tab. 1). Rocile analizate constituie petrotipurile caracteristice din masiv, reprezentate prin diorite cuarțifere, granodiorite, trondhjemite, granite, leucogranite și roci filoniene. Principalii oxizi din aceste roci variază în limite destul de largi și anume :

SiO_2	59,16—75,85
Al_2O_3	13,63—16,23
Fe_2O_3	0,27— 1,36
FeO	0,25— 4,55
MgO	0,11— 5,97
CaO	0,39— 4,50
Na_2O	2,82— 5,35
K_2O	1,65— 4,79

Cu toate că limitele de variație sunt relativ largi, după cum rezultă din tabelul 1, ceea mai mare frecvență o au valorile intermediare, ceea ce arată că compoziția chimică și petrografică a corpului granitoid de Buta este destul de uniformă. Valorile prezentate reflectă fenomenele de autometamorfism, cu înlocuirea mineralelor primare cu altele secundare. Acest fapt este ilustrat de conținuturile destul de ridicate de H_2O^+ în toată seria de roci analizate, care variază între 0,5 și 2% și de prezența unor carbonați în rocile granitoide, ceea ce rezultă din conținutul CO_2 care variază între 0,70 și 1,20%.

Din compoziția normativă (tab. 2) a rocilor granitoide rezultă că ele sunt destul de omogene sub aspect virtual-mineralologic. Cantități mai importante de or (20,56—28,36%) se întâlnesc în granitele leucoocrate cu caracter alcalin. În granitele albitezate componentul normativ or scade pînă la 10—11%, în timp ce componentul ab crește pînă la 45%. În această serie de roci albitul normativ predomină asupra ortozei virtuale, cu excepția probei cu numărul 27, în care conținuturile în ab și or sunt aproape egale. Proba se caracterizează și printr-o valoare mai mare a componentului normativ corindon, corespunzînd la o cantitate mai mare de biotit față de celelalte roci granitoide din masiv. Componentul melanocrat hy normativ, corespunzător biotitului și hornblendei, prezintă valori ce descresc de la rocile cuarțdioritice (21,66%) spre cele granitice (0,40%), reflectînd cantitatea scăzută a mineralelor melanocrate în seria de roci granitoide. În mod asemănător, componentul c normativ este prezent în toate rocile, dar prezintă valori relativ scăzute (0,20—3,67%), indicînd cantitatea mică de biotit din toate rocile corpului granitoid de Buta. Componentul an este mai mare în dioritul cuarțifer (16,96%) decît în celelalte roci, în care valoarea lui variază în limite foarte apropiate : în granitele cele mai acide el este absent sau participă în cantitate extrem de mică.



TABELUL 1

Compozitia chimică a rocilor granitoide

Nr. cit.	Nr. probet	Tipul de rocă	Localizarea	O _{SiS}	O _{Al}	O _{Fe²⁺}	O _{Fe³⁺}	O _{Mn}	O _{Cr³⁺}	O _{MnO}	O _{Ca²⁺}	O _{Na⁺}	O _{K⁺}	O _P	O _{Si}	O _{H⁺}	O _S	O _{SO₄}	Total	
X1	55	Diorit cuartifer	Vallea Pilugu	-	59,16	15,42	0,94	4,55	0,19	5,97	4,50	2,94	2,66	0,55	0,13	0,70	2,00	-	-	99,62
X2	58	Granodiorit	Vallea Pilugu	-	64,37	15,39	1,36	2,74	0,06	2,66	3,94	2,82	2,79	0,45	0,12	1,20	1,80	-	-	99,70
3	307	Trondhjemit	Riu Morii	-	67,28	15,92	0,72	1,87	0,04	1,31	2,95	3,98	2,85	0,44	0,13	1,05	1,03	-	-	99,57
4	250 A	Trondhjemit	Drum forestier Buta	-	67,67	16,04	0,91	1,85	0,05	1,35	2,60	4,31	2,73	0,48	0,14	-	1,50	-	-	99,63
5	310	Trondhjemit	Riu Morii	-	68,01	16,06	0,77	1,80	0,04	1,28	2,95	4,20	2,90	0,50	0,13	-	1,10	-	-	99,74
6	245	Trondhjemit	Drum forestier Buta	-	68,16	15,59	0,73	2,06	0,06	1,28	2,60	4,08	3,00	0,48	0,17	-	1,40	-	-	99,61
7	416	Trondhjemit	Cuhnea Zănoaga	-	68,54	15,69	1,31	1,30	0,05	1,08	2,84	3,78	3,56	0,47	0,15	-	1,12	urine	-	99,89
X8	118	Microgranodiorit portoric	Vallea Mierleasa	-	68,60	15,28	1,18	1,52	0,05	1,28	2,82	3,85	3,34	0,41	0,16	-	1,32	urine	-	99,81
9	121	Trondhjemit	Vallea Văcăria	-	68,92	15,50	1,20	1,24	0,04	1,23	2,85	4,11	2,80	0,37	0,15	-	1,35	-	urine	99,76
10	127	Trondhjemit	Vallea Sohodol	-	68,97	15,73	1,06	1,25	0,05	1,12	3,12	4,38	2,48	0,35	0,15	-	1,07	-	urine	99,73
11	300	Trondhjemit	Riu Morii	-	69,30	15,41	0,58	1,57	0,04	1,13	3,03	4,12	2,73	0,34	0,12	-	1,12	-	urine	99,49
X12	144	Trondhjemit	Pirilui Oborocea (Lupeni)	-	69,39	15,82	1,12	0,84	0,03	0,65	3,06	4,80	2,16	0,33	0,15	-	1,33	-	urine	99,68
X13	122	Trondhjemit	Vallea Văcăria	-	69,43	15,52	1,19	1,12	0,05	1,05	2,58	4,01	2,90	0,35	0,15	-	1,35	-	urine	99,70
X14	268	Trondhjemit	Drum forestier Buta	-	69,51	15,48	0,59	1,54	0,05	0,99	2,81	4,10	2,72	0,33	0,11	-	1,30	-	urine	99,53
X15	114	Trondhjemit	Vallea Mierleasa	-	69,67	16,05	1,18	0,96	0,04	0,83	2,54	4,76	1,96	0,34	0,15	-	1,35	-	urine	99,83
X16	405	Trondhjemit	Cuhnea Păroasă	-	69,95	15,78	1,11	1,00	0,01	0,85	2,80	4,09	3,09	0,33	0,11	-	1,23	-	urine	100,08
X17	6*	Granodiorit	Vallea Lazărului	-	70,43	16,23	0,72	1,37	0,04	1,07	2,08	3,58	3,84	0,39	0,16	-	0,20	99,83		
X18	115	Aplit granodioritic	Vallea Mierleasa	-	70,44	15,51	1,03	0,94	0,04	0,98	2,54	4,65	1,92	0,28	0,13	-	1,35	-	urine	99,81
X19	7*	Granodiorit laminat	Vallea Păroasă	-	70,98	15,57	0,60	1,76	0,07	0,99	2,00	3,82	2,76	0,55	0,04	-	0,47	0,07	-	99,87
X20	129	Granit	Vallea Sohodol	-	71,14	14,84	0,82	0,97	0,04	0,62	2,09	3,75	4,13	0,28	0,11	-	0,94	-	urine	99,73
X21	141	Granit arbitrat	Pirilui Oborocea (Lupeni)	-	71,40	15,55	1,06	0,85	0,04	0,58	2,78	4,21	1,99	0,28	0,12	-	1,09	-	-	99,95
X22	142	Granit arbitrat	Drum forestier Buta	-	71,54	15,18	0,90	0,63	urine	0,82	2,23	5,35	1,65	0,27	0,12	-	1,00	-	-	99,69
X23	258	Granit	Vallea Lazărului	-	71,57	15,07	0,52	1,37	0,03	0,72	1,23	3,98	3,97	0,26	0,10	-	1,11	-	-	99,93
X24	318	Granit	Vallea Sohodol	-	71,95	14,52	0,51	1,19	0,03	0,49	1,58	3,68	4,45	0,24	0,08	-	0,90	-	-	99,62
X25	128	Granit	Vallea Ursească	-	72,38	14,39	0,99	0,79	0,03	0,73	1,84	3,84	3,53	0,27	0,09	-	1,10	-	urine	99,98
X26	136	Leucogranit	Vallea Piligu	-	73,39	14,41	0,33	0,77	0,03	0,61	2,45	3,65	3,69	0,19	0,07	-	0,97	-	urine	99,86
X27	76	Leucogranit	Vallea Piligu	-	75,85	13,65	0,27	0,25	0,02	0,11	0,39	4,18	4,69	0,04	0,05	-	0,52	-	-	99,65
X28	46	Leucogranit	Vallea Piligu	-														-	100,02	

Probile 17 și 19 sunt preluate din lucrarea (Pavălescu et al., 1952), analist S. Lupan; celelalte 27 probe au fost analizate de Cecilia Vasiliu,



TABELEUL 2
Compozitia normală (C.I.P.W.) a rocilor granitoide

Nr. crt.	Nr. probei	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy</i>	<i>c</i>	<i>ap</i>	<i>cc</i>	<i>mgs</i>	<i>mt</i>	<i>hm</i>	<i>il</i>	<i>Q</i>	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	Indice de alcali- linate	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$	$\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$		
1	55	12,42	16,12	24,63	16,96	21,66	1,43	0,34	1,60	—	—	1,39	—	—	1,06	23,4	30,3	46,3	1,78	0,19	0,43
2	58	27,12	16,68	23,58	11,12	9,77	3,67	0,34	2,70	—	—	2,09	—	—	0,91	40,2	24,8	35,0	1,82	0,47	0,58
3	307	26,64	17,24	34,06	7,23	5,44	3,47	0,34	2,40	—	—	0,93	—	—	0,76	34,2	22,1	43,7	2,13	0,31	0,81
4	250 A	24,24	16,12	36,16	11,95	5,38	1,63	0,34	—	—	—	1,39	—	—	0,91	31,7	21,1	47,2	2,21	0,46	0,76
5	310	23,52	17,24	35,63	13,90	5,05	0,92	0,34	—	—	—	1,16	—	—	0,91	30,8	22,6	46,6	2,19	0,40	0,78
6	245	24,54	17,79	34,58	11,95	5,84	1,22	0,34	—	—	—	0,93	—	—	0,91	31,9	23,1	45,0	2,27	0,28	0,91
7	416	25,14	21,13	31,96	13,34	3,36	0,71	0,34	—	—	—	1,86	—	—	0,91	32,1	27,0	40,9	2,31	0,89	0,67
8	118	25,50	19,46	32,49	13,07	4,39	0,61	0,34	—	—	—	1,86	—	—	0,76	32,9	25,1	42,0	2,32	0,76	0,66
9	121	26,40	16,68	34,58	13,34	3,63	0,82	0,34	—	—	—	1,86	—	—	0,76	34,0	21,5	44,5	2,21	0,94	0,55
10	127	25,26	15,01	37,20	14,46	3,72	0,41	0,34	—	—	—	1,62	—	—	0,76	32,6	19,4	48,0	2,14	0,78	0,64
11	300	26,40	16,12	34,58	14,18	4,65	0,51	0,34	—	—	—	0,93	—	—	0,61	34,2	20,9	44,9	2,18	0,36	0,79
12	144	26,22	12,79	40,35	14,18	1,73	0,41	0,34	—	—	—	1,62	—	—	0,61	33,0	16,1	50,9	2,17	1,17	0,75
13	122	27,90	17,24	34,06	11,95	3,00	1,33	0,34	—	—	—	1,86	—	—	0,76	35,2	21,8	43,0	2,24	1,07	0,58
14	268	27,24	16,12	34,58	13,07	4,35	1,02	0,34	—	—	—	0,93	—	—	0,61	34,9	20,7	44,4	2,19	0,38	0,84
15	114	27,90	11,68	40,35	11,68	2,36	1,84	0,34	—	—	—	1,86	—	—	0,61	34,9	14,6	50,5	2,13	1,14	0,67
16	405	28,62	18,35	32,49	13,07	2,50	1,33	0,34	—	—	—	1,62	—	—	0,61	36,0	23,1	40,9	2,19	1,00	0,67
17	6*	29,58	13,90	36,68	10,29	3,92	2,75	—	—	—	—	0,93	—	—	0,76	36,9	17,3	45,8	2,17	0,42	0,73
18	115	29,52	11,12	39,30	11,68	2,80	1,53	0,34	—	—	—	1,39	—	—	0,61	36,9	13,9	49,2	2,14	0,92	0,54
19	7*	31,44	16,68	31,96	10,01	4,48	2,65	—	—	—	—	0,93	—	—	1,06	39,3	20,8	39,9	2,20	0,32	1,00
20	129	27,90	11,68	31,96	9,45	2,16	0,61	0,34	—	—	—	1,16	—	—	0,61	33,1	29,0	37,9	2,13	0,71	0,93
21	141	32,76	11,68	35,63	13,07	1,53	1,73	0,34	—	—	—	1,62	—	—	0,61	40,9	14,6	44,5	2,02	1,17	0,86
22	142	28,38	10,01	45,06	10,29	2,00	0,82	0,34	—	—	—	1,16	0,16	—	0,61	34,0	12,0	54,0	2,34	1,33	0,45
23	258	28,86	23,35	34,04	5,28	3,38	2,24	0,34	—	—	—	0,70	—	—	0,61	33,4	27,1	39,5	2,90	0,32	1,06
24	318	28,50	26,69	31,44	7,23	2,65	0,82	0,34	—	—	—	0,70	—	—	0,61	32,9	20,8	36,3	2,68	0,35	1,42
25	128	31,92	20,57	32,49	8,34	1,93	1,22	0,34	—	—	—	1,39	—	—	0,61	37,6	24,2	38,2	2,66	1,09	1,61
26	136	31,14	21,68	30,92	11,40	1,63	0,20	0,34	—	—	—	1,16	—	—	0,46	37,2	25,9	36,9	2,53	1,11	0,60
27	76	34,98	28,36	28,30	—	1,06	3,67	0,34	—	—	—	0,15	—	—	0,46	38,2	30,9	30,9	2,57	0,50	1,14
28	46	32,61	27,80	35,63	1,11	0,40	1,22	0,34	—	—	—	0,25	—	—	0,46	34,0	28,9	37,1	3,94	1,00	2,00

Pe diagrama $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ (fig. 1) se observă că rocile granitoide se distribuie în mod diferențiat. Cele mai bazice, respectiv un diorit cuarțifer și alături de el un granodiorit, se situează în apropierea dreptei pentru care raportul $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} = 1$, iar suma alcaliilor este mai mică

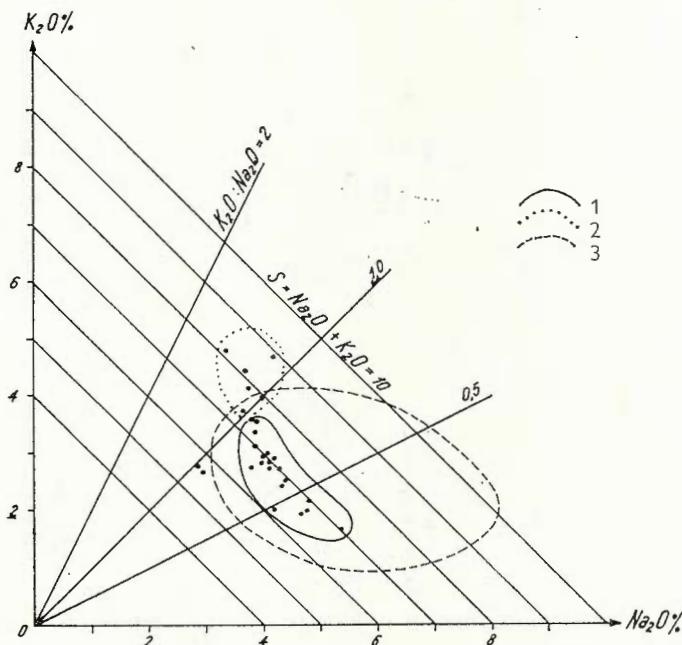


Fig. 1. — Diagrama $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$.

1, granitoide de Buta ; 2, granitoide leucocrate de Buta ; 3, granitoide sinorogene din Africa de vest (Marmo, 1956).

$\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ diagram.

1, Buta granitoids ; 2, Buta leucocrate granitoids ; 3, synorogene granitoids from west Africa (Marmo, 1956).

de 6%. Celelalte roci se proiectează în două cîmpuri separate. (1) Rocile granitice cu caracter mai alcalin se situează într-un cîmp în care suma alcaliilor variază între 7 și 9%, iar raportul $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} > 1$. Aceste roci se aseamănă în oarecare măsură cu rocile tardeorogene din plutonul de Șușița (Savu et al., 1972 a). (2) Majoritatea rocilor granitoide se proiectează într-un cîmp în care suma alcaliilor variază între 6 și 8%, iar raportul $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} < 1$. Acestea din urmă se proiectează în cîmpul granitoidelor sinorogene din Africa de vest, studiate de Marmo (1956).

Din analiza parametrilor Niggli (tab. 3) rezultă că rocile granitoide aparțin seriei calco-alcaline și corespund la următoarele tipuri

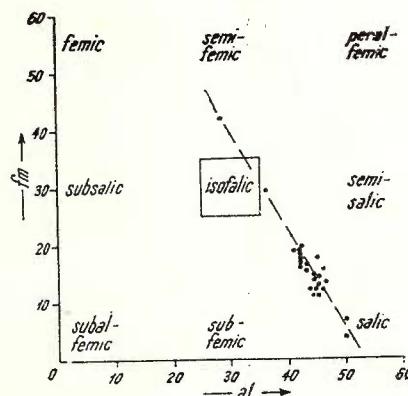
TABELUL 3
Parametri Niggli

Nr. crt.	Nr. probei	s _i	al	f _m	c	alk	k	mg	c/fm	t _i	p	w	Qz	Q	L	M	Tipul de magnă	
1	55	185,2	28,4	42,3	15,0	14,3	0,38	0,66	0,35	1,3	0,19	0,16	28,0	41,0	38,9	20,1	Cuarțidioritică	
2	58	255,8	36,0	29,4	16,7	17,9	0,40	0,54	0,57	1,4	0,23	0,32	84,2	50,1	37,8	12,1	Granodioritică-granitică	
3	307	302,2	42,0	17,8	14,3	25,9	0,32	0,48	0,80	1,3	0,27	0,24	98,6	51,4	41,5	7,1	Tondhjemitică	
4	250 A	301,3	42,0	19,5	12,3	26,2	0,30	0,47	0,63	1,6	0,27	0,32	96,5	51,2	40,6	8,2	Trondhjemitică-granodioritică	
5	310	300,3	41,9	17,8	14,0	26,3	0,31	0,48	0,79	1,6	0,27	0,29	95,1	51,0	41,9	7,1	Trondhjemitică-granodioritică	
6	245	309,5	41,7	19,1	12,5	26,7	0,33	0,46	0,65	1,6	0,27	0,22	102,5	51,7	40,7	7,6	Trondhjemitică-granodioritică	
7	416	311,7	42,1	16,7	13,9	27,1	0,38	0,44	0,82	1,6	0,27	0,47	103,3	51,7	41,8	6,5	Trondhjemitică	
8	118	311,2	40,9	19,1	13,6	26,4	0,36	0,46	0,71	1,4	0,27	0,43	105,6	52,0	40,9	7,1	Trondhjemitică-granodioritică	
9	121	316,0	41,9	17,6	14,1	26,4	0,31	0,48	0,80	1,4	0,28	0,48	110,4	52,5	40,8	6,7	Trondhjemitică	
10	127	312,0	41,9	16,6	14,9	26,6	0,28	0,46	0,90	1,4	0,27	0,44	105,6	52,0	41,9	6,1	Trondhjemitică	
11	300	322,3	42,2	16,2	15,1	26,5	0,31	0,48	0,93	1,1	0,28	0,27	116,3	53,1	41,0	5,9	Trondhjemitică-granodioritică	
12	144	329,3	44,1	12,0	15,4	28,5	0,23	0,38	1,28	1,1	0,28	0,54	115,3	53,0	42,6	4,4	Trondhjemitică	
13	122	328,4	43,2	16,5	13,0	27,3	0,32	0,45	0,79	1,4	0,28	0,52	119,2	53,4	40,0	6,6	Trondhjemitică	
14	268	328,7	43,2	15,6	14,2	27,0	0,31	0,45	0,91	1,1	0,28	0,28	120,7	53,6	40,4	6,0	Trondhjemitică-granodioritică	
15	114	329,5	44,9	14,5	12,8	27,8	0,21	0,41	0,88	1,1	0,28	0,53	118,3	53,4	40,2	6,4	Trondhjemitică	
16	405	333,8	44,4	14,1	14,3	27,2	0,26	0,43	1,01	1,1	0,29	0,50	125,0	54,1	40,1	5,8	Trondhjemitică	
17	6*	341,0	46,2	15,4	10,8	27,6	0,26	0,49	0,70	1,5	—	—	0,30	130,6	54,6	38,4	7,0	Trondhjemitică-granodioritică
18	115	344,0	44,6	14,4	13,2	27,8	0,21	0,49	0,92	1,2	0,29	0,48	132,8	54,7	39,3	6,0	Trondhjemitică	
19	7*	348,7	45,1	17,4	10,6	26,9	0,33	0,42	0,61	2,1	—	0,24	141,1	55,5	36,9	7,6	Trondhjemitică-granitică	
20	129	363,2	44,5	12,0	11,3	32,2	0,42	0,38	0,94	1,2	0,31	0,42	134,4	54,2	41,4	4,4	Trondhjemitică-leucogranitică	
21	141	358,1	46,1	12,0	15,1	26,8	0,24	0,35	1,26	1,2	0,30	0,54	150,9	56,5	38,2	5,3	—	
22	142	356,6	44,6	12,3	12,0	31,1	0,17	0,49	0,98	1,2	0,30	0,57	132,2	54,2	41,2	4,6	Trondhjemitică-leucogranitică	
23	258	372,2	46,3	13,4	6,9	33,4	0,39	0,42	0,51	1,3	0,31	0,24	138,6	54,6	39,4	6,0	Trondhjemitică-leucogranitică	
24	318	381,5	45,2	11,2	9,2	34,4	0,44	0,34	0,82	1,0	0,32	0,26	143,9	54,8	41,1	4,1	Trondhjemitică-leucogranitică	
25	128	383,8	44,9	13,1	10,5	31,5	0,37	0,44	0,80	1,3	0,32	0,52	157,8	56,3	38,7	5,0	Trondhjemitică-leucogranitică	
26	136	380,1	44,5	10,7	13,9	30,9	0,40	0,44	1,30	0,9	0,32	0,53	156,5	56,2	40,6	3,2	Leucogranitică-trondhjemitică	
27	76	434,9	50,2	6,8	5,7	37,3	0,49	0,37	0,84	0,4	0,36	0,33	185,7	57,9	38,1	4,0	Leucogranitică-trondhjemitică	
28	46	469,5	49,8	3,7	2,6	43,9	0,42	0,20	0,70	0,2	0,37	0,50	193,9	57,5	40,3	2,2	Leucogranitică-trondhjemitică	

de magma: cuarțdioritică, granodioritică, trondhjemitică spre granodioritică, granitică sau leucogranitică și leucogranitică.

Din diagrama $al : fm$ (fig. 2) se observă că rocile se proiectează de-a lungul unei linii care pornește de deasupra cîmpului izofalic, in-

Fig. 2. — Diagrama $al : fm$,
 $al : fm$ diagram.



tersecează acest cîmp și ajunge în cîmpul salic, în care se situează granitele mai acide, restul rocilor în special trondhjemitice grupindu-se într-un cîmp restrîns, indicînd omogenitatea petrografică a masivului, în cadrul căruia s-au format și roci mai bazice ca dioritele cuarțifere și acide cum săn leucogranitele cu tendință alcalină.

În diagrama $k-mg$ (fig. 3) se observă că majoritatea rocilor granitoide se proiectează într-un cîmp restrîns, delimitat de diagonalele $0,6 k - 0,6 mg$ și $0,9 k - 0,9 mg$. Excepție fac dioritul cuarțifer și un granodiorit ce se proiectează deasupra ultimei diagonale, precum și leucogranitul cel mai acid (nr. 28), care are parametrul mg foarte mic și se situează sub cîmpul principal de proiecție.

Gradul de alcalinitate al rocilor granitoide din masivul Buta rezultă din valorile indicelui stabilit de Wright (1969), în funcție de care rocile se proiectează pe diagrama din figura 4 astfel: (1) dioritul cuarțifer, granodioritul și rocile trondhjemitice se situează în domeniul rocilor calco-alcaline, domeniu în care se deplasează și granitele albitizate; (2) granitele și leucogranitele se distribuie în domeniul rocilor alcaline sau foarte aproape de limita dintre cele două cîmpuri. De remarcat este faptul că în masivul Buta întlnim atât granite calco-alcaline cît și unele granite cu caracter mai alcalin, apropiate întrucîntă de granitele tardeorogene de la Cărpiniș-Novaci și Arșeni-Stâncești (Savu et al., 1972 b; Savu et al., 1973).

Pe diagrama de variație a parametrilor Niggli (fig. 5) se poate urmări procesul normal de diferențiere a magmei calco-alcaline acide. Aceasta rezultă din alura continuu-ascendentă a curbelor parametrilor al și alk și din sensul descendant al curbelor parametrilor fm și c , pornind de la rocile mai bazice (dioritice) spre cele acide. Alura curbei

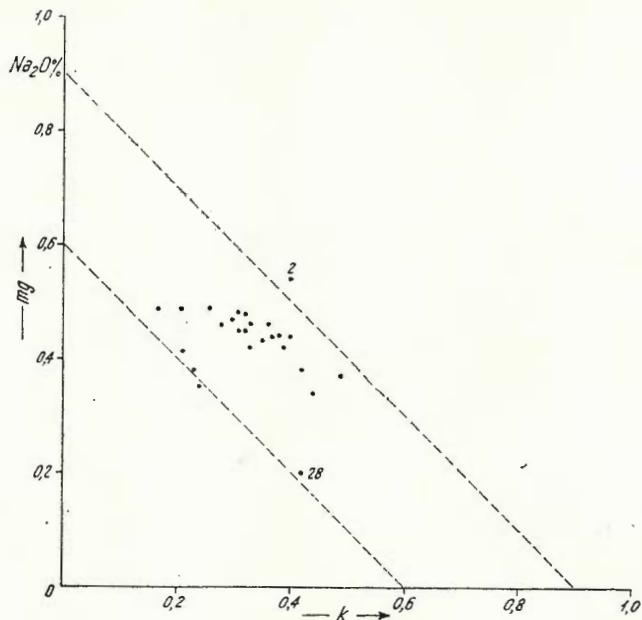


Fig. 3. — Diagrama $k : mg$.
 $k : mg$ diagram.

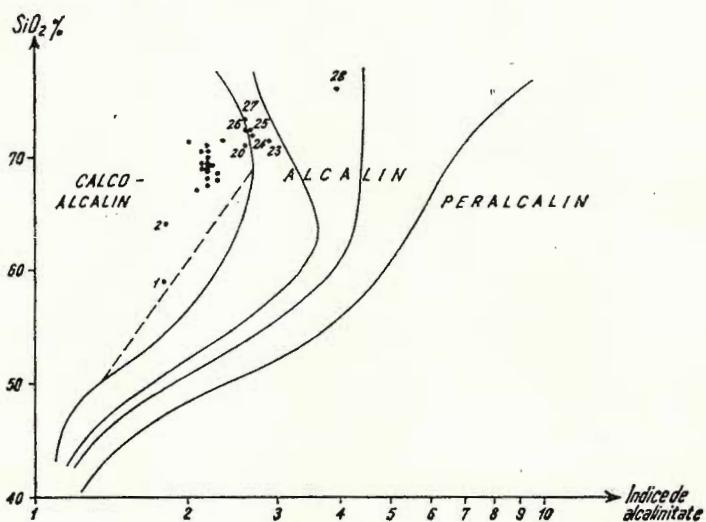


Fig. 4. — Diagrama de variație a raportului alcalinității.
Variation diagram of the alkalinity ratio.

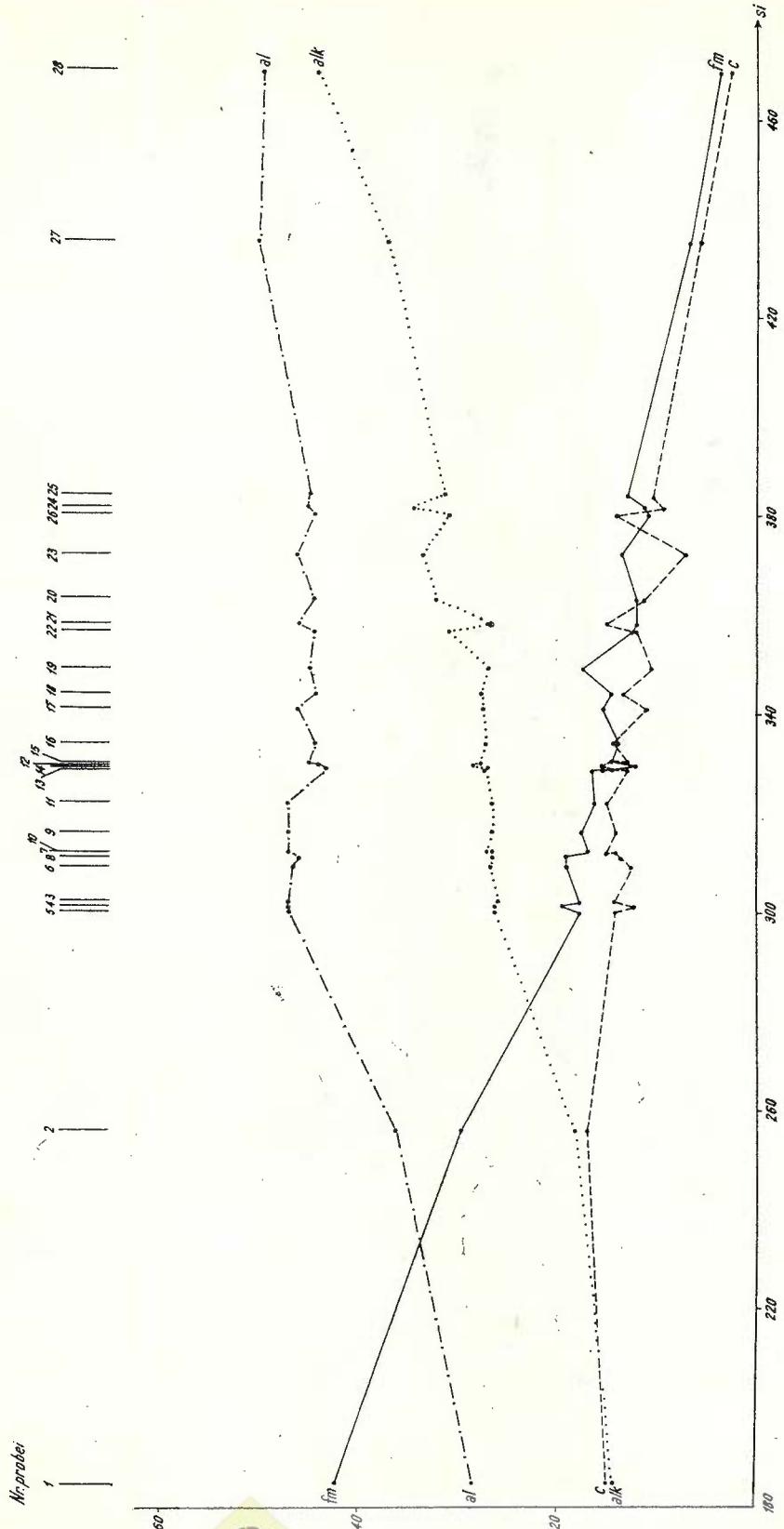


Fig. 5. — Diagrama de variație a parametrilor Niggli.
Variation diagram of the Niggli parameters.



parametrului c , cu o pantă mult mai lină, este o consecință a conținutului mic de CaO în rocile granitoide, determinat de decalcificarea plagioclazului în condițiile procesului de autometamorfism la care au fost supuse rocile.

Sub aspect genetic, rocile granitoide din masivul Buta au rezultat din diferențierea unei magme acide de origine litogenă, formată în con-

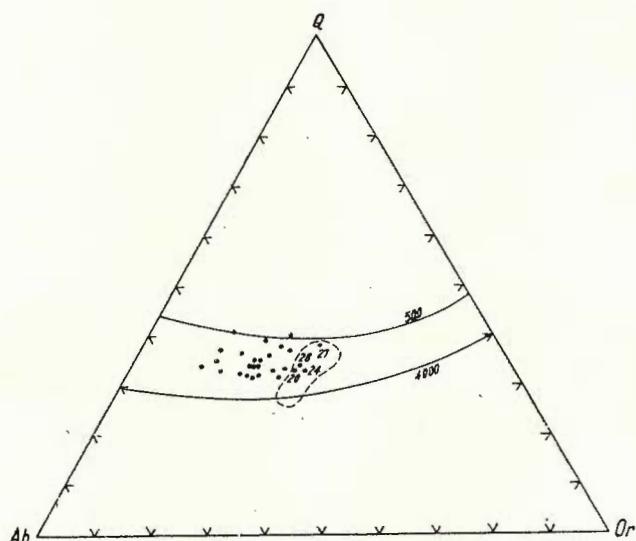


Fig. 6. — Diagrama Q Ab Or.
Q Ab Or diagram.

dițiile subducției plăcii moesice⁷ sub formațiunile geosinclinalului assynctic din domeniul carpatic. Diferențierea acestei magme cu caracter trondhjemitic a fost puțin avansată, ceea ce explică omogenitatea corpului granitoid. Pe diagrama Q Ab Or (fig. 6) majoritatea rocilor se situează la stînga cîmpului minimului ternar (Tuttle și Bowen, 1958), către latura Q Ab, fapt ce ar putea fi determinat în parte și de fenomenele de albitezare a feldspatului potasic și de decalcificarea plagioclazului. Sub acest aspect rocile granitoide din masivul Buta se asemănă cu cele sinorogene din plutonul de Șușita (Savu et al., 1972 a). Granitele leucocrate cu caracter alcalin se proiectează în cîmpul granitelor ideale.

În ceea ce privește dioritele cuartifere din regiune, considerăm că la formarea lor a jucat un rol important asimilarea rocilor bazice din învelișul metamorfic al corpului granitoid.

⁷ Înțelegem prin placa moesică fundamentalul arhaic-carelian al actualei platforme moesice sau al pîntenului valah.

Distribuția elementelor minore

Pentru urmărirea distribuției elementelor minore din rocile granitoide din masivul Buta au fost analizate prin spectrografie de emisie, pe lîngă rocile din tabelul 1, încă săpte probe din masiv. Au fost determinate elementele minore Pb, Cu, Ga, Sn, Ni, Co, Cr, V, Sc, Y, Yb, La, Be, Zr, Ba, Sr și Li, ale căror conținuturi sunt prezentate în tabelul 4. Comportarea elementelor minore de-a lungul seriei de roci granitoide este reprezentată pe diagramele de variație din figurile 7, 11 și 13, care au pe abscisă valoarea indicelui de diferențiere $\left(\frac{1}{3}\text{Si} + \text{K}\right) - (\text{Ca} + \text{Mg})$ stabilit de Nockolds și Allen (1953, 1954).

Seria de roci granitoide studiate se situează în domeniul cuprins între valorile indicelui de diferențiere de 5 și 15, majoritatea rocilor, în special cele trondhjemitice, proiectându-se între valorile 10 și 11. Analizind diagramele din figura 7, se constată o descreștere a conținutului de V, Sc, Co, Ni și Cr odată cu descreșterea conținuturilor de Fe și Mg. În cazul Ni și Cr se remarcă conținuturi deosebit de ridicate în rocile mai bazice ale seriei, cum sunt ditorul cuarțifer și granodioritul de pe valea Pilugu, despre care s-a arătat că au suferit fenomene de contaminare cu rocile bazice din acoperiș. Contaminarea acestor roci rezultă și din diagramele de corelație Ni-Co, Cr-Ni și Cr-V (fig. 8, 9 și 10). Pe aceste diagrame rocile contaminate se situează la valori mai mari ale rapoartelor Ni/Co, Cr/Ni și Cr/V, decât cele din majoritatea rocilor granitoide. Se remarcă de asemenea faptul că granitele din aceeași zonă contaminată din valea Pilugu, deși sunt cele mai acide din serie, se situează pe aceeași dreaptă cu raportul Ni/Co = 3, ca și rocile mai bazice din aceeași zonă a masivului.

Conținuturile de Li variază în jurul valorii de 25 ppm. Valori mai scăzute au fost obținute numai în leucogranitele de pe valea Pilugu.

Ytriu și Yb prezintă conținuturi care scad ușor de-a lungul seriei de roci granitoide (fig. 11). Raportul dintre aceste două elemente oscilează în jurul valorii 10, aşa cum rezultă din figura 12. Pe această diagramă majoritatea rocilor se situează în domeniul cuprins între 10 și 20 ppm Y și 1—2 ppm Yb. La valori mai scăzute se proiectează unele roci de compoziție variabilă din valea Mierleasa și de pe pîrul Oboroca, din granitul de Zănoaga.

Lantanul din aceste roci granitoide este prezent în cantități mici, în multe din ele fiind chiar sub limita de detecție.

În majoritatea rocilor analizate din seria granitoidă Be oscilează între 2 și 3 ppm. Conținuturi mai ridicate (4,3—6,5 ppm) de Be s-au determinat în unele roci din valea Sohodol, iar cel mai ridicat conținut de Be (7,5 ppm) s-a obținut din granitul cel mai acid (tab. 1) din serie, situat în valea Pilugu.

Conținuturile de zirconiu variază în majoritatea rocilor între 125 și 210 ppm (fig. 11). În leucogranite zirconiul scade pînă la 40—45 ppm.



TABLELUL 4
Elemente minore (p.p.m.)

Nr. probei	Tip de rocă	Localizare	Al	Si	Ca	Mg	Fe	Mn										
1	55	diorit cu artifer	22	3	20	2,5	100	22	260	95	18	17	1,9	32	2,7	150	620	
2	58	granodiorit	7	3	20	2	34	12	110	75	9	9,5	1,1	34	3,2	150	700	
3	307	trondhjemit	9	4	19	2	5	6,5	13	56	5	10	1,0	<30	1,8	125	490	
4	250 A	trondhjemit	8,5	8,5	19	2,5	8	8	8,5	63	6	14	1,2	40	2,5	170	620	
5	310	trondhjemit	9	4	18	3	6	7	11	42	5	11	1,0	<30	2,0	140	500	
6	245	trondhjemit	10	7	23	2	6,5	7	13	55	6	12,5	1,1	38	2,6	195	700	
7	416	trondhjemit	21	4,5	20	5	5	7,5	8,5	42	4,5	11,5	1,0	46	3,3	205	650	
8	118	microgranodiorit porfiric	19	4,5	17	3,5	9	8	13	36	4	13	1,5	30	2,5	195	460	
9	121	trondhjemit	15	4,5	16,5	2,5	3,5	6,5	36	3,5	10	1,0	<30	2,5	165	470	200	
10	127	trondhjemit	18	3	17	3,5	5	7,5	9	38	4	12	1,1	<30	2,4	165	480	
11	300	trondhjemit	9,5	3	17	2	5	5,5	9,5	38	4	10	1,0	<30	1,9	150	520	
12	144	trondhjemit	Pirilul Oborocea (Lupeni)	8	3	19	<2	3,5	6	4	2,4	2,5	<5	<0,5	30	2,1	195	300
13	122	trondhjemit	Valea Văcăria	15	2	17	2	5	7	7	36	3	12,5	1,6	30	3,1	170	550
14	268	trondhjemit	Drum forestier Buta	10	21	19	3,5	6	5,5	10	38	4	14	1,4	30	3,0	145	550
15	114	trondhjemit	Valea Mierleasa	12	1,5	23	<2	3	6	3,5	23	2	6	<0,5	<30	2,4	210	250
16	405	trondhjemit	Culmea Fărrosă	19	2	18	3	5	6,5	32	4	12	1,3	<30	3,1	165	540	270
17	115	aplit granodioritic	Valea Mierleasa	15	2,5	15	<2	7	6	10	23	2,5	6	0,5	<30	1,8	175	450
18	129	granit	Valea Sohodol	32	1,5	17	4	4	5	5	24	3,5	12	1,2	34	3,3	160	620
19	141	granit albilitat	Pirilul Oborocea (Lupeni)	13	2	17	2	3,5	6	3	20	2	6	<0,5	32	1,7	205	460
20	142	granit albilitat	Pirilul Oborocea (Lupeni)	28	6,5	22	<2	5	4	5	22	3	10	0,9	<30	2,1	190	280
21	258	granit	Drum forestier Buta	22	10	19	3	4	5	7,5	30	3,5	12	1,1	32	2,8	140	560
22	318	granit	Valea Lazărului	24	4,5	19	2,5	3	4	6	23	2,5	11	0,8	47	3,0	165	900
23	128	granit	Valea Sohodol	16	2	14,5	<2	5	6	7	30	2,5	5,5	0,6	<30	2,3	140	460
24	136	granit	Valea Ursească	28	1,5	15	3,5	2	4	2	12,5	2	11	1,4	<30	2,8	150	650
25	76	leucogranit	Valea Pilugă	16	3	21	<2	4	<2	4,5	9,5	2	10	1,0	<30	1,7	45	350
26	46	leucogranit	Valea Pilugă	36	2	22	4,5	2,5	<2	2	6	<2	6	0,9	<30	7,5	40	170
27	133	porfir cuart-dioritic	Valea Sohodol	10,5	2	18	2	3	5,5	3	23	3	12	1	42	4,3	210	580
28	130	trondhjemit	Valea Sohodol	7,5	8,5	16	4	4	5	5	28	4	11	1,2	<30	2,6	145	330
29	123	trondhjemit	Valea Sohodol	20	2	20	4	6	8,5	11	31	4	15	1,5	65	6,5	195	620
30	124	trondhjemit	Valea Sohodol	23	2	23	6	6	7,5	8,5	28	4	15	1,3	65	4,8	205	840
31	117	granodiorit	Valea Mierleasa	11	2	16	<2	3	3,5	15	2	7	0,5	<30	1,5	110	440	180
32	112	granodiorit	Valea Mierleasa	9	8	19	<2	5	7	7	29	3	7	0,7	30	2,0	180	290
33	119	aplit laminat	Valea Mierleasa	18	11,5	16	4	13	9	16	50	6	18	1,9	35	2,4	200	490



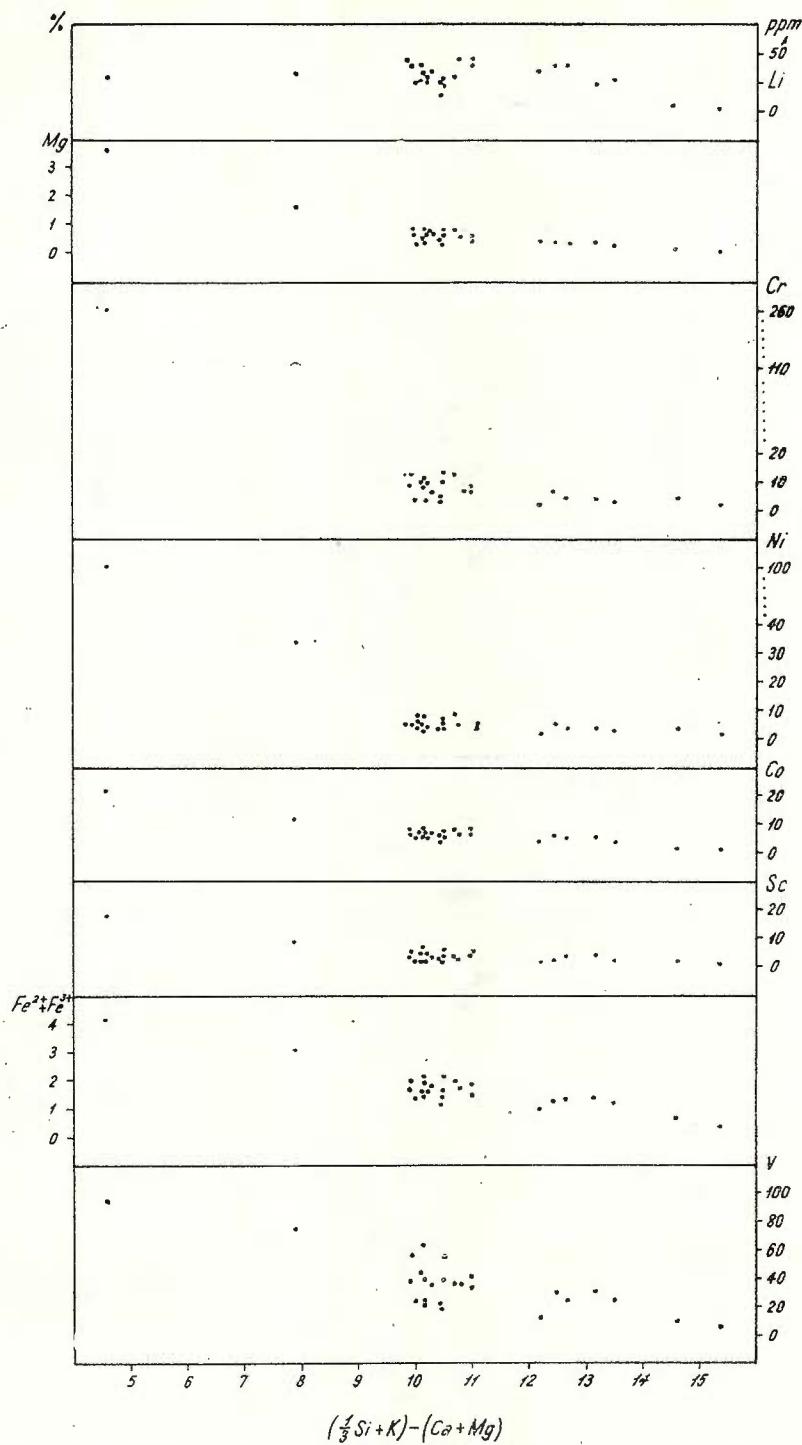


Fig. 7. — Diagrama de variație a Li, Mg, Cr, Ni, Co, Fe și V.
Variation diagram of Li, Mg, Cr, Ni, Co, Fe and V.



Institutul Geologic al României

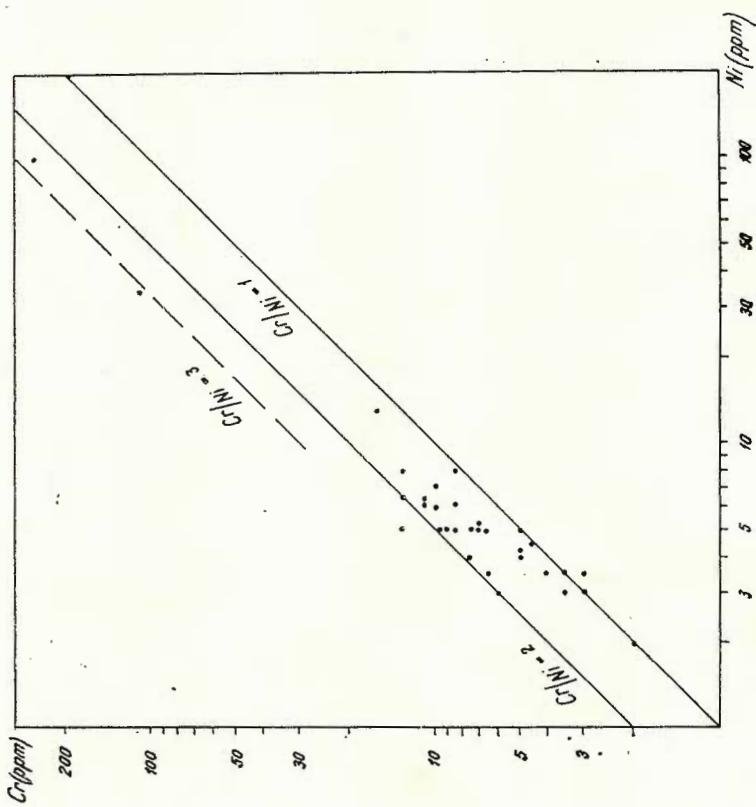


Fig. 9. — Diagrama de corelație Cr/Ni.
Cr/Ni correlation diagram.

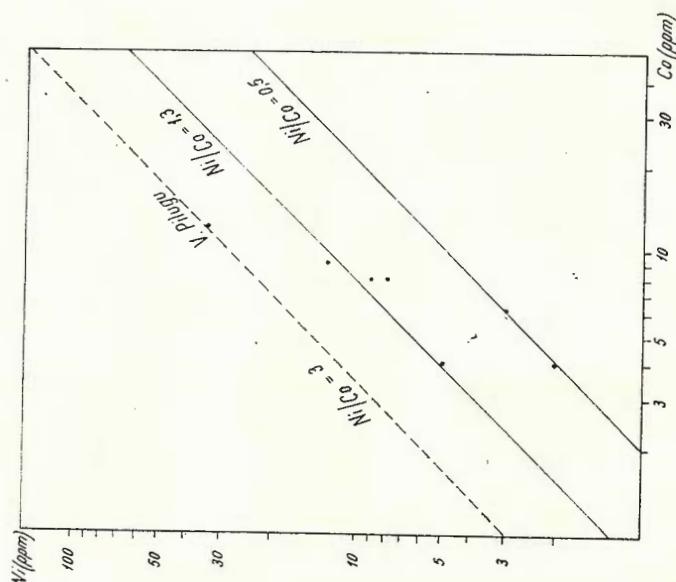


Fig. 8. — Diagrama de corelație Ni/Co.
Ni/Co correlation diagram.



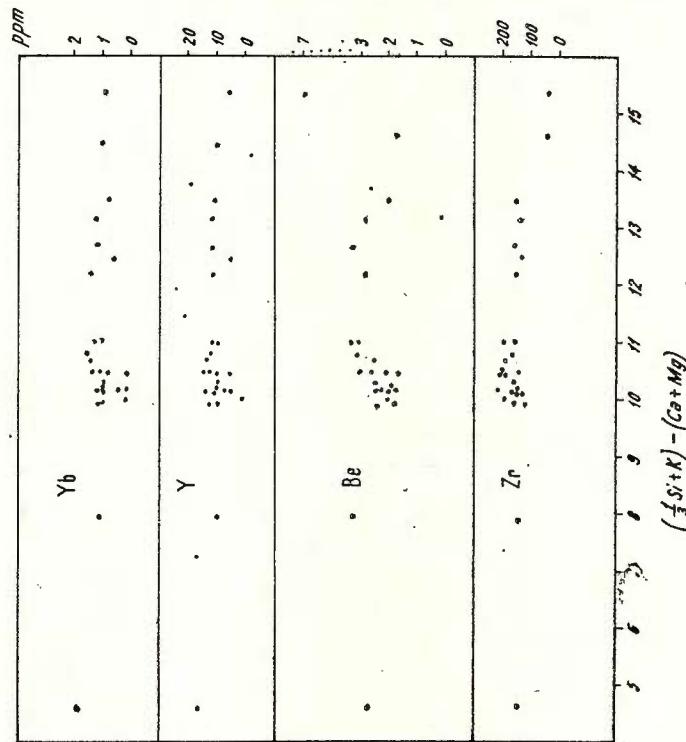


Fig. 11. — Diagrama de variație a Yb, Y, Be și Zr.
Variation diagram of Yb, Y, Be and Zr.

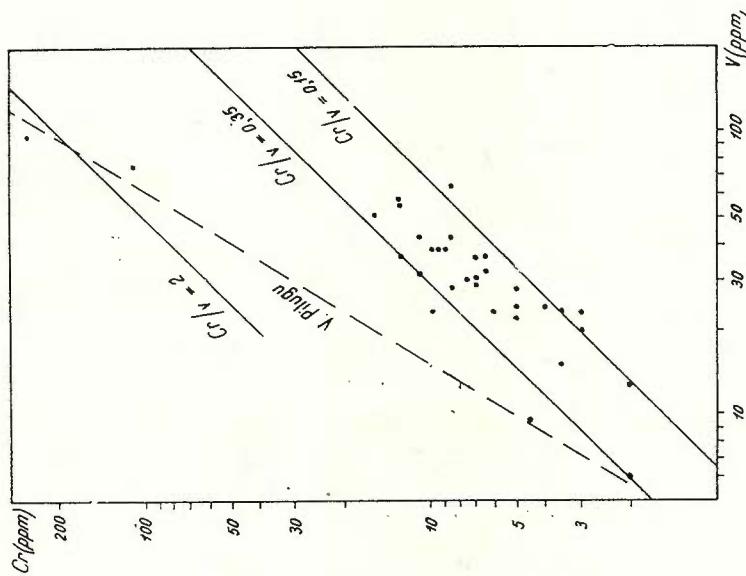


Fig. 10. — Diagramă de corelație Cr/V.
Cr/V correlation diagram.

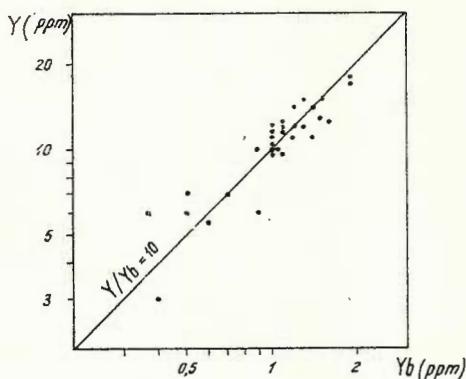


Fig. 12. — Diagrama de corelație
Y/Yb.
Y/Yb correlation diagram.

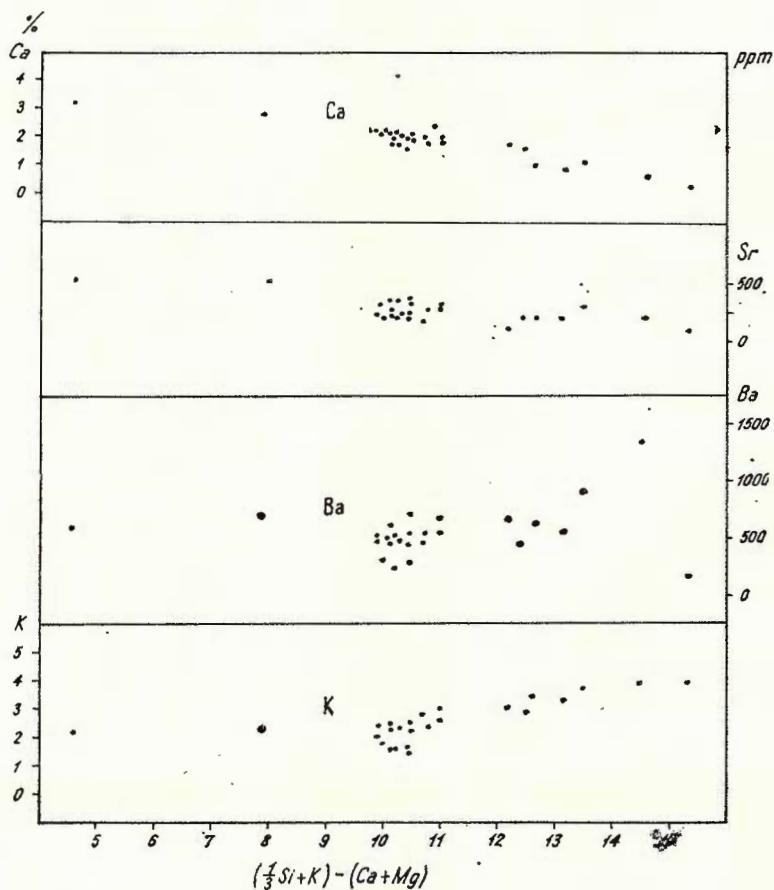


Fig. 13. — Diagrama de variație a Ca, Sr, Ba și K.
Variation diagram of Ca, Sr, Ba and K.



Deși conținuturile de K cresc de la trondhjemite spre granite (fig. 13), în cazul Ba element legat geochemical de K, nu se observă această tendință, fapt determinat probabil de fenomenele de autometamorfism. Doar două granite prezintă conținuturi mai ridicate de Ba, iar în granitul cel mai acid, Ba are valoarea cea mai scăzută din toată seria de roci granitoide.

Conținuturile de Sr descresc de-a lungul seriei odată cu cele de Ca (fig. 13).

Concluzii

Având în vedere compoziția mineralologică și chimică a rocilor granitoide din masivul Buta, rezultă că acesta este predominant trondhjemitic și foarte omogen.

Proiecția rocilor pe diferite diagrame, în funcție de valorile parametrilor Niggli, arată că ele se grupează în majoritatea cazurilor într-un cîmp principal, în jurul căruia gravitează cîteva diferențiate, ceea ce reflectă de asemenea omogenitatea corpului granitoid.

În acest corp granitoid se întâlnesc roci cu compoziția chimică asemănătoare cu a granitoidelor sinorogene de Șușita; unele roci mai alcăline prezintă oarecare asemănări și cu granitoidele tardelorogene de Cărpiniș-Novaci (fig. 4). Aceste particularități arată că corpul granitoid de Buta ar putea fi situat în succesiunea intruziunilor acide într-o poziție intermedieră celor două categorii de plutoni, fiind mai apropiat de cei sinorogeni.

Dioritele cuartifere, roci contaminate, diferă de celelalte roci constitutive atât sub aspect mineralogic, cât și chimic, ceea ce se reflectă și în conținuturile mai ridicate de Cr și Ni.

Se constată că unele granitoide mai acide, cum sint cele de pe valea Pilugu, prezintă conținuturile cele mai scăzute de Zr și Li. Dintre acestea, granitul mai bogat în SiO_2 prezintă și conținutul cel mai ridicat de Be.

Rocile granitoide din masivul Buta s-au consolidat dintr-o magmă calco-alcalină, de natură trondhjemitică, formată prin procese de anatexie și palingeneză în condițiile subducției plăcii moesice sub formațiunile geosinclinalului assyntic.

BIBLIOGRAFIE

- I U G S (1973) Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recomandations. *N. Jb. Miner. Mh.* 4, p. 149—164, Stuttgart.
- M a r m o V. (1956) On the emplacement of granites. *Amer. Jour. Sci.* 254, 3, p. 479—492, New Haven.
- N o c k o l d s S. R., A l l e n R. (1953) The geochemistry of some igneous rock series. *G.C.A.* 4, p. 105—142, Oxford.



- Allen R. (1954) The geochemistry of some igneous rock series. *G.C.A.* 5, p. 245—285, Oxford.
- Pavelescu I. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și sud-estice a Munților Retezat. *D. S. Com. Geol.* XXXVII, p. 106—111, București.
- (1957) Étude géologique et pétrographique de la région centrale et de sud-est des Monts Retezat. *An. Com. Geol.* (Extr. des Tom. XXIV-XXV, Résumés). p. 241—274, București.
- Lupan S., Giușcă D. (1952) Noi contribuții la studiul masivelor eruptive de Retezat și Buta. *Rev. Univ. „C. I. Parhon“ și a Politehnicii București*, 1, p. 157—167, București.
- Pavelescu Maria (1964) Geologia și petrografia văii Jiului Românesc între Oslea și Petroșani. *An. Com. Geol.* XXXIII, p. 45—85, București.
- Savu H. (1975) Particularités des types de métamorphisme régional préalpin sur le territoire de la Roumanie. *An. Inst. geol. geof.* XLVI, p. 219—239, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1972 a) Studiul petrologic și geochemical al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Șușița (Carpații Meridionali). *An. Inst. Geol.* XXXIX, p. 258—297, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1972 b) Geneza granitoidelor și sisturilor cristaline din regiunea valea Sadului-Stâncești (muștii Parâng). *D. S. Inst. geol.* LVIII/1, p. 176—220, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1973 a) Granitoidele și sisturile cristaline de pe versantul sudic al munților Parâng (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. geol.* LIX/1, p. 101—133, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1973 b) Faciesurile granitoidelor din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci (muștii Parâng), petrologia și geochemia lor. *An. Inst. geol.* XL, p. 226—305, București.
- Solomon I., Visarion Adina, Iordan Magdalena (1976) Considerații asupra formațiunilor cristalofiliene și anchimetamorfice din muștii Vîlcă și muștii Retezat (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. geol. geof.* LXII/5, București.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . *Geol. Soc. Am. Mem.* 74. Washington.
- Wright J. B. (1969) A simple alkalinity ratio and its application to questions of nonorogenic granite genesis. *Geol. Mag.* 106, 4, p. 370—384, Cambridge.

PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE BUTA GRANITOID MASSIF (SOUTH CARPATHIANS)

(Summary)

The synorogenic granitoid Buta Massif, situated in the north part of the Danubian Autochthon, is located in the crystalline schists belonging to the Drăgășan series (Upper Precambrian) and Vulcan series (Lower Cambrian). In a similar



situation there are also found the small granitoid bodies, east of the Buta Massif, among which the Zănoaga one.

The Assynthian crystalline schists which make up the cover of the granitoid body are composed of : (1) rocks of terrigenous origin as paragneisses and fine gneisses with biotite and chlorite, muscovite-bearing micaschists and albite porphyroblasts (see chemical and spectral analyses), quartzites and graphiteous schists, beside which there are found more rarely some rocks as crystalline limestones, some with silicates ; (2) basic rocks of volcanogene origin as amphibolites, amphibolic gneisses and schists. More rarely there are noticed leucocratic rocks which would point to the activity of an acidic volcanism of the Assynthian geosyncline.

The Buta granitoid body has an ellipsoidal shape and trends NE—SW (see the plate), being 15 km in length and maximum 5 km width. Northward it is found in relationships of intrusion with the metamorphic formations and southward is crossed by the Cerna Valley-Petroșani Alpine fault, along which the granitoid rocks are strongly cataclased. Westward the contact is clear-cut while eastward the granitoids injected the crystalline schists, arteritic migmatites being formed. In the marginal parts of the massif the granitoid rocks are often weakly gneissic, while inward they present an almost massive structure.

Northward, at the contact with the basic rocks from the metamorphic cover, contaminated granitoid rocks were formed, represented by quartz diorites and even more acid rocks. Within these, numerous xenoliths of amphibolic rocks do appear, being found in different stages of digestion. Within the granitoid body such important septa do occur (see the plate), made up of gneisses, crystalline limestones with or without silicates and graphiteous schists. Xenoliths and septa are oriented parallel with the structural axis of the massif and with the direction of the surrounding crystalline schists.

Within the granitoid massif three systems of joints have been formed : longitudinal joints in whose plane there are located the vein rocks and the transversal and diagonal ones.

From petrographic point of view the Buta granitoid body is mainly made up of trondhjemite rocks in which more basic rocks are separated, resulted from contamination, as for example the quartz diorites, and more acid ones as granodiorites, granites and leucogranites. The granitoid rocks underwent autometamorphism phenomena which led to the plagioclase alteration in a limy aggregate, made up of albite, zoisite and sericite, and to the replacement of biotite and amphibole by chlorite. The potash feldspar is usually fresh and only in some granite is replaced by low temperature albite, which is characterized by fine twinnings. It develops within the great poikilitic xenomorph crystals, and more rarely within megacrystals (porphyric granites), having a perthitic or microcline-perthite structure. The leucogranites being richer in the potash feldspar and albite have often a strong alkaline character.

The granitoid rocks, including the vein ones, are affected in some zones by the Hercynian metamorphism in the conditions of the greenschist facies, with different lamination degrees, reaching to rocks with marked schistosity (sericite-chlorite orthoschists). Plagioclase is altered in albite and sericite (lain in the foliation plane), the potash feldspar is replaced by low temperature albite and the melancocratic minerals are substituted by chlorite lamellas which are lain in the plane of the rock schistosity. The rocks are invaded by calcite, the necessary



CaO resulting from plagioclase alteration and CO₂ is introduced by the solutions which infiltrate from the Paleozoic series in the Assynthian infrastructure.

The chemical composition of the granitoid rocks (Table 1) is rather uniform although some variations do appear within broader limits, a fact which also results from the normative composition of rocks (Table 2). Generally, the ab component predominates over the or one, and within the albitized granites an reaches even 45% from their normative composition. The hy normative component presents values which decrease from quartz-diorites (21.66%) to leucogranite (0.49%).

The differentiation parameters of the granitoid rocks (Table 3) and different diagrams on which they were projected point out that they belong to the chalco-alkaline series (Figs. 1—6). It is noteworthy the fact that in the Buta Massif, beside the rocks with characteristics of synorogenic granitoids there outcrop rocks almost similar to the tarderogenic granitoids from the Danubian Autochthon (Fig. 1). The last ones are projected on the diagram from figure 4 in the alkaline rocks domain or very close to the limit between their field and the one of chalco-alkaline rocks.

The granitoid rocks from the Buta Massif have resulted from the differentiation of an acid magma of lithogene origin, made up in the conditions of subduction of the Moessian plate, under the formations of the Assynthian geosyncline from the Carpathian domain. The differentiation of this magma with trondhjemitic character was not too advanced, fact which would explain the homogeneity of the granitoid body.

The trace elements from the granitoid rocks (Table 4), projected on the diagrams from figures 7—13, point out a number of geochemical peculiarities.

One may notice a decreasing of V, Sc, Co, Ni and Cr contents along the series of the granitoid rocks, at a time with the decreasing of Fe and Mg content; Ni and Cr are richer in the contaminated granitoid rocks, fact which also resulted from Ni-Co, Cr-Ni and Cr-V correlation diagrams, on which these rocks are located at greater values of the ratios of the pair of elements mentioned.

Although the K contents increase around the series of granitoid rocks, from the basic ones toward more acid ones, Ba which is geochemically connected with K does behave differently, being probably more strongly influenced by the albitization process of the alkaline feldspär.

The other minor elements determined usually present normal contents for the series of the chalco-alkaline granitoid rocks.

ÎNTREBĂRI

I. Berbeleac: Lamprofirile sint asociate genetic magmelor care au generat intruziunea principală? În acest caz, în ce măsură sistozitatea metamorfică afectează aceste roci?

Răspuns: S-a arătat că filoanele de lamprofir sint afectate de metamorfismul hercinic. Prin urmare, cu ele se încheie activitatea magmatismului assynthic.

D. Marcus: 1. Care sunt efectele metamorfismului de contact al apofizelor și al corpului principal asupra rocilor înconjurătoare?



Răspuns : 1. Metamorfismul de contact sincinematic se manifestă prin ridicarea gradului de metamorfism din jurul intruziunilor, prin formarea calcarelor cu silicati și prin migmatizarea artenitică a sisturilor cristaline.

I. În torsureanu : 1. Care proces de diferențiere a acționat în „magma inițial omogenă“ pentru a da tipurile petrografice descrise ?

2. Cum se explică lipsa sau slabă prezență a proceselor hidrotermale post-magmatice ?

Răspuns : 1. Cristalizarea fractionată a magmei granitode sub controlul stressului.

2. Procese postmagmatice există și se manifestă prin procesul de autometamorfism al rocilor granitoide.

I. Balintoni : 1. Dacă corpul granitoid intrude atât seria de Pilugu, cât și cea de Drăgșan, care considerați că sunt relațiile dintre seriile de Pilugu și de Drăgșan ?

Răspuns : 1. Între cele două serii există relații de îndințare.

EXPLANATION OF THE PLATE

Geological map of the Buta granitoid body (South Carpathians).

1, Quaternary ; 2, Neozoic formations ; 3, Mesozoic formations ; 4, epimetamorphic Paleozoic formations. A) Vulcan Series : 5 a, amphibolic rocks and schistose metabasites ; 5 b, paragneisses, fine gneisses with biotite and chlorite, schists with albite porphyroblasts, graphitose schists, quartzose schists and quartzites ; 5 c, silicates-bearing exystalline limestones. B) Drăgșan Series : 6, orthoamphibolites and amphibolic gneisses ; 7, arteritic migmatites. C) Magmatic rocks : 8 a, quartziferous diorites ; 8 b, granites ; 8 c, trondhjemites, granodiorites, granites, leucogranites. D) Vein rocks : 9, lamprophyres (λ), porphyres (π), aplites (a). Hercynian metamorphism : 10, metamorphosed granitoid rocks. Alpine movements : 11, cataclasis zone. Conventional signs : 12, geological limit ; 13, transgressive limit ; 14, fault ; 15, digitation ; 16, stratification foliation and liniation ; 17, metamorphic foliation (Hercynian) within granitoids ; 18, vein location ; 19, chemical and spectral analyses ; 20, spectral analyses.



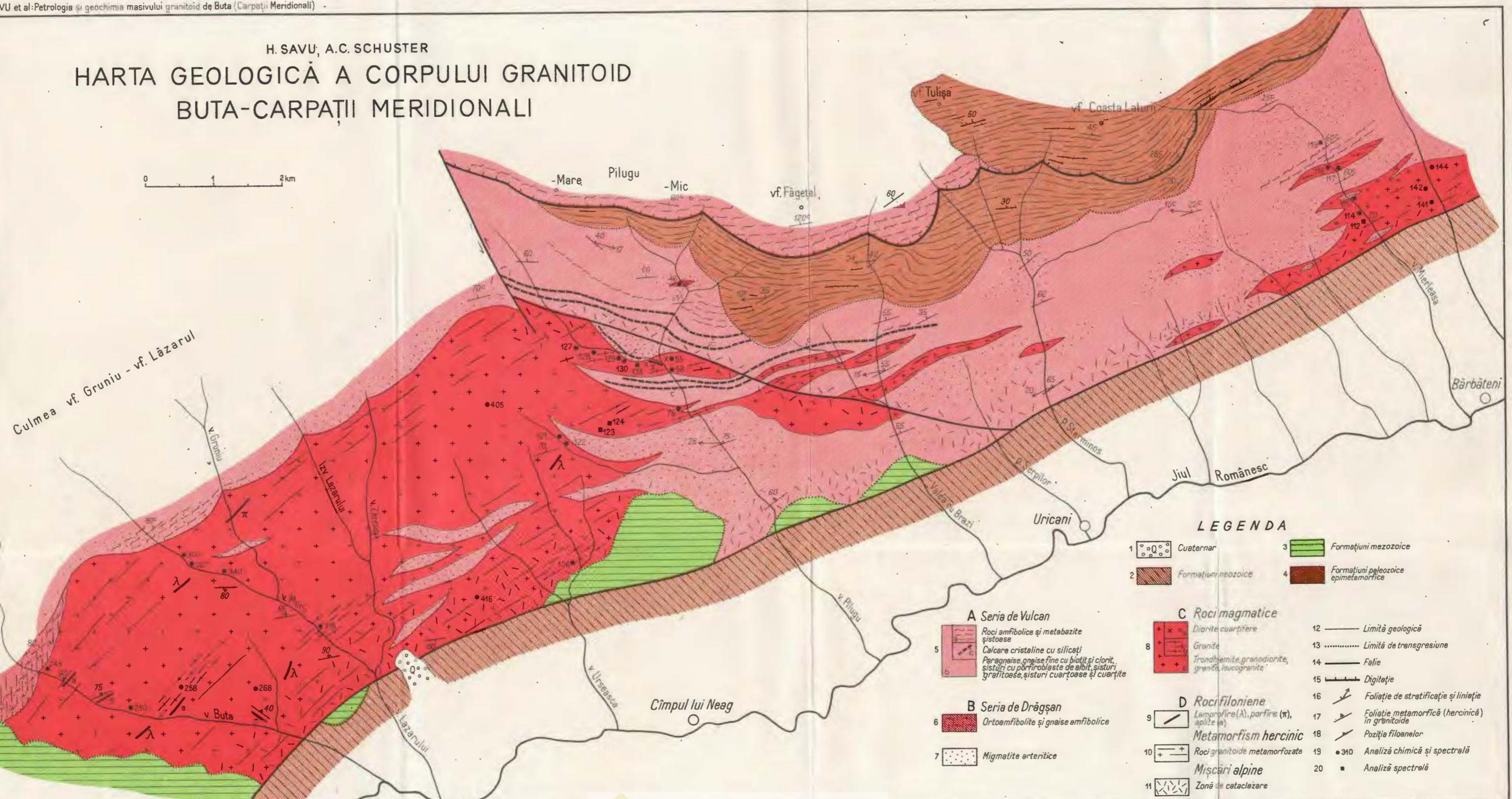


Institutul Geologic al României

H. SAVU, A.C. SCHUSTER

HARTA GEOLOGICĂ A CORPULUI GRANITOID BUTA-CARPAȚII MERIDIONALI

0 1 2 km



GEOCHIMIE

MINERALOGICAL-CHEMICAL STUDY OF THE BLACK SHALES
AND ASSOCIATED FERROLITES FROM THE EAST CARPATHIANS
FLYSCH¹

BY

CORVIN VICTOR PAPIU², GRIGORE ALEXANDRESCU², VASILE IOSOF²,
FLORICA POPESCU², IRINA BRATOSIN², VASILICA NEACȘU²

Sommaire

Étude chimico-minéralogique des schistes noirs et des férrolites associées du flysch des Carpates Orientales. La formation des schistes noirs des Carpates Orientales, sans compter les roches détritiques, a été divisée en deux séries lithologiques (silico-argileuse et carbonatée).

L'étude chimico-minéralogique a démontré que les roches argileuses et les pélosidérites sont plus riches en ions que les silicolites et les roches calcaires. Les minéraux principaux de la série silico-argileuse sont le quartz + calcédoine, l'opale, les hydromicas, les chlorites et subordonné la kaolinite, la vermiculite et les réseaux mixtes. La série carbonatée contient des ions bivalents (Fe, Mg, Ca) et parmi les minéraux la sidérose et le calcite, plus ou moins dolomitique. La couleur noire est donnée par la monosulfure ferreuse, en association avec le bitumine. La pyrite et la marcassite apparaissent subordonné.

Les roches argileuses et celles pélosidéritiques sont plus riches en éléments mineurs que les calcaires et les silicolites.

Ces roches argileuses dénotent une évidente affinité pour Pb, Ga, Ni, Cr, V, Be, tandis que les pélosidérites pour Ga, Sr, V, Be et plus rarement pour Ni et Cr. Sr semble manifester une tendance de concentration dans les roches calcaires.

Le milieu d'accumulation est considéré comme étant euxinique (réducteur) et l'altération sur l'aire continentale d'origine sidérolitique.

¹ Received April 26 1976, accepted for publication May 3 1976, presented at the Meeting of May 14 1976.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



I. INTRODUCTION

The synthesis here presented comprises the conclusions drawn up from the chemical-mineralogical studies carried over the black shales formation from the East Carpathians flysch zone within the Institute of Geology and Geophysics during 1971—1976.

The obtained analysis and interpretation data are found systematized in the tables and diagrams included.

With a view to the studies, it was collected the material from the whole area of development of the black shales formation from the East Carpathians, from the three structural units to which the black shales belong : Audia Nappe (= black shales nappe), Tarcău Nappe and the Marginal Folds Unit.

The most important material is represented by clays and pelosiderites from the first unit (Audia Nappe), in which most of them are the black shales.

The collected samples are indicated on the geological sketch and are situated in the sectors which include the basins of the valleys : Suceava, Moldova, Bistrița, Trotuș, Uză, Cașin, Covasna, Putna-Vrancea and Buzău (Fig. 1).

The results of the analyses and conclusions are presented depending on the three horizons separated in the black shales (lower horizon with sideritic rocks, schistose (middle) horizon with lydienes, upper horizon with silicified glauconitic sandstones, the silicified limestones, respectively).

Therefore, the data we are presenting are based on the chemical-mineralogical analyses :

Silicates analyses	229 samples
Spectral analyses	139 samples
Thermo-differential analyses	200 samples
X-ray analyses	229 samples
Microscopic analyses	200 samples

Having in view the chemical-mineralogical composition, the study has been carried out over the all lithological types, excepting the detrital rocks (arenites, rudites), two lithological series were distinguished (siliceous-clay series and carbonate series).

At the same time, there has been also carried out the petrographic study of the formation, from whose correlation with the chemical-mineralogical data there have been drawn up lithogenetic conclusions, especially regarding the geochemical conditions of accumulation of the black shales.

The purpose of the paper is the carrying out of a comprehensive image regarding the chemistry and mineralogy of the black shales formation from the East Carpathians, and is in accordance with the researches which are now carried out all over the world, regarding the clay rocks composition, at the same time having an economic purpose,



with special reference to the iron content of the sideritic rocks from the series whose evaluation was taken into consideration long ago.

We are not referring to the content in organic matter, as this problem constitutes another chapter already discussed in the relevant literature.

II. GEOLOGICAL CONSIDERATIONS

The geological formation which is the object of the present paper is the black shales formation, a formation characteristic of the Cretaceous-Paleogene flysch form the East Carpathians.

The black shales (= Audia Beds) participate in the composition of a major structural unit, known in the geological literature as the black shale nappe (Audia Nappe) and also constitute the underlayer of the Tarcău Nappe and of the Marginal Folds Unit; these units are located eastward as against the black shale nappe.

The black shales nappe (= Audia Nappe) develops as a continuous band with variable widths comprised between 1—14 km, which may be followed from the Sireu Valley towards NE and NW, crossing the valleys: Buzău (1 km width), Covasna (5—7.5 km width), Trotuș (1—2 km width), Bistrița (1—2 km width), Moldova (10—12 km width) and Suceava (10—14 km width), up to the northern border of the country from which it passes to the Russian territory (Fig. 1).

In the Tarcău Nappe the black shales outcrop only in some places as diapirs of smaller or greater sizes, being displaced parallel with the black shales from the Audia Nappe, outcropping in the following places: a) Covasna-Șiclău; b) Ojdula-Ghelința; c) Poiana Uzului; d) Valea Oituzului; e) Straja-Potoci; f) Audia-Largu and g) Suha Mare-Găinești.

In the Marginal Folds Unit the black shales are known in the Bistrița and Vrancea-Putna semiwindows.

In the geological literature the black shales formation from the East Carpathians is known as: Șipote beds (Paul, 1876); Audia beds (Athanasiu, 1908, 1913); black shales Macovei and Athanasiu (1926, 1934), Preda (1936), Athanasiu (1943), Preda and Băncilă (1937), Ștefănescu (1937), Savul and Botez (1950), Cernea (1952), Băncilă (1952, 1955), Filipescu (1952—1955), Ilie (1957), etc.; Streiu beds (Dumitrescu, 1952); Sărata beds (Băncilă, 1955).

Within the black shales formation from the territory of our country, especially in the Audia Nappe and Tarcău Nappe, three main lithological horizons have been separated (Fig. 2), which in the stratigraphic sequence are the following: lower horizon with sideritic rocks, schistose (middle) horizon with cherts (lydienes) and the silicified glauconitic sandstones horizon (Filipescu et al., 1952; Băncilă, 1955), horizons which were subsequently recognized by almost all researchers who dealt with the study of black shales formation from the East Carpathians.



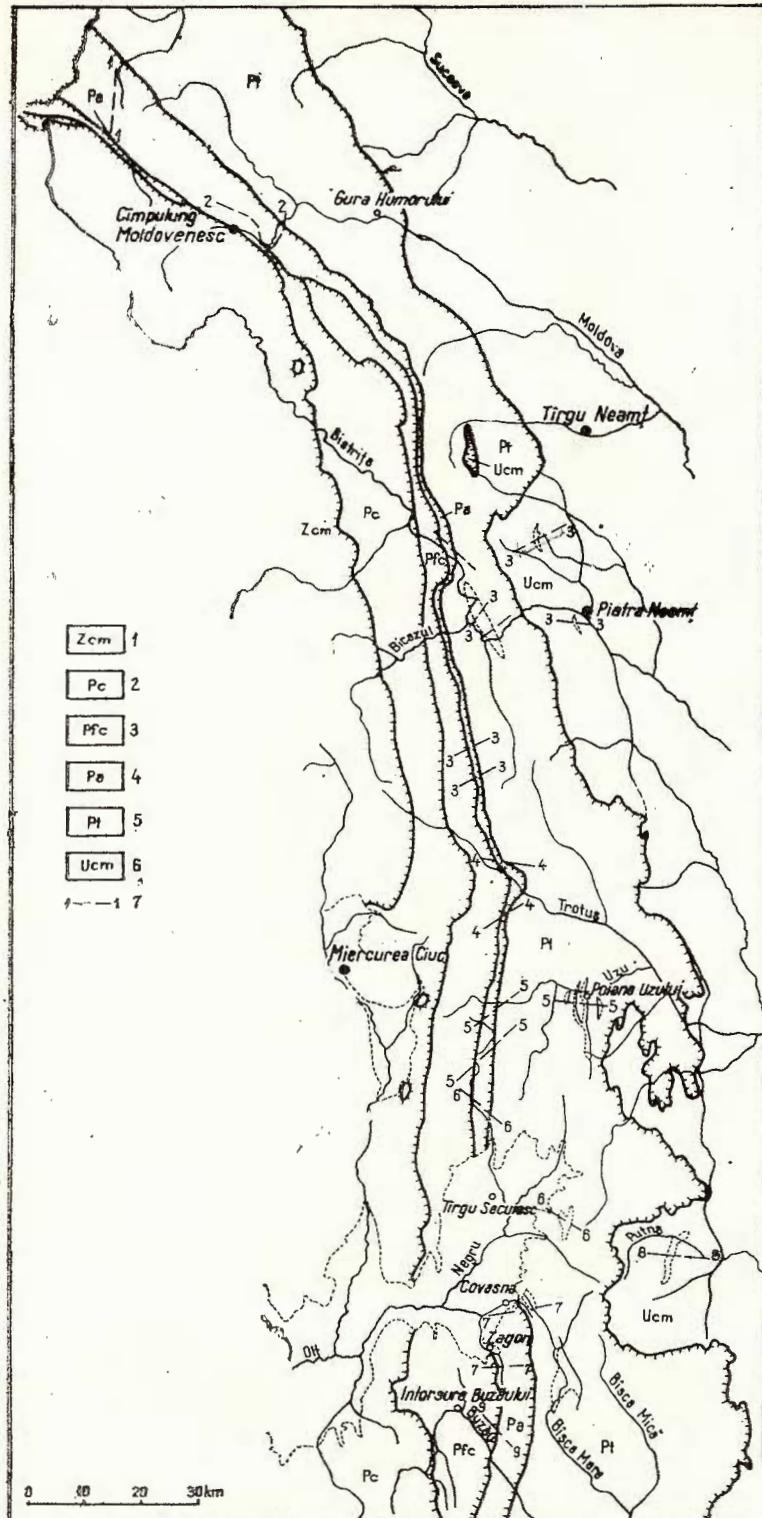


Fig. 1. — Partial sketch of the East Carpathians indicating the sample profiles from the black shales.

1, The crystalline Mezozoic zone ; 2, Ceahlău Nappe ; 3, Curbicortical Flysch Nappe ; 4, Audia Nappe (black shales) ; 5, Tarcău Nappe ; 6, Marginal Folds Unit ; 7, sample profiles.

1, Suceava Valley (Dărăciuc Brook, Babeiaca Brook) ; 2, Moldova Valley (Moldova Valley, Omul Mort Brook, Obcina Feredeului, Sadova Valley, Moldovița Valley, Sălătruc Brook, Paltinul Brook, etc.) ; 3, Bistrița Valley (Bicaz-Audia Road, Tarcău Valley, Târcuța Valley, Bolovaniș Brook, Căejudiul Valley, Doamna Brook, Tigana Brook, etc.) ; 4, Trotuș Valley (Sultă Brook, Ursu Brook, etc.) ; 5, Uz Valley, Oclău) ; 6, Cașin Valley (Ojdula, Valea Mare, Catrusa Brook, Cașin Valley) ; 7, Covasna Valley (Covasna Valley, Păpăuți Brook, Zagon Valley) ; 8, Putna Valley-Vrancea (Putna Valley, Streiu Brook) ; 9, Buzău Valley (Bota Mare Brook).

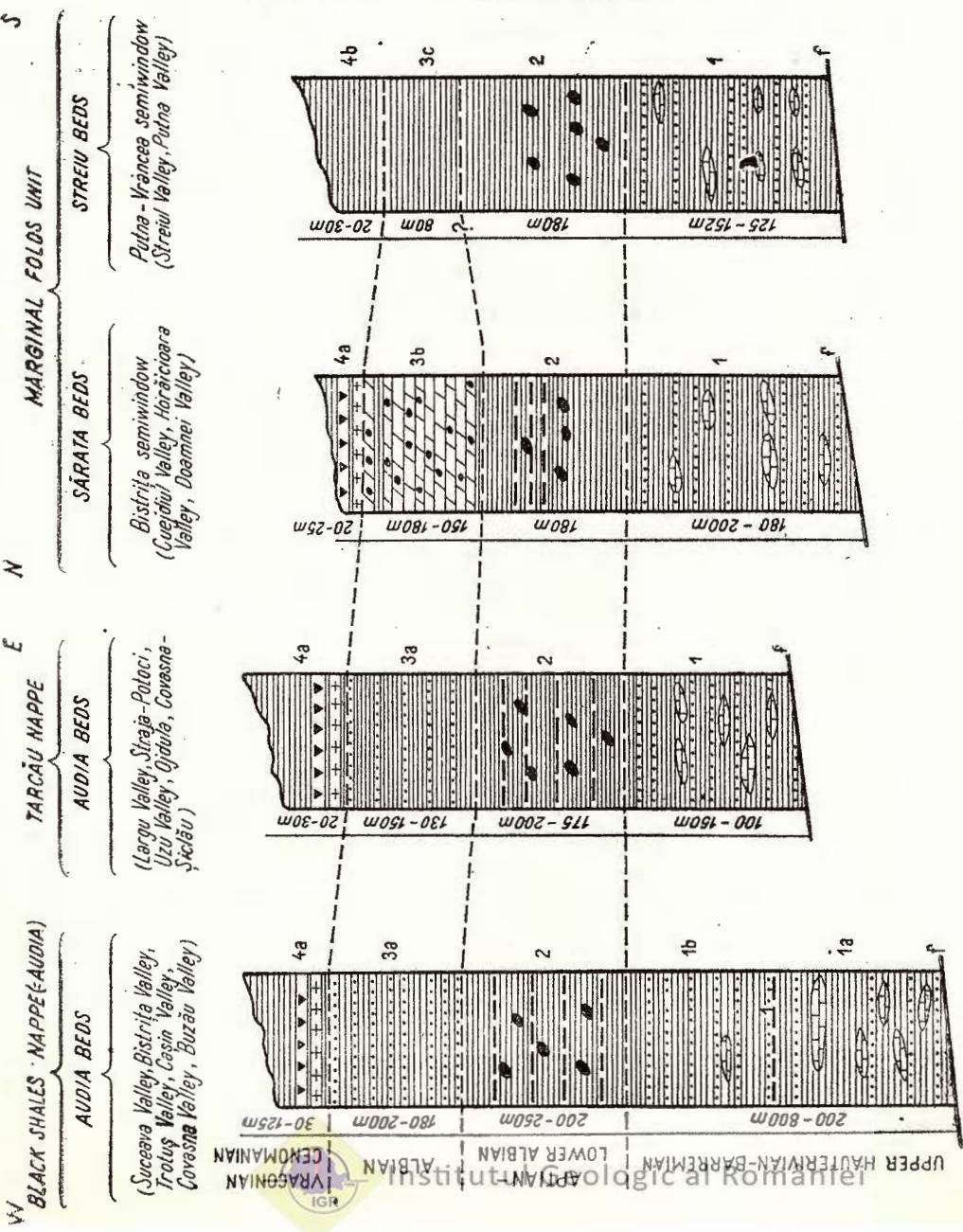


Fig. 2. — Synthetic stratigraphic column of correlation of the black shales series from the East Carpathians.

1, Lower horizon with sideritic rocks; 1a, subhorizon with sideritic rocks; 1b, subhorizon with arenites and bioclasts; 2c, schistose middle horizon with lydianes (and calcareous concretions); 3a, horizon of the silicified glauconitic sandstones (Audia Nappe and Tarcău Nappe); 3b, horizon of silicified shales (Bistrița semiwindow); 3c, subhorizon with silicified clays (Putna-Vrancea semiwindow); 4a, horizon with variegated clays (red and green) with tuffite and tradiolarites; 4b, lower Tisaru beds (Putna-Vrancea semiwindow).

a) Lower horizon with sideritic rocks (Upper Hauerivian-Barremian) is made up of a rhythmical alternance of black or grey clay shales, black argillites, arenites (quartz or calcareous), marly-limestones or pelosiderites with thicknesses of 10—60 cm. The thickness of the horizon is about 500—800 m north of the country (Suceava Valley and Moldova Valley) and gradually decreases southward at about 150—180 m (Bistrița Valley and Covasna Valley) and within the Tarcău Nappe the horizon is often tectonically laminated.

We mention the fact that even if the notion of "spherosiderite" for the lower horizon is known in the regional geological literature, it is generally unproper, the sideritic rocks constituting more or less continuous beds or elongated lenses, thus the term of pelosiderites or sideritic marly-limestones being in accordance with the ore shape of these rocks.

The rocks of the lower horizon have furnished some paleontological elements which allow to make some considerations regarding the age : *Hoplites (Neocomites) castelanensis* (= *Leopoldia castelanensis*), *Neocomites neocomiensis*, *Parahoplites (Pseudothurmania) angulicostata*, *Hedbergella hauerivica*, *Hedbergella infracretacea* (Herbich, 1878 ; Filipescu and Grigorescu, 1966 ; Grigorescu, 1971). The paleontological elements mentioned argue in favour of the Hauerivian (Upper Hauerivian)-Barremian age of this horizon.

b) The schistose (middle) horizon with lydienes (Aptian-Lower Albian) is characterized by the rhythmical alternance of the black shales, black argillites, siltites and arenites (quartz-arenites and protoquartzites) and especially by the presence of the interbeds of lydienes. Calcareous concretions (spheroidal or ellipsoidal) associate to them, which often do present pyrite agglomeration towards the center. In some places (Suha Mică Valley-Găinești) within the horizon there are known remarkable accumulations of Dobrogean type green elements, as well as sedimentary breccias with elements of granitoid rocks (Covasna Valley-Zagonu Valley, etc.).

The thickness of the horizon is about 200—250 m in the Suceava and Moldova Valleys and gradually decreases southward, reaching 180—200 m in the Bistrița Valley, Trotuș Valley, Covasna Valley and Buzău Valley.

The paleontological elements furnished by the rocks of this horizon are represented by : *Cheloniceras (Procheloniceras)* sp., *Cheloniceras seminodosus*, *Ancyloceras cf. mattheronianum*, *Hamites* sp., *Acantholopites* aff. *laticostatus*, *Anahoplites mantelli*, *Neohibolites aptiensis* var. *strombeckiformis*, etc. (Filipescu et al., 1952 ; Marinescu, 1962 ; Băncilă and Aghiorgheșei, 1964 ; Ionesi, 1971 ; Aghiorgheșei et al., 1965 ; Nicolaescu et al., 1968), etc.

The presence of these paleontological elements, as well as the continuity of sedimentation with the subjacent deposits, constitute arguments for the framing up of this horizon in the Aptian-Lower Albian interval.



c) Silicified glauconitic sandstones horizon (Albian). The black shales series from the two structural units (Audia Nappe and Tarcău Nappe) ends with a characteristic flysch horizon. This is made up of a rhythmical alternance of silicified arenites and black, grey or green shales. Locally, in this horizon there are found sedimentary breccias (Stulpăcani, Găinești, Covasna, Zagon, etc.).

Besides quartz and feldspar, fragments of granitoid rocks (monzonites, granodiorites, sienogranites), elements of Dobrogean type green rocks participate in the formation of arenites.

The thickness of the horizon is about 150—180 m.

In comparison with the first two horizons this one has furnished rather few paleontological elements, being represented by the following forms: *Neohibolites minor*, *N. minimus*, *Inoceramus* sp. and foraminiiferas: *Globigerinidae*, *Ticinella* sp., *T. roberti*, *Rotalipora* sp., etc. (Filipescu et al., 1952; Filipescu, 1955; Marinescu, 1962; Alexandrescu, 1971, etc.).

The paleontological elements mentioned demonstrate the existence of the Albian within the horizon with silicified glauconitic sandstones.

Due to the facial peculiarities of the black shales from the Marginal Folds Unit (Bistrița and Putna-Vrancea semiwindows) they will be dealt with separately.

The Bistrița semiwindow

The black shales from this zone outcrop in the Bistrița Valley basin (Cuejdiu Valley, Sărata Valley, Doamna Valley) constituting the nucleus of the Horaița-Doamna recumbent fold. The detail studies (Mirăuță and Mirăuță, 1964) pointed out three lithostratigraphic horizons:

a) The schistose-calcareous horizon (Upper Hauterivian ?-Barremian) is made up of black shales in alternance with arenites (quartz or calcareous) with carbocortical structure. The characteristic feature of the horizon is given by the presence of the stratiform or lens-like rocks with thicknesses of 10—30 cm. The thickness of the horizon is about 180—200 m.

b) The schistose horizon with lydienes (Aptian-Lower Albian) has the same lithological composition as its homologous from the Audia and Tarcău Nappes. The chert interbeds (lydienes) occur in centimetric beds but the whole set of bed may reach 10—15 m thick. The thickness of the whole horizon is about 180—200 m.

From the upper part of the horizon (Sărata Valley-Piatra Neamț) the following remnants of organisms were collected: *Leymeriella tardefurcata*, *L. recurelensis*, *L. revili*, *L. regularis*, *Cleoniceras* sp., *Hypacanthopholites* aff. *milletianus*, *Douvilleiceras* sp., etc. (Jojia et al., 1970), assemblage characteristic of the zone with *Leymeriella tardefurcata* from the lower part of the Albian, demonstrating that in the upper part of the horizon the Lower Albian is also comprised.



c) The limestones horizon with siliceous accidents (Albian) is made up of limestones in decimetric or sometimes metric beds with subordinate interbeds of black or grey shales, in some places the limestones pass to conglomerates. The thickness of the horizon is about 180—200 m.

Putna-Vrancea semiwindow

The black shales from this region are well represented in the Putna Valley and its tributaries, constituting the nucleus of the Coza anticlinorium, being known as Streiu beds (Dumitrescu, 1952—1963).

Up to now, within the pile of the Streiu beds from the Putna Valley, there could be distinguished two lithostratigraphic horizons without a clear boundary between them. As result of the chemical analyses, at the upper part of the black shales from the Putna semiwindow, a third horizon may be distinguished (the horizon with clay silicified shales).

a) The lower horizon made up of a rhythmical alternance of black shales, black argillites and arenites (quartzous or calcareous) or thin conglomerates with elements of green schists (Dobrogean type) similar to those from the Bistrița seminwindow. The characteristic feature of the horizon is given-as in the Audia Nappe and Tarcău Nappe — by the presence of the interbeds of sideritic rocks with 10—20 cm thicknesses.

b) The schistose horizon (200 m) with calcareous concretions made up of a rhythmical alternance of grey or black shales, black argillites, siltites and calcareous concretions (spheroidal or ellipsoidal). There have not been recognized black siliceous rocks (lydienes).

c) The horizon with clay silicified shales (60—80 m). At the upper part of the Streiu beds, relying on the chemical analyses, it was distinguished a level made up of silicified shales with subordinated interbeds of siltites or fine sandstones.

The first two horizons from this zone are similar to the first two horizons (lower horizon with sideritic rocks and schistose horizon with lydienes) from the Audia Nappe and Tarcău Nappe, as well as to the first two horizons from the Bistrița semiwindow.

Taking into account the lithological characters of the black shale series from the three main structural units (Audia Nappe, Tarcău Nappe, the Marginal Folds Unit), the following common characteristics may be noticed :

— The presence of the elements of Dobrogean type (green schists) in all the horizons of the black shales series with greater frequency and dimensions in the Marginal Folds Unit, and with an obvious decreasing in the units from the west.

— The presence of iron-bearing rocks (ferrolites) in the lower horizon of the black shales, in all the three structural units, having the thickness and frequency greater in the Audia Nappe.



— The presence of the calcareous concretions in the middle horizon (the schistose horizon with lydienes) in all the three structural units (Audia Nappe, Tarcău Nappe and Marginal Folds Unit).

— The existence of fragments of granitoid rocks and basic rocks (diabases) especially in the Audia Nappe and Tarcău Nappe.

III. BIBLIOGRAPHIC DATA

If about the stratigraphy and tectonics of the black shales formation from the East Carpathians there have been written numerous papers, leading to a number of conclusions, very often antagonistic, about its petrographical and especially chemical-mineralogical composition the papers are less numerous.

Cotta (1855) and Walter (1876) are the first who mentioned the presence of "spherosiderites" in Bucovina, with iron percentages of 10—48%. The first lithological and geochemical data have appeared in the first half of our century and are due to Savul and Botescu-Poștelniciu (1950) who dealt with this problem in the frame of the study regarding the vanadium geochemistry. According to Sujskow'ski's (1938) classification for the Șipote beds, they separated three horizons, some lithological types are mentioned and there are presented the chemical analyses for three samples of "spherosiderites". There are quoted detrital and precipitation minerals-microscopically distinguished and the vanadium presence is considered as an argument for the correlation of the formation genesis with biotic process.

Băncilă and Papiu (1962) present a number of petrographical conclusions, among which the invalidation of the correlation with volcanic processes, and there are mentioned the euxinic conditions of the accumulation environment. It is followed the transition between the lithological types and is tried a reconstitution of the geochemical characters of the sedimentary environment and diagenesis.

Savul et al. (1965) relying on the interpretation of 37 chemical analyses carried out in the "spherosideritic" complex from Covasna Valley, draw out a number of geochemical conclusions confirming the "hypothesis of their accumulation in the euxinic environment, the sideritic concretions being considered as "accidents".

G. Iliescu et al. (1962³, 1963⁴) in the reports with economic-mining importance present some stratigraphic considerations. It is also mentioned that the iron percentage may reach up to 30% and the mean taken in the calculus of the reserves being of 15.5%. There are also presented mineralogical remarks, being established the existence of three ferrolitic types: sideritic limestones, weakly ferruginous grey marls, weakly sideritic fine gritty marls. The papers also present tables regarding the thickness and chemism of the ferruginous rocks.

^{3, 4} Arh. Inst. geol. geof. București.



Filipescu et al. (1966) point out in the Covasna Valley region the geochemical similarity (in $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ ratio) among the deposits of the three complexes which constitute the black shales series and take again into discussion the idea according to which the black pigment of the formation is the manganese oxide.

Filipescu et al. (1968) present a study regarding especially the content in organic matter of the black shales, as well as the minor elements and reach the conclusion that the formation was accumulated in a strong reducing environment, correlating the presence of the minor elements with that of the organic matter of the black shales, without excluding the existence of some "subvolcanic phenomena".

Papers recently published are due to Grigorescu (1970, 1971) who presents a minute microfacial study of the formation, with lithogenetic conclusions, wholly confirming the conditions of the euxinic or sub-euxinic environment in the formation of the black shales deposits. "Spherosiderites" are considered as penecontemporaneous formations, in which iron is brought about from a continent with lateritic regime. There are presented mineralogical considerations in connection with glauconite, which derived from disordered illites. The paper does not contain a geochemical study, thus such analyses are not included.

Papiu et al. (1975) presented a paper regarding the black shales and associated sideritic rocks from the Moldova and Bistrița Valley basin, reaching a number of conclusions as regards the genesis and relationships between the two types of rocks (clays and carbonate rocks). One followed the genetic evolution which depends on the geochemical conditions of the accumulation reducing environment.

IV. PETROGRAPHICAL CONSIDERATIONS

From the studies carried out up to now, one may see the great uniformity of the petrographic composition of the black shales formation on their whole development in the Carpathian Flysch area. The microscopical studies pointed out the existence of a great number of lithological types whose characters frame them in a mixture with four components, namely: silica (organic and chemical), clayey material (reworked and authigenic), carbonates (reworked and authigenic) and epiclastic material (granular and fragmentary). The notion of "detrital" we do not use for, in this domain there are located, at the same time, the organic and mineral detritus, in the frame of the latter being also found the clayey material. Chemically, in the silica group there is also included the detrital quartz specific of the coarser rocks. The diagenesis process which makes the transition between the organogene material and the chemical one (siliceous and calcareous) take place gradually, thus these components are not rigorously delimited among them.

According to the predominant material and relying on the petrographic aspect four lithological types have been distinguished: clayey rocks, siliceous rocks (silicolites str. s.), carbonate rocks (among which,



according to the nature of the predominant carbonate, there were distinguished two fundamental groups : calcareous and sideritic rocks specific to the lower horizon) and detrital rocks.

The marly rocks, as well as the clay-sideritic one illustrate the clay-carbonate mixture. When the granular material occurs the rocks evaluate either to types of clayey or marly sandstones or to siltites and silt-argillites, and the fragmentary ones lead up to breccias and conglomerates. The organo-chemical silica results from radiolarian and subsidiary from sponge spicules leading, in mixture with clays, from pure argillites to lydienes *str. s.*, specific to the middle horizon from all three units.

There is also a gradual passing from the limestones to siliceous rocks, especially in the upper horizon of the Marginal Folds Unit.

The main minerals of organo-chemical silica, microscopically recognized, are chalcedony (always chalcedonyte) and microquartz resulted from the opal re-crystallization, whose presence was noticed only after chemical-mineralogical researches.

Calcite has its origin especially in the organic remnants found in limestones, as well as in the small fragments of preexistent limestones and in the material resulted in the reducing process of sulphates. In limestones and in some calcareous sandstones originated especially in the Audia Nappe, there are recognized organic remnants, sometimes well preserved, among which there are found both planktonic organisms (especially foraminiferas) and remnants of benthonic organisms (bivalves, echinoides, crinoids, brachiopodes, bryozoa and even polypiers).

Within the authigenic component, a number of clay minerals are noticed, among which the microscope points out only the glauconite presence, as well as the organic matter (small remnants of coal and especially bitumen which impregnates the rock).

The pigment of the rock is of organo-sulphur nature, the black colour being given by the intimate mixture of the organic colloids with the ferrous monosulfide, by the great dispersion, having no connection with the presence of manganese oxides, otherwise incompatible with the reducing environment in which it took place the accumulation of the deosits of the black shales formation, as stated in the past. The pyrite and marcasite presence is noticed both in clays and especially in sandstones, making up concretions framboidal in shape or isolated crystals. In the samples analysed originating from the Covasna, Suha-Mică, Găinești Valleys, etc. there were recognized concretions with pyritic center and the periphery made up of fibrous-radial marcasite (remark confirmed through the microsections examined by G. Uduiba § a).

The clastic material has not constituted a special object of our paper, being not characteristic of the clayey rocks. Firstly, it is represented by the siltitic up to psamitic grains of quartz and followed by feldspars, micas (muscovite, more rarely biotite which are more or less chloritized), as well as by accessory minerals in small quantities (zircon, rutile, tourmaline). The feldspars were rarely recognized mi-



microscopically, their presence being confirmed by X-ray studies, and are probably found at a great dispersion, being covered by the organo-sulphurous pigment. Partly they are authigenic too, but in our researches we have not met such cases. In breccias and conglomerates there are found plagioclase feldspar of macroscopic sizes besides rock fragments. Among the last ones there were recognized greenschists, metaquartzites, micaschists, granodiorites, diabases, sandstones, micritic limestones, etc. as presented in the chapter comprising geological considerations. The source area of the detrital material is both the Carpathian Foreland (the greenschists and some metaschists are of Dobrogean origin), as well as Mesozoic crystalline zone of the East Carpathians, or eventually the so-called "Cumana chain" — as presumed in the past (Mureanu, Codarcea, etc.). The detrital material is completely of crystalline origin.

We underline especially the fact that there is no evidence of pyroclastic material in the whole series of the black shales, as admitted by some authors (Filipescu).

V. CHEMICAL-MINERALOGICAL COMPOSITION

The chemical-mineralogical data we are here presenting have as basis the analyses included in tables 1—8, among which the last two contain variation limits and means on structural units and horizons. Relying on this data there have been carried out the diagrams which complete the chemical-mineralogical considerations.

Although practically there cannot be drawn a definite boundary between the two lithological series mentioned — siliceous-clay and carbonate — we mentioned this division admitting the limit between a series and another at 50% — when we refer to the calcareous rocks — and at 10% siderite — when we refer to the sideritic rocks, having in view a possible recovering of iron.

As resulted from our synthetical tables we must mention the fact that the quantitative weight of the analysed samples is not generally analogous to the whole horizons and units. Thus, we do not have samples from the lower horizon of the black shales from the Tarcău Nappe. In the Tarcău Nappe there are not found calcareous rocks in the upper horizon, and in the Marginal Folds Unit the calcareous rocks of this horizon are strongly silicified, thus they were comprised in the siliceous-clay series.

In two cases (middle horizon of the Marginal Folds Unit and upper horizon of the Audia Nappe — carbonate rocks) it was analysed only one sample whose value was inserted in the mean column; in such cases the value of the data has a purely informative character. Macroscopically, when collecting, one may not estimate the degree of silicification of the rocks which outcrop as limestones, the impregnation with silicas or clay supply being distinguishable only by the chemical-mineralogical analysis. We mention that in certain cases we were obliged, due to the aberrant values presented by some components, not



to consider these samples in the mean calculation, thus the mean was calculated on a smaller number of samples. As resulted from the tables and shown in the text, in such case as the lower horizon of the Audia Nappe — siliceous-clay rocks — in which a sample presents a high content of chlorite, namely ferrous iron, and a pyritic one — from the carbonate rocks — (middle horizon) with much more pyrite.

Also, for the lower horizon we took into account only the sideritic-bearing rocks over 10%, leaving out the limestones str. s., and for the middle one we calculated only the mean for the calcareous rocks, the sideritic ones being only mentioned without being considered in the calculi. Siderite occurs both in the clay rocks and in the limestones. As one may see further on, as in this mineral there are frequently found substitution with Mn, Mg, Ca, the iron from siderite was separately calculated, this being the one which is important from economic point of view.

In the siliceous-clay rocks of the upper horizon of the Marginal Folds Unit, there are distinguished two characteristic group rocks. A group derives from the silicification of some clayey rocks in which alumina ranges between 9.8—13.5% Al_2O_3 and CaO is subunitary (in the Putna-Vrancea semiwindow). A second group of rocks resulted from the limestone silicification, present a variation limit of CaO between 21.8 and 13%, and alumina between 0.00 and 2.40%. Silica has the same order of magnitude (in the Bistrița semiwindow). For this reason all the other elements are quantitatively diluted.

A) Geochemical considerations

In the synthetical tables there have been recorded the main seven oxides which participate in the composition of the black shales formation, the other components having, comparatively with these one, a subsequent importance and concentrating especially in certain rocks, as sulphur from pyrites or sodium from feldspars.

As regards the percentage, we distinguished in our previous papers three groups of chemical components: main components, components with mean participation and subordinated components. In the case of siliceous-clay rocks, in the first group there were comprised silica and alumina, while in the carbonate series the main cations are calcium and iron, followed by magnesium. As the content in clay and silica is also high in these rocks, presenting a sedimentation on a common clay-siliceous basis, this division was applied only for the siliceous-clay series. In this series, in the second group there were framed the bivalent ions (Ca, Mg, Fe) and potassium, the other elements being included in the subordinated components group. For the carbonate series we also distinguished three groups (which do not correspond quantitatively, in all cases, to the highest contents): elements from carbonates, silicas + alumina and subordinated elements.



1. The siliceous-clay series

Silica constitutes the main component of the siliceous-clay series which were presented in its decreasing order. This originates in the free organo-chemical silica, in silicates (clay minerals) and subordinately in quartz and detrital feldspars. On the whole, the middle horizon from all structural units has the highest percentage of SiO_2 , in lydienes this component may exceed 80%. The maximum mean occurs in the middle horizon of the Audia Nappe (71.5%), followed by the one from the Marginal Folds Unit (69%) in the upper horizon. In the upper and lower horizons the values are lower (excepting the Marginal Folds Unit) not exceeding 75% and sometimes decreasing up to 45% (lower horizon of the Audia Nappe).

Alumina presented in silicates (clay minerals and feldspars) is found in inverse ratio with silica; the lowest mean percentages corresponding to the richest horizons in silica: 65.5% in the upper horizon of the Marginal Folds Unit (in the Bistrița semiwindow) and 10.42% in the middle horizon with lydienes of the Audia Nappe. The maximum mean percentages (17 and 15%) are found in the middle horizon with lydienes of the Audia Nappe and of the Marginal Folds Unit, and especially in the upper horizon of the Tarcău Nappe (with 17.6%). The sample with maximum percentage (21.5%) is found in the upper horizon of the Tarcău Nappe. As a matter of fact, the lowest mean (6.55% Al_2O_3) is also found in the upper horizon of the Marginal Folds Unit.

In the middle horizon the values are practically equal in all the three units (over 10% Al_2O_3). This fact proves that in the middle horizon there are found high percentages of silica as in the upper horizon of the Marginal Folds Unit, which dilute the clay content, reducing it up to zero.

From these data it results that we framed within the clay-siliceous rocks even the rocks which lack in clay, more precisely the silicified limestones, on the basis of high content in SiO_2 .

Iron is found both as oxides and in bivalent form, having percentages with close values, sometimes oxides lacking from some samples (lower and middle horizons of the Audia Nappe and the middle and upper horizons of the Marginal Folds Unit). Generally, having an exogenous origin, and subordinately bound in the silicate lattices, we consider the values of the ferric oxide as insignificant. We also mention that the bivalent iron from sulphurs was turned into oxide and included in this unit for the exposure unit, as $(\text{Fe})\text{S}$ was not determined in all analysed samples. The mean values do not exceed 3.2% Fe_2O_3 (the upper horizon of the Audia Nappe), reaching the minimum value (1.16% Fe_2O_3) in the upper horizon of the Marginal Folds Unit.

The ferrous oxide (FeO) is found in limits close to the former one, being confined in chlorites and subordinately in some percentages of siderite which sporadically may reach values up to 5% at the level of the middle horizon. We mentioned the fact that it was excluded from

pay 5
w 1 gns



the calculus one of the sample of the lower horizon of the Audia Nappe (Păpuști Brook-Covasna), in which a very high percentage of ferrous chlorite determines the increasing of bivalent iron to 11.86%, which is an aberrant value. It was also omitted a sample with much more pyrite (75/7 b). We point out the fact that it was noticed no correlation

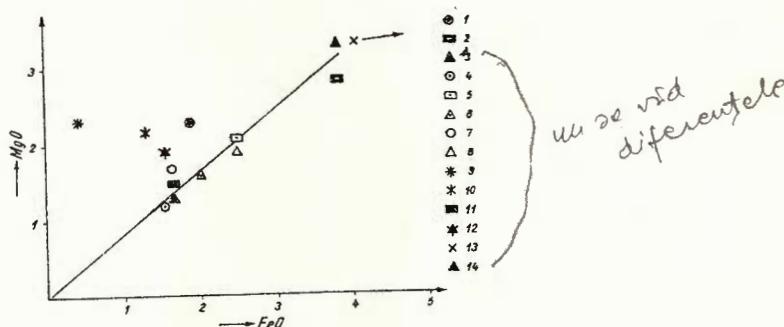


Fig. 3. — Binary diagram : MgO—FeO.

Siliceous clay rocks : 1, upper horizon-Audia Nappe ; 2, upper horizon-Tarcău Nappe ; 3, upper horizon-Marginal Folds Unit ; 4, middle horizon-Audia Nappe ; 5, middle horizon-Tarcău Nappe ; 6, middle horizon-Marginal Folds Unit ; 7, lower horizon-Audia Nappe ; 8, lower horizon-Marginal Folds Unit. Carbonatic rocks : 9, upper horizon-Audia Nappe ; 10, middle horizon-Audia Nappe ; 11, middle horizon-Tarcău Nappe ; 12, middle horizon-Marginal Folds Unit ; 13, lower horizon-Audia Nappe ; 14, lower horizon Marginal Folds Unit.

between the presence of sideritic rocks and the percentage of ferrous oxide from the siliceous-clay rocks, as the mean values, as well as the individual values from the lower horizon with "sideritic rocks" are of the same order of magnitude with the ones from the other horizons. It is found in direct correlation with magnesium (Fig. 3).

Calcium oxide, varying on a large scale, derives exclusively from the calcite additions specific to marls, and in the case of silicified limestones from the initial limestone. From the limestones str. s. and up to clays or cherts str. s. being all kinds of transverses, it is normal that the value of the oxide should also fluctuate. Beside the upper horizon of the Marginal Folds Unit with the highest mean (9.3% CaO) and where this element increases up to 21.8% (silicified limestones), in all the other horizons the calcium oxides does not exceed 4.3% (the middle horizon of the Tarcău Nappe) and does not decrease below 1.5% (upper horizon of the Tarcău Nappe), being present in all analysed samples.

pag. 5
nr. 2

nr. 5 al 3

Magnesium oxide having almost the same order of mean magnitude with the former one ranges on a more limited scale, without any

correlation with calcium, but having a certain correlation with bivalent iron, especially in the middle horizon of the black shales series. It comes from the small quantities of dolomite recognized in the mineralogical composition of the series, and subordinately from the substitution of iron, siderite and chlorites. The highest mean is found in the upper horizon of the Tarcău Nappe (2.80% MgO), and the lowest one in the upper horizon of the Marginal Folds Unit (1.28% MgO), although here is found the maximum percentage of calcium oxide.

Potassium, present in all samples, is restricted by the occurrence of hydromicas (illite up to muscovite) and presents percentage fluctuations similar to the previous elements, reaching up to 4.45% in the upper horizon. Its correlation is direct with aluminium (Fig. 4), at the level of the upper horizon being found, in the Tarcău Nappe, the highest mean content of K_2O (3.87%) (as well as of aluminium). In the middle and upper horizon of the Marginal Folds Unit, the K_2O quantitites decrease below 2% , due to the dilution with silica.

Among the other elements we notice that most of them are found below 1% , excepting Na_2O , restricted by plagioclase feldspars. Thus, TiO_2 is found subunitary but in high values as compared with the carbonate series, reaching 1% in a sample from the lower horizon of the Audia Nappe. Manganese presents low values below 0.2% (MnO) and has no connection with the pigmentation of rocks of the black shales

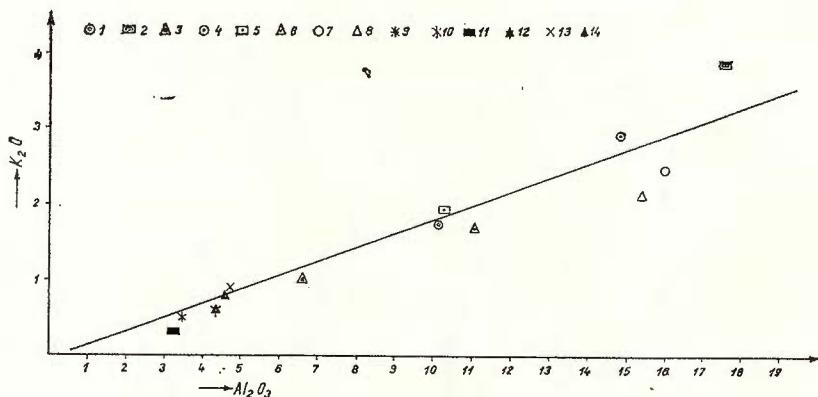


Fig. 4. — Binary diagram : $Al_2O_3-K_2O$.
1—14, Idem Fig. 3.

series, being restricted by exogene processes or substitutions in carbonates.

Sulphur, without occurring in all samples, is generally subunitary, but may increase over 12% (a sample from the lower horizon of the Audia Nappe), being restricted by the presence of pyrite concretions which occur sometimes in the black shales formation.

pag. 5/ pag. 11

Phosphorous is present in all analysed samples but with percentages generally below 0.2% quantitatively inferior in comparison with the samples of the carbonate series.

In conclusion we may say that in the siliceous-clay series from the black shales formation, one may notice a remarkable uniformity of the chemism in the middle and upper horizon of the Marginal Folds Unit, presenting higher percentages of silica, which dilutes more or less the mean percentages of the other components.

2. Carbonate series

The carbonate deposits which were analysed came from the lower and middle horizons of the three units, in the upper horizon being found only one sample of weakly siliceous dolomitic limestones (Audia Nappe). From the lower horizon only the sideritic rocks were taken into consideration in the mean composition, leaving out the limestones (two in number), while from the middle horizon there were calculated only the values of the calcareous rocks, omitting three values of sideritic rocks, accidents in the lithological series.

We mention that the values of the calcareous rock components from the lower horizon are of the same order of magnitude with the middle horizon, as the sideritic rocks from the frame of this last present values with the same order of magnitude with the one from the lower horizon. But as this one is the only horizon in which the iron-bearing rocks constitute more important concentrations of iron, we shall discuss it under the aspect of this element, putting into opposition to the middle horizon with limestones.

The limestones quoted by researchers from the upper horizon of the Marginal Folds Unit have a special siliceous character — as already mentioned — thus, they were not included among siliceous rocks. Thus, the comparison among horizons has the character of a parallelism among the rocks with a geochemistry completely different, but correlable through the presence of carbonates as characteristic minerals, and through the clay-siliceous sedimentary character which make silica exceeds the carbonates in most cases.

The only sample from the Marginal Folds Unit (middle horizon) will be discussed in parallel with the means of the other horizons. We mention that, unlike the siliceous-clay rocks, for the carbonate rocks the order of record was given by the content in FeO from carbonates for the lower horizon, and by CaO content for the middle horizon.

Silica presents both higher variation limits and means in the middle horizon than in the lower one, especially in the Tarcău Nappe and in the Marginal Folds Unit (over 40%), while in the iron-bearing rocks the mean content is around 20%. The most restricted variation limits are in the middle horizon of the Tarcău Nappe (33.7—48.3%) and the widest in the lower horizon within which we located very siliceous rocks (up to 46% SiO₂). It does not miss in any sample.

pag. 6/ pag. 10



*pyg. 6
aliv. 1*
Alumina is also present in all the samples of the carbonate series, excepting a single one from the Moldova Valley (the lower horizon of the Audia Nappe), and does not present any distinguishable correlation with silica or iron. As silica, alumina derives from the clay supplies present in all the rocks of the series.

*pyg. 6
aliv. 2*
Iron is the element specific to the lower horizon, the ferrous iron we are interested in being the element with economic importance, and is specific to siderite and subordinately to chlorites in which they may reach important percentages. In the lower horizon of the Marginal Folds Unit there are found important concentrations of iron (up to 41% FeO, with 31% mean) and in the Audia Nappe they do not exceed 38% FeO, the mean being 20% .

In exchange, the sideritic rocks are spread wider in the last one than in the lower horizon of the Marginal Folds Unit. In the calcareous rocks of the middle horizon the FeO content is lower, not reaching 1.6% , and with close values in all the three units.

The ferric oxides without having any distinguishable correlation with the ferrous iron of exogene origin and also comprising in the same column the iron from pyrite, do not exceed very often 4% , as in the case of a pyrite limestone from the middle horizon of the Audia Nappe with 12.58% Fe_2O_3 . If this aberrant value is subtracted, the mean value is 1.46% , showing inferior contents of Fe_2O_3 in the middle horizon with limestones, in comparison with the lower horizon with values almost double (2.36 and 2.41 as against 0.5 — 1.5% Fe_2O_3).

*pyg. 6
aliv. 4*
Calcium, unlike iron, obviously characterizes the calcareous deposits of the middle horizon in which it can exceed 43% (in the Audia Nappe), the mean is of 31.7% , superior to the one from the lower horizon (7%), in the Marginal Folds Unit and 15% CaO in the Audia Nappe. These values indicate a more calcareous character for the rocks of the Audia Nappe. Generally, one may not discuss about any correlation between the bivalent iron and calcium. In the iron-bearing rocks the siderite contains additions of calcium, manganese and magnesium by iron substitution.

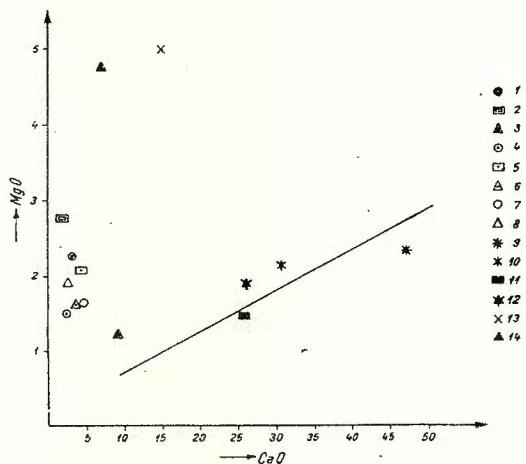
*pyg. 6
aliv. 5*
Magnesium resulted from the siderite with substitutions and from dolomite the first case being specific to the lower horizon, and the second to the middle horizon. This oxide is superior in the lower horizon with means of about 5% than in the middle one, in which the highest value is of 2% . It is noticed a direct correlation between the bivalent iron and magnesium at the iron-bearing rocks, and with calcium at the calcareous rocks (Fig. 5).

*pyg. 6
aliv. 6*
Potassium is in almost all cases subunitary, and more or less correlated with aluminium, its presence being conditioned by the one of hydromicas. In the calcareous rocks from the middle horizon it is slightly quantitatively inferior (means below 0.6%), never reaching 1% —in comparison with the lower horizon in which it does not exceed this value, the means being of 0.86% in the Audia Nappe and 0.80% in the Marginal Folds Unit.



Sodium among the elements with subordinate participation, although present in almost all samples, does not exceed 0.6%, being probably in connection with the small percentage of detrital plagioclases or of the authigenic ones from the rocks, which are more frequent in the iron-bearing rocks of the lower horizon than in the limestones of the middle one, and therefore a higher percentage of Na_2O in the lower horizon.

Fig. 5. — Binary diagram :
 $\text{MgO}-\text{CaO}$.
 1—14, Idem Fig. 3.



Manganese, sporadically superunitary in the iron-bearing rocks of the lower horizon from the Audia Nappe, also presents higher quantities in the iron-bearing rocks than in the limestones being correlated, as magnesium, with siderite, in which it occurs in iron substitution.

Phosphorus is also subunitary in most cases, generally below 0.3%. Exceptionally, probably indicating a direct correlation with the content in organic matter or even small iron phosphate supplies. In the limestones of the middle horizon it does not reach 0.2%, exception being the sample from the Marginal Folds Unit with 1% (Putna Valley-Vrancea).

Titanium present in all samples shows generally low values in the limestones of the middle horizon, in which very rarely exceeds 0.3% and higher in the sideritic rocks of the lower horizon where it may reach 0.80% and lower in the limestones in which rarely reaches or exceeds 0.2%.

Sulphur results from pyrites or is found in a native state (in a single case, the middle horizon of the Audia Nappe), at the same time a remarkable calcium sulphide being also found (10.88%). Generally it is subunitary, rarely absent in the sideritic rocks of the Audia Nappe. In the same unit there are also found the greatest quantities, reaching the maximum, as already mentioned, in a calcareous pyrite sample from the middle horizon of the Audia Nappe (9.7% S), and another sample from the same region with 6.40% S, due to a high percentage

of calcium sulphate. It may not be stated that it has any resemblance with any of the horizons.

The loss on ignition due to carbonates and water from clay has generally close values in the whole series.

3. Geochemical conclusions

Having in view the data previously presented we reach to the conclusion that the siliceous-clay and carbonate rocks from the black shale series present a remarkable chemical uniformity on their whole development area, the difference having a character more quantitatively than qualitatively. The distribution into two series is in a way arbitrary, among the different types of rocks being continuous transitions. The richest in ions are the clay rocks followed by the sideritic ones, while the siliceous rocks and limestones are the poorest. As a matter of fact, silica and calcite have a dilution role as against the other components. Alumina, silica and potassium are specific to the siliceous-clay series, silica occurring very often in remarkable quantities in the composition of the carbonate rocks. Silica is superior in the middle horizon with lydienes in all units, as well as in the upper horizon of the Marginal Folds Unit, in which there are found both limestones and argillites turned into siliceous rocks. The bivalent iron is especially concentrated in the lower horizon, in the sideritic rocks, while calcium presents a resemblance with the carbonate rocks from the middle and upper horizons.

Magnesium has a direct correlation with iron — especially in iron-bearing rocks — and a weak one in the limestones of the upper zones, which very often are the dolomitic ones. Among the other ions, quantitatively subordinated, sodium, titanium, and to a certain extent sulphur are more abundant in the rocks of the siliceous-clay series, while manganese and phosphorous has a greater resemblance with the carbonate rocks than with the preceding ones.

The loss on ignition is greater in the carbonate rocks, in which they result from CO_2 , in the case of the siliceous-clay series, due only to the organic matter and water from clays.

From the diagram of the figure 6 regarding the relationships between the main component oxides : SiO_2 — Al_2O_3 —($\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}$) in which there were placed the means on horizons and units, it results that the rocks of the siliceous-clay series has a more limited field and close to the field of SiO_2 . Within this field the projection of the means samples of the middle and upper horizons of the Marginal Folds Unit are closer to the field of SiO_2 than of the other samples, which are more clayey, while the content in bivalent ions is very likely.

The projections of the means in the case of the carbonate series are placed along the binary mixture SiO_2 —($\text{CaO}, \text{MgO}, \text{FeO}$), thus : the values of the middle horizon are closer to SiO_2 (over 40%), those of the sideritic rocks from the lower horizon move toward the field of bivalent ions (about 30%), and only a single sample from the upper



horizon, being a siliceous limestone is located just on the triangle side, closer to the field of silica. From the same diagram it results the reduced content in alumina from the carbonate series.

From the ternary diagram of the figure 7 in which there are projected the means depending on the contents in : $\text{FeO}-(\text{CaO}+\text{MgO})-\text{Al}_2\text{O}_3$ it results an obvious delimitation between the rocks of the

Fig. 6. — Ternary diagram :
 $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}, \text{MgO}, \text{FeO}$.
 1—14, Idem Fig. 3.

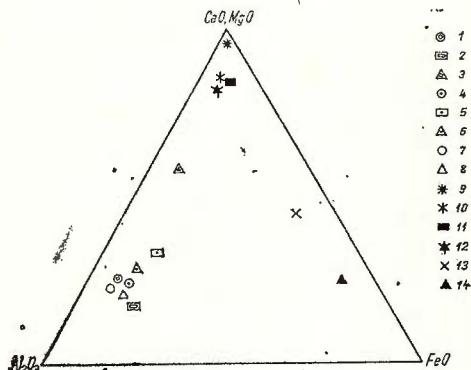
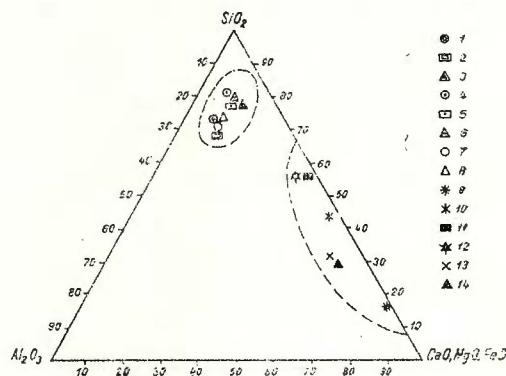


Fig. 7. — Ternary diagram
 $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}, \text{MgO}$.
 1—14, Idem Fig. 3.

siliceous-clay series concentrated closer to the field of Al_2O_3 , and the carbonate ones displaced along the side of the binary mixture $(\text{CaO}+\text{MgO})-\text{FeO}$ with a subordinate alumina content. Within the siliceous-clay rocks, the mean of the upper horizon of the Marginal Folds Unit is more eccentric due to the reduced content in alumina (Vrancea semiwindow).

The carbonate rocks have the means of the lower horizon closer to FeO field, especially the mean of the samples from the Marginal Folds Unit. The means of the middle horizon are grouped towards the upper part of the triangle, closer to $\text{CaO}-\text{MgO}$, for the only sample (limestone) from the upper horizon to be placed in its close vicinity.

LOWER HORIZON		MIDDLE HORIZON		UPPER HORIZON	
SiO ₂	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃
Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
CaO	FeO	CaO	FeO	CaO	FeO
MgO	K ₂ O	MgO	K ₂ O	MgO	K ₂ O
PC + K ₂ O	MgO PC + K ₂ O	PC + K ₂ O	MgO PC + K ₂ O	PC + K ₂ O	MgO PC + K ₂ O
Other elements	Other elements	Other elements	Other elements	Other elements	Other elements
SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂
AUDIA NAPPE	TARCĂU NAPPE	AUDIA NAPPE	TARCĂU NAPPE	AUDIA NAPPE	TARCĂU NAPPE
MARGINAL FOLDS UNIT	MARGINAL FOLDS UNIT	MARGINAL FOLDS UNIT	MARGINAL FOLDS UNIT	MARGINAL FOLDS UNIT	MARGINAL FOLDS UNIT
Quartz + Chalcedony	Quartz + Chalcedony	Quartz + Chalcedony	Quartz + Chalcedony	Quartz + Chalcedony	Quartz + Chalcedony
Chalcedony + Opal	Chalcedony + Opal	Chalcedony + Opal	Chalcedony + Opal	Chalcedony + Opal	Chalcedony + Opal
Hydromicas	Hydromicas	Hydromicas	Hydromicas	Hydromicas	Hydromicas
Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite
Kaolinite	Kaolinite	Kaolinite	Kaolinite	Kaolinite	Kaolinite
Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar
Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite
Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite
Pyrite	Pyrite	Pyrite	Pyrite	Pyrite	Pyrite
Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite
Kaolinite	Kaolinite	Kaolinite	Kaolinite	Kaolinite	Kaolinite
Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Feldspar
Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite	Calcite
Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite	Dolomite
Pyrite	Pyrite	Pyrite	Pyrite	Pyrite	Pyrite



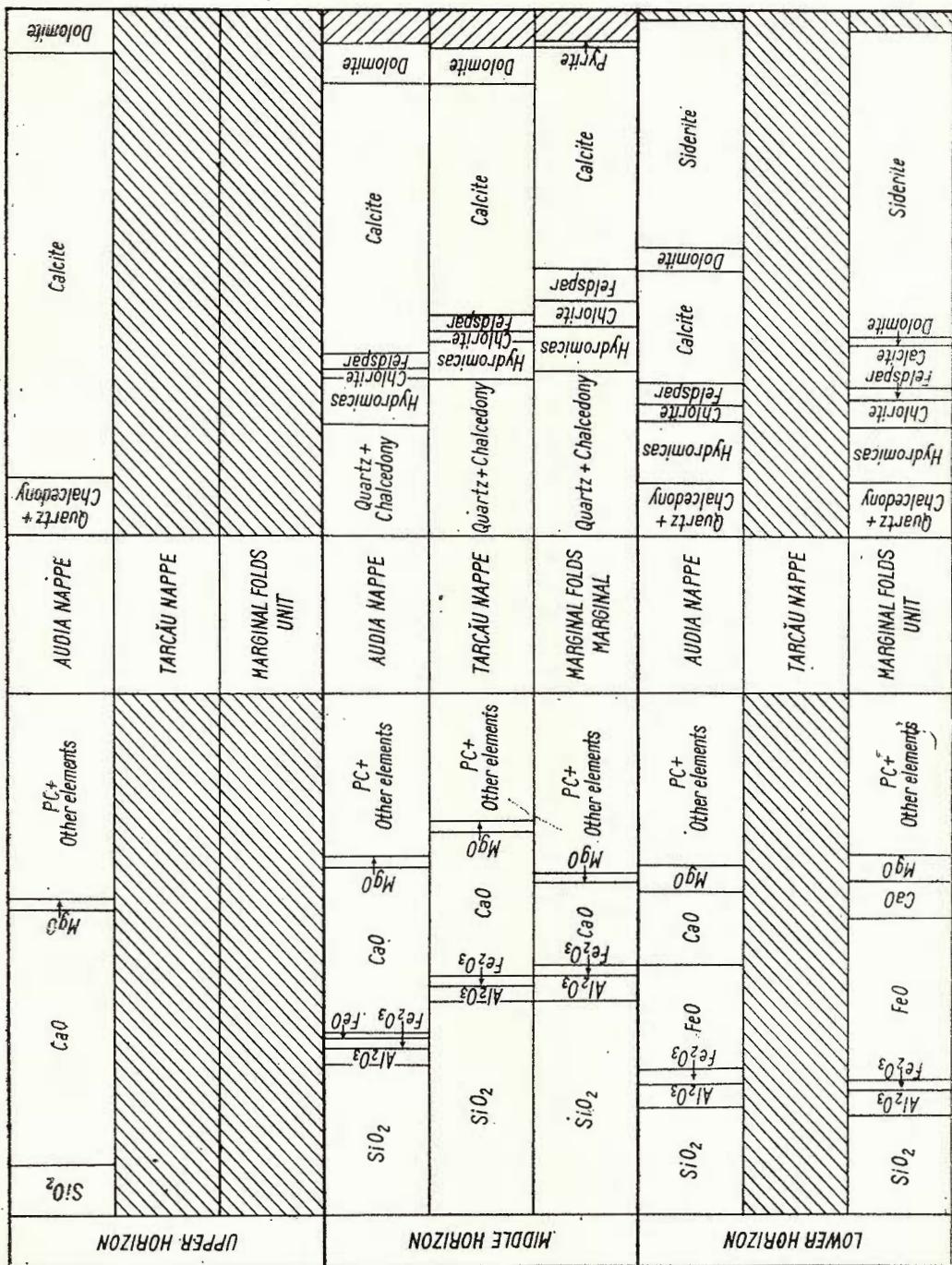


Fig. 9. — Synthetic diagram of the chemical-mineralogical composition of the carbonatic rocks.

PC = Loss of ignition.



From the diagrams 8 and 9 it results the chemical composition of the two lithological series.

B) Mineralogical considerations

The distribution, more or less conventionally in the two lithological series : siliceous-clay and carbonate shows us, by the names applied, the characters of the component rocks. Within the siliceous-clay series the clay minerals (hydromicas, chlorites, kaolinite) predominate, the carbonates being subordinated or absent. In exchange these minerals are specific to the carbonate series, namely : siderite with substitutions of Mg, Mn, Ca in the lower horizon, and limestones more or less dolomitic in the middle and upper horizons. Feldspars are present in most of the samples, especially in the siliceous-clay series, and pyrite in most of them.

We mention that in the hydromica group there have been included different types of illite and muscovite in different degrees of alteration, with all intermediary aspects up to unaltered, minerals microscopically recognized. In the column „chlorites“ from the tables 1-4 there are included both the ferrous and manganese chlorites of 7 Å and those of 14 Å. The silica minerals were included into two groups : one regarding the material well crystallized and separated by X-ray diffraction (quartz-chalcedony), and a second one, comprising values deduced from calculus, including the difference of free silica. Siderite does not correspond exclusively to the iron carbonate, but it was mentioned as mineral with the frequent substitution of iron by the other bivalent ions (Mn, Mg, Ca). For this reason, it was separately introduced in the table the iron content from siderite.

1. The siliceous-clay series

*play. 7
aliv. 5*

The main clay minerals from the series are hydromicas and chlorites which do not miss from any sample of the Audia and Tarcău Nappes ; kaolinite is not present in all samples. Vermiculite was sporadically recognized on a X-ray diffraction mean as mixed structures. Quartz and chalcedony well crystallized are present in all samples. The other minerals have percentage fluctuations.

As in the case of ion content, the rocks poorest in minerals are the rocks of the middle horizon with silicifications from all units, as well as the ones of the upper horizon of the Marginal Folds Unit in which silica is abundant.

Therefore, in the siliceous-clay series, hydromicas and chlorites occur, which, as already mentioned, miss only in four samples, namely in the Marginal Folds Unit from the silicified calcareous rocks.

*v
1
aliv. 5*

Hydromicas. The first quantitative place is occupied by hydromicas which in argilites may exceed 71%. The upper horizon of the Audia Nappe has the maximum mean of 53%, not decreasing below 36% (value reached in the lower horizon of the Audia Nappe),



than in the mentioned silicified rocks of the middle and upper horizons from the Marginal Folds Unit. The latter has the minimum mean of 19%. It is noteworthy the way in which is pointed out, within the upper horizon of the Marginal Folds Unit, the rocks resulted from the limestones silicification, which are lack either of clay or have small quantities, reflected in hydromica (0—8%) and chlorite (0—0.8%) content, and the one resulted from the argillites silicification, containing over 34% hydromicas and over 6.5% chlorite.

Chlorites are quantitatively subordinated to hydromicas, their means exceeding 7% only in the upper horizon of the Tarcău Nappe (7.65%).

One may also notice that the dilution with silica influences the content in chlorites only in the upper horizon of the Marginal Folds Unit (3.86%), while in the other horizons and units it is constantly maintained between 5 and 5.83%. Chlorites of 7 Å are all of chamosite origin (ferrous), while the proper chlorite (of 14 Å) are both magnesian and ferrous. Very rarely the septchlorites may undergo important local concentrations, as in the case of a sample from the lower horizon of the Audia Nappe (Păpuști Brook-Covasna) with 21.8% chlorites.

Kaolinite which was considered as an alloigenic clay mineral, non-aggradated in the marine environment, is present more or less in all the horizons of the units, especially in the lower horizon.

In the Marginal Folds Unit, it is found in all analysed rocks. Quantitatively it ranges within wide limits, the maximum being found in a sample from the lower horizon of the Audia Nappe (22.2%). The highest means, exceeding 6% are found in the same horizon, probably showing a correlation with iron, the origin being a continental one for both of them, in sideritic regime of alteration. In the middle horizon, kaolinite decreases below 2.8% and in the upper one below 1.75%. On horizons and units the kaolinite is distributed depending on the number of samples, as follows :

In the Audia Nappe : half of the samples with kaolinite in the lower horizon, one third in the middle horizon and one fourth in the upper horizon.

In the Tarcău Nappe, half of the number of samples contains kaolinite in the middle horizon, and a single sample from four in the upper horizon.

In the Marginal Folds Unit all the samples contain kaolinite in the lower horizon, less than two third in the middle horizon and a single sample from eight in the upper horizon.

The decreasing in time of kaolinite percentage is therefore obvious, being also restricted by the process of silicification.

Vermiculite was sporadically recognized in the mixed layers by mean of X-ray diffraction, being an intermediary product of halmyrolytic aggradation or pedogenetic degradation. Among the mixed layers there were determined, in the same way, the following types : chlorite-vermiculite (CV), vermiculite-montmorillonite (VM), chlorite-montmorillonite (CM), illite-chlorite (IC) and illite-montmorillonite (IM). The pre-



sence of vermiculite and clay minerals with mixed layers resulted from the table 2, with an attempt to quantitative estimation.

In our study we used Kubler's method (1966) who used illite to remark the different degree of evolution, precursor to metamorphism. This is done measuring the width of diffraction pick (001) of illite, namely of 10 Å, at half of its height. The smaller the pick opening is, the more advanced the diagenesis is, getting closer to the anchimetamorphism stage. These characters are directly in connection with the order or disorder stage of illite.

Also, according to Esquevin's indications (1969) we used the relation of the 002/001 intensities in order to distinguish the aluminous illites from the magnesian ones. This was useful as at the aluminous illites, as compared to the magnesian ones, the pick width points well to the degree of development.

As well as, the determination of illite polymorphs is a direct method of evaluation of the degree of metamorphism (Maxwell and Howie, 1967). As a result of the metamorphism the 1 Md illite polymorphs turns into 2 M polymorph.

But, as noticed by Burst (1960) "In analysis of clay-size material, particularly that from the commonly heterogenous field sample, detection and classification of these polymorphic mica types is often difficult".

Knowing that the aluminous illites may easily grade into the 2 M polymorphs, and have a 002/001 ratio, higher as compared to the one of illites which grade into phengites or magnesian micas, we tried to use them in our study.

According to Esquevin the opening of the pick of illite ranges in this respect with 002/001 ratio, namely the more aluminous illite is, the weaker the crystallization is.

We have represented the variation of pick width (I_A), depending on the 002/001 ratio (I_F) for the siliceous-aluminous rocks from the Audia Nappe, Tarcău Nappe and the Marginal Folds Unit, in all the horizons (Fig. 10).

For the black shales of the Audia Nappe the pick width is almost always superior to the values of the anchimetamorphic zone, excepting three samples from the middle horizon, i.e. two of them being at the limit between the two zones (anchimetamorphism-diagenesis), and one of them just in the anchimetamorphism zone.

It is also noticed for all horizons that most of the samples have a chemical composition almost similar to the one of muscovite, many at the limit between phengite and muscovite, less close to phengite. The siliceous-clay rocks from the Tarcău Nappe are similar to those from the Audia Nappe, two samples being found in the anchimetamorphism zone. All samples from this domain result from the middle horizon. Separately of these two units, the samples from the Marginal Folds Unit are completely distributed within the diagenesis zone. Structurally, apart from the dioctahedron illites there are also important



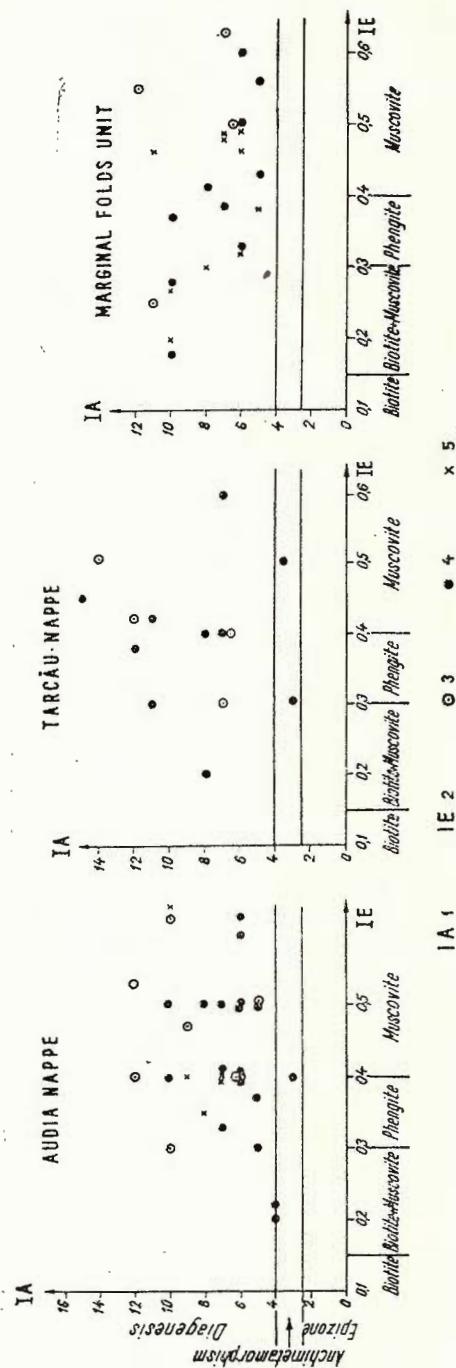


Fig. 10. — Variation of the mineralogical character and the metamorphism degree of hydromicas from the siliceous clay series (variation of the width of the 001 pick depending on the $\frac{002}{001}$ ratio).

1, I_A = sharpness index ; 2, I_E = Esquevin index ; 3, lower horizon ; 4, middle horizon ; 5, upper horizon.

the trioctahedron illites with a composition similar to phengites, some of them having a composition between biotite and muscovite. It is remarkable the fact that in the Marginal Folds Unit the samples are equally divided on the one side and the other of the phengitic middle zone.

*mag. 8
aliv. 2*

Most of the minerals of the free silica have a crystallized aspect (quartz-chalcedony), those which cannot be noticed by X-ray diffraction (chalcedony-opal) being much more reduced quantitatively, as compared to the previous ones, and absent in a number of samples. These last ones are present in all samples in the upper horizon of the Audia Nappe and in the middle horizon of the Tarcău Nappe. The maximum content in quartz-chalcedony and opal overlaps the maximum silica content from the chemical analyses. The rocks of the middle horizon from all units and those of the upper one from the Marginal Folds Unit have superior mean percentages (36.3%—50.84%) of quartz-chalcedony as compared to the other horizons and units in which it is reached 30%, only in the rocks of the Marginal Folds Unit, lower horizon. Silica, usually amorphous, is inferior to the previous one, the maximum mean (8.16%) being reached in the middle horizon of the Tarcău Nappe which has the sample with the highest percentage (about 30%).

*mag. 7
aliv. 3*

The feldspars are exclusively plagioclases and were calculated as "albite". Rarely the anortite content may increase and in this case we deal with more basic plagioclases. Their quantities seem to be less influenced by the dilution with silica, due to the high resistance of feldspars at silicification, as against the clay minerals.

The maximum mean is reached in the rocks of the upper horizon of the Tarcău Nappe (10.47%), while the minimum (4.13%) occur in the middle horizon of the Audia Nappe. As already mentioned these minerals have been not distinguished microscopically in the clay rocks.

It is also worth to be mentioned that there have not yet been recognized potash feldspars.

The origin of plagioclase cannot be specified. It is probably in connection with the reworked process, and subsidiary with the authigenic processes, without any correlation with volcanic phenomena.

*mag. 8
aliv. 4*

Among the carbonates the calcite prevails, which gives more or less the marly character to certain rocks. Sometimes no carbonate addition appears in proper argillites. The highest values up to 34%, with the mean of 14.8% calcite, are found in the upper horizon from the Marginal Folds Unit, in which there are clearly noticed the two types of siliceous rocks: a group resulted from the limestone silicification, with over 20% calcite, and a second one, resulting from the clay rock silicification, in which this mineral is reduced below 2%. The means are rather close at the upper horizon (Audia Nappe and Tarcău Nappe) and in the lower horizon (Marginal Folds Unit) are around 4%, while the lower horizon of the Audia Nappe and middle horizon of the Tarcău Nappe has means around 6% calcite.



If we refer to dolomite, we notice that there is no correlation between this and calcite, dolomite never reaching the mean of 20%. In the case of the lower horizon of the Audia Nappe, it occurs only in one sample from 15 samples (more precisely in two samples, but one of them was not taken into consideration as it presents aberrant values at the bivalent iron). Mineralogically, it is found in mixture with calcite.

pag. 8 alin.

It is noteworthy the fact that as it is no correlation between calcium and magnesium there is no correlation between the calcite and dolomite percentages, too. Calcite exceeds quantitatively and as frequency the dolomite (Audia Nappe and in the Marginal Folds Unit). The mixture between these two components is variable, in some cases being found superior quantities of dolomite, sometimes calcite is absent while dolomite is present (middle horizon of the Marginal Folds Unit, Putna Valley-Vrancea). The mean is subunitary at the middle horizon of the Audia Nappe and in the Marginal Folds Unit, as in the lower horizon of the Marginal Folds Unit. In the lower horizon of the Audia Nappe we have shown that it is found only in two samples from 14. In the upper horizon it is subunitary in all cases. The highest mean is in the middle horizon of the Tarcău Nappe (3.26%) which cumulates most of the values.

In no case rhombohedrons of dolomite have been microscopically identified.

The carbonate with less participation in the siliceous-clay series is siderite, which has a sporadic character.

In the lower horizon of the Audia Nappe, siderite occurs in three from 14 samples. In the same horizon of the Marginal Folds Unit, siderite appears in a single sample from the Putna Valley-Vrancea, and has a content of 5%. In the middle horizon the siderite is absent in the Audia Nappe, it occurs in 3 from 13 samples in the Marginal Folds Unit (between 1.6 and 5.1%), with the mean of 0.5%, and in 4 from 13 samples in the Tarcău Nappe (1—2%), with the mean of 0.5%.

Pyrite — although in subunitary quantities — is characteristic of the rocks of the black shales series whose sediments were accumulated in reducing conditions. The maximum content is of 3.6% in a siliceous-marl shale from the Putna Valley-Vrancea; the content may reach superior values, depending on the samples taken into consideration. It is noticed no correlation between the presence of pyrite and dilution with silica from the middle horizon. The means are subunitary in the rocks of the upper horizon and in the middle one of the Audia Nappe, and superunitary for the other rocks from the lower and middle horizons. The elemental sulphur is sometimes noticed on the shale surface, but was not determined as such.

pag. 3 alin.
natura

Hematite, insignificant weathering product, is absent or subunitary in most cases (in all means). Rarely it exceeds 2% (upper horizon of the Tarcău Nappe).

pag. 8 alin. 8.

pag. 9 al. 1.



2. Carbonate series

As for the chemical constitution, while dealing with the mineralogical composition of the carbonate rocks, we shall take into consideration only the rocks of the lower and middle horizons; from the upper horizon we have only one sample of limestones with over 10% dolomite and 10% quartz + chalcedony, having in view the definition of a dolomitic limestone, partly silicified, lacking of clay minerals.

Carbonates may be discussed separately, leaving out the limestones for the lower horizon and the sideritic rocks for the middle one.

Arg. 4 ad. 3
Siderite presents magnesium, calcite and manganese substitutions which may replace iron in different degrees, reason for which we have added in the tables 4—6 a special column regarding iron from siderite, namely the iron which may be interesting from economic point of view. As previously shown, in the Marginal Folds Unit, siderite is richer in iron (mean 59.0%), while in the Audia Nappe the sideritic rocks have a more development in the area, in exchange presenting a smaller content of siderite (mean of 40.2%); the variation limits are in these last ones wider, 11—84%, as compared to 28—80% in the Marginal Folds Unit. In the calcareous rocks from the middle horizon the siderite was found only in two samples from the Audia Nappe, which gives it the mean of 0.85%.

9 ad. 4
Dolomite presents variation limits in the iron-bearing rocks (ferrolites), this mineral being more frequent in the rocks of the Audia Nappe than in the Marginal Folds Unit. The maximum percentage is reached in a sample (Audia Nappe) with 20%. The difference of percentage of the dolomite content in the two units is due to the subordinated frequencies in the Marginal Folds Unit (3 from 14 samples), as against the Audia Nappe (41 from 59 samples). One may not refer to the correlation between the siderite content and the dolomitic one.

Galia. 5
Calcite. If siderite is generally absent in the calcareous rocks, whereas calcite is present in all the sideritic rocks, presenting a vague inverse ratio with siderite, existing — as already said — a gradual transition between limestones and ferrous carbonatites. Conventionally, for the time being, we have established their lower limit at the content of 10% siderite, reason for which we have included in the lower horizon numerous calcareous siderites and sideritic limestones with small dolomite additions.

Galia. 6
In the middle horizon in which calcite is the main mineral, reaching up to 70% in the Audia Nappe (the maximum mean being 50%), the iron-bearing rocks having the same characters as those from the lower horizon are sporadic.

*"Kaolinitul
nu a fost
identificat"
(in man. text)*
The clay minerals are characterized by the ambiguity of hydromicas. Kaolinite was recognized only in one sample. The sample from the Putna Valley-Vrancea contains 2.2% kaolinite (lower horizon, Marginal Folds Unit). Chlorites are found in more than a half of the samples, their presence being sometimes doubtful. Generally, one may refer to an inverse ratio between the clay minerals and carbonates. The si-



deritic rocks of the lower horizon contain much more clay (about 16% mean) than the calcareous ones from the middle horizon (about 10% mean). Both hydromicas (with means over 10% and individual values up to 30%), as well as chlorites with means of 4—5% and individual values to almost 17%, are more abundant in the lower horizon as against the middle one, with means of 2.2% and 1.8%, in which the individual values do not exceed 4.8%.

Silica. Among the minerals of the free silica, quartz and chalcedony are exclusive, missing in a calcareous-siliceous-clay pelosiderite (Demăcușa Brook-Moldovița Valley). The silica, undistinguished by X-ray diffraction, is found only in one sample from the middle horizon of the Tarcău Nappe, on the Lunca Mică Valley-Ojdula. This is probably due to the fact that these minerals are found below the detection limit, from the X-ray diffraction point of view the minerals of the free silica being much subordinated as against those from the siliceous-clay series. Chalcedony and microquartz present contents almost thrice in the middle horizon (21.4 and 30%) as against the lower horizon (10.2%), identical means in both units (Audia Nappe and Marginal Folds Unit).

The variation limits of the free silica are very wide both in the limestones of the middle horizon (3—43.5%), excepting the limestones of the Tarcău Nappe (26—36%), and in the sideritic rocks. The feldspars indicating a common and continuous source of detrital sedimentary material, as well as diagenetic processes analogous in both lithological series, are present as in the carbonate series. Generally, they are quantitatively subordinated as compared to the siliceous-clay series; they are missing in four samples from the lower horizon and in one sample from the middle horizon of the Audia Nappe, in the only sample from the upper horizon, as well as in a sample of the lower horizon from the Marginal Folds Unit, where they are probably found below the limit of X-ray diffraction.

Pyrite is frequent in the lower horizon and less frequent in the limestones of the middle horizon from all three units. When the material analysed has found pyrite concretions, then the value increases much, reason for which we left out two samples in the calculation of means, i.e.: one from the lower horizon of the Audia Nappe with 6.6% (pelosiderite from Obcina Feredeului) and another one from the middle horizon in which the maximum value of 18% pyrite is reached in one of the siliceous dolomitic marly-limestones (Audia-Bicaz Road-Audia Nappe). Thus the values do not exceed 20% and the means do not reach 10%, being almost identical in the lower horizon from both units (0.48%—0.46%, Audia Nappe and Marginal Folds Unit); this proves an equilibrium between the processes which took place under the influence of the carbonic gas (with formation of siderite) and those dominated by the presence of sulphur hydrogen (with formation of pyrite) in the whole series of the black shales formation.

Hematite and other ferrous oxides — more or less hydrated — are insignificant having an exogene secondary origin, and are found in



superior quantities in the lower horizon (over 9%). In the middle horizon of the Tarcău Nappe and Marginal Folds Unit they do not appear in any sample.

The high content in phosphorous from the Sadova Valley sample ($1.60\% \text{ P}_2\text{O}_5$) leads us to the presumption of iron or apatite phosphate.

*pyg. 10
oliv. 4*

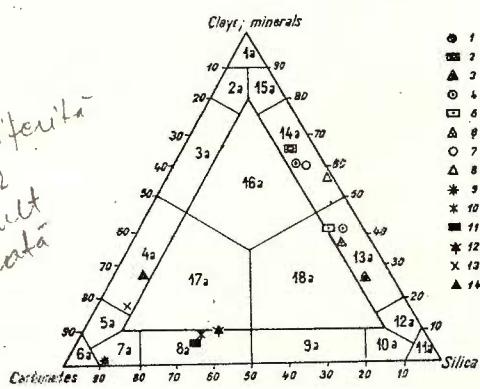
3. Mineralogical conclusions

As in the case of chemical composition, from the mineralogical point of view, the black shales series presents a remarkable unity on its whole development. From figure 11 in which there were projected

Fig. 11. — Ternary diagram carbonates-silica clay minerals.

- 1a, Argillite ; 2a, weakly carbonatic-argillite ; 3a, carbonatic argillite ; 4a, clay carbonatic rock ; 5a, weakly clay carbonatic rock ; 6a, carbonatic rock ; 7a, weakly siliceous carbonatic rock ; 8a, siliceous carbonatic rock ; 9a, carbonatic chert ; 10a, weakly carbonatic chert ; 11a, chert ; 12a, weakly clay chert ; 13a, clay chert ; 14a, siliceous argillite ; 15a, weakly siliceous argillite ; 16a, clay-siliceous carbonatic rock ; 17a, clay-siliceous carbonatic rock ; 18a, clay-carbonatic chert.

1—14, Idem Fig. 3.



the means depending on the three main components : clay minerals-silica-carbonates, it results the existence of two values concentration zones, namely : one at about the half field of the silica-clay mineral binary mixture with subordinate quantities of carbonates, and a second one in the third of the carbonates field with subordinate quantities of silica and especially of clay minerals. In the first zone there are distinguished two fields, the first one in the 14th sector (siliceous clay rocks) including the means of the lower horizon from both units, as well as those from the upper horizon of the Audia and Tarcău Nappes, and a second zone in the 13th sector (clay siliceous rocks), including the means from the middle horizon of the three units, fact which shows the silica excess and the mean of the upper horizon from the Marginal Folds Unit.

The carbonate rocks are situated in the 4th and 8th field (clay-carbonate rocks for the lower horizon, and respectively siliceous carbonate rocks for the middle one).

The only limestone sample from the upper horizon is a weakly siliceous carbonate rock (the 7th field).

As regards the mineralogical composition of the series (Figs. 3 and 9) we notice that the main minerals are the clay minerals and



silica for the siliceous-clay series, and carbonates, subsidiary silica, in the carbonate series.

Hydromicas and chlorites are the main clay minerals, specific to the flysch sequence while kaolinite decreases from the lower to the upper part of the black shales series, and it does not appear in carbonates. Among the minerals of free silica, the quartz and crystallized chalcedony predominate over the component undistinguished by X-ray diffraction (chalcedony-opal), the last one wholly missing from carbonatites.

The carbonate series is characterized by the presence of siderite in the lower horizon, and of limestones in the middle and upper one. In the Marginal Folds Unit the content in siderite is higher than those from the rocks of the Audia Nappe, in which iron-bearing rocks (pelosiderites) are much more frequent. In the siliceous-clay series the highest percentage of calcite is found in the upper horizon of the Marginal Folds Unit with silicified rocks. Otherwise, the carbonate contents are analogous.

The presence of the chalcosodic feldspars in comparable quantities in both series shows, as already said, the existence of an analogous sedimentation in the whole series with supplies of the same origin and in quantities more or less constant, in which only the siliceous diagenesis, which affects the feldspar type minerals brings about important variations. As a matter of fact we consider that the lack of dolomite from the siliceous-clay rocks — upper horizon of the Marginal Folds Unit — is due to it.

We have also noticed that in the sideritic rocks there are gradual transitions between pelosiderites and argillites as between pelosiderites and limestones, the first case being more evident in the lithological series from the Marginal Folds Unit (see tertiary projection from figure 12 on which there were located iron-carbonate — calcium and magnesium carbonates — and the rest of the minerals).

In order to point out more clearly the relationships between the different types of minerals which participate in the process of petrogenesis, it has been re-calculated the values of the means without free silica which is the main diluent of the other minerals, thus on the basis of these data the diagram of figure 13 was drawn out. From this diagram it results that the highest clay contents are found in the deposits of the Audia Nappe, fact illustrated in the variation of the hydromicas content. The minimum percentage is in the upper horizon of the Marginal Folds Unit, but in which two silicified lithologic types were calculated together : argillites and limestones. For the same reason, in the rocks of this horizon, the quantity of hydromicas is very close to the one of calcite and if we add to hydromicas the chlorite content (to complete the clay percentage), and to calcite the dolomite percentage (to obtain the total amount in carbonates) the values will be also very close.

In the carbonate rocks from the lower horizon siderite is more abundant in the Marginal Folds Unit, and calcite and dolomite in the

pag. 10
al. 6



Audia Nappe rocks, thus the carbonate content is similar, as is the one of clay + feldspars. In the middle horizon the chalcite content is similar in all three units.

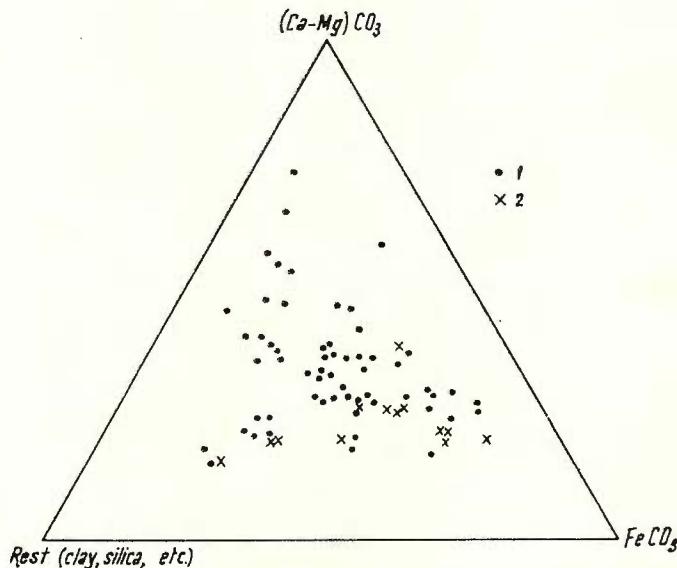


Fig. 12. — Ternary diagram : FeCO_3 — $(\text{CaMg})\text{CO}_3$ — remnants of minerals in the carbonous series. 1, Audia Nappe ; 2, Marginal Folds Unit.

Among the minerals with subordinate participation the most frequent are pyrites, showing the reduction character of water from the accumulation basin, reaching very high quantities, excepting the hydro-troilitic colloidal pigment.

To complete the mineralogical composition of the series we also mention the presence of the organic matter, bitumen diffused in rock and some carbonous fragments. It is well known that the black shales of the Carpathian flysch zone have been considered as oil source rocks, reason for which they have been the research object of the geochemists from the petroleum industry, but this aspect has not been dealt with in this paper.

VI. MINOR ELEMENTS

Studies regarding the minor elements of the black shales are presented by Savul and Botez-Poșteanu (1950) and Savul et al. (1965). Both papers refer to the vanadium geochemistry from the profile of the Moldova Valley, belonging to the Audia Nappe. As re-

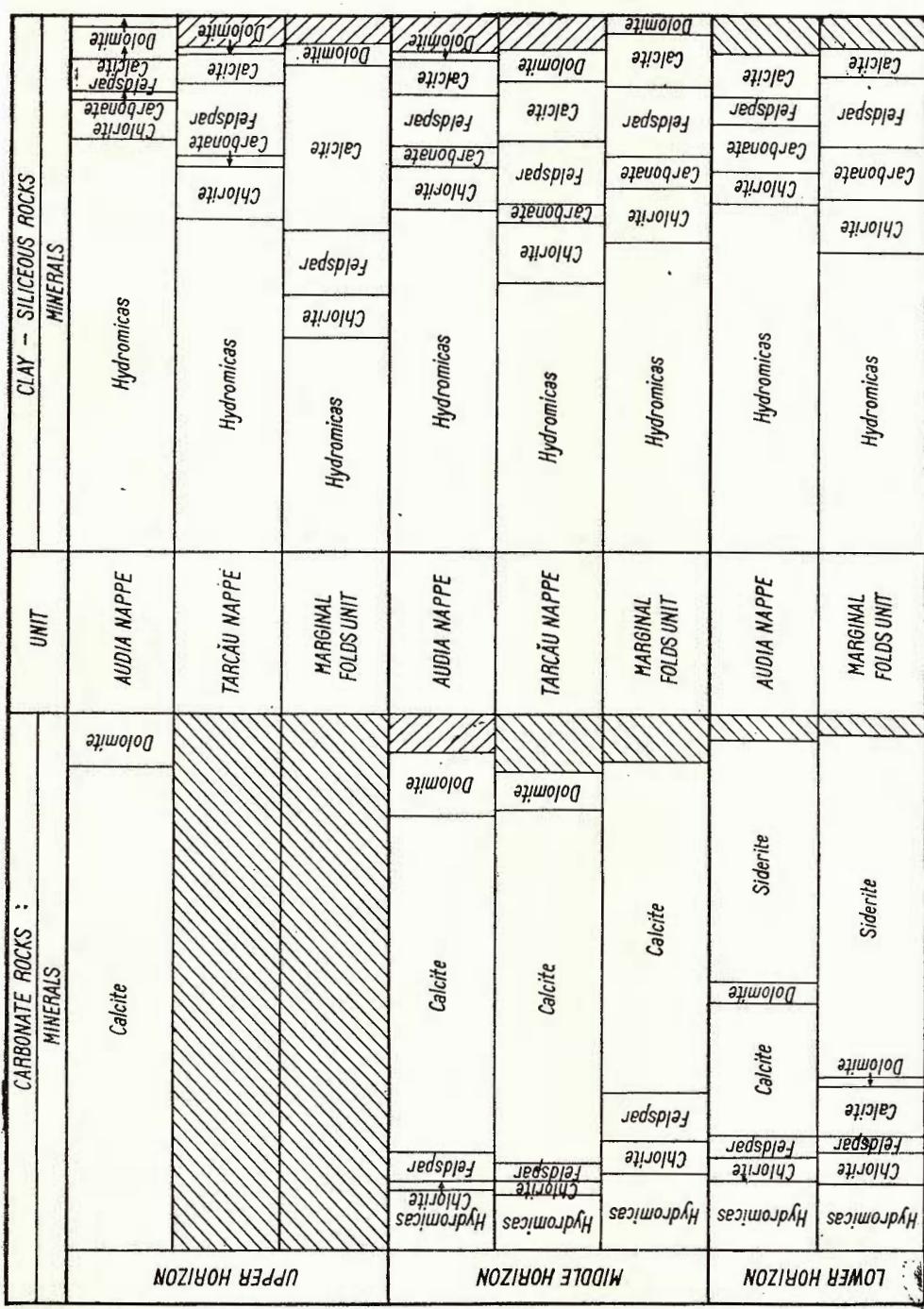


Fig. 13. — Synthetic diagram of the chemical-mineralogical composition of the black shales without free silica.



sult of these studies, one may draw the conclusion that the vanadium presence in the black shales is in connection with the substitution — on the isomorphic basis — of some major elements (Fe^{3+} , Ti^{4+} , Al^{3+}), as well as an eventual concentration in organic matter.

Filipescu et al. (1968) studied the organic carbon, as well as some trace elements from the black shales of the Covasna Valley profile (Audia Nappe), reaching to the conclusion that the higher percentages of minor elements are in connection with the clay rocks concentrations determined both by the action of the organic matter and by adsorption phenomena, eventual with the participation of some subvolcanic phenomena.

In the study we carried out on minor elements, there were analysed a number of 76 samples by emission spectrum method, resulting from the siliceous-clay series, and 63 samples from the carbonate rocks, for the following minor elements : Pb, Cu, Ga, Sn, Ni, Co, Cr, V, Be, Zr, Sr, Ba and Li.

The analysed samples derived from the three structural units mentioned, from the outcrops of the basins of the Suceava, Moldova, Bistrița, Trotuș, Cașin, Covasna, Putna-Vrancea and Buzău Valleys. The places of collection are indicated in the tables 9, 10, 11, 13, 14 and 15.

a) *The siliceous-clay series.* The results of the analyses are presented in tables 9, 10, 11, grouped on horizons and structural units. For each horizon the registration of the analytical data in the table was done according to the amount in Al_2O_3 , in the respect of its decreasing. Also, for each sample it was calculated the $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio whose value shows the silicification degree of the respective rock. Thus, in case of the presence in the same horizon of the clay and siliceous rocks, the two lithological types were treated separately, being considered as separation limit the values : $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9\%$ and $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 7\%$.

In table 12 there are recorded the mean values and variation limits of the contents of minor elements from the siliceous-clay series on structural units, horizons and two lithological types. From the mean calculus there were left out, in some cases, the rocks with percentage of $\text{CaO} > 10\%$, when they constituted an isolated case in the respective group. In the upper horizon of the Audia Nappe there were pointed out only the limit value, as there were analysed only 3 samples and these ones rather different as regards the percentage in major elements.

The limit values on structural units and horizons are graphically represented in figure 14 for the clay rocks, and in figure 15 for the siliceous rocks.

It is noticed that there are no differences from the viewpoint of the percentage of minor elements between the structural units and horizons, the variation limits being serried as the means values. The studies on the two lithological types (siliceous rocks and clay rocks) lead to the conclusion that Pb, Ga, Ni, Cr, V, Be show the tendency



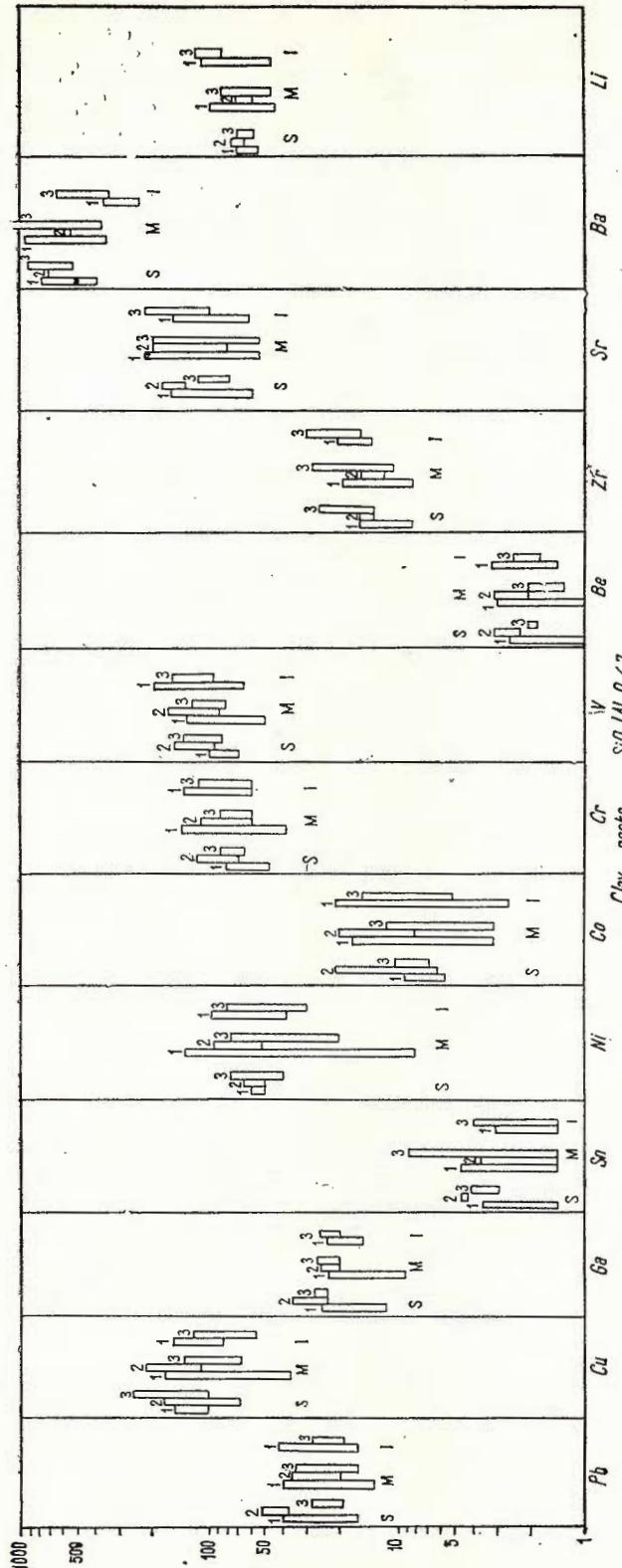


Fig. 14. — Clay rocks — limits of variation for the minor elements ; S = upper ; M = middle ; I = lower.

1, Audia Nappe ; 2, Tarcău Nappe ; 3, Marginal Folds Unit.



to concentrate in the rocks richer in clay minerals. As regards Cu, Co, Zr, Li, the tendency of concentration in the clay rocks is weaker, most of the values being identical for both lithological types. Ba presents generally close percentages in both rock types discussed, also for Sr,

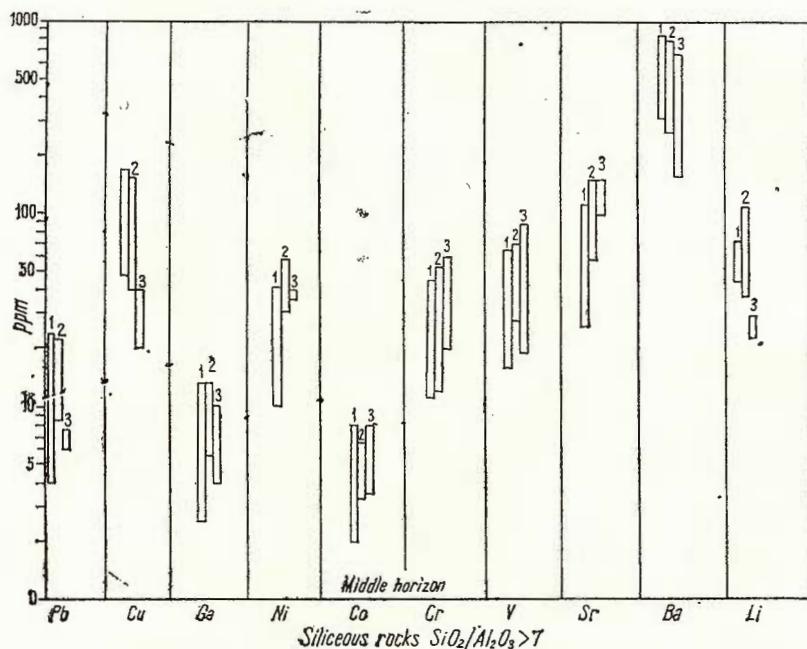


Fig. 15. — Siliceous rocks-limits of variation for the minor elements.
1, Audia-Nappe ; 2, Tarcău Nappe ; 3, Marginal Folds Unit.

at which there are noticed slightly increased contents in the rocks richer in CaO.

This tendency of accumulation of some minor elements in the clay minerals is graphically presented by the inverse correlation between the mean percentages of Ni, Co, V, Be, Ga, Li elements and the mean values of the $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio (Fig. 16 (1—7); Fig. 17 (1—2)).

Between Ni-Co and Cr-V there are direct correlation as result of their similar behaviour, as against the main major components.

b) *Carbonate series.* The percentages of minor elements of this series are given in tables 13, 14, 15 in which the samples were grouped as in the case of the siliceous-clay series on structural units and horizons, in decreasing order of FeO in the lower horizon with sideritic rocks and of CaO decreasing, in the middle horizon with lydienes and calcareous concretions.

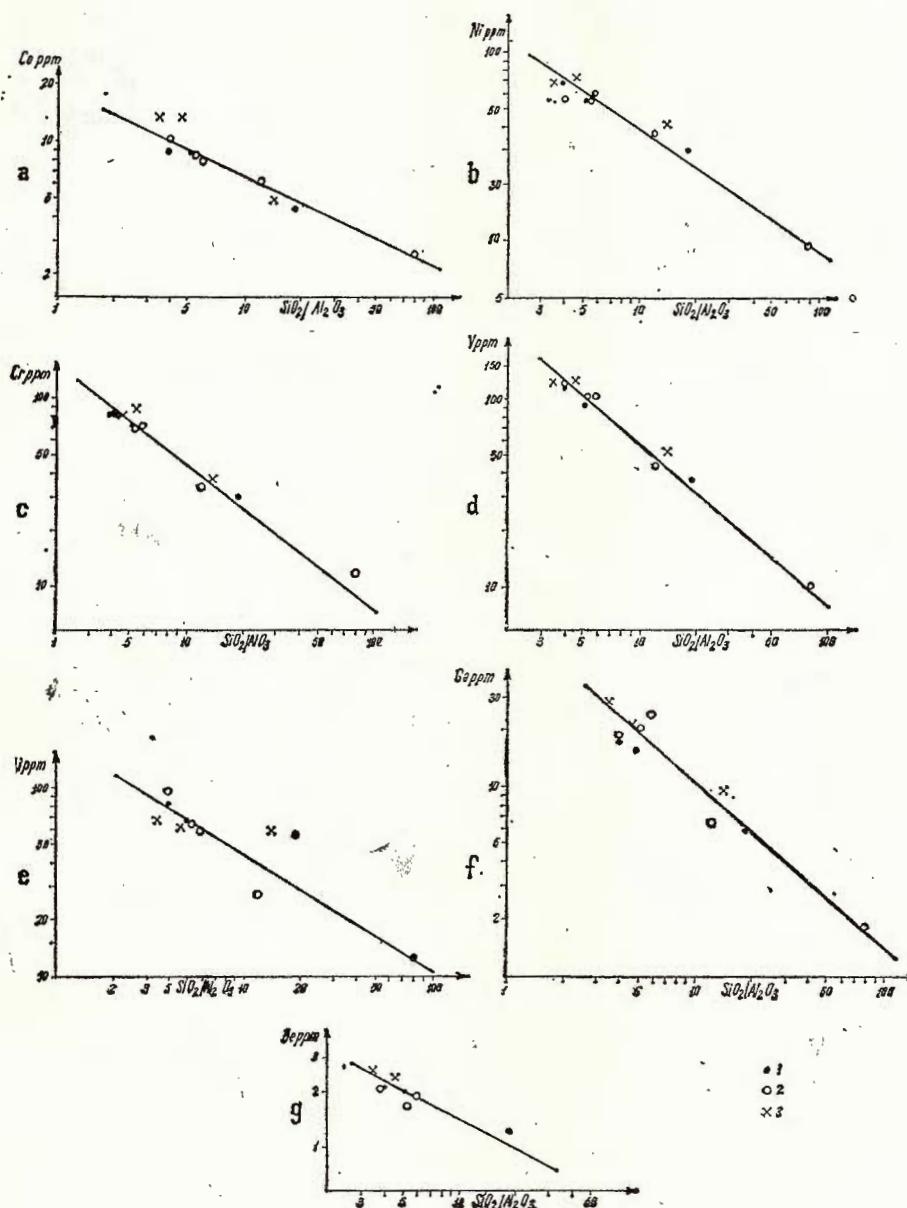


Fig. 16. — Correlation diagrams :

- a) Co— $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; b) Ni— $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; c) Cr— $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; d) V— $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$;

e) Li— $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; f) Ga— $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; g) Be— $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

1, Audia Nappe ; 2, Tarcău Nappe ; 3, Marginal Folds Unit.

Taking into account the variable percentages of FeO and CaO for each analysed sample, it was calculated the FeO/CaO ratio. On the horizons, the samples grouping was done as follows :

$$\begin{aligned} \text{FeO} > 13\% & \left. \begin{array}{l} \text{sideritic} \\ \text{rocks} \end{array} \right\} \\ \text{FeO/CaO} > 0.7 & \\ \text{CaO} < 20\% & \left. \begin{array}{l} \\ \text{FeO/CaO} = n \cdot 10^{-2} \\ \text{FeO/CaO} = n \cdot 10^{-3} \end{array} \right\} \text{limestones} \end{aligned}$$

For the calculation of the mean values there were left out some samples which were not included in the respective group.

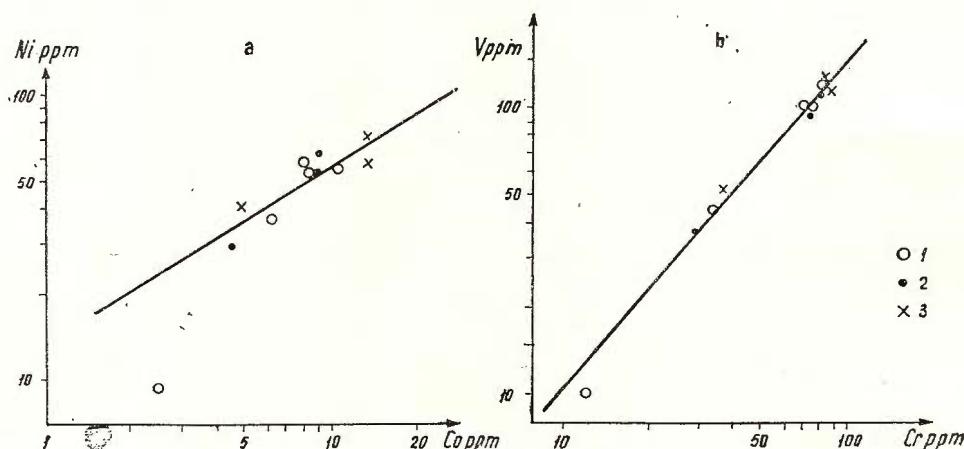


Fig. 17. — Correlation diagrams : a) Ni—Co ; b) V—Cr.
1, Audia Nappe ; 2, Tarcău Nappe ; 3, Marginal Folds Unit.

In table 16 there are presented the variation limits of the contents of minor elements, on structural units, horizons and lithological types, as well as mean values.

Among the three horizons of the black shales series, the lower horizon comprises both sideritic and calcareous rocks, the first ones being the majority.

The variation fields of the elements analysed for the two sub-types of carbonate rocks (sideritic and limestones) are illustrated in figures 18 and 19.

Generally, there is noticed the tendency of concentration of Ga, Sn, V, Be minor elements, more reduced of Ni and Cr in the sideritic rocks of the lower horizon. Co, Ba, Li have close variation fields in both types of carbonate rocks, and Sr shows the tendency of increasing in the calcareous rocks.



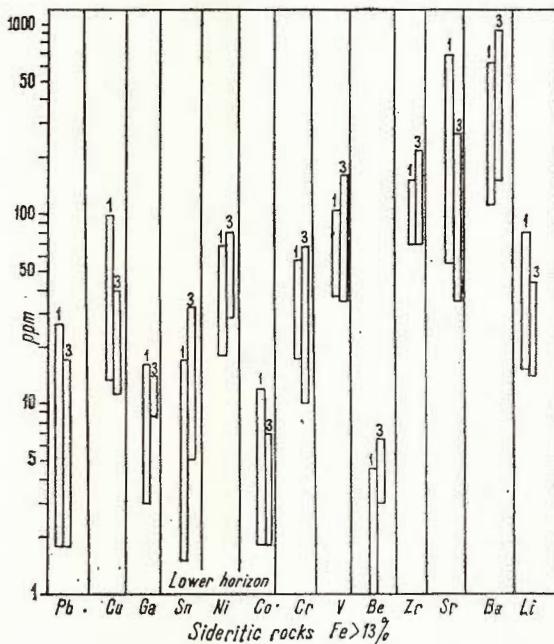


Fig. 18. — Sideritic rocks — limits of variation for minor elements.
1, Audia Nappe ; 2, Tarcău Nappe ;
3, Marginal Folds Unit.

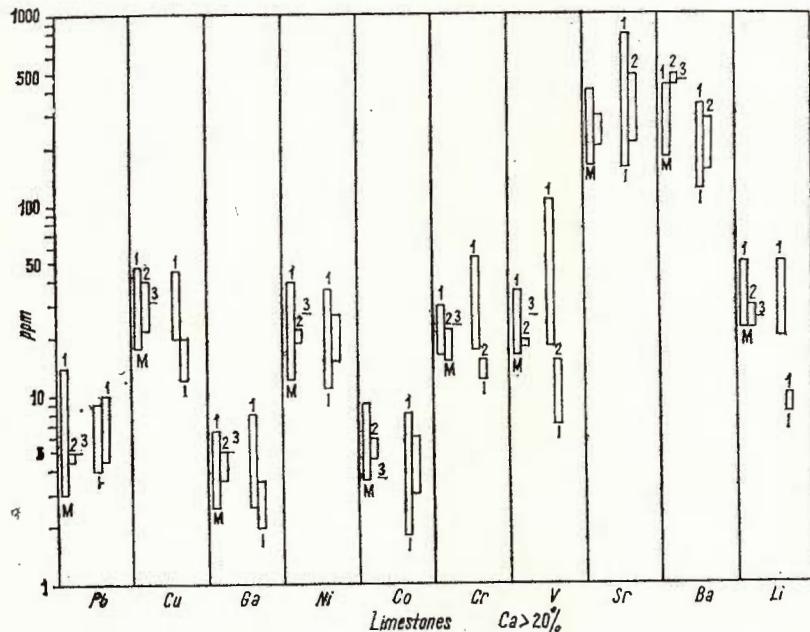


Fig. 19. — Calcareous rocks — limits of variation for the minor elements ; M = middle ; I = lower.

1, Audia Nappe ; 2, Tarcău Nappe ; 3, Marginal Folds Unit.



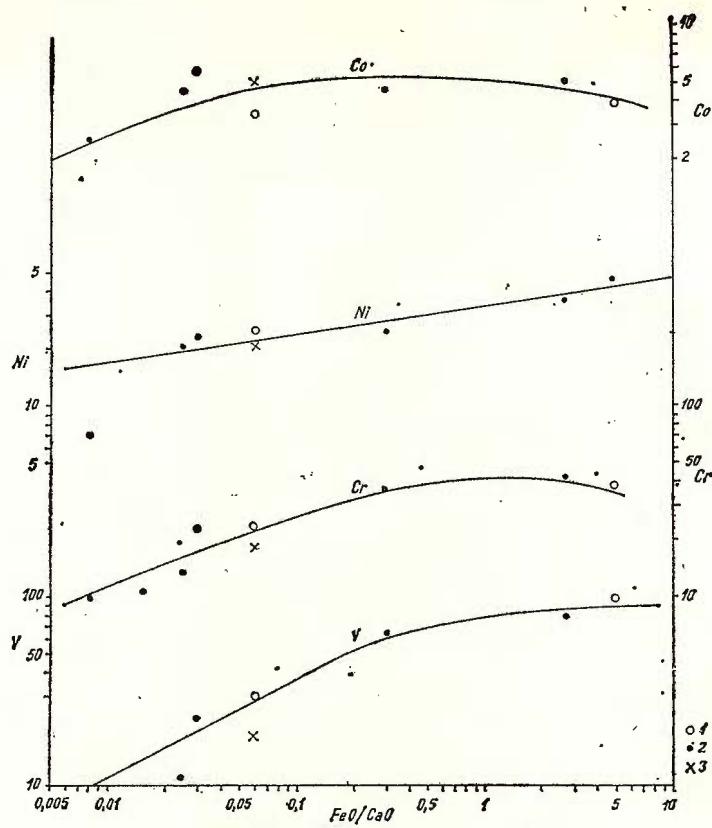


Fig. 20. — Correlation diagrams V, Cr, Ni, Co—FeO/CaO.
1, Audia Nappe ; 2, Tarcău Nappe ; 3, Marginal Folds Unit.

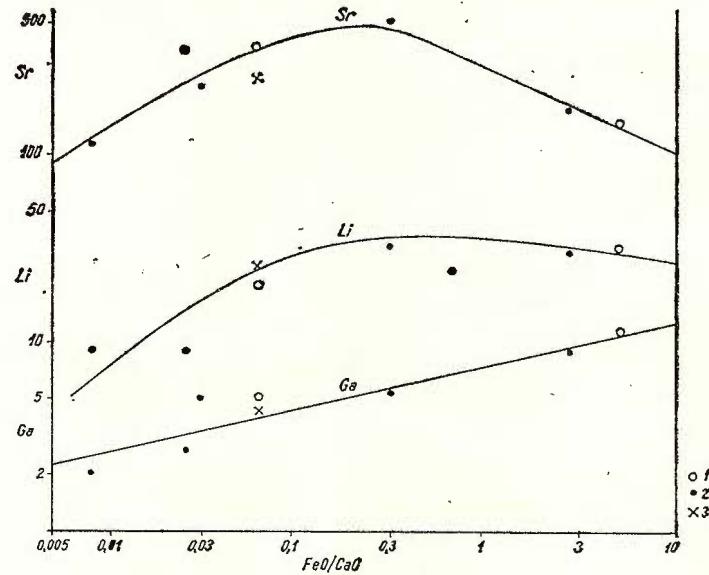
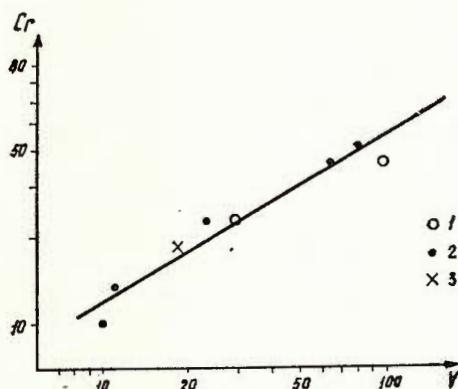


Fig. 21. — Correlation diagrams Ga, Li, Sr—FeO/CaO.
1, Audia Nappe ; 2, Tarcău Nappe ; 3, Marginal Folds Unit.



The behaviour of the minor elements Ni, Co, Cr, V, Ga, Li and Sr depending on the FeO/CaO ratio is represented in figures 20 and 21 (there were represented the mean values).

Fig. 22. — Correlation diagram
V—Cr in the carbonatic rocks.
1, Audia Nappe ; 2, Tarcău Nappe ;
3, Marginal Folds Unit.



The increasing of Ga content in the sideritic rocks is due to the increasing of Al_2O_3 content in these rocks.

It is also noticed the V-Cr direct correlation as result of their similar behaviour depending on the main major components (Fig. 22).

VII. PETROGENETICAL CONSIDERATIONS

The black shales formation presents a remarkable lithological unit along the whole extent of the East Carpathians flysch, with continuation over the boundary of our country, leading to the conclusion of their accumulation in a basin of Cretaceous sea of the Carpathian flysch, with similar characters on its extention, and which had the same source areas of sedimentary material. We must admit the hypothesis according to which the conditions of continental weathering were analogous in the area or source areas of this material. Its variety was very wide, to the series composition participating the clastic, organogenic and chemical precipitation material.

Unlike the opinions previously formulated we have not found any volcanic influence, such supplies occurring only in the variegated argillites series in which pyroclastic materials are found (Băncilă and Papiu, 1962; Papiu et al., 1976).

The process of lithogenetic transformation which followed the sedimentogenesis process — which resulted especially from the chemism of these rocks — shows both the character of geochemical environment of accumulation and the subsequent phases, thus using Doppler's nomenclature (1967) the analogy appears in all three phases of lithogenesis :

— redoxomorphic transformations (in the accumulation phase) ;

pag. 11 aliv

pag. 13 al 1.

1973
vol. 1.

— phyllomorphic transformations (which took place during the lithification phase or even subsequent to it);

— locomorphic transformations (or subsequent to accumulation, which took place after the burial of the sediments).

At last, we shall add to them the resemblance in the way of manifestation of the diagenetic phenomena, which rarely led to a slight beginning of metamorphism or to anchimetamorphism (Dunoyer de Segonzac, 1964—1969) and those connected to the exogene or epidiagenetic alteration (Fairbridge, 1967).

The mineralogical characters of the granular material point, on the one hand, to a Carpathian crystalline source, and on the other, to a Dobrogean nature, connected with the Foreland of the Carpathian orogen and with an eventual chain (Cumana chain — Mureanu, Codarcea, etc.) completely eroded and whose root zone should be at present under the flysch sediments.

As regards the climate of the source area of the material, we admit the hypothesis according to which the alteration took place in a siderolitic phase with alternating periods of aridity and moisture, which led to an advanced degradation of silicates, therefore to the existence of a quartz excess in the granular material. At the same time it is noticed the presence of a great quantity of iron due to a concentration of this element in the process of siderolitic alteration. Transformed in oxide and fixed on the mica clay minerals it was reduced to carbonate and sulphite in the anaerobic euxinic conditions of the sedimentary geochemical environment, at the water-sediment limit. The iron excess seems to be found especially at the beginning of the sedimentation of the black shale formation, fact which reflects the percentage of sideritic iron-bearing rocks, more abundant at the middle horizon level. The iron quantity decreases in the middle horizon in which the excess is to be referred to silica (the middle horizon with siliceous rocks) and in which the siderite content is completely subordinated, decreasing very much at the upper level (silicified glauconitic sandstone horizon) in which it was fixed especially as glauconite.

According to our opinion this sequence also shows the variation within the characters of the sedimentary geochemical environment. Among the clay minerals kaolinite argues for the existence of a siderolitic alteration on the continent, quantitatively decreasing from the lower toward the upper part of the black shales formation, as iron does.

Kaolinite appears subordinated to illite and chlorites due to aggradation processes which took place in the marine environment.

The main clay minerals are: illite (hydromicas), both magnesian and ferrous chlorites (of 7 Å and 14 Å), minerals specific to flysch and molasse (Millot, 1965), illite being the specific mineral of marine origin.

The absence of montmorillonites found only in the mixed layers constitutes another proof for the lack of pyroclastic supplies in the black shales series. Interstratified clay minerals allow us the reconstitution of the evolution which begins with a pedogenetic degradation



on the account of the pre-existent clay material, and then remakes by a halmyrolitic aggradation in the marine environment, to finish its evolution in a diagenetic to anchimetamorphic way.

Pedogenetically, they underwent the continental degradation towards vermiculites through intermediary phases (IV, MV and CV). There have been found illite-montmorillonite interstratifications, probably of the same origin but the non-interstratified montmorillonite has not been found.

Aggradation in the marine environment by fixation of K^+ and Mg^{2+} ions leads again to chlorites and illites, thus the interstratified intermediary phases may appear again (Millot, 1965; Chester, 1965; Berner, 1971). Kaolinite may also pass into hydromicas or chlorites by ion fixation in the marine environment. It is also known the fact that montmorillonites pass into illites within the advanced diagenesis processes (Weaver, 1958), the first stage towards the weak metamorphism (anchimetamorphism).

The association of interstratified illite-chlorite, similar to the one from the black shales is also quoted in other regions, as is the case of the Mesozoic deposits from the Parisian basin (Millot, 1965).

We presume that the ferrous sepechlorites are primary, formed as result of iron supplies which generated ferrolites, and from chlorites of 7 Å the advanced diagenesis led to ferrous chlorites of 14 Å. We put the glauconite genesis on the account of iron fixation in the layers of "disordered hydromicas" or on the colloidal complexes (authigenesis) in the marine environment. We have not recognized mixed layers corresponding to intermediary phases between these two minerals.

The free silica is partly of organic origin, partly of diagenetic nature (excepting the detrital quartz). According to Borcherdt (1965) the appearance of precipitation siliceous rocks is located at the boundary between H_2S and CO_2 zones, in which a protein excess is found, from whose decomposition ammonia salts result, which impose the alkalination of environment and the passing into solution of silica. It results the association between the siliceous and bituminous facies, often recognized.

Its origin is the opal from the radiolarian tests and sponge spicules. The primary diagenesis and epigenesis led then to chalcedony and microquartz found in siliceous rocks or towards the overgrowing crusts of orthoquartzites. At the lower part of the zone with CO_2 it is found the proper point (according to Borcherdt, 1965) for sepechlorite precipitation, at the limit of the surface waters with low pH with the upper alkaline ones.

The carbonate genesis has two aspects reflected in the two fundamental lithological types, namely : the genesis of the more or less dolomitic limestones and ferrolites genesis. The first is in connection with the organic remnants which developed from time to time (strongly oxygenated phases) — foraminiferas and benthonic faunas- and the second one with the processes of bacterial decomposition and sulphates reduction. It follows its diagenetic redistribution in the sediment mass,



during which migration processes took place toward certain points, leading to calcareous concretions (specific to the middle horizon), or to the substitution of the siliceous organisms with calcite. Certain layers interbedded within the series correspond to these phases (lydiennes).

Calcite resulted on the account of sulphides is sometimes found within the rocks with pyrite or strongly pigmented in black (colloidal hydrotroilite), the sulphates representing the final product of sulphide bacterian reduction.

The presence of iron-bearing rocks (pelosiderites) which have the maximum development in the lower horizon, gradually diminishing in the middle one and completely decreasing in the upper one, shows both the diminishing of iron contributions from the continent and the oxidation-reduction potential and pH variation of the sedimentary environment. Probably the iron was brought already in the clay colloidal micellas (Carroll, 1958; Strahov, 1959; Franks, 1969). We admit that precipitation would have taken place on the bottom of the sedimentary basin at the water-sediment level. Berner's data (1971), to which we referred, show that the primary deposition of siderite is not possible in the presence of the excess of Ca^{++} ions, the ferrous ion being at least 5% less concentrated than Ca^{++} , which is also noticed in the case of black shales. The possible excess of Ca^{++} ions must be admitted as subsequently introduced within sediments. The alternations of layers and zones with sideritic rocks and clay or siliceous levels show a rhythmic character of iron supplies which precipitate in the clay mass from the bottom of the sedimentary basin, giving rise to pelosiderites (as a matter of fact in siderites there are also found clay and granular detrital material).

Pyrite and marcasite constitute the final product of sulphates reduction or originate in the iron reaction with H_2S of organic origin. We admitted (Berner, 1970, 1971) that the formation of these minerals was preceded by the individualization of some metastable colloidal forms, as there are the minerals recently recognized : mackinawite (Fe_{1+x}S , tetragonal) and greigite (Fe_3S_4 , cubical), forms under which sulphur fixes in the environments rich in H_2S . Pyrite framboids originated in the clay sediment mass by re-distribution, including as pelosiderites, the material found in the sediment (detrital quartz from pyrite). In the case of pyrites included in pelosiderites we admitted that after ferrous sulphur formation, massive supplies of ferrous bicarbonate appeared, which precipitated in mixture with more alkaline sulphurous waters giving rise to carbonates, or that the oxidation-reduction potential of the environment modified by the changing of the water character ; it is the result of the variation of the oxygen-bearing level, as against that with H_2S , in connection with the supplies or the movements of the bottom of the sedimentary basin, as also seen in the actual euxinic environments.

As a matter of fact, we must assign to such short periodic modifications the alternations of sediments (especially the shales) which are



black-coloured (pigmented by hydrotroilite and bitumen) and light-coloured (poor in these components).

S tr a h o v (1959) considered that in the euxinic environment there are distinguished three stages in the iron fixation : oxidant, reducing and "re-distribution", which led to authigenic minerals. The genesis of ferrous septechlorites and glauconite is included within these phases, as the genesis of pyrite and siderite.

In the attempt to apply the scheme given by T e o d o r o v i c i (in L a r s e n and C h i l i n g e r, 1967) to these phases pierced by the iron authigenic minerals, we are reaching the following image :

- weakly oxidant zone-specific minerals : glauconite
- neutral zone-specific minerals : septechlorites
- weakly reducing zone-specific minerals : siderite
- strongly reducing zone (?)-specific minerals : pyrite and marcasite.

pg. 12
fig. 2

All these transformations have oxidation-reduction potential characters followed by locomorphic characters in the mud found in process of burial, in which the minerals form, starting from the more oxidant ones to pyrite. In this way we also explained in the past (B ă n c i l ă and P a p i u, 1962) the presence in the same fossil sediment of glauconite apart from pyrite, septechlorites or siderite. Within the evolution of the series other minerals appeared, with sporadic participation (sulphur, phosphates), or even some authigenic feldspars.

An important role has the organic matter whose bituminization took place during the stages which followed after the burial of clay sediments, especially at the limit between the environment with CO_2 and the one with H_2S (reduction). The subsequent diastrophic processes determined the bitumen migration, the black shales being considered (M a c o v e i, 1938) as oil generating rocks.

As regards the degree of secondary transformation of sediments, according to the X-ray data and E s q u e v i n's index, it results that there has never exceeded the diagenesis stage. Only two samples from the Tarcău Nappe and one from the Audia Nappe being located within the anchimetamorphic domain, and no sample in the epizone domain.

pay. 1
al. 2

VIII. CONCLUSIONS

As result of the chemical-mineralogical study carried out over the black shales formation of the East Carpathians flysch, with special regard to the composition of clay rocks and especially to the sideritic rocks included in their mass, the following conclusions may be drawn :

The black shales formation have a remarkable uniformity in its lithological composition and on the whole area (from the Suceava Valley up to Buzău Valley), outcropping within three structural units, i.e. : in the Audia Nappe, Tarcău Nappe and Marginal Folds Unit. The formation has been divided into three horizons : lower horizon with sideritic rocks ; middle horizon with hydrienes and calcareous concretions ;



upper horizon of the silicified glauconitic sandstones in the Audia and Tarcău Nappes, corresponding to the horizon of the silicified limestones in the Bistrița semiwindow, and of the silicified shales in the Putna-Vrancea semiwindow.

From genetic point of view the formation is made up of materials originating into two major domains : mineral and organic detritus and material of chemical precipitation. We have not noticed any trace on whose basis we could state the existance of any supply of pyroclastic nature, as it happens in the upper variegated clay formation which overlies on it. The organic detritus mainly furnishes the raw material of the precipitation component, namely : the great development of radiolarians and subsidiary of sponge spicules furnishes silica, while the calcareous organic remnants and the small fragments of reworked limestones provide the carbonate through dissolution, which is included in the wide diagenesis process.

The siliceous rocks and most of the carbonate rocks occur with more or less clear "accidents" on the primordial and common detrital clay background.

Within the black shales formation, siltites, sandstones and conglomerates occur, too, rocks which have not constituted the object of our researches.

The paper is based on the chemical-mineralogical study to which a number of petrographic (microscopic) remarks were added.

From chemical-mineralogical point of view this formation may be derived from the mixture, in the most various proportions, of the following three components : clay-free silica-carbonates, the extreme terms representing argillites, siliceous rocks or carbonatites str. s. Among the last ones there are distinguished the sideritic rocks (ferrolites) in the lower horizon, and preponderent calcareous rocks in the middle and upper horizons. In the middle horizon there are sporadically found "sideritic" interbeds, whereas calcareous concretions frequently occur, limestones are also found in the lower horizon, while in the upper horizon (Bistrița semiwindow) only more or less silicified calcareous rocks are found.

Without corresponding to a stratigraphic distribution, with regard to the lithological aspect, we have distinguished two series : siliceous-clay series and carbonate series, in the last ones taking into account the sideritic rocks for the lower horizon and the calcareous ones for the middle and upper horizons. The siliceous character of the middle horizon appears as a great siliceous accident within the black shales formations from all mentioned units. Silica excess, and as a consequence, the dilution of the other chemical-mineralogical components, is characteristic to this horizon which, for the same reason, is from the composition point of view similar to the upper horizon of the Marginal Folds Unit.

A geochemical comparison between the two series — siliceous-clay and carbonate — points out the presence of some superior quanti-

pește
semiwindow



ties of ions in the first series as against the second one, siderites and especially limestones being rocks poorer in ions as compared to clays. Within the siliceous-clay series, alumina, silica and potassium concentrate in the first place, while in the carbonate one the bivalent ions do concentrate: calcium, magnesium and iron. We also notice the way in which, at the horizon level, in the Marginal Folds Unit there are distinguished the Vrancea rocks richer in alumina and silica, originated in the silicification of some clay rocks, from those of the Bistrița semi-window, richer in calcium and devoided of alumina, resulting from the silicification of some calcareous rocks.

The ferrous iron and magnesium are more abundant only in the lower horizon of the iron-bearing rocks, being in direct ratio. Among the ions with subordinated participation, sodium, titanium and sulphur display a more marked affinity with the shales than with the carbonate series, while phosphorous and manganese are in higher percentages in the carbonate series.

As regards the mineralogical distribution the siliceous-clay series has the greatest quantity of illites and chlorites (of 7 Å and 14 Å), minerals specific to the flysch deposits, kaolinite missing completely from the carbonate rocks and quantitatively increasing from the lower to the upper part of the black shales formation. Vermiculite and mixed layers are added, illite, chlorite, vermicullite and montmorillonite participate, too. There has not been found montmorillonite as such.

The silica minerals (quartz, chalcedony, opal) are also abundant in the siliceous-clay series than in the carbonate one, in which are missing the minerals undistinguished by X-ray diffraction (weakly crystallized chalcedony and opal).

Carbonates are quantitatively superior in the carbonate series, calcite prevailing in the middle horizon and siderite in the lower one. Dolomite present a subordinated mean in the lower horizon of the Marginal Folds Unit, comparable or even superior to the one from the siliceous-clay series. Having in view this, it is remarkable the presence of dolomite in quantities which up to now have not been recognized in the black shales formation.

Pyrite is generally more frequent, as well as sulphur, in the siliceous-clay series, occurring in higher percentages in the calcareous concretions of the middle horizon where it was recognized a sample with the maximum percentage of 18%. The rocks are pigmented by a mixture of bitumen and ferrous monosulphide in colloidal dispersion.

We underline the fact the black colour of the black shales is not given by the manganese oxides as stated in the past.

Hematite and eventually the hydrated ferric oxides being secondary minerals of supergene alteration are insignificant, having in almost all cases subunitary means.

The fixation of the minor elements took place either by the substitution of major elements with dimensions serried to the ionic ray, or by the adsorption in the clay minerals.



No.	Sample	Rock source	Rock type	Horizon													
					SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O					
1	2	3	4														
1	73/37	Covasna Valley	clay chert		75,30	9,21	3,61	0,81	0,76	0,98	0,32	1,86					
2	74/68	Sulta Brook (Trotuș Valley)	clay chert		65,47	11,66	2,84	2,52	3,40	2,33	0,27	2,58					
3	76/30	Catrușa Valley (Tg. Secuiesc)	siliceous clay shale		62,59	16,78	3,58	1,36	1,67	3,01	0,50	3,76					
4	73/46	Păpăuți Brook (Covasna)	siliceous clay shale		62,23	11,84	2,39	2,57	3,25	2,60	0,54	2,80					
5	71/25	Omul Mort Brook (Moldova Valley)	green siliceous clay shale														
6	76/31	Catrușa Valley (Tg. Secuiesc)	siliceous clay shale	III. Upper	60,98	19,96	2,96	1,95	1,06	2,40	0,61	3,76					
7	71/26	Omul Mort Brook (Moldova Valley)	black siliceous clay shale		60,95	14,93	2,58	1,57	3,88	1,89	0,45	3,50					
8	71/55	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	grey clay shale		60,65	16,90	4,86	1,00	1,34	2,37	0,31	3,48					
9	71/32	Corlătești Brook (Moldova Valley)	black siliceous clay shale		60,65	18,95	3,30	2,68	1,44	2,57	0,59	3,19					
10	71/54	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	black clay shale		59,90	17,60	2,26	2,51	1,71	3,43	0,56	2,78					
11	73/35	Covasna Valley	siliceous argillite		58,80	15,40	4,45	1,68	4,14	2,17	0,21	2,69					
1	73/41 a	Păpăuți Brook (Covasna Valley)	lydiane		52,10	10,34	2,23	2,15	13,00	1,60	0,75	2,12					
2	71/23	Omul Mort Brook (Moldova Valley)	lydiane		92,45	2,27	0,07	0,55	0,54	0,53	0,07	0,43					
3	71/36	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	lydiane		89,80	0,08	0,49	0,80	1,95	2,18	0,10	0,32					
4	71/37	Corlătești Brook (Moldova Valley)	lydiane		89,40	1,31	0,29	0,51	2,60	1,17	—	0,40					
5	73/44	Păpăuți Brook (Covasna Valley)	weakly clay chert		87,39	4,18	0,46	0,53	1,29	0,89	—	0,56					
6	73/100	Bota Valley (Buzău Valley)	weakly clay chert		86,80	3,51	0,64	0,48	1,75	0,30	0,19	0,55					
7	73/30	Covasna Valley	weakly clay chert		86,20	3,72	1,19	0,33	1,28	0,55	0,13	0,48					
8	73/99	Covasna Valley	weakly clay chert		85,55	3,03	0,97	1,15	1,24	0,60	0,96	0,65					
9	71/29	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	lydiane		85,30	5,01	2,42	0,44	0,40	0,87	0,21	0,92					
10	71/28	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	lydiane		84,96	9,48	0,70	0,35	0,84	0,30	0,14	0,64					
11	73/114	Polochi Brook (Covasna Valley)	weakly clay chert		83,24	4,11	1,06	0,77	1,89	1,07	0,04	0,66					
12	71/11	Obcina Feredeului	lydiane		83,00	3,54	1,72	0,83	3,00	0,98	0,16	0,51					
13	71/48	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	lydiane		81,81	3,77	1,26	0,51	4,52	0,30	0,21	0,51					
14	73/67	Zagonu Mic Brook (Zagonu Valley)	clay carbonate chert		80,79	4,69	1,45	0,94	3,18	1,06	—	0,85					
15	73/76	Zagonu Mic Brook (Zagonu Valley)	weakly clay chert		80,01	5,96	0,61	1,85	2,67	1,63	0,19	0,95					
16	71/42	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	marly clay lydiane		78,50	6,10	0,44	2,26	2,55	1,55	0,20	1,00					
17	71/12	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	clay siltite		78,19	5,05	0,75	1,05	4,57	1,55	0,32	0,92					
18	73/40 b	Covasna Valley	clay chert		78,00	10,49	2,80	0,45	0,76	1,22	0,57	1,86					
19	71/39	Corlătești Brook (Moldova Valley)	clay siliceous shale		77,91	9,62	0,43	1,05	0,82	1,25	0,07	1,52					
20	76/32	Seacă Valley (Tg. Secuiesc)	clay chert		77,19	9,70	2,62	0,27	1,18	1,12	0,31	1,63					
21	71/30	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	clay siliceous shale		75,88	7,14	0,00	2,74	3,07	1,39	0,55	1,35					



Siliceous-Clay Series Rocks-Audia Nappe

MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	S	Loss of ignition	TOTAL	Hydromicas	I _A	I _E	Chlorite	Kaolinite	ML, Vm	Quartz	Chaledony	Chaledony	Feldspar	Dolomite	Siderite with substitution	Pyrite	Hematite
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
0.03	0.42	0.12	0.02	6.21	99.65	22.2	6	0.4	2.3	-	+ IC CV	50.0	7.4	5.5	1.3	-	-	-	1.3
0.13	0.58	0.10	0.13	7.02	99.32	38.5	-	-	3.5	0.3	-	24.5	14.2	4.0	3.9	2.5	2.0	0.2	0.5
0.13	0.61	0.13	0.02	6.49	100.57	53.2	9	0.47	3.9	4.1	+ + IC	29.0	-	5.2	1.7	3.0	-	-	0.4
0.14	0.60	0.06	0.88	10.02	99.92	36.2	10	0.3	7.3	-	+ IC + IM	32.0	5.1	7.0	4.1	3.7	1.1	-	-
0.05	0.70	0.05	-	6.04	100.52	71.5	u	u	5.5	-	+ IC	18.8	0.6	5.2	-	-	-	-	-
0.07	0.56	0.10	traces	8.92	99.40	49.8	12	0.53	4.4	1.0	+ IM ++ CV	25.0	6.0	5.0	5.3	3.0	-	-	-
0.06	0.89	0.07	1.11	6.63	99.47	65.2	u	u	2.8	-	+ V	24.7	2.2	2.6	-	-	-	2.1	-
0.05	0.77	0.10	0.12	6.04	100.45	66.0	u	u	7.6	-	+ V	21.6	2.3	5.0	-	-	0.7	-	-
0.98	0.67	0.06	0.16	7.09	99.72	61.2	u	u	7.1	-	+ V ++ CV	20.3	3.3	4.7	1.6	2.6	-	0.2	-
0.18	0.69	0.06	0.98	8.19	99.64	56.5	u	u	4.8	-	+ IC + V	21.1	6.5	1.8	7.4	-	-	1.8	-
0.14	0.55	0.08	0.21	14.50	99.77	32.0	5	0.5	6.1	-	+ IC + IM	23.0	6.8	6.3	23.2	-	-	0.4	-
0.01	0.06	0.05	0.18	2.21	99.40	6.5	6	0.4	1.6	-	+ IM + CV	75.0	13.7	-	0.5	1.0	-	0.3	-
0.50	0.07	0.14	0.23	3.04	100.70	2.1	u	u	2.2	-	u	67.0	22.2	-	3.5	-	-	0.4	-
-	0.10	0.04	0.18	3.56	99.57	4.2	-	-	1.4	-	-	70.7	17.2	-	2.3	4.3	-	0.3	-
0.08	0.15	0.09	0.37	3.67	99.60	15.5	u	u	1.5	-	u	63.0	16.1	-	1.9	0.8	-	0.7	-
0.07	0.15	0.05	0.30	4.61	99.60	8.3	u	u	1.4	2.7	u	65.0	14.8	1.6	3.1	-	-	0.6	-
0.06	0.15	0.05	0.25	5.40	99.79	7.2	u	u	0.9	3.9	u	62.0	17.7	1.1	2.3	-	-	0.4	0.5
0.20	0.35	0.07	0.28	3.29	100.54	9.8	u	u	3.3	-	+ IC + IV	49.0	30.7	3.2	1.5	1.2	-	0.5	-
0.05	0.25	0.08	0.04	3.65	99.64	13.9	u	u	1.2	2.4	+ IC	68.0	7.5	1.8	-	-	-	-	1.6
-	0.15	0.05	-	2.98	100.59	36.1	u	u	1.0	-	+ IC	46.8	20.8	1.2	-	-	-	-	-
0.09	0.24	0.07	2.22	3.62	99.11	14.8	u	u	2.2	-	u	64.0	11.1	-	2.4	1.7	-	-	-
0.13	0.20	0.08	0.46	5.57	100.18	7.7	u	u	2.3	2.3	u	65.0	14.4	1.3	4.2	2.2	-	2.8	0.7
0.08	0.22	0.09	0.21	5.80	99.89	12.6	u	u	1.4	-	u	52.5	21.3	1.8	7.3	1.5	-	0.4	0.5
0.03	0.21	0.12	0.19	5.97	99.50	16.7	u	u	2.7	-	+ IC	53.4	18.2	-	5.0	1.3	-	0.4	-
0.07	0.20	0.08	0.36	5.52	100.13	14.3	u	u	5.3	2.8	+ IC CV	71.0	7.9	1.6	2.5	4.1	-	0.9	-
0.10	0.13	0.10	0.37	6.01	99.63	15.1	-	-	1.1	-	-	65.0	3.7	6.0	0.8	4.0	3.0	0.7	-
0.15	0.34	0.14	0.42	6.19	99.64	15.8	u	u	3.8	-	+ IM	60.0	7.5	2.7	6.0	3.6	-	0.8	-
-	0.43	0.04	0.07	3.80	100.43	37.1	u	u	1.3	-	+ IV + V	44.0	11.5	4.8	-	-	-	0.1	0.7
0.01	0.34	0.07	0.19	6.25	99.50	22.9	5	0.3	3.0	5.8	+ IC CV	54.0	8.7	0.5	1.4	-	-	0.3	-
0.05	0.31	0.04	0.04	5.78	100.24	36.0	u	u	0.8	-	+ IC	47.2	9.7	2.6	2.1	-	-	-	-
0.08	0.32	0.13	0.63	6.27	99.47	11.5	1.0	0.4	7.8	2.5	+ IC	56.5	7.8	4.6	4.4	1.9	-	1.2	-
0.11	0.46	0.08	-	5.93	100.51	42.5	-	-	1.5	-	+ IC	39.3	11.3	2.8	2.0	-	-	-	0.2



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
22	71/21	Omul Mort Brook (Moldova Valley)	clay siliceous shale	74.46	9.36	2.47	0.64	1.49	0.04	0.28	1.26
23	71/6	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	grey clay shale	74.37	12.77	2.39	0.59	0.81	1.37	0.57	2.28
24	71/14	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	black clay shale	73.47	12.28	3.77	0.59	0.96	1.43	0.60	2.16
25	74/11	Dariciuc Brook (Suceava Valley)	clay chert	73.44	10.13	2.14	1.58	0.93	1.73	0.16	1.32
26	71/10	Obcina Feredeului	clay siliceous shale	73.27	10.60	1.94	0.60	2.35	1.14	0.27	1.45
27	71/24	Omul Mort Brook (Moldova Valley)	clay siliceous shale	72.63	9.73	2.12	0.72	3.39	1.44	0.21	1.40
28	71/27	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	grey clay shale	72.46	13.13	3.33	0.75	0.62	1.53	0.61	2.16
29	73/42	Păpăuți Brook (Covasna)	clay chert	71.74	12.45	1.02	2.28	1.16	1.63	0.65	2.02
30	71/14	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	marly chert	71.68	6.10	1.31	1.55	7.70	1.62	—	0.65
31	73/59	Păpăuți Brook (Covasna)	clay chert	71.61	12.27	1.02	1.73	1.23	2.16	0.55	2.34
32	71/13	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	clay siliceous shale	70.90	13.73	2.38	0.67	0.57	1.55	0.16	2.14
33	71/11	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	siliceous clay shale	70.81	12.33	2.64	1.05	1.03	1.39	0.23	2.08
34	73/106	Bota Valley-Buzău	clay chert	69.93	12.22	3.16	1.84	0.70	1.60	0.70	2.26
35	71/39	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	siliceous clay shale	69.86	10.61	2.36	0.67	3.81	1.43	0.27	1.67
36	71/9	Obcina Feredeului	clay siltite	69.65	12.57	2.34	2.08	2.74	1.61	1.46	1.65
37	71/49	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	clay siliceous shale	69.30	14.12	1.63	1.33	0.98	1.61	—	2.55
38	71/21	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	siliceous clay shale	68.96	13.77	3.17	0.75	1.13	1.65	0.30	2.53
39	71/5	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	clay siliceous shale	68.75	13.81	2.42	1.11	1.13	1.44	0.16	2.31
40	73/66	Zagonu Mic Brook (Zagonu Valley)	clay chert	68.70	10.52	2.60	1.37	2.16	0.58	0.32	2.22
41	73/103	Bota Valley	clay chert	67.95	9.85	0.60	2.37	5.68	1.67	0.60	1.67
42	71/7	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	clay siliceous shale	67.65	12.63	2.21	1.49	1.11	1.43	0.07	1.64
43	71/10	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	siliceous clay shale	67.32	14.37	4.69	1.32	0.96	1.82	1.14	2.44
44	71/32	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	clay siltite	65.80	11.02	1.80	2.66	6.14	2.46	0.87	1.86
45	73/43	Păpăuți Brook (Covasna)	clay siliceous shale	65.40	14.55	3.40	1.10	0.30	1.60	0.57	2.78
46	73/38	Covasna Valley	clay siliceous shale	65.21	14.60	6.53	1.25	0.62	1.70	0.62	2.80
47	73/33	Covasna Valley	clay siliceous shale	64.50	16.05	2.65	2.15	1.40	1.84	0.73	3.20
48	71/19	Omul Mort Brook (Moldova Valley)	sandy marly shale	63.48	9.09	1.32	2.35	7.99	2.01	1.62	1.13
49	73/53	Păpăuți Brook (Covasna)	clay siliceous shale	62.35	17.81	3.30	2.80	0.92	1.62	0.86	2.60
50	73/56	Păpăuți Brook (Covasna)	clay shale	61.50	18.32	2.75	2.90	0.73	2.10	1.10	2.90
51	73/34	Covasna Valley	clay shale	61.24	14.55	1.94	1.74	3.55	1.54	0.30	3.07
52	73/31	Covasna Valley	clay shale	61.17	13.20	2.19	6.12	2.15	3.75	0.65	1.58
53	73/32	Covasna Valley	clay shale	60.80	16.40	2.75	5.04	1.58	2.04	0.89	2.54
54	71/18	Omul Mort Brook (Moldova Valley)	clay siliceous shale	60.74	13.21	3.99	1.13	4.69	1.89	0.28	2.14
55	73/98	Bota Valley-Buzău	clay marly chert	60.40	9.57	0.90	4.47	6.29	2.39	0.65	1.79
56	73/67	Zagonu Mic Brook (Zagonu Valley)	marly clay chert	57.44	6.30	0.57	3.59	11.37	2.20	0.15	1.29
57	73/17	Covasna Valley	clay shale	57.10	16.91	6.00	3.42	1.46	2.26	0.89	4.14

II. Middle



Table 1

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
2.10	0.36	0.05	0.74	6.45	99.70	34.1	u	u	1.8	—	+ IC	37.1	17.9	2.4	3.7	—	—	1.4	—
—	0.48	0.05	0.11	4.57	100.36	45.8	u	u	1.7	—	+ IC	32.5	14.8	5.8	—	—	0.2	—	—
0.25	0.51	0.07	0.04	4.29	100.38	43.7	u	u	1.7	—	+ IV	46.0	1.3	5.1	1.7	—	—	—	1.3
0.13	0.56	0.05	0.05	5.92	98.11	19.6	u	u	4.4	6.4	+ IC	36.0	18.2	4.0	0.7	—	—	1.6	0.8
0.03	0.31	0.09	0.10	7.85	100.00	39.2	u	u	1.7	—	+ IC	45.7	5.6	2.3	4.2	—	—	0.2	—
0.05	0.41	0.05	—	8.04	100.19	35.9	u	u	2.0	—	IC	33.7	18.9	1.8	6.0	—	—	—	—
0.10	0.58	0.18	—	4.81	100.36	46.7	u	u	2.1	—	+ IC	4.5	4.1	5.6	—	—	—	—	—
0.16	0.26	0.09	0.33	5.73	99.52	30.8	4	0.2	6.5	3.1	+ CV	46.0	2.2	6.0	2.1	—	—	0.6	—
—	0.24	0.08	0.45	9.74	101.12	21.1	—	—	4.4	—	—	40.5	19.1	—	12.3	2.6	—	0.8	—
0.03	0.52	0.10	0.70	5.86	100.03	35.3	6	0.5	4.9	—	IM	32.0	15.6	7.0	1.4	—	—	1.3	—
—	0.59	0.05	0.09	7.45	100.28	52.2	—	—	1.9	—	+ V	36.0	6.9	1.3	—	—	—	—	—
—	0.53	0.03	0.09	8.17	100.38	45.4	—	—	3.0	—	+ IM	31.0	14.6	1.9	1.8	—	—	—	—
0.24	0.57	0.07	0.74	6.40	100.43	27.5	6	0.5	5.2	3.6	+ IC	36.0	9.7	12.0	—	—	—	1.4	0.5
0.05	0.31	0.06	0.54	8.35	99.99	39.1	u	n	1.9	—	+ IC	31.0	16.9	2.3	6.8	—	—	1.0	—
0.08	0.65	0.07	0.11	5.11	100.12	36.2	—	—	5.9	—	+ IC	36.2	4.8	12.3	4.9	—	—	0.2	—
0.02	0.54	0.12	—	8.18	99.58	53.5	—	—	3.6	—	—	31.2	9.9	—	1.8	—	—	—	—
0.06	0.64	0.06	0.05	7.42	100.49	51.3	u	u	2.1	—	+ V	32.3	8.3	2.5	2.0	—	—	—	—
—	0.64	0.03	0.08	8.45	100.33	51.6	u	u	3.4	—	+ + IM	37.0	3.7	1.3	—	—	—	0.1	—
0.15	0.50	0.13	0.55	9.26	100.11	33.5	12	0.4	3.9	—	+ + IM	40.0	16.2	7.0	2.3	—	—	1.0	—
0.07	0.38	0.08	1.13	8.36	99.92	25.2	8	0.5	6.7	—	+ CV	34.0	14.7	7.0	7.5	1.7	—	2.1	—
0.01	0.69	1.18	0.05	9.39	99.53	46.8	u	u	4.2	—	+ + IC	30.0	12.3	0.6	—	—	—	—	—
0.12	0.46	0.08	—	5.38	100.12	47.0	u	u	3.7	—	+ + IC	31.9	0.8	9.6	1.7	—	—	—	1.9
—	0.54	0.09	0.81	6.48	100.53	32.7	u	u	7.5	—	IC	29.6	12.4	7.4	8.9	3.7	—	1.5	—
0.94	0.82	0.09	0.14	9.10	99.89	41.9	10	0.5	3.1	3.6	+ + IM	28.0	10.3	6.3	—	—	—	0.3	0.9
0.10	0.65	0.07	0.01	6.27	100.43	30.3	3	0.4	8.2	3.6	+ CV	31.0	6.0	13.0	—	—	—	—	4.0
0.07	0.75	0.08	0.15	6.78	100.35	48.3	6	0.4	6.1	1.3	IM	26.0	6.6	8.0	1.8	—	—	0.3	—
0.16	0.55	0.21	0.69	9.41	100.01	24.5	u	u	6.7	—	+ IC	29.0	10.6	13.7	12.4	3.4	—	1.3	—
0.07	0.85	0.07	0.42	6.75	100.42	39.2	7	0.5	7.0	8.6	+ IM	28.0	1.2	12.0	—	—	—	0.8	0.3
0.08	0.92	0.08	0.07	6.92	100.37	41.0	6	0.7	8.2	6.8	IC	26.0	0.6	14.0	—	—	—	—	—
0.05	0.65	0.07	1.02	10.30	100.02	46.3	5	0.4	4.9	—	+ CV	26.5	8.1	2.5	6.3	—	—	1.9	—
0.80	0.80	0.16	0.32	7.52	100.41	23.8	5	0.37	13.0	8.2	—	30.0	7.1	7.0	2.7	1.0	2.5	0.5	—
0.17	0.80	0.08	0.20	6.83	100.12	38.1	6	0.6	10.4	7.3	+ IM	26.0	2.2	9.0	2.2	—	2.0	0.7	—
0.08	0.51	0.11	0.65	10.57	99.99	48.4	u	u	3.2	—	+ IM	27.3	6.3	2.4	8.4	—	—	1.2	0.3
0.22	0.24	0.12	0.96	10.85	99.85	27.0	—	—	1.3	—	—	32.0	9.8	7.2	7.4	5.4	6.4	1.8	—
0.41	0.22	0.12	0.59	15.52	99.67	19.5	u	u	4.1	—	+ IC	37.0	8.6	3.5	16.8	5.5	3.5	1.1	—
0.02	0.85	0.12	0.69	6.13	99.99	51.2	7	0.4	5.6	—	IM	33.0	—	12.0	1.0	—	—	1.3	2.1



Continuati

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
58	71/8	Obcina Feredeului	clay shale	54.82	19.90	3.02	2.09	3.73	2.34	0.70	3.
59	73/104	Bota Valley-Buzău	clay shale	54.73	13.87	2.00	5.06	5.08	1.83	1.05	2.
60	74/59	Ursu Boork (Trotuș Valley)	clay shale	54.28	14.33	3.77	2.26	3.57	2.11	0.35	2.
61	73/105	Bota Valley-Buzău	clay shale	52.00	16.78	4.04	1.16	4.00	1.78	0.24	2.
62	73/36	Covasna Valley	clay shale	51.65	16.25	4.42	0.88	6.00	1.70	0.32	3.
1	76/1	Cașin Valley (Tg. Secuiesc)	clay chert	74.71	11.18	2.87	0.93	0.69	1.34	0.58	1.
2	71/1 a	Obcina Feredeului	clay siliceous shale	63.56	14.78	3.17	1.20	1.02	1.33	0.28	2.
3	75/44	Târcuța Brook (Tarcău Valley)	clay siliceous shale	61.36	15.11	1.32	3.55	1.55	1.62	0.15	2.
4	76/4	Repat Brook (Cașin Valley)	clay siliceous shale	58.35	13.88	3.28	1.57	6.17	1.86	0.68	1.
5	71/14	Paltinu Brook (Moldovița Valley)	clay shale	56.87	18.07	3.84	1.88	2.48	1.67	0.46	1.
6	71/13	Bou Brook (Moldovița Valley)	clay shale	56.85	18.17	4.22	0.90	3.38	1.64	0.36	2.
7	73/13	Poiana Uzului (Uzu Valley)	clay shale	56.75	18.77	4.48	1.13	0.80	1.40	0.43	2.
8	75/45 a	Tarcău Valley (Bistrița Valley)	clay shale	56.30	18.52	3.25	1.16	3.91	1.90	0.11	2.
9	71/28	Omul Mort Brook (Moldova Valley)	clay shale	53.64	17.64	3.80	1.66	3.59	1.95	0.36	2.
10	75/45 a	Bolovaniș Brook (Tarcău Valley)	clay shale	53.63	14.95	0.00	2.39	2.89	1.61	0.40	2.
11	71/35	Corlăteni Brook (Moldova Valley)	clay shale	53.50	16.64	3.18	1.71	5.45	1.57	0.35	2.
12	73/29	Covasna Brook (Covasna)	clay shale	52.90	16.36	1.93	2.97	7.62	2.00	1.11	2.
13	71/31	Omul Mort Brook (Moldova Valley)	marly clay shale	48.24	16.22	4.93	1.38	8.07	2.06	0.44	2.
14	73/57	Păpăuți Brook (Covasna Valley)	clay shale	46.50	16.16	3.87	11.84	8.20	2.10	0.43	2.

ML = Mixed layers; Vm = vermiculite; I = illite; C = chlorite; M = montmorillonite; IA = sharpn

The high contents in minor elements are found, for these reasons, in the clay and pelosideritic rocks, while the siliceous rocks and limestones have low contents (excepting Sr for the limestones). Pb, Ga, Ni, Cr, V and Be display an obvious affinity with the clay rocks; Ga, Sr, V, Be and less Ni and Cr with the pelosiderite rocks.

As regards the distribution and contents of minor elements in the black shale formation one may draw the conclusion that the only factor which influences is the chemical-mineralogical character of the rock, no matter the lithological horizon and the structural unit to which they belong.

The genesis of the formation was related to the great detrital-organic-chemical sedimentary processes, being conditioned by an euxinic



Table 1

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
0.14	0.79	0.13	—	9.34	100.65	70.3	—	—	5.9	—	IC + IM	19.0	—	5.9	6.6	—	—	—	—
0.23	0.34	0.14	1.15	13.34	100.77	31.7	4	0.22	10.5	—	+ IM	30.0	—	12.0	7.6	0.5	2.5	1.9	—
0.12	0.73	0.11	1.20	8.26	93.35	33.5	—	—	6.4	7.2	—	28.0	5.4	6.5	5.0	2.1	—	2.2	0.2
0.09	0.70	0.13	0.80	16.75	99.73	34.1	6	0.4	3.3	10.2	+ CV	24.0	1.0	8.0	4.4	1.0	—	1.6	1.0
0.07	0.85	0.13	0.51	13.98	100.07	49.9	7	0.33	2.5	6.9	IC + IM	25.0	—	2.7	9.0	—	—	0.9	—
0.03	0.51	0.09	traces	4.98	99.87	29.4	10	0.9	2.6	5.8	+ IC	43.5	9.5	4.9	—	—	—	—	1.1
0.03	0.65	0.05	0.02	11.44	99.60	54.5	u	u	3.4	—	+ IC IM	34.3	—	2.4	1.8	—	—	—	—
0.03	0.57	0.10	1.05	11.59	100.31	36.2	u	u	6.4	7.5	+ IM	32.2	3.8	3.0	2.1	—	2.0	2.0	—
0.15	0.67	0.13	0.07	11.59	100.38	29.9	13	0.5	4.4	11.2	+ IC	32.0	0.8	6.0	12.0	—	—	—	1.5
0.07	0.77	0.07	1.38	10.35	99.78	65.0	u	u	5.3	—	+ IC	23.8	—	3.9	4.4	—	—	2.6	—
0.07	0.74	0.07	—	11.63	100.39	68.1	u	u	2.5	—	+ IM	23.6	—	3.0	6.0	—	—	—	0.5
0.40	0.87	0.07	0.05	12.80	99.93	35.5	7	0.4	3.2	19.5	IC + CV	30.5	5.1	3.6	—	—	—	—	2.4
0.04	0.60	0.07	traces	12.60	100.96	35.0	12	0.18	3.3	22.2	+ IC	25.0	0.9	2.0	6.3	1.4	—	—	1.2
0.06	0.69	0.05	1.00	12.56	99.49	64.5	u	u	4.7	—	+ IC	18.1	—	3.0	6.4	—	—	1.9	—
traces	0.78	0.07	2.39	15.75	99.72	31.7	u	u	6.8	5.5	n	30.8	—	3.4	5.2	—	—	5.1	—
0.11	0.66	0.04	1.20	12.48	99.35	60.4	u	u	4.8	—	+ IC	21.0	—	3.0	9.7	—	—	2.1	—
0.14	0.90	0.10	1.04	10.23	100.80	36.2	7	0.4	4.9	7.9	—	20.0	—	9.4	13.6	—	2.0	1.9	—
0.08	0.66	0.04	1.46	13.26	99.18	58.8	u	u	3.9	—	+ IC	21.0	—	3.7	14.4	—	—	2.6	—
0.19	0.57	0.07	1.27	15.72	99.64	41.2	9	0.4	21.8	—	IM + CV	18.8	1.0	3.6	13.8	1.6	7.0	2.4	—

index ; I_E = Esquevin index ; u = undetermined.

environment dominated by a reducing geochemical facies. The variation of the water level, as well as their characters determined changes, without a marked periodicity, in the sedimentary character and gave the colour of the sediments by the presence or absence of the organic-sulphurous pigment.

Relying on the iron minerals there could be established, in some cases, transitions from very weak oxidation environments (glauconite), through reducing environments (leptochlorites, siderite) to strong reducing environments (pyrite), characters which manifested especially during the primary diagenesis phase within the origin mud mass. The iron supplies of continental origin were transported by the clay micellas.



TAB
Chemical-Mineralogical Composition of the

No.	Sam- ple	Rock source	Rock type	Horizon	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	MnO
1	76/14	Covasna Valley	siliceous-clay shale	III. Middle	63.18	13.92	0.28	3.72	1.95	2.92	0.45	3.00	0.14
2	73/24	Covasna Valley	weakly siliceous clay shale		58.86	18.47	2.88	3.96	1.70	3.03	1.52	4.00	0.42
3	73/17	Covasna Valley	siliceous-clay shale		58.05	17.19	6.10	3.48	1.48	2.30	0.90	4.21	0.02
4	76/13	Covasna Valley	siliceous-clay shale	II. Middle	55.43	21.45	0.87	4.43	0.97	3.08	1.80	4.45	0.10
1	76/11	Lunca Mică Valley	lydiane	III. Upper	80.94	6.68	0.97	2.0	1.18	1.26	1.15	0.85	0.04
2	76/6	Lunca Mică Valley	marly chert		77.59	3.70	0.13	1.43	6.49	1.13	0.35	0.60	0.09
3	76/8	Lunca Mică Valley	marly chert		74.15	5.32	0.79	2.86	5.02	1.87	0.38	0.95	0.18
4	73/4	Uzu Valley	siliceous marly clay shale	II. Upper	72.62	5.36	1.77	1.37	6.16	2.28	0.41	1.26	0.12
5	73/3	Uzu Valley	clay chert		71.68	7.84	3.54	0.92	4.07	1.57	0.33	1.06	0.13
6	76/10	Lunca Mică Valley	siliceous clay chert		71.27	12.96	2.06	1.78	0.35	1.59	0.88	2.25	0.08
7	73/6	Uzu Valley	clay chert	II. Upper	69.11	9.30	1.82	2.39	5.06	1.99	0.73	1.62	0.09
8	73/25	Covasna Brook	siliceous clay shale		61.83	15.00	1.97	3.08	3.21	2.32	0.55	2.89	0.14
9	76/7	Lunca Mică Valley	siliceous clay shale		61.45	14.06	0.13	3.43	3.07	2.82	1.10	2.90	0.36
10	76/9	Lunca Mică Valley	marly siliceous clay shale	II. Upper	58.90	16.18	0.06	3.00	3.28	3.01	0.35	3.70	0.14
11	73/22	Covasna Valley	siliceous clay shale		58.49	17.28	4.11	3.51	1.75	2.84	1.51	3.19	0.08
12	73/20	Covasna Valley	siliceous clay shale		58.45	13.08	5.16	2.66	4.04	2.25	0.66	3.20	0.30
13	72/23	Covasna Valley	marly siliceous clay shale		49.38	12.09	2.73	4.17	12.61	2.58	0.65	1.05	0.42

ML = Mixed layer; VM = vermiculite; I = illite; M = montmorillonite; IA = sharpness index; IE = Esquevian

The iron source must be searched in a siderolitic alteration on the continental area of the origin material, process which manifested more intensly at the begining of the deposition of the formation (probably Hauterivian-Barremian) with the accumulation of sideritic rocks, and gradually decreases in time to Albian, the place of iron-bearing rocks being taken by the calcareous concretions and limestones.

As a matter of fact, at a time with the decreasing of the quantity of iron, the supply of kaolinite, clay mineral of siliceous origin decreases, too. The oxidated iron was reduced in the marine environment.

The development of the siliceous organisms led to the accumulations which generated the siliceous rocks. The detrital material from



LE 2

siliceous-Clay Series-Tarcău Nappe

TiO ₂	P ₂ O ₅	S	P.C.	Total	Hydromicas	I _A	I _B	Chlorite	Kaolinite	ML Vm	Quartz Chalcedony Opal	Feldspar	Calcite	Dolomite	Siderite with substitutions	Pyrite	Hematite	
0.63	0.09	0.98	9.27	100.40	36.3	12	0.42	10.5	-	+ IC IM	34.6	3.6	2.1	1.0	4.5	-	1.8	
0.87	0.10	0.44	5.72	99.97	59.1	6.5	0.4	11.0	-	+ IM	11.0	2.9	12.6	3.6	-	-	0.8	
0.86	0.12	0.70	4.55	99.96	51.2	7	0.3	5.6	-	++ IM IV	22.5	-	12.0	1.0	-	-	1.3	
0.83	0.14	0.07	6.96	100.52	M 32.1 I 9.9	14	0.48	3.5	6.9	-	16.0	5.1	15.2	1.7	-	-	-	
0.48	0.12	0.45	3.34	99.40	12.8	11	0.3	5.6	1.4	-	59.0	6.5	9.7	-	2.2	1.0	0.8	
0.16	0.07	0.39	7.34	99.42	9.0	-	-	4.0	-	-	62.7	7.1	3.0	17.2	-	-	0.7	
0.24	0.12	0.19	7.52	99.55	14.3	-	-	6.0	-	-	60.3	2.1	2.2	6.5	4.5	-	0.4	
0.45	0.11	0.51	6.89	99.31	18.8	u	u	5.6	-	+ IC	36.0	22.9	3.5	7.5	6.1	-	0.9	
0.46	0.09	0.63	7.11	99.43	15.7	8	0.2	2.5	1.7	+ IC	38.0	20.6	5.0	3.9	3.9	-	1.2	
0.55	0.11	0.23	5.34	99.42	33.9	11	0.42	5.0	5.3	+ IM	41.0	4.1	8.0	0.6	-	-	0.4	
0.36	0.09	0.51	7.05	100.12	24.4	-	3	0.3	6.8	-	++ IC CV	36.0	12.0	10.0	5.7	3.8	-	0.9
0.81	0.08	0.90	6.18	98.96	42.8	-	7	0.4	5.9	0.8	+ + IC IM	20.0	8.3	4.5	4.4	1.3	1.5	1.7
0.67	0.21	0.93	9.69	100.70	M 8.5 I 26.2	12	0.38	5.9	-	+ IC	30.4	5.0	10.0	1.8	6.7	2.0	1.7	
0.68	0.11	0.74	10.64	100.69	M 7.5 I 40.0	15	0.45	5.0	-	+ IM	25.0	4.8	3.0	3.1	5.1	2.0	1.4	
0.86	0.10	0.72	5.54	99.98	47.4	7	0.6	9.8	2.2	+ IC	20.0	1.1	12.6	2.0	2.0	-	1.3	
0.76	0.15	0.83	6.62	98.16	47.4	8	0.4	7.4	-	+ IC	24.0	3.4	5.5	7.1	-	-	1.5	
0.65	0.11	0.16	13.11	99.71	15.4	3.5	0.5	11.7	10.0	-	20.0	8.3	8.0	17.7	6.8	-	0.2	
																	1.2	

index; u = undetermined.

the supplies — also periodical — is reflected in the silt sandstone or in the breccious conglomeratic intercalations and resulted from the Mesozoic crystalline zone, from the Dobrogean Greenschists and from a source connected to a presumed chain, the so-called "Cumana chain". We make a special mention for the accumulation of the organic matter on which the clay rocks are attached.

The advanced diagenesis processes lead sometimes to the anchimetamorphic stage. At a time with the formation it takes place the diagenesis of the organic matter with formation of bitumen which evaluates to oil, thus the black shale formation have been considered as oil source rocks.



TAB

Chemical-Mineralogical Composition of the Siliceous-

No.	Sample	Rock source	Rock type	Horizon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	75/32	Almașu Brook-Horația-Piatra Neamț	weakly chert		74.54	0.95	0.59	0.14	13.08	0.51	0.15	0.15
2	76/27	Putna Valley-Vrancea	clay chert		71.00	9.78	3.67	2.57	0.94	2.09	1.30	2.70
3	76/25	Putna Valley-Vrancea	marly chert		70.53	12.51	1.49	2.29	0.84	1.97	1.23	2.35
4	76/26	Putna Valley Vrancea	marly chert		70.40	12.81	1.46	2.43	0.76	1.91	1.20	2.45
5	76/24	Putna Valley-Vrancea	clay chert		70.01	13.45	1.20	2.40	0.40	2.39	1.20	2.30
6	75/24	Țigana Brook-Cuejdiu Valley	weakly marly chert		69.25	0.48	0.00	0.29	16.33	0.83	0.00	0.00
7	75/23	Țigana Brook-Cuejdiu Valley	calcareous chert	III. Upper	60.64	0.00	0.00	0.43	21.78	traces	0.15	0.20
8	76/34	Gliguța Valley-Piatra Neamț	marly chert		57.02	2.40	0.91	0.64	20.17	0.04	0.25	0.55
1	75/35	Jgheabu Mare-Valley	clay chert		81.14	8.33	1.29	0.87	0.84	1.84	0.30	1.45
2	75/30	Almașu Brook (Piatra Neamț)	clay chert		78.00	9.10	1.35	0.78	2.05	1.90	0.30	1.40
3	71/1	Almașu Valley (Piatra Neamț)	clay siliceous shale		75.29	8.13	1.69	1.04	3.40	1.02	0.29	1.30
4	75/21 a	Țigana Brook-Cuejdiu Valley	clay chert		73.81	13.30	1.10	1.73	0.60	1.22	0.30	1.80
5	75/9 a	Putna Valley-Vrancea	clay chert		73.78	11.59	1.84	2.17	0.49	1.47	0.95	1.60
6	75/7 a	Putna Valley-Vrancea	clay chert		72.94	10.75	1.92	2.10	1.65	1.48	0.55	1.50
7	76/23	Putna Valley-Vrancea	marly chert		70.90	11.01	1.16	2.29	2.37	2.48	1.20	1.80
8	76/22	Putna Valley-Vrancea	marly chert		69.43	13.50	0.00	3.29	0.48	1.90	1.20	2.35
9	75/8 a	Putna Valley-Vrancea	clay chert		69.16	13.59	2.36	2.53	0.63	1.76	0.97	1.90
10	75/13 a	Streiu Brook-Putna Valley-Vrancea	clay chert	III. Middle	68.69	11.55	1.37	2.24	0.84	1.68	0.95	2.25
11	75/25 c	Țigana Brook-Cuejdiu Valley	weakly clay chert		68.07	13.60	1.95	1.94	1.79	1.45	0.68	2.49
12	75/7 b	Putna Valley-Vrancea	marly siliceous shale		67.80	5.49	4.21	1.69	8.62	1.20	0.35	0.65
13	75/16 a	Streiu Brook-Putna Valey-Vrancea	clay siliceous shale		67.27	15.65	1.18	2.53	0.56	1.71	1.05	2.30
14	75/14 b	Streiu Brook-Putna Valley-Vrancea	clay siliceous shale		66.37	15.26	2.27	2.41	0.42	1.95	0.90	2.35
15	75/13 b	Streiu Brook-Putna Valley-Vrancea	clay siliceous shale		65.50	15.98	1.95	2.17	0.63	2.46	0.90	2.65
16	76/21	Putna Valley-Vrancea	marly chert		63.37	3.97	1.15	2.00	11.17	1.43	0.50	0.55
17	75/40	Uzu Valley-Poiana Uzului	clay chert		63.03	9.30	1.85	2.39	5.06	1.99	0.73	1.62



LE 3

Clay Series Rocks-Marginal Folds Unit

MnO	TiO ₂	P ₂ O ₆	S	P.C.	Total	Hydromicas	I _A	I _E	Chlorite	Kaolinite	ML, Vm	Quartz chalcocite	Icelandic Opal	Feldspar	Calcite	Dolomite	Siderite	Pyrite	Hematite
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
traces	—	0.10	0.15	9.92	100.82	2.3	—	—	0.8	—	—	72.5	—	1.3	20.9	4.4	—	0.3	—
0.09	0.63	1.13	0.69	5.46	100.96	34.6	6.6	0.50	7.3	—	+ IC	37.6	7.4	11.0	1.7	—	—	1.3	1.9
0.05	0.67	0.12	0.70	5.04	99.70	35.4	12	0.55	6.5	—	+ IC	42.0	1.6	10.2	1.5	—	—	1.3	—
0.05	0.64	0.10	0.49	4.81	99.44	36.9	7	0.64	6.9	—	+ IC	40.0	2.7	10.1	1.4	—	—	0.9	—
0.04	0.68	0.11	0.73	5.87	100.65	34.7	11	0.25	6.8	1.1	+ IC	42.0	1.0	10.1	0.7	—	—	1.4	—
0.06	0.00	0.06	0.00	13.20	100.50	—	—	—	0.8	—	—	69.0	—	—	27.5	3.7	—	—	—
0.90	0.00	0.09	traces	15.90	100.09	—	—	—	—	—	—	59.8	—	1.3	30.6	4.1	—	—	—
1.17	0.15	0.10	traces	17.34	100.74	8.0	—	—	1.8	—	—	43.8	7.0	2.1	34.0	3.7	—	0.4	—
traces	0.38	0.04	0.47	4.07	101.02	21.9	—	—	2.5	—	—	66.8	—	4.6	—	—	—	0.9	0.6
traces	0.41	0.10	0.56	5.14	101.02	21.1	u	u	2.2	3.1	+ IC	49.0	11.6	5.0	4.5	—	—	1.0	0.6
0.04	0.35	0.16	0.53	6.63	99.93	28.8	—	—	2.9	—	—	44.0	14.1	2.4	1.6	—	—	1.0	—
traces	0.40	0.06	0.22	6.86	101.01	27.1	10	0.18	3.9	7.9	+ IC	50.5	3.4	4.0	0.5	—	—	0.4	—
traces	0.59	0.07	0.44	4.64	99.63	24.1	6	0.50	6.1	6.7	IM ++CV	46.4	4.5	8.3	1.3	—	—	0.8	—
0.06	0.61	0.08	0.87	5.26	99.75	22.7	5	0.56	5.9	4.9	CV ++ IM	43.0	9.6	1.6	1.5	1.6	—	1.6	—
0.05	0.59	0.15	0.86	5.78	100.52	27.1	8	0.41	6.5	1.4	+ IC	38.3	9.3	10.1	—	1.5	5.1	1.5	—
0.04	0.70	0.15	0.72	5.88	99.49	35.4	6	0.60	3.5	—	+ IC	41.1	2.4	10.1	—	1.3	3.3	1.3	—
0.00	0.69	0.15	1.28	5.49	100.46	28.7	7	0.36	7.2	4.8	CV ++ IM	33.0	11.3	8.2	1.7	—	—	3.4	—
0.00	0.70	0.11	0.73	5.63	99.76	33.9	5	0.43	6.3	3.4	CV ++ IM	42.5	—	8.0	1.5	—	—	1.4	0.3
0.04	0.69	0.10	0.77	6.15	99.72	37.5	10	0.28	5.5	1.9	IC + IM	42.5	—	5.7	3.2	—	—	1.4	—
0.07	0.26	0.07	1.97	7.93	100.21	9.8	—	—	4.8	1.2	—	50.0	7.6	6.0	12.9	2.6	—	3.6	1.1
0.00	0.74	0.06	0.93	6.12	100.11	34.7	6	0.33	7.2	4.4	IM ++ IC	35.0	4.2	8.9	1.0	—	—	1.7	—
0.08	0.79	0.09	1.05	5.98	99.91	35.4	—	—	6.8	9.0	—	40.4	—	2.5	0.2	0.9	—	1.9	—
0.07	0.82	0.08	0.87	6.08	100.26	40.0	—	—	6.2	3.8	—	36.4	—	7.6	2.0	—	—	1.6	—
0.05	0.23	0.09	0.07	10.88	99.39	8.3	—	—	5.6	—	—	50.6	8.1	4.2	21.2	—	—	0.1	0.3
0.09	0.36	0.09	0.51	7.05	100.13	44.5	10	0.37	3.3	0.5	IM + IC	34.0	2.9	4.5	7.6	0.7	—	—	1.3



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
18	75/38	Jgheabu Mare Brook-Piatra Neamt	marly siliceous clay shale	53.93	7.90	1.94	2.53	15.12	0.81	0.75	1.55	
1	75/2 a	Putna Valley-Vrancea	clay siliceous shale	69.75	8.52	3.02	1.44	6.15	1.21	0.95	1.10	
2	75/10 a	Streiu Brook-Putna Valley-Vrancea	clay siliceous shale	67.71	14.14	1.25	2.46	2.33	1.83	0.90	2.10	
3	76/17	Putna Valley-Vrancea	clay chert	66.09	13.76	1.07	2.72	2.16	2.20	1.35	2.45	
4	76/18	Putna Valley-Vrancea	weakly marly siliceous shale	62.98	16.79	1.35	3.43	1.39	2.19	1.45	2.85	
5	75/4 a	Putna Valley-Vrancea	clay siliceous shale	62.86	13.79	1.23	2.53	4.98	1.68	1.05	1.95	
6	75/33 a	Jgheabu Mare Brook (Piatra Neamt)	clay siliceous shale	62.60	16.91	1.32	2.32	3.30	2.10	0.70	2.60	
7	75/18	Tigana Valley-Cujdiu Valley	clay siliceous shale	62.39	18.15	2.87	2.10	0.84	2.12	0.75	3.05	
8	75/5 a	Putna Valley-Vrancea	clay siliceous shale	62.37	17.92	1.70	2.75	0.58	2.09	0.90	2.80	
9	75/28	Almașu Brook-Piatra Neamt	clay siliceous shale	61.37	17.88	1.19	2.75	1.34	1.81	0.75	3.00	
10	75/1 a	Putna Valley-Vrancea	clay siliceous shale	60.94	16.33	3.97	2.63	1.31	1.99	1.00	2.55	
			I. Lower									

ML = Mixed layers; Vm = vermiculite; I = illite; C = chlorite; M = montmorillonite; IA = sharpness



table 3

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
0.13	0.43	0.04	traces	14.38	100.56	23.4	—	—	4.4	—	—	3.6.5	—	6.3	25.2	3.1	1.6	—	0.5
0.06	0.45	0.06	0.47	6.78	99.96	16.6	5	0.38	4.1	3.1	+ IC + IM	40.0	12.4	10.0	10.3	—	—	0.9	1.4
0.06	0.62	0.10	0.65	6.36	100.63	31.7	6	0.48	7.0	4.2	+ IM + IC	40.0	2.5	7.6	4.1	—	—	1.2	—
0.16	0.69	0.17	0.94	6.51	100.14	30.9	11	0.46	7.7	1.5	+ IC	32.0	5.6	14.0	2.3	2.7	—	1.7	0.7
0.05	0.79	0.11	0.95	7.47	100.24	42.4	6	0.46	0.9	2.7	+ IC	24.0	6.5	12.2	2.5	—	5.0	1.8	—
0.00	0.70	0.10	0.76	7.75	99.71	29.4	6	0.32	7.2	5.5	IM ++CV	32.0	5.3	8.9	8.5	0.8	—	1.4	—
traces	0.80	0.09	0.50	7.23	101.68	39.2	10	0.20	6.6	9.2	IM ++CV	31.5	1.5	6.0	5.3	1.0	—	0.9	1.1
0.05	0.78	0.07	—	6.29	99.46	46.0	10	0.27	6.0	10.8	+ IC	28.0	—	6.3	1.5	—	—	—	—
0.07	0.85	0.11	0.81	6.88	100.74	42.2	7	0.48	7.8	5.5	CV + IM	30.0	0.9	7.6	1.3	—	—	1.5	—
0.05	0.89	0.08	0.58	7.53	100.03	45.2	—	—	2.1	12.4	—	27.7	—	6.0	2.0	—	—	1.1	—
0.06	0.84	0.14	0.60	6.30	99.79	38.5	8	0.30	7.5	9.5	IC +CV	31.3	3.1	8.5	2.3	—	—	1.1	0.8

index ; : I_E = Esquevin index.



No.	Sample	Rock source	Rock type	Horizon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	2	3	4	5	6	7	
1	5035	Paltinu Brook (Moldova Valley)	dolomitic limestone	III. U P P E R	10.61	0.09	0.34
1	71/47	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	dolomitic siliceous limestone	11.89	2.14	0.73	
2	71/24	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	dolomitic marly limestone	20.60	4.63	1.55	
3	71/20	Omul Mort Brook (Moldova Valley)	marly limestone + dolomite and siderite	14.14	5.22	1.17	
4	71/33	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	dolomitic-siliceous limestone	25.50	2.10	3.46	
5	73/99	Bota Valley-Buzău	concretionary siliceous limestone	39.29	3.95	0.46	
6	71/38	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	dolomitic siliceous marly limestone with pyrite	39.16	2.10	12.58	
7	71/40	(Bicaz-Broșteni Road)	siliceous limestone	52.41	4.55	1.45	
8	71/15	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	siliceous clay pelosiderite	41.54	5.76	2.50	
9	74/70	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	clay pelosiderite	12.04	4.26	2.21	
1	5249	Sadova Brook (Moldova Valley)	weakly marly pelosiderite	6.50	3.26	1.04	
2	73/14	Uzu Valley (Oclău)	weakly marly pelosiderite	6.21	1.12	2.86	
3	71/16	Paltinu Brook (Moldova Valley)	pelosiderite marly	7.43	2.70	5.25	
4		Sadova Valley (Moldova Valley)	siliceous calcareous pelosiderite	9.66	—	3.45	
5	75/42	Dariciuc Brook (Suceava Valley)	calcareous clay pelosiderite	11.29	1.98	2.45	
6	5246	Sadova Brook (Moldova Valley)	dolomitic pelosiderite	8.70	2.49	2.35	
7	5043	Deinacușa Brook (Moldovița Valley)	marly pelosiderite	8.02	3.39	3.05	
8	73/112	Bota Valley-Buzău	weakly clay pelosiderite	18.90	5.48	1.15	
9	71/5	Obcina Feredeului	calcareous pelosiderite	10.06	0.15	6.24	
10	74/42	Sălătruc Brook (Moldova Valley)	calcareous clay pelosiderite	16.51	4.34	0.76	
11	73/12	Uzu Valley (Oclău)	weakly clay pelosiderite	17.87	5.69	0.40	
12	74/40	Sălătruc Brook (Moldova Valley)	calcareous clay pelosiderite	15.26	4.88	2.52	
13	5242 b	Roatele Brook (Sadova Valley)	dolomitic clay pelosiderite	11.56	4.31	2.80	
14	74/54	Moldova Valley	calcareous clay pelosiderite	19.50	4.86	2.81	
15	71/2	Obcina Feredeului	dolomitic pelosiderite	13.06	2.44	2.63	
16	73/51	Păpăuți Brook-Covasna	clay pelosiderite	15.32	3.88	2.49	
17	74/52	Sălătruc Brook (Moldova Valley)	weakly siliceous calcareous pelosiderite	22.58	3.40	2.11	
18	71/30	Omul Mort Brook (Moldova Valley)	marly pelosiderite	26.25	8.40	3.22	
19	71/36	Corlățeni Brook (Moldova Valley)	weakly dolomitic marly pelosiderite	17.25	5.29	2.04	
20	74/50	Sălătruc Brook (Moldova Valley)	calcareous clay pelosiderite	17.43	3.71	2.41	
21	75/45 b	Bolovăniș Brook (Tarcău Valley)	marly clay pelosiderite	14.43	5.22	1.53	
22	74/46	Sălătruc Brook (Moldova Valley)	marly clay siliceous pelosiderite	21.29	4.07	1.51	
23	71/34	Corlățeni Brook (Moldova Valley)	marly siliceous pelosiderite	23.15	6.75	1.91	
24	73/55	Păpăuți Brook-Covasna	weakly siliceous spherosiderite	29.49	3.09	2.68	
25	71/27	Omul Mort Brook (Moldova Valley)	marly siliceous pelosiderite	21.06	5.11	1.17	
26	74/65	Ursu Brook (Trotuș Valley)	marly clay siliceous pelosiderite	21.02	4.74	3.21	
27	71/7	Obcina Feredeului	marly calcareous pelosiderite	10.81	3.62	2.09	
28	74/67	Sultă Brook (Trotuș Valley)	marly clay siliceous spherosiderite	24.24	6.58	2.81	
29	71/10	Obcina Feredeului	clay dolomitic pelosiderite	25.32	6.80	2.25	
30	74/40-01	Sălătruc Brook	clay calcareous pelosiderite	15.72	4.52	2.31	
31	74/26	Demăcușa Brook (Moldovița Valley)	weakly siliceous marly spherosiderite	17.11	7.84	0.10	
32	71/31 a	Omul Mort Brook (Moldova Valley)	weakly dolomitic marly pelosiderite	20.73	5.79	1.73	



FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	S	Loss of ignition	Total	Hydromicas	Chlorite	Quartz Chaledony	Feldspar	Calcite	Dolomite	Siderite with substitution	Pyrite	Hematite	Fe from siderite
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
0.39	47.35	2.33	—	—	1.50	0.13	0.12	0.02	37.33	100.21	—	00.0	10.6	—	81.2	10.6	—	—	—	—
1.03	43.32	3.27	0.48	0.48	1.00	0.17	0.16	0.39	34.56	99.62	3.3	2.9	6.5	4.1	70.2	13.8	—	0.7	—	—
0.83	38.07	2.14	0.65	0.40	0.57	0.21	0.18	1.05	29.91	100.79	12.5	2.3	9.8	5.5	63.1	7.3	—	2.0	—	—
3.78	37.37	2.22	0.39	0.74	0.51	0.22	0.16	0.51	32.80	99.23	14.8	4.8	3.0	3.3	63.1	6.6	4.2	—	—	—
0.72	34.17	2.36	0.25	0.35	0.42	0.09	0.11	6.40	25.60	98.96	3.3	2.0	20.9	4.2	46.2	9.9	—	—	—	—
1.19	25.92	1.62	0.38	0.67	0.22	0.16	0.12	1.01	23.60	99.16	10.1	—	31.4	3.0	44.0	4.7	1.8	1.9	—	—
0.61	19.78	1.68	—	0.40	0.74	0.11	0.12	9.69	13.88	100.85	7.1	1.7	35.1	—	31.9	6.1	—	18.1	—	—
0.96	19.34	1.84	0.37	0.82	0.51	0.24	0.11	0.26	17.42	100.28	9.1	2.7	43.5	8.0	31.1	6.3	—	—	—	—
15.30	7.39	4.11	0.25	1.40	0.69	0.36	0.09	0.73	19.75	99.81	18.2	—	28.9	4.2	7.0	4.4	33.7	1.3	—	11.8
31.61	6.76	7.43	0.21	0.61	0.97	0.52	0.06	0.07	33.18	99.93	9.2	1.8	4.3	4.0	7.3	2.0	61.4	0.1	1.7	23.6
38.20	6.94	7.00	0.20	0.35	0.84	0.05	0.23	0.17	36.04	100.82	9.3	—	—	3.4	4.0	—	84.0	0.3	—	29.7
37.93	6.73	6.30	0.16	0.30	1.58	0.06	0.87	0.09	35.93	100.14	4.5	—	3.9	—	8.0	—	80.5	0.2	2.4	30.0
35.39	6.81	5.12	0.15	0.54	0.37	0.15	0.32	0.11	35.76	100.08	10.7	—	2.0	—	11.3	—	70.3	0.2	4.6	28.0
34.72	7.04	7.37	0.20	0.40	1.10	0.14	1.60	0.19	34.32	100.02	—	—	9.7	—	6.1	—	79.6	0.4	3.5	27.0
33.83	7.91	6.21	0.00	0.65	1.50	0.12	0.11	0.14	34.12	100.28	9.8	—	6.2	2.2	11.2	5.5	60.8	0.3	1.8	23.5
33.49	9.02	6.68	0.25	0.55	0.97	0.12	0.35	0.24	35.07	100.35	5.1	—	3.7	4.2	12.5	5.2	68.5	0.4	1.9	26.0
32.16	7.32	8.79	0.20	0.60	0.81	0.17	0.17	0.03	35.90	100.59	9.7	—	1.2	3.4	7.8	—	74.1	—	2.5	25.4
32.02	6.30	4.31	0.30	0.60	1.50	0.11	0.20	—	29.09	99.04	9.0	15.0	8.4	2.5	6.0	—	57.9	—	—	21.5
31.96	8.18	7.07	0.14	0.64	0.95	0.18	0.24	3.55	30.35	99.71	—	—	9.7	2.4	14.2	—	67.9	6.6	1.8	24.8
28.50	11.18	4.73	0.27	0.63	0.46	0.60	0.18	0.14	31.62	99.92	9.5	8.2	7.7	2.2	14.3	3.0	52.8	0.3	0.2	19.7
28.17	8.79	6.17	0.45	0.50	1.08	0.13	0.19	0.32	29.91	99.65	7.5	16.8	6.7	5.0	12.0	5.0	47.3	0.6	—	17.3
27.60	9.37	6.14	0.27	0.65	0.41	0.35	0.10	0.35	31.66	99.56	9.8	7.3	5.8	4.0	16.0	—	52.3	0.7	—	19.3
27.13	10.20	7.92	0.10	0.65	1.11	0.19	0.16	0.21	34.19	100.83	15.3	—	3.8	1.6	14.2	5.6	61.0	0.4	1.9	21.3
27.11	6.52	6.52	0.27	0.75	0.83	0.37	0.06	0.17	29.80	99.57	11.3	5.2	9.9	4.0	7.5	4.0	54.6	0.3	1.8	19.6
27.08	10.32	7.94	0.21	0.81	0.84	0.25	0.11	0.29	33.80	99.78	5.7	—	8.2	3.5	9.7	11.8	57.4	0.5	2.1	21.0
26.83	12.07	5.54	0.20	0.45	0.68	0.09	0.30	—	31.93	99.78	6.8	10.2	7.9	1.7	17.7	—	52.6	—	1.8	20.0
25.10	10.44	4.52	0.57	0.40	0.35	0.40	0.26	0.23	29.16	99.53	8.0	5.1	14.7	6.0	13.0	—	53.5	0.4	1.6	18.0
23.64	5.23	5.28	0.37	1.39	0.30	0.50	0.05	0.27	25.88	100.78	26.5	—	9.3	6.3	6.2	5.8	51.8	0.5	—	20.7
23.41	12.88	5.87	0.35	0.79	0.64	0.23	0.11	0.27	30.89	100.02	18.7	—	5.7	3.0	16.5	4.0	51.9	0.5	0.7	18.2
23.08	14.39	5.02	0.54	0.44	0.42	0.45	0.08	0.20	31.44	99.61	6.6	6.3	8.0	7.0	19.5	—	53.5	0.4	1.6	17.7
22.75	13.64	7.31	0.15	0.90	0.93	0.18	0.17	0.42	32.47	100.40	13.6	—	5.0	5.0	15.9	13.0	46.0	0.8	0.8	17.7
22.70	14.12	4.12	0.30	0.46	0.51	0.35	0.19	0.45	29.32	99.53	6.9	10.0	13.0	3.0	16.0	4.0	44.7	0.8	0.7	14.9
22.27	11.61	5.50	0.55	1.14	0.71	0.21	0.22	0.36	26.37	100.75	17.4	—	9.6	8.5	13.0	5.8	47.6	0.7	0.6	17.3
21.99	8.88	5.25	0.25	0.60	1.28	0.11	0.59	—	25.35	99.56	9.0	2.3	15.2	4.0	9.0	—	52.4	—	2.1	16.5
21.88	14.15	4.58	0.30	1.00	1.16	0.27	0.18	0.36	29.63	100.43	18.8	—	9.8	2.5	21.0	4.0	45.4	0.7	—	17.0
21.67	12.84	4.82	0.35	0.55	1.02	0.40	0.06	0.12	28.90	99.70	8.3	8.2	12.0	4.0	13.0	3.0	49.6	0.2	2.6	15.6
20.96	18.04	4.79	0.07	0.47	1.19	0.14	2.89	0.24	35.19	99.70	14.4	—	3.5	—	28.0	4.5	44.1	0.4	1.1	16.3
20.89	10.85	4.56	0.43	0.99	0.98	0.50	0.09	0.07	26.58	99.57	14.9	2.8	11.7	7.0	15.7	4.5	40.2	0.1	1.9	15.7
20.76	9.52	6.87	0.25	0.64	0.88	0.32	0.39	0.44	26.64	101.08	22.3	—	11.6	4.2	7.0	7.2	49.3	0.8	—	14.9
20.59	17.58	4.57	0.21	0.63	0.30	0.42	0.33	0.20	26.84	99.80	9.5	7.5	6.9	3.0	18.0	3.0	47.3	0.4	1.3	13.9
19.95	15.55	8.02	0.21	0.79	0.69	0.80	0.09	0.43	28.90	100.48	11.9	15.5	6.6	1.7	20.0	10.4	36.4	0.7	—	11.3
19.35	15.44	4.25	0.25	0.99	0.97	0.25	0.15	0.09	29.73	99.42	18.3	—	9.2	4.2	21.8	5.0	40.8	—	0.7	15.0

1	2	3	4	5	6	7
33	5296	Paltinu Brook (Moldova Valley)	weakly marly pelosiderite	14.19	5.48	3.0
34	74/57	Moldova Valley	clay siliceous calcareous pelosiderite	25.04	5.72	3.1
35	71/6	Obcina Feredeului	weakly dolomitic calcareous pelosiderite	8.09	1.67	2.2
36	74/64	Ursu Brook (Trotuș Valley)	weakly siliceous calcareous pelosiderite	17.06	2.94	2.7
37	73/27	Covasna Valley	weakly siliceous calcareous pelosiderite	24.49	8.37	1.3
38	76/5	Repat Brook (Cașin Valley)	weakly siliceous calcareous pelosiderite	23.51	2.86	9.6
39	76/3	Repat Brook (Cașin Valley)	weakly siliceous calcareous pelosiderite	34.50	5.29	2.1
40	74/31	Demăcușa Brook (Moldovița Valley)	clay siliceous calcareous pelosiderite	40.05	6.87	2.1
41	75/44 b	Tărcuța Brook (Tarcău Valley)	clay siliceous marly pelosiderite	34.39	7.28	1.4
42	73/43	Polochi Brook (Covasna Valley)	weakly clay calcareous pelosiderite	28.19	8.95	1.9
43	74/49	Sălătruc Brook (Moldova Valley)	clay sideritic limestone	20.93	5.55	2.7
44	71/17	Omul Mort Brook (Moldova Valley)	clay siliceous pelosiderite	40.62	7.75	2.2
45	74/66	Sulța Brook (Trotuș Valley)	clay siliceous sideritic limestone	23.79	6.07	3.5
46	5340	Cașvancea Brook (Moldovița Valley)	clay siliceous pelosiderite	38.09	8.55	1.5
47	74/17	Sulța Brook (Trotuș Valley)	clay siliceous sideritic limestone	11.51	4.56	2.2
48	73/41	Covasna Valley	marly siliceous pelosiderite	45.91	4.92	4.1
49	74/63	Ursu Brook (Trotuș Valley)	clay sideritic limestone	22.71	3.59	2.8
50	74/25	Demăcușa Brook (Moldovița Valley)	clay sideritic limestone	23.87	4.94	6.6
51	73/26	Covasna Valley	clay siliceous sideritic limestone	28.98	3.96	2.75
52	75/46	Bolovaniș Brook (Tarcău Valley)	weakly clay sideritic limestone	17.47	5.61	1.3
53	71/4	Obcina Feredeului	dolomitic sideritic marly limestone	22.88	4.80	0.8
54	74/44	Sălătruc Brook (Moldova Valley)	clay siliceous sideritic limestone	27.89	7.83	3.1
55	74/41-0	Sălătruc Brook (Moldova Valley)	clay siliceous sideritic limestone	25.91	6.36	2.4
56	74/56	Moldova Valley	clay siliceous sideritic limestone	20.21	4.34	2.8
57	5242 a	Roatele Brook (Sadova Valley)	dolomitic sideritic marly limestone	17.29	4.75	1.2
58	71/12	Bou Brook (Moldova Valley)	sideritic limestone	11.94	3.42	0.3
59	74/48	Sălătruc Brook (Moldova Valley)	clay siliceous sideritic limestone	33.42	7.14	1.3
60	76/2	Repat Brook (Cașin Valley)	weakly siliceous limestone	20.20	4.39	0.7
61	73/16	Uzu Valley (Oclău)	stratified siliceous limestone	32.19	2.14	1.5
62	73/107	Bota Valley-Buzău	concretionary weakly siliceous limestone	20.24	3.31	3.6



Table 4

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
18.84	20.80	4.79	0.35	0.55	0.38	0.15	0.12	0.10	32.14	100.89	19.5	—	2.2	3.0	27.3	4.6	44.5	0.2	2.0	14.7
18.79	14.05	4.12	0.35	0.63	0.42	0.50	0.38	0.12	26.71	99.94	9.5	4.3	14.6	5.0	21.5	5.0	33.9	0.2	2.4	13.7
18.05	25.99	5.27	0.10	0.40	1.53	0.13	1.72	0.24	34.04	99.49	4.8	—	4.7	1.7	37.8	5.4	45.4	0.4	1.8	14.0
16.96	21.52	4.11	0.35	0.44	1.05	0.37	0.15	0.19	31.73	99.58	6.6	—	12.2	5.0	33.5	4.0	36.9	0.3	2.3	13.1
16.35	16.65	4.05	0.40	1.05	0.78	0.17	0.14	0.03	25.64	99.51	15.8	13.2	8.8	7.0	25.4	—	28.8	—	—	8.9
16.17	15.21	4.09	0.40	0.60	0.50	0.24	0.36	0.09	26.52	100.17	3.9	4.7	16.6	5.4	23.7	2.6	33.1	0.2	9.2	11.2
15.95	14.24	3.33	0.55	0.85	0.41	0.28	0.19	0.09	22.97	100.80	9.3	8.8	23.3	6.0	24.0	3.0	26.4	0.2	1.3	9.8
15.87	5.93	5.02	0.55	1.21	0.66	0.30	0.09	0.60	19.60	100.10	18.2	8.7	25.9	4.6	10.6	—	35.3	1.1	0.4	12.2
15.86	9.40	5.29	0.50	1.35	0.80	0.27	0.14	0.57	23.00	100.32	20.4	—	19.0	8.0	7.7	14.0	28.5	1.1	—	12.3
15.37	14.49	4.05	0.62	1.07	0.73	0.21	0.15	0.42	23.33	99.55	16.1	13.2	12.7	5.2	22.0	—	27.2	0.8	—	13.5
15.35	20.13	4.14	0.54	0.97	0.25	0.21	0.08	0.31	29.04	100.20	14.6	5.5	8.2	4.6	29.8	2.0	27.6	0.3	1.8	10.4
14.71	6.42	4.11	0.73	1.32	0.67	0.40	0.12	0.69	19.33	99.17	26.1	—	23.2	6.2	6.3	6.0	30.3	1.3	0.8	11.4
14.46	18.27	3.41	0.65	0.70	0.92	0.45	0.08	0.13	27.35	99.79	10.5	3.7	15.4	10.0	29.8	2.0	27.6	0.3	1.8	10.2
14.29	7.05	7.25	0.60	1.40	0.70	0.39	0.14	0.80	20.77	99.58	30.1	—	19.3	5.1	5.2	8.8	31.1	1.1	3	11.1
13.63	25.97	4.61	0.30	0.89	0.58	0.19	0.09	0.26	35.19	100.09	13.2	2.1	2.4	4.5	26.4	—	38.3	0.5	1.5	14.4
13.00	8.34	3.42	0.57	1.38	0.78	0.39	0.09	0.55	18.14	99.53	12.2	5.0	34.0	4.8	10.0	2.0	24.2	1.0	3.3	8.7
11.95	23.70	3.06	0.35	0.58	0.75	0.35	0.12	0.17	29.36	99.94	8.7	2.4	14.0	4.0	40.6	2.0	22.4	1.3	2.3	8.5
10.97	16.27	5.74	0.35	1.05	0.56	0.47	0.09	0.25	27.49	99.40	15.8	1.0	13.4	3.3	29.0	—	29.9	0.5	5.1	9.3
10.38	21.69	3.19	0.27	0.67	1.19	0.11	0.38	0.15	26.74	99.51	10.1	5.5	20.8	4.0	35.4	—	22.5	0.3	0.8	8.1
10.07	27.00	4.90	0.15	0.90	0.68	0.19	0.12	0.48	31.67	100.57	13.6	6.1	7.0	3.0	36.3	20.0	12.7	0.9	—	6.1
9.76	26.06	3.95	0.41	0.78	0.39	0.28	0.10	0.31	29.94	100.53	11.3	—	15.2	6.9	32.4	15.0	22.7	0.6	—	7.6
8.69	21.92	2.21	0.40	1.17	0.34	0.50	0.38	1.01	24.79	99.55	17.5	—	12.3	5.0	37.1	—	17.7	1.9	2.2	6.7
8.40	24.45	2.47	0.35	0.92	0.23	0.42	0.33	0.20	27.22	99.68	13.9	4.4	16.6	3.0	41.7	3.0	16.5	0.4	1.6	6.7
7.59	29.42	2.71	0.40	0.47	0.28	0.30	0.20	0.28	30.68	99.49	7.1	5.6	11.6	3.4	50.0	3.0	13.2	0.5	2.2	4.3
5.56	31.09	5.21	0.40	0.74	0.45	0.25	0.12	0.25	32.15	99.50	14.3	—	7.7	3.4	45.4	18.3	10.9	0.5	—	4.3
5.46	36.57	2.69	0.45	0.50	1.88	0.12	1.74	2.54	31.93	99.59	10.7	—	3.9	3.8	63.2	3.8	14.7	—	—	3.1
5.20	23.36	2.45	0.65	0.87	0.24	0.45	0.17	0.37	24.05	99.73	13.1	15.2	18.6	5.5	41.5	—	12.5	0.7	—	4.0
4.29	33.71	2.96	0.45	0.70	0.08	0.25	0.14	0.24	31.23	100.37	10.5	6.3	10.0	3.8	62.0	3.0	3.3	0.4	—	—
1.19	32.29	1.29	0.27	0.19	0.32	0.08	0.06	0.20	27.68	99.47	2.9	3.4	28.2	2.3	55.0	4.8	—	0.4	1.1	—
0.77	35.67	2.45	0.16	0.41	0.99	0.08	0.17	2.48	30.76	99.91	6.2	2.2	14.5	3.5	57.3	9.7	—	2.3	3.1	—



TAB

Chemical-Mineralogical Composition of

No.	Sample	Rock source	Rock type	Horizon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	73/21	Covașna-Brook Șiclău	siliceous limestone	II. Middle	33.71	3.07	0.97
2	76/12	Lunca Mică Valley-Ojdula	siliceous limestone	II. Middle	48.33	3.06	0.12

** contains 5.9 % chalcedony-opal.

TAB

Chemical-Mineralogical Composition of

No.	Sample	Rock source	Rock type	Horizon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	75/17 b	Putna Valley-Vrancea	clay siliceous limestone	II. Middle	41.06	4.33	1.52
1	75/27	Streiu Brook-Putna Valley-Vrancea	pelosiderite		8.32	1.56	1.83
2	75/5 b	Putna Valley-Vrancea	pelosiderite		10.90	2.16	3.79
3	75/36	Jgheabu Mare Brook-Piatra Neamț	pelosiderite		8.59	2.65	4.22
4	76/19	Putna Valley-Vrancea	pelosiderite		13.80	0.26	5.22
5	75/18	Putna Valley-Vrancea	clay-pelosiderite		11.30	4.71	1.00
6	75/3 b	Putna Valley-Vrancea	clay-pelosiderite		14.30	4.82	1.80
7	75/26	Tigana Brook-Cuejdiu Valley	weakly clay pelosiderite	I. Lower	17.50	2.77	2.88
8	76/20	Putna Valley-Vrancea	pelosiderite		16.90	4.30	0.34
9	75/19	Tigana Brook-Cuejdiu Valley	weakly clay pelosiderite		21.94	5.96	3.88
10	75/25 b	Tigana Brook-Cuejdiu Valley	marly siliceous pelosiderite		18.12	4.64	1.01
11	75/19	Tigana Brook-Cuejdiu Valley	clay siliceous pelosiderite		31.31	7.93	1.17
12	75/33	Jgheabu Mare Brook-Piatra Neamț	weakly clay pelosiderite		34.60	8.87	1.63
13	75/9 b	Putna Valley-Vrancea	marly siliceous pelosiderite		45.24	8.29	1.25
14	75/6 b	Putna Valley-Vrancea	weakly siliceous limestone		24.99	1.93	1.10

* contains 2.2% kaolinite.



E 5

e Carbonatic Series Rocks-Tarcău Nappe

FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	S	Loss of ignition	Total	Hydromicas	Chlorite	Quartz chalcedony	Feldspar	Calcite	Dolomite	Siderite with substitutions	Pyrite	Hematite	Fe from siderite	
..33	29.19	1.59	0.39	0.59	1.13	0.14	0.05	0.16	27.09	99.42	8.9	3.8	25.9	3.3	51.2	5.0	—	—	—	—	
.85	23.66	1.42	0.35	0.15	0.35	0.10	0.15	0.20	19.95	99.86	5.2	0.6	**	36.0	3.0	40.1	4.7	—	0.4	—	—

E 6

e Carbonatic Series Rocks-Marginal Folds Unit

FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₃	P ₂ O ₅	S	Loss of ignition	Total	Hydromicas	Chlorite	Quartz chalcedony	Feldspar	Calcite	Dolomite	Siderite with substitutions	Pyrite	Hematite	Fe from siderite
1.52	26.11	1.95	0.45	0.60	0.23	0.21	1.02	0.63	21.82	100.53	9.0	4.3	31.5	6.0	42.0	—	—	—	—	—
1.08	5.44	5.25	0.00	0.45	0.52	0.07	0.11	0.12	35.70	100.44	6.8	—	5.0	—	3.0	4.0	80.1	0.2	1.3	31.9
8.21	5.30	4.90	0.20	0.50	0.58	0.17	0.20	0.19	33.51	100.65	7.5	—	5.9	1.7	5.0	—	76.5	0.3	3.1	29.7
7.81	4.61	6.62	0.17	0.40	0.52	0.13	0.11	0.89	33.65	101.00	6.0	4.7	3.2	1.4	3.0	—	77.4	0.4	—	28.1
6.77	6.21	4.70	0.35	0.55	0.59	0.17	0.41	0.10	31.78	100.90	8.3	—	6.7	3.0	7.0	—	73.1	0.2	2.1	28.1
6.70	9.80	4.80	0.30	0.55	0.53	0.19	0.43	0.22	33.14	100.77	8.3	11.08	2.1	2.5	12.0	—	62.8	0.4	—	23.5
3.58	7.49	4.70	0.25	0.55	0.51	0.17	0.31	0.09	32.22	100.79	8.3	12.3	5.2	2.1	10.0	—	59.7	0.2	0.9	22.8
2.24	6.01	5.54	0.25	0.65	0.35	0.25	0.08	0.26	31.16	99.94	9.8	—	10.7	3.0	4.6	—	70.7	0.5	2.0	23.8
1.76	9.21	4.34	0.50	0.70	0.42	0.22	0.23	0.31	31.66	100.85	5.6	3.2*	7.5	6.2	15.7	—	58.4	0.5	—	23.8
8.18	6.43	4.80	0.30	1.10	0.28	0.23	0.11	0.01	27.75	100.56	16.6	7.2	9.8	2.5	6.0	—	55.1	0.1	2.7	19.8
8.18	9.68	5.90	0.15	0.70	0.24	0.16	0.19	0.47	31.46	101.00	10.5	9.0	9.4	1.3	12.0	—	56.8	0.9	—	19.4
3.25	7.28	4.40	0.35	1.50	0.32	0.37	0.13	tra-ces	22.69	100.55	22.6	6.6	15.5	4.0	9.0	6.5	34.9	—	—	14.7
9.76	8.69	3.84	0.35	1.60	0.29	0.28	0.19	0.07	20.76	100.92	24.1	8.1	19.2	5.0	12.0	4.0	33.2	0.2	—	13.8
9.34	4.06	2.82	0.60	1.05	0.74	0.38	0.14	1.02	17.74	100.85	15.8	7.9	31.5	5.1	7.2	—	28.2	2.1	—	11.3
0.65	36.79	1.88	0.35	0.50	0.07	0.19	0.23	0.62	30.41	99.98	7.5	—	19.1	3.0	61.9	7.0	—	1.4	—	—



TABLE 7

Chemical-Mineralogical Composition of the Silicous-Clay Series Rocks Variation Limits and Averages

Unit	No	Horizon	I. Lower						II. Middle						III. Upper					
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Hydroxides	Chlorite	Kaolinite	Feldspar	Calcite	Dolomite	Siderite	Pyrite	Hematite			
Audia Nappe	11	Variation	52.10-	9.21-	2.23-	0.81-	0.70-	0.98-	1.86-	22.2-	2.3-	0.0-	18.8-	0.6-	1.8-	0.0-	0.0-	0.0-		
		Limits	73.30	19.96	4.86	2.68	13.00	3.43	3.76	71.5	7.6	4.1	50.0	14.2	7.0	23.2	3.7	2.0	2.1	
Tarcău Nappe	4	Average	61.77	14.82-	3.18	1.88	3.23	2.30	2.95	52.93	5.12	0.5	26.63	4.94	4.75	4.41	1.34	0.34	0.43	
		Variation	55.43-	13.92	0.28	3.42-	0.97-	2.26-	3.00-	36.3-	3.5-	0.0-	11.0-	0.0-	2.1-	1.01-	0.0-	—	0.20	
Marginal Folds Unit	8	Limits	63.18	21.47	6.00	4.43	1.95	3.08	4.45	59.0	11.0	6.9	34.6	5.1	15.2	3.6	4.5	—	1.8	
		Average	57.83	17.59	2.49	3.85	1.51	2.80	3.87	57.65	7.17	21.02	2.87	10.47	3.82	1.12	—	0.97	0.52	
Audia Nappe	62	Variation	57.20-	0.00-	0.00-	0.14-	0.40-	0.40-	0.00-	0.0-	0.0-	0.0-	1.1**	42.0-	0.0-	0.7-	0.0-	—	1.90**	
		Limits	71.54	13.45	3.67	2.57	21.78	2.39	2.70	36.9	6.9	72.5	7.4	10.2	34.0	4.4	—	1.4	—	
Tarcău Nappe	13	Average	67.95	6.55	1.16	1.39	9.29	1.28	1.03	18.99	3.86	—	50.84	1.59	5.76	14.79	1.99	—	0.70	
		Variation	51.63-	9.08-	0.00-	0.27-	0.40-	0.30-	0.32-	2.1-	0.8-	0.8-	0.0-	4.5-	0.0-	0.0-	0.0-	—	0.0-	
Marginal Folds Unit	18	Limits	92.27	19.96	6.55	6.12	11.37	3.75	4.14	70.3	13.0	10.2	75.0	30.7	14.0	16.8	5.5	—	2.0	
		Average	71.49	10.42	2.22	1.59	2.50	1.50	1.74	31.43	3.89	1.76	40.90	9.87	4.65	3.53	0.81	—	0.65	
Audia Nappe	13/14*	Variation	49.38-	3.70-	0.13-	0.92-	0.35-	1.14-	0.60-	9.0-	2.5-	0.0-	20.0-	1.1-	2.2-	0.0-	0.0-	0.2	0.0-	
		Limits	80.94	17.02	5.16	4.17	12.61	3.01	3.70	47.5	11.7	10.0	60.3	22.9	12.6	17.7	6.8	2.0	1.7	
Tarcău Nappe	13	Average	65.60	10.68	1.93	2.50	4.33	2.11	1.96	27.94	6.24	1.64	36.34	8.16	6.53	5.96	3.26	0.50	1.00	
		Variation	53.93-	5.49-	0.00-	0.78-	0.42-	0.81-	0.65-	8.3-	2.2-	0.0-	33.0-	0.0-	2.4-	0.0-	0.0-	0.0-	0.30	
Marginal Folds Unit	18	Limits	81.14	15.98	4.21	3.29	15.12	2.48	2.65	44.5	7.2	9.0	66.8	14.1	10.1	25.2	3.1	5.1	3.6	
		Average	69.36	11.00	1.69	2.03	3.15	1.65	1.75	28.02	5.04	2.94	43.33	4.94	6.24	4.77	0.64	0.55	1.23	
Audia Nappe	13/14*	Variation	45.06-	11.18-	0.00-	0.90-	0.69-	1.33-	1.39-	29.4-	2.3-	0.0-	17.0-	0.0-	2.0-	1.4**	0.0-	0.0-	0.0-	
		Limits	74.71	18.77	4.93	3.55	8.07	2.06	2.50	68.1	8.5	22.2	43.5	9.5	9.4	14.4	2.0	5.1	2.4	
Tarcău Nappe	—	Average	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
		Variation	60.94-	8.52-	1.07-	1.44-	0.58-	1.21-	1.10-	16.6-	0.9-	1.5-	24.0-	0.0-	6.0-	1.3-	5.0**	0.0-	0.0-	
Marginal Folds Unit	10	Limits	69.75	18.15	3.97	3.43	6.15	2.20	3.05	46.0	7.8	10.8	40.0	12.4	14.0	10.3	2.7	1.8	1.4	
		Average	63.90	15.11	1.89	2.51	2.14	1.92	2.14	36.21	5.69	6.11	31.65	3.75	8.71	4.01	0.45	—	1.16	

* The figure from the denominator represents the number of analysed samples and the one from the numerator represents the number of samples on whose basis the average was calculated.

** Only one sample.



Chemical-Mineralogical Composition of the Carbonatic Series Rocks — Variation Limits and Averages

Horizon	Sample	Unit	I. Lower						II. Middle						III. Upper						Hematite
			Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Hydromicas	Chlorite	Feldspar	Quartz	Chaledony	OpaI	Dolomite	Siderite	Pyrite					
Audia Nappe (Black shales)	1	Variation Limits	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Tarcău Nappe	—	Average	10.61	0.09	0.34	0.39	47.35	2.33	—	—	10.6	—	—	81.2	9.6	—	—	—			
Marginal Folds Unit	—	Variation Limits	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Audia Nappe	*7/9	Average	11.89	2.10	0.46	0.61	**	19.34	1.62	0.35	3.3	0.0	3.0	0.0	31.1	4.7	1.8	0.0			
Tarcău Nappe	—	Variation Limits	52.41	5.22	3.46	3.78	43.32	3.27	0.82	12.5	4.8	43.5	—	8.0	70.2	13.8	4.2	2.0			
Marginal Folds Unit	2	Average	28.96	3.52	1.46	1.30	31.73	2.16	0.52	8.60	1.80	21.4	—	4.01	49.94	7.81	0.85	0.76			
Audia Nappe	*59/62	Variation Limits	33.71	3.06	0.12	1.33	23.66	1.42	0.35	5.2	0.6	25.9	5.9	3.0	40.1	4.7	—	0.4**			
Tarcău Nappe	—	Average	48.33	3.07	0.97	1.85	29.19	1.59	0.39	8.9	3.8	36.0	.3.3	51.2	5.0	—	0.4	—			
Audia Nappe	—	Variation Limits	41.02	3.06	0.5	1.59	26.47	1.50	0.37	7.05	2.20	30.05	—	3.10	45.60	4.80	—	—	—		
Tarcău Nappe	—	Average	41.06	4.33	1.52	1.52	26.11	1.95	0.60	9.00	4.30	31.50	—	6.00	42.00	—	—	—	—		
Audia Nappe	—	Variation Limits	6.21	0.00	0.10	5.20	5.23	2.21	0.35	0.00	—	0.00	—	0.0	4.0	—	—	—	—		
Tarcău Nappe	—	Average	45.91	8.95	9.63	38.20	36.57	7.94	1.40	30.10	16.80	34.00	10.0	63.2	20.0	84.0	1.9	9.2	—		
Marginal Folds Unit	*13/14	Variation Limits	20.44	4.81	2.41	20.08	15.00	5.02	0.86	12.07	3.93	10.20	—	4.06	21.26	4.03	40.20	0.48	1.41		

* The figure from the denominator represents the number of analysed samples and the from the numerator represents the number of samples on whose basis the average was calculated.

** Only one sample.

*** Calculated without a pyrite aberrant value (18%) on a number of 6 samples.



TABLE 9

Minor elements (p.p.m.) in the siliceous-clay rocks of the black shales from the Audia Nappe

No.	Sample	Rock source	Rock type	Hori-zon	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Be	Zr	Sr	Ba	Li
1	71/55	Audia (Bicaz-Broștenii Road)	grey clay shale	III	40	100	25	3.5	58	9	78	97	2.5	100	157	500	70
2	73/33	Covasna Valley	siliceous argillite	III	23	102	11	<1.3	50	8.5	63	68	1.6	150	145	390	52
3	73/37	Covasna Valley	clay chert	III	16	150	5.5	<1.5	59	5.5	46	75	1	<100	56	745	52
1	71/18	Obcina Feredelui	clay shale	III	28	45	23	4.5	40	8	85	117	1.9	117	180	720	90
2	73/56	Păpăuți Brook-Covasna	clay shale	III	21	116	22	1.5	47	6	67	60	2	140	92	420	95
3	73/53	Păpăuți Brook-Covasna	siliceous-clay shale	III	29	140	20	1.5	51	7.5	93	126	2.2	140	214	560	75
4	73/103	Bota Valley-Buzău	clay shale	III	32	147	9	<1.5	135	13	118	126	2.9	155	118	500	74
5	73/38	Covasna Valley	siliceous clay shale	III	28	132	20	1.7	52	11	68	100	2	104	75	800	63
6	73/34	Covasna Valley	clay shale	III	40	72	18	2.1	74	10	100	106	2.7	190	58	500	67
7	71/10	Audia (Bicaz-Broștenii Road)	clay-siliceous shale	III	27	90	20	3	120	17	84	112	2	154	82	560	80
8	71/49	Audia (Bicaz-Broștenii Road)	clay-siliceous shale	III	40	162	20	2.5	70	13	70	120	2.7	117	88	415	52
9	73/104	Bota Valley-Buzău	clay shale	III	20	86	14	<1.5	48	8	68	95	1.8	<100	126	675	60
10	71/21	Audia (Bicaz-Broștenii Road)	black clay-siliceous shale	III	16	90	20	2.5	50	9	77	95	3	158	77	370	63
11	71/16	Audia (Bicaz-Broștenii Road)	grey clay shale	III	20	92	17	2	15	4	60	100	1.6	132	100	320	58
12	71/7	Audia (Bicaz-Broștenii Road)	clay-siliceous shale	III	20	70	19	2.5	20	3.5	85	101	2.7	150	98	450	62
13	71/9	Obcina Feredelui	siltitic shale	III	19	33	15	3	23	7.5	63	64	2	200	100	340	70
14	73/42	Păpăuți Brook-Covasna	clay chert	III	14	130	13	<1.5	90	9	63	116	1.6	116	112	800	68
15	73/59	Păpăuți Brook-Covasna	clay chert	III	14	140	13	<1.5	68	9	68	93	2.5	126	82	790	62
16	73/66	Zagonul Mic Valley-Zagor	clay chert	III	18	170	13	<1.5	82	12	52	95	1	<100	68	910	48
17	71/12	Audia (Bicaz-Broștenii Road)	siltitic clay	III	14	52	13	1.6	8	3	52	66	1.5	115	67	420	60
18	73/103	Bota Valley-Buzău	clay chert	III	14	62	9	<1.5	46	9	58	83	1.5	<100	74	600	62
19	73/98	Bota Valley-Buzău	gritty-clay-marly s:hist	III	13	63	12	1.5	48	8.5	72	84	1.6	135	52	425	80
20	71/19	Omul Mort Brook-Moldova Valley	gritty-chert-marly	III	16	36	10	1.5	18	4.5	38	50	146	146	450	43	
21	76/32	Valley Seacă-Tîrgul Secuiesc	clay chert	III	13	98	13	2.8	39	5	39	65	1.1	<100	79	510	50
22	73/67	Zagonul Mic Brook-Zagorul Valley	clay-carbonatic chert	III	13	126	6.5	<1.5	63	85	43	57	1.5	<100	116	515	54
23	71/44	Audia (Bicaz-Broștenii Road)	marly chert	III	23	306	7.5	20	33	4	45	44	1.3	<100	117	306	52
24	73/65	Zagonul Mic Brook-Zagorul Valley	weakly clay chert	III	7.5	165	3	<1.5	42	5.5	31	40	1.1	<100	66	850	63
25	71/42	Audia (Bicaz-Broștenii Road)	clay-calcareous lydienne	III	8	93	8.5	<1.5	35	6.5	33	40	1.2	<100	107	565	50
26	73/100	Bota Valley-Buzău	weakly clay chert	III	4	48	2.5	<1.6	30	3	30	33	<1	<100	35	520	70
27	73/44	Păpăuți Brook-Covasna Valley	weakly clay chert	III	4	67	3	<1.5	30	2.5	29	29	<1	<100	50	600	54
28	73/30	Covasna Valley	weakly clay chert	III	9.5	83	4	<1.5	25	8	26	27	<2	<100	43	360	45

29	71/23	Omul Mort Brook-Moldova Valley	Iydiene
1	71/13	Boul Brook-Moldova Valley	clay shale
2	71/14	Paltinul Brook-Moldova Valley	clay shale
3	73/57	Păpăuți Brook-Covasna	clay shale
4	75/45 A	Bolovăniș Brook-Tarcău Valley	clay shale
5	71/1 a	Obcina Ferdeului	clay-siliceous shale
6	76/4	Repăt Brook-Casiniul Valley	clay-siliceous shale
7	76/1	Căsinul Valley-Tg. Secuiesc	clay chert

TABLE 10
Minor elements (p.p.m.) in the siliceous-clay rocks of the black shales from the Tarcău Nappe

No.	Sample	Rock source	Rock type	Hori-zon	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Be	Zr	Sr	B ₁	Li
1	76/13	Covasna Valley-Șicău	clay-siliceous shale	III, Tipper	53	170	35	4.5	50	6	106	152	3	14.7	165	690	72
2	76/14	Covasna Valley-Șicău	clay-siliceous shale	III	38	68	23	4.3	68	21	67	90	2.2	123	128	680	61
1	76/9	Lunca Mică Valley-Ojdula	clay-carbonaceous-siliceous shale	III	33	110	20	3.5	61	12	102	160	3	11.7	116	910	70
2	76/7	Lunca Mică Valley-Ojdula	clay siliceous shale	III	36	135	25	3.2	80	14	58	85	2	144	95	540	61
3	73/20	Covasna Valley-Șicău	clay siliceous shale	III	33	214	20	<1.5	93	20	90	14.7	2.6	116	187	695	65
4	76/10	Lunca Mică Valley-Ojdula	clay siliceous shale	III	20	150	22	3.4	52	8	75	113	2	155	77	610	57
5	73/23	Covasna Valley-Șicău	clay marly-siliceous shale	III	23	100	15	<1.5	58	8	56	65	1.5	100	190	360	76
6	73/3	Uză Valley (Poiana Uzului)	clay chert	III, Middle	22	156	13	<1.5	58	6.5	50	70	1.7	<100	92	645	37
7	76/11	Lunca Mică Valley-Ojdula	chert (iydiene)	III	11.5	40	10.5	<1.5	39	4.7	53	<1	100	58	800	107	
8	76/8	Lunca Mică Valley-Ojdula	marly chert	III	10	107	9.5	<1.5	37	5	32	65	<1	<100	102	500	56
9	76/6	Uză Valley (Poiana Uzului)	clay chert	III	8.5	54	5.5	<1.5	32	3.3	12	28	<1	<100	153	260	37



TABLE 11
Minor elements (p.p.m.) in the siliceous-clay rocks of the black shales from the Marginal Folds Unit

No.	Sample	Rock source	Rock type	Horizon	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Be	Zr	Sr	Ba	Li
1	76/24	Putna Valley-Vrancea	clay chert	22	100	23	2.9	52	10	83	94	2	250	75	520	66	
2	76/26	Putna Valley-Vrancea	marly chert	28	150	27	4	75	9	75	113	2	210	113	900	60	
3	76/25	Putna Valley-Vrancea	marly chert	21	103	23	2.8	40	7	75	82	1.8	190	113	850	54	
4	76/27	Putna Valley-Vrancea	clay chert	19	245	25	3.4	75	6.6	6.3	130	1.9	130	103	900	60	
5	76/34	Gligita Valley (Piatra Neamt)	marly chert	2.5	50	3.5	<1.5	20	3	22	<1	<100	270	175	20		
6	75/32	Almasu Valley-Horaiata	weakly calcareous chert	<2	18	<2	<1.5	5.5	3	8	5	<100	95	86	15		
7	75/24	Tigana Brook (Cnejdul Valley)	weakly calcareous chert	<2	16	<2	<1.5	3	2	5	3.5	<100	75	53	5		
8	75/23	Tigana Brook (Cnejdul Valley)	calcareous chert	<2	18	<2	<1.5	4	2	8	3.5	<100	190	185	10		
1	75/13 b	Streiu Brook-Vrancea	clay chert	18	98	20	<1.5	70	11	75	110	2	270	163	630	80	
2	75/16 a	Streiu Brook-Vrancea	clay-siliceous shale	20	83	20	<1.5	76	11	82	120	2	185	102	600	84	
3	75/14 b	Streiu Brook-Vrancea	clay-siliceous shale	20	93	20	<1.5	58	9	70	100	1.8	195	125	530	76	
4	76/22	Putna Valley-Vrancea	marly chert	21	66	26	4	51	8	77	103	1.8	260	70	450	73	
5	75/21 a	Tigana Brook-Cnejdul Valley	clay chert	16	90	21	<1.5	20	3	56	98	1.3	185	53	360	44	
6	76/23	Putna Valley-Vrancea	marly chert	23	136	20	8.5	56	7.5	68	80	1.5	210	80	415	60	
7	75/40	Putna Valley-Vrancea	clay chert	34	103	22	3.1	54	10	63	120	2	100	190	1300	57	
8	1	Almasu Valley-Piatra Neamt	clay-siliceous shale	7	40	10	<1.5	36	3.5	60	88	1.5	138	115	290	30	
9	75/38	Ighieabul Mirești - C. I. I. ra Né	clay-marly-siliceous shale	12.5	95	10	2.2	38	9	56	64	1.2	<100	180	690	36	
10	75/7 b	Putna Valley-Vrancea	siliceous-marly shale	7.5	20	5.5	<1.5	36	7	20	27	<1	<100	145	680	30	
11	76/21	Putna Valley-Vrancea	marly chert	6	36	4	<1.5	39	8	22	19	<1	<100	98	160	23	
1	75/18 a	Putna Valley-Vrancea	weakly marly-siliceous shale	26	120	25	<1.5	56	10	88	140	2.2	185	98	360	93	
2	75/5 a	Putna Valley-Vrancea	clay-siliceous shale	28	86	24	<1.5	80	15	92	143	2.4	230	124	625	115	
3	75/33 a	Ighieabul Mare Brook-Piatra Neamt	clay-siliceous shale	19	92	23	<1.5	50	11	68	110	1.7	192	210	330	100	
4	76/18	Putna Valley-Vrancea	clay-siliceous shale	25	102	24	3.9	59	11	107	148	2.4	260	102	330	100	
5	75/1 a	Putna Valley-Vrancea	clay-siliceous shale	28	55	21	<1.5	73	12	85	115	2.2	192	147	550	100	
6	75/10 a	Streiu Brook-Vrancea	clay-siliceous shale	19	120	23	3.2	30	5	58	93	2	153	110	390	82	
7	76/17	Putna Valley-Vrancea	clay chert	25	70	20	3.7	45	9	82	103	2	290	132	470	85	

Hori-zon	Unit	Sam-ple	Rock-type	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Be	Zr	Sr	Ba	Li	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	
I. L 0 A Y E R																		
Mar-ginal	Folids Unit	Andi-a Nappe	3	Δx	16–40	100–150	5.5–25	<1.5–3.5	50–59	46–9	68–97	1–2.5	<100–150	56–157	390–745	52–70	3.2–8.20	
Tarcău	Nappe	2	Clay rocks	\bar{x}	38–53	68–170	23–35	4.3–4.5	50–68	6–21	67–106	2.2–152	123–3	128–147	680–690	64–72	2.6–4.5	
Audi-a	Nappe	III. C P D E R																
Tarcău	Folids Unit	4	Clay rocks	\bar{x}	45.5	119	29	4.4	59	13.5	86	121	2.6	135	146	685	68	3.53
Audi-a	Nappe	IV.	Siliceous rock	\bar{x}	28	245	27	4	75	10	83	130	1.8–2	130–250	75–250	520–900	54–900	5.2–7.2
Audi-a	Nappe	20	Clay rocks	\bar{x}	22.5	149.5	24.5	3.3	60.5	8	74	104	1.9	195	101	792	60	5.85
Audi-a	Nappe	8	Siliceous rocks	\bar{x}	<2–2.5	<2–50	<2–3.5	<1.5	3–20	2–3	22	22	3.5–5	<1	<100	75–270	53–185	23.8–20
Audi-a	Nappe	7	Clay rocks	\bar{x}	<2	25	<2	<1.5	8	2.5	10.7	9	<1	<100	157	125	12.5	
Audi-a	Nappe	7	Siliceous rocks	\bar{x}	13–40	36–170	9–23	<1.5–4.5	8–135	3–17	38–118	50–126	<1–2.9	<100–190	52–2.9	340–214	43–910	2.75–95
Audi-a	Nappe	4	Clay rocks	\bar{x}	22	96	16	2.3	55	8.6	72	96.5	2	—	100	561	67	5.10
Audi-a	Nappe	4	Siliceous rocks	\bar{x}	48–23	25–306	2.5–13	<1.5–20	10–42	2–8	11–45	16–65	<1–1.5	<100–1.5	26–117	306–850	45–73	10.7–28.2
Audi-a	Nappe	4	Clay rocks	\bar{x}	20–36	110–214	20–25	<1.5–3.5	52–93	8–20	58–102	85–160	2–3	116–155	77–187	540–940	57–940	5.6–5.5
Audi-a	Nappe	4	Siliceous rocks	\bar{x}	8.5–22	40–156	5.5–13	<1.5	32–58	3.3–6.5	81–53	126–70	28–1.7	<1–400	116–400	540–153	57–800	18.78–107
Audi-a	Nappe	7	Clay rocks	\bar{x}	16–34	66–136	20–26	<1.5–8.5	20–76	3–11	56–82	80–120	1.3–2	100–270	100–190	507–190	57–190	5.7
Audi-a	Nappe	3	Siliceous rocks	\bar{x}	6–7.5	20–40	4–10	<1.5	36–39	3.5–8	35–60	35–88	1.3–1.5	100–138	77–138	540–145	57–680	14.02–360
Audi-a	Nappe	7	Clay rocks	\bar{x}	19–28	55–120	19–25	<1.5–3.9	30–80	5–15	44–107	44–148	<1–2.4	100–140	119–140	540–119	57–633	4.62
Audi-a	Nappe	7	Siliceous rocks	\bar{x}	22.7	95.5	21.3	2.8	55	8.5	70	104	1.7	200	112.5	612	67	5.24
Audi-a	Nappe	7	Clay rocks	\bar{x}	92	23	2.1	56	10.4	83	122	2.1	214	132	436	96	3.91	



TABLE 13

Minor elements (p.p.m.) in the carbonaceous rocks of the black shales from the Audia Nappe

No.	Sample	Rock source	Rock type	Hori-zon	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Be	Zr	Sr	Ba	Li
1	5035	Paltinul Brook-Moldova Valley	dolomitic limestones	III. Upper	<2	9.5	2	<1.5	7	2.5	10	<1	<100	114	47	9	
1	71/47	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	weakly dolomitic-siliceous limestone	Upper	4	20	7	<1.5	14	3.5	18	<1	<100	220	1300	30	
2	71/20	Omul Mort-Brook-Moldova Valley	marly limestone with dolomite and siderite	Upper	6	18	4	<1.5	19	4	28	28	1	<100	400	280	30
3	71/33	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	dolomitic-siliceous limestone	III. Middle	3	26	2.5	<1.5	40	6	16	18	<1	<100	190	173	22
4	73/99	Bota Valley-Buzău	calcareous-siliceous intergrowth	II. Middle	8.5	29	5	<1.5	17	6	23	18	<1	<100	160	410	40
5	71/40	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	siliceous limestone	II. Middle	14	48	6.5	<1.5	27	9	29	35	1	<100	182	440	30
6	71/15	Audia (Bicaz-Broșteni Road)	siliceous-clay pelosiderite	II. Middle	13	52	14	4.5	42	8	60	83	2	116	125	480	30
1	52/49	Sadova Valley-Moldova Valley	weakly marly pelosiderite	II. Middle	6	16	5.5	1.5	16	<2	17	40	2	<100	55	145	23
2	73/14	Uzu Valley (Oclău)	weakly marly pelosiderite	II. Middle	4	15	5	10	29	<2	26	70	3.5	<100	120	152	26
3	71/16	Paltinul Valley (Moldova Valley)	marly pelosiderite	II. Middle	4	22	6	12	18	2	26	78	3.6	<100	122	122	23
4	V.S.	Sadova Valley-Moldova Valley	siliceous-calcareous pelosiderite	I. Lower	4.5	22	5.5	12	26	3	19	40	2.6	<100	84	155	22
5	75/42	Dărăciu Brook-Suceava Valley	calcareous-clay pelosiderite	I. Lower	<2	23	9.5	17	24	2.5	27	73	2.8	<100	130	230	25
6	52/46	Sadova Valley-Moldova Valley	dolomitic pelosiderite	I. Lower	10	20	6	14	20	<2	26	64	2.4	<100	120	150	20
7	50/73	Dămăcușu Valley-Moldovița	marly pelosiderite	I. Lower	5	16	6	10	36	3.5	30	58	3.6	<100	100	210	23
8	73/112	Bota Valley-Buzău	weakly clay pelosiderite	I. Lower	10	27	9	13	56	3	56	96	4.5	<100	145	326	30
9	71/5	Obcina Ferdeului	calcareous pelosiderite	I. Lower	5	23	7	5.5	23	2.5	28	50	2.5	<100	115	142	25
10	73/112	Uzu Valley (Oclău)	weakly clay pelosiderite	I. Lower	8	23	9	8	40	3.5	46	104	2.8	<100	200	175	40
11	52/42 b	Roatele Brook-Sadova Valley	clay dolomitic pelosiderite	I. Lower	6.5	56	5	<1.5	32	6	50	75	1	<100	>1000	510	23
12	71/2	Obcina Ferdeului	dolomitic pelosiderite	I. Lower	9	30	8	9	28	4	45	90	3.1	<100	140	270	15
13	73/51	Păpăuți Brook-Covasna	clay pelosiderite	I. Lower	9	38	8	<1.5	39	4	52	83	2	<100	330	170	40
14	71/30	Omul Mort Brook-Moldova Valley	marly pelosiderite	I. Lower	18	50	14	9	35	7	48	80	2.4	<100	85	260	25
15	71/36	Corlăteni Brook-Moldova Valley	weakly dolomitic marly pelosiderite	I. Lower	26	36	7.5	6	30	3	40	72	2.7	112	166	195	32
16	75/45 b	Bolovaniș Brook-Tarcău Valley	marly clay pelosiderite	I. Lower	10	50	9	9	28	8	38	90	3.8	<100	196	250	30
17	71/34	Corlăteni Brook-Moldova Valley	marly siliceous pelosiderite	I. Lower	13	36	12	7	24	4	38	58	2	<100	100	200	25
18	75/33	Păpăuți Brook-Covasna	weakly siliceous pelosiderite	I. Lower	11	50	9	5	60	4	40	78	3	<100	105	137	37
19	71/27	Omul Mort Brook-Moldova Valley	marly siliceous pelosiderite	I. Lower	12	32	10	7	30	6	42	66	2	110	125	240	24
20	71/17	Obcina Ferdeului	marly calcareous pelosiderite	I. Lower	5	14	5	5	18	2	30	58	18	<100	270	187	20
21	71/1 b	Obcina Ferdeului	clay-dolomitic pelosiderite	I. Lower	10	50	10	6	41	5.5	45	74	2.8	128	116	206	26
22	71/31 a	Omul Mort Brook-Moldova Valley	weakly dolomitic-marly pelosiderite	I. Lower	15	32	9.5	4	22	3	48	76	2.3	<100	240	503	27



23	5296	Paltinul Valley-Moldova Valley	weakly dolomitic-marly pelosiderite	5	15	5.5	4	20	2.5	37	60	2	<100	690	11.0	48
24	71/6	Obcina Feredcului	weakly dolomitic-calcareous pelosiderite	5	13	3	3	15	2	23	37	1.5	<100	670	19.0	23
25	73/27	Covasna Valley	weakly siliceous-calcareous pelosiderite	20	50	11	3	53	5.5	80	128	2.7	110	240	230	50
26	75/5	Repat Brook-Căsinul Valley	weakly siliceous-calcareous pelosiderite	5.5	20	10.5	17	43	<2	44	116	2.1	<100	480	120	33
27	76/3	Repat Brook-Căsinul Valley	weakly siliceous-calcareous pelosiderite	5.5	26	13	12	48	<2	57	146	2.5	107	450	17.5	43
28	75/44 b	Tărcața Valley-Tărcațu Valley	marly-clay-siliceous pelosiderite	15	55	12	6	43	11	48	120	2.8	120	190	420	30
29	73/113	Bota Valley-Buzău	clay-siliceous pelosiderite	18	50	14	3	67	12	90	125	2.6	110	250	300	47
30	71/17	Omul Mort Brook-Moldova Valley	clay-siliceous pelosiderite	17	35	15	4	50	7.5	60	95	2.5	148	120	620	33
31	5340	Coșvana Brook-Moldovița	clay-siliceous pelosiderite	16	53	16	5	45	8	60	80	2.2	100	120	450	22
32	73/41	Covasna Valley	marly siliceous pelosiderite	16	97	12	2.1	45	7.5	42	70	2.3	<100	63	370	80
33	73/26	Covasna Valley	siderite-clay-siliceous limestone	9.	45	8	8	20	<2	30	68	2.4	<100	156	130	30
34	75/46	Bolovaniș Brook-Tărcațu Valley	weakly clay sideritic limestone	8	23	6	<1.5	37	6	45	105	1.6	<100	410	300	50
35	71/4	Obcina Feredcului	dolomitic-sideritic marly limestone	8	26	6	<1.5	30	5	53	78	1.4	<100	710	214	38
36	71/12	Boul Brook-Moldovița Valley	sideritic limestone	4	20	2.5	<1.5	11	<2	17	18	<1	<100	450	335	20
37	76/2	Repat Brook-Căsinul Valley	weakly clay limestone	7	33	5	<1.5	25	8	36	50	<1	<100	770	120	25
38	73/16	Uză Valley-Ociu	sideritic limestone	4.5	12	2	<1.5	15	3	12	7	<1	<100	490	148	8
39	73/107	Bota Valley-Buzău	weakly siliceous limestone	10	20	3.5	<1.5	26	6	15	15	<1	<100	210	082	10

TABLE 14
Minor elements (p.p.m.) in the carbonaceous rocks of the black shales from the Tărcațu Nappe

No.	Sam- ple	Rock source	Rock type	Hori- zon	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Be	Zr	Sr	Ba	Li
1	73/21	Covasna Valley-Șiclaș	clay limestone	Middle	5	22	5	<1.5	19	4.5	22	18	<1	<100	200	430	22
2	76/12	Lunca Mică Valley-Ojdula	siliceous limestone	II	4.5	40	3.5	<1.5	22	5.6	15	19	<1	<100	290	460	29



TABLE 15
Minor elements (p.p.m.) in the carbonaceous rocks of the black shales from the Marginal Folds Unit

No.	Sample	Rock source	Rock type	Hori-zon	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Be	Zr	Sr	Ba	Li
1	75/17 b	Putna Valley-Vrancea	clay-siliceous limestone	II. Middle	5	20	10	<1.5	25	3.5	23	30	<1	<100	360	380	20
1	75/27	Streiu Brook-Putna Valley-Vrancea	pelosiderite	<2	20	10	25	45	<2	19	62	6.5	<100	82	150	30	
2	75/5 b	Putna Valley-Vrancea	pelosiderite	<2	11	9	20	46	2	23	75	6	<100	75	250	33	
3	75/36	Jgheabul Mare Brook-Piatra Neamt	pelosiderite	<2	30	8.5	21	28	<2	10	35	4	<100	34	160	20	
4	76/19	Putna Valley-Vrancea	pelosiderite	10	13	10	30	34	<2	20	68	5	<100	97	245	40	
5	75/1 b	Putna Valley-Vrancea	clay pelosiderite	<2	12	8	15	28	2	30	88	5	155	196	230	36	
6	75/3 b	Putna Valley-Vrancea	clay pelosiderite	<2	12	9	16	32	<2	26	75	6	<100	165	240	32	
7	75/26	Tigana Brook-Cuejdiul Valley	weakly clay pelosiderite	7	20	9	16	40	<2	30	83	5	190	88	280	34	
8	76/20	Putna Valley-Vrancea	pelosiderite	10	15	10	32	40	3.6	40	100	4.6	100	165	930	37	
9	75/19	Tigana Brook-Cuejdiul Valley	weakly clay pelosiderite	9	30	13	5	80	6	50	130	6.5	168	180	340	40	
10	75/25 b	Tigana Brook-Cuejdiul Valley	clay-siliceous calcareous peloside-rite	9.5	20	11	13	42	4.2	50	110	3	210	250	280	14	
11	75/18 b	Tigana Brook-Cuejdiul Valley	clay-siliceous pelosiderite	12	37	14	9	63	4	62	140	5	142	142	310	43	
12	75/33 b	Jgheabul Mare Brook-Piatra Neamt	weakly clay pelosiderite	17	40	14	7.5	52	3.5	66	160	4	145	260	300	38	
13	75/9 b	Putna Valley-Vrancea	clay-siliceous calcareous pelosi-derite	14	30	14	10	16	7	60	118	4.2	185	120	500	44	
14	75/6 b	Putna Valley-Vrancea	weakly siliceous limestone	5	16	4	<1.5	18	3.5	19	24	<1	<100	350	245	20	



TABLE 16

Minor elements in the carbonaceous rocks — Variation limits and averages

Horizon	United	Sam- ple	Flock type	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Be	Zr	Sr	• Ba	Li	FeO CaO	
III. Upper	Audia Nappe	1	limestones	/	< 2	9.5	2	< 1.5	7	2.5	10	10	< 1	< 100	114	47	9	0.008
	Audia Nappe	5	limestones	Δx	3—14	18—48	2.5—6.5	< 1.5	14—40	3.5—9	16—29	16—35	< 1—1	< 100	160—400	175—(1300) 440	22—40	0.01—0.05
	Tarcău Nappe	2	limestones	\bar{X}	7	28	5	< 1.5	23	5.7	23	23	< 1	< 100	230	326	30	0.03
	Marginalie Folds Unit	1	limestones	Δx	4.5—5	22—40	3.5—5	< 1.5	19—22	4.5—5.6	15—22	18—19	< 1	< 100	200—290	430—460	22—29	0.04—0.08
		32	ferrolites	\bar{X}	4.7	31	4.2	< 1.5	20.5	5	18.5	18.5	< 1	< 100	245	445	25	0.06
				Δx	/	5	19	5	< 1.5	25	3.5	23	< 1	< 100	360	380	20	0.06
				Δx	< 2—26	13—97	3—16	< 1.5—17	18—67	< 2—12	17—56	37—104	1—4.5	< 100—148	55—(1000) 690	110—620	15—80	0.7—5.5
				\bar{X}	10	34	9	7.7	34.5	4.5	42	80	2.6	—	172	245	31	2.65
				Δx	4—9	20—45	2.5—8	< 1.5—8	11—37	< 2—8	17—53	18—105	< 1—2.4	< 100—100	156—770	120—735	20—50	0.1—0.4
				\bar{X}	7	29.5	5.5	—	25	4.6	36	64	1.5	< 100	500	220	33	0.3
II. Lower				2	limestones	12—20	2—3.5	< 1.5	15—26	3—6	12—15	7—15	< 1	< 100	210—490	148—280	8—10	0.03—0.02
	Marginalie Folds Unit	13	ferrolites	\bar{X}	7.5	22	11	17	45.5	3.3	37.5	96	5	—	143	334	34	4.8



REFERENCES

- Aghiorghesei V., Cristodulo D., Mișa L., Marinescu I. (1965) Cîteva observații geologice asupra flișului de Audia (Cernahora) din Bucovina. *D. S. Com. Geol. LI/1*, București.
- Alexandrescu Gr. (1971) Studiul flișului cretacic intern și extern între valea Bistrițioarei și valea Moldovei. Rez. tezei de doctorat. Univ. București.
- Atanasiu I. (1943) Les faciès du Flysch marginale dans la partie moyenne des Carpathes Moldaves. *Ann. Inst. Géol. Roum. XXII*, Bucarest.
- Atanasiu S. (1908) Cercetări în regiunea internă a Carpaților din Moldova de nord. *An. Inst. Geol. Rom. I*, București.
- (1913) Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina. *An. Inst. Geol. Rom. III*, București.
- Băncilă I. (1952) Geologia regiunii Gura Humorului-Voroneț-Șuha (Cîmpulung și Baia). *D. S. Inst. Geol. Rom. XXXVI*, București.
- (1955) Paleogenul zonei mediane a Flișului. *Bul. șt. Acad. R.P.R., secția geol. geogr. VII*, 4, București.
- Papiu V. C. (1962) Asupra litologiei șisturilor negre din anticlinalul Cîrnău-Valea Tiganilor. *D.S. Com. Geol. XLV*, București.
- Aghiorghesei V. (1964) Observații noi asupra Flișului dintre Șuha Mare — valea Moldovei (reg. Suceava). *An. Com. Geol.*, XXXIII, București.
- Berner R. (1970) Sedimentary Pyrite formation. *Am. Jour. Sci.* 268.
- (1971) Principles of chemical sedimentology. Mc. Grow-Hall-Book. Camp.
- Borchert H. (1965) Formation of marine sedimentary Iron Ores. *Chemical Oceanography*, 2, Acad. Press London — New York.
- Burst J. F. (1960) Post diagenetic clay mineral-environmental relation slup in the Gulf Coast Eocene. *Proceed. Six-th Nat. Conf. Clays and Clay Minerals*, pag. 327—341.
- Carroll D. (1958) The roles of clay minerals in the transportation of iron. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 14, Oxford-Paris.
- Cerneia G. (1952) Zona internă a flișului dintre valea Moldovei și valea Bistriței. *An. Com. Geol. Rom. XXIV*, București.
- Chester R. (1965) Elemental Geochemistry of Marine Sediments. *Chemical Oceanography*, 2, Acad. Press London and New-York.
- Codarcea Al. (1937) Etude micrographique des roches cristallines du Sénonien de Breaza. *C.R. Inst. Géol. Roum. XXI*, București.
- Cotta B. (1855) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jahrb. d.k.k. Geol. R.A.* 6, Wien.
- Doppler E. C. (1967) Diagenesis of Sandstones in vol. Diagenesis in sediments. *Developments in sedimentology*, 8.
- Dumitrescu I. (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol. XXIV*, București.
- (1963) Nouvelles données sur la structure du flysch miogéosynclinal des monts Vrancea (Carpathes Orientales). *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, IV, Bucarest.
- Dunoyer de Segonzac G. (1964) Les argiles du Crétacé supérieur dans le Bassin de Douala (Cameroun). Problèmes de Diagenèse. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorrr.* 17, 4, Strasbourg.



- (1969) Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mem. serv. carte géol. d'Als. et Lorr.* 29, Strasbourg.
- Esquevin J. (1969) Influence de la composition chimique des illites sur leur cristalinité. *Bull. Centre Rech. Pan. S.N.P.A.* 3.
- Fairbridge R. W. (1967) Phases of Diagenesis and Authigenesis. *Developments in Sedimentology*, 8, London.
- Filipescu M. G., Drăghindă I., Mutihac V. (1952) Contribuții la orizontarea și stabilirea vîrstei șisturilor negre din zona mediană a filșului Carpaților Orientali. *Com. Acad. R.P.R.* II, 9–10, București.
- (1955) Vederi noi asupra tectonicii filșului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. Buc.* 6–7, București.
- Botez C., Olaru D., Donos M., Donos I. (1966) Chimismul șisturilor negre de pe valea Covasna, complexul șistos și complexul gresiei glauconitice-silicificate. *An. st. Univ. „Al. I. Cuza“, sect. II, b, Geol.-Geogr.* XII, Iași.
- Grigorescu D. (1966) Contribuții la cunoașterea faunei cretacice din filșul Carpaților Orientali. *Stud. cerc. geol.* 2, București.
- Botez C., Nacu D., Nacu Al. (1968) Carbonul organic și conținutul unor elemente urmă în șisturile negre de la Covasna. *Stud. cerc. geol.* XII, 2, București.
- Franks Paul C. (1969) Synaeresis Features and Genesis of Siderite concentrations, Kiowa Formation (Early Cretaceous) North-Central Kaunas-Journ. of sedim. Petrol. 39, 2, New York.
- Grigorescu D. (1970) The petrography of the glauconitic quartzarenites in the Black Schists nappe (the section of the Covasna Valley). *Rev. Roum. Géol.* XIV, 2, Bucarest.
- (1971) Studiul stratigrafic al formațiunii șisturilor negre (str. s.) în perimetrule valea Covasna — valea Zăbrătau („Unitatea șisturilor negre“) prin metoda microfacială. Rez. tezei de doctorat, Univ. București.
- Herbich Fr. (1878) Das Szeklerland. Budapest.
- Ilie M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Barău-Cîmpulungul Moldovei-Pîrful Cailor. *An. Com. Geol.* XXX, București.
- Ioja Th., Eugenia Manoliu, Tașu M. (1970) Sur la présence d'une faune d'Ammonites dans les schistes noirs de l'anticlinal Horaița-Doamna dans le ruisseau Sărata aux environs de la ville de Piatra Neamț. *Rev. Roum. Géol.* 14, 2, Bucarest.
- Kubler B. (1964) Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, 19, 10.
- (1966) Évaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre Rech. Pan. S.N.P.A.* 2, pp. 385–397.
- Larsen G., Chilinger G. (1967) Diagenesis in sediments. *Develop. in sed.* 8, London.
- Macovei G., Atanasiu I. (1926) Structura geologică a văii Bistriței între Pingărați și Bistricioara (jud. Neamț). *D. S. Inst. geol. Rom.* VIII, București.
- Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacée. *An. Inst. Géol. Roum.* XVI, București.
- (1938) Les gisements de pétrole. Paris.



- Marinescu I. (1962) Structura geologică a flișului dintre valea Bisca Mare și Izv. Putnei. *D. S. Com. Geol.* XLVI, București.
- Maxwell G., Hower J. (1967) Highgrade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt series. *Amer. Mineral.* 52.
- Millot G. (1965) Géologie des argiles. Masson Ed. Paris.
- Mirăuță O., Mirăuță Elena (1964) Flișul cretacic și paleogen din valea Cuejdului și valea Horaiței. *D. S. Com. Geol.* L/1, București.
- Murgeanu G. (1937) Sur une cordillière antésénonienne dans le géosynclinal du Flysch Carpathique. *C.R. Inst. Géol. Roum.* XVI, București.
- Nicolaeescu V., Gaiță G., Patrulius D. (1966) Notă asupra a doi amoniți din flișul eocretacic al Carpaților Orientali (valea Cașinului). *D.S. Com. Stat. Geol.* LII/1, București.
- Papiu C. V., Iosof V., Alexandrescu Gr., Colios Elena, Popescu Florica, Neacșu Vasilica (1975) Sur la composition chimique et minéralogique de la formation de Schistes noirs de la vallée de la Bistrița et de la vallée de la Moldova. *St. tehn. econ.* I, 13, București.
- Alexandrescu Gr., Voicu Gh., Iosof V., Elena Colios, Flora Popescu (1976) Considerations chimique et minéralogique sur les roches à rhodocrosite du Flysch des Carpates Orientales. *D. S. Inst. geol. geof.* LXII/1, București.
- Paul K. M. (1976) Gründzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d.k.k. Geol. R.A.* XXVI, 3, Wien.
- Preda M. D. (1936) Le problème des schistes noirs dans les Carpates orientales. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVII, București.
- Băncilă I. (1937) L'âge des Schistes noirs dans le Bassin du Trotuș. *Bull. Soc. Roum. Géol.* III, București.
- Savul M., Botez-Postelnicu Cornelia (1950) Seria șisturilor negre bituminoase, roci mume de petrol, din Carpații Orientali. *Anal. Acad. R.S.R. seria A*, II, 30, București.
- Ababi V., Botez Cornelia, Movileanu Aurelia (1963) Contribuții la cunoașterea distribuției elementelor minore în profilul geochemical al Carpaților Orientali. *Asoc. Geol. Carp.-Balc.*, II, București.
- Filipescu M. G., Olaru Didina, Donos Maria, Donos I. (1965) Chimismul șisturilor negre de pe valea Covasna (complexul sferosideritic). *Stud. cerc. geol.* 10, 1, București.
- Strahov N. M. (1959) Formele fierului în sedimentele Mării Negre „K. poznański diageneza osadkov“. *Izd. An. SSR. În Rev. ref. geol. geogr.* 5, 1961, București.
- Sukowski Zb. (1938) Les séries de Szopot dans les Karpathes Polonaises Orientales. *Trav. de Serv. Géol. de Pologne*, VIII, 2, Varsovie.
- Ștefănescu D. (1937) La zone de Flysch carpatique en Eucovine entre Păltinoasa et Cimpulung de Moldavie. *Bull. Soc. Roum. Géol.* III, București.
- Walter B. (1876) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jahrb. d.k.k. Geol. R.A.* 26, IV, Wien.
- Weaver C. E. (1958) A discussion on the clay minerals in sedimentary rocks. *Clays and clay minerals* (5-th Nat. Conf. 1956), New York.



SEDIMENTOLOGIE

VARIATIA PARAMETRILOR TEXTURALI LA SEDIMENTELE
DE PE PLAJA AGIGEA¹

DE

GLICHERIE CARAIVAN²

Abstract

Variation of Textural Parameters of the Sediments from the Agigea Beach. The author follows the textural parameters variation of the sediments from the foreshore zone of the Agigea beach during four characteristic stages of its evolution: incipient deposition, advanced deposition, the beginning of erosion and strong erosion. There are pointed out the relationships among the different granulometric parameters, the waves high and the beach configuration.

I. Introducere

Litoralul Mării Negre prezintă o importanță deosebită pentru țara noastră. Turismul estival înregistrează o continuă dezvoltare, iar problemele puse de amenajările costiere (porturi, construcții industriale etc.) evidențiază necesitatea cunoașterii profunde a procesului de sedimentare în zona de plajă. Proprietățile structurale și texturale, ca și dinamica sedimentelor litorale sunt aspectele fundamentale ale acestui proces, aflat în legătură nemijlocită cu regimul hidrodinamic marin.

Caracteristicile texturale ale depozitelor de plajă de la litoralul românesc au fost abordate de mai mulți autori, fără a se intra însă în detalii. În acest sens amintim studiile efectuate de N. Panin și Stefană Panin (1965, 1966, 1967)^{3, 4, 5}; Panin și Panin (1969); Mihăilescu (1969); Gomoiu (1956); Stoicovici, Gomoiu

¹ Predată la 24 ianuarie 1976, acceptată pentru publicare la 9 martie 1976, comunicată în ședința din 14 mai 1976.

² Institutul de geologie și geofizică. Agigea.

^{3, 4, 5} Arh. Com. Geol. București.



(1968) ; Grujinski (1969) ; Pavelescu et al. (1970) ; Mareș și Mareș (1971) ; Caraivan (1974)⁶.

Luând drept model o mică plajă din dreptul Rezervației de dune marine de la Agigea (fig. 1), ne propunem să analizăm în continuare particularitățile texturale ale sedimentelor de plajă și relația care se stabilește între acestea, parametrii valurilor și configurația plajei.

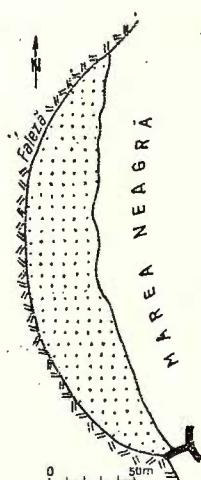


Fig. 1. — Schiță și localizarea geografică a plajei studiate.
Esquisse et localisation géographique de la plage étudiée.

II. Variația parametrilor granulometrici la sedimentele de pe plaja Agigea

În perioada 3 ianuarie—31 martie 1973 am efectuat observații zilnice pe plaja Agigea-Institut, măsurînd parametrii valurilor și ai plajei. Relațiile care se stabilesc între aceștia le-am tratat anterior (Caraivan, 1974 ; Caraivan, 1973⁷).

Pentru a urmări modul cum variază parametrii texturali în funcție de regimul hidrodinamic al mării, am colectat un număr de 16 probe de sedimente din zona foreshore (cîte o probă de la baza zonei de swash, din partea mediană a acesteia, de pe creasta bermei și de pe flancul ei posterior) în perioade diferite, corespunzătoare la 4 stadii caracteristice de evoluție a plajei (începutul depunerii, depunere accentuată, eroziune incipientă și eroziune avansată). S-a avut în vedere ca materialul să fie colectat din nivelul cu totul superficial (5—10 mm).

Parametrii valurilor i-am determinat prin vizualizare directă, amplasînd în zona de spargere o prăjină metalică marcată, pe care glisa un flotor și 3 balize situate la o distanță de 20 m între ele pe o direcție perpendiculară pe țărm.

⁶ Arh. I.R.C.M. Constanța.

⁷ GL. Caraivan. Variația profilului plajei Agigea-Institut, Comunicare la Ședința de Comunicări a I.R.C.M. din 30 mai 1973.

Parametrii morfologici ai plajei i-am măsurat, în lungul unor profile marcate cu prăjini de lemn și metal, folosind o ruletă și o nivelă cu bulă de aer pentru stabilirea orizontalității vizualizărilor.

Analiza granulometrică a sedimentelor s-a făcut prin cernere pe site dispuse la interval de 1/2 phi, rezultatele procentuale proiectându-se pe hîrtie de probabilitate logaritmică. Utilizând formulele lui Inman (1952), am calculat următorii parametri granulometri:

Diametrul median, $Md_{\phi} = \emptyset_{50}$;

$$\text{Deviația standard, ca măsură a sortării, } \sigma_{\Phi} = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{2}$$

$$\text{Asimetria (skewness), } \alpha_{\Phi} = \frac{M\Phi - Md\Phi}{\sigma\Phi}$$

$$\text{Boltirea (kurtosis), } \beta_{\Phi} = \frac{1/2(\Phi_{95} - \Phi_5) - \sigma\Phi}{\sigma\Phi}$$

$$M_{\Phi} \text{ fiind media, } M_{\Phi} = \frac{\Phi_{84} + \Phi_{16}}{2}$$

Variatia parametrilor texturali la sedimentele de plajă trebuie raportată la un același regim hidrodinamic, generat de valuri cu anumiți parametri (tab.).

În zona de swash, distribuția sedimentelor se face sub efectul currentului uprush și backwash, care controlează procesele de acumulare și eroziune pe plajă. La baza zonei de swash, collapsul valurilor creează un regim hidrodinamic superior (Simons et al., 1965), care se atenuează pe măsura avansării currentului uprush spre creasta bermei (Ingle, 1966). Pe flancul posterior al bermei ajung numai valurile care depășesc intensitatea medie.

În cadrul zonei de swash (fig. 2 A), diametrul median (Md_{ϕ}) variază în limite largi, între $-5,5$ phi și $+1,7$ phi ($45,25 - 0,30$ mm), reflectând regimul energetic marin la un moment dat. La baza zonei de swash, corespunzătoare nivelului energetic maxim, se întâlnesc particulele cu dimensiunile cele mai mari, indiferent de stadiul de evoluție a plajei. Concomitent cu diminuarea currentului uprush, diametrul median al particulelor scade spre creasta bermei, pentru a înregistra o ușoară creștere pe flancul posterior al acesteia, pe seama particulelor cu portanță ridicată (fragmente de cochilii). În stadiul incipient al depunerii (fig. 2 A, a) se constată o distribuție mai neregulată a dimensiunilor particulelor, în cadrul zonei de swash. Această situație persistă pînă cînd materialul grosier, din stadiul anterior de evoluție a plajei, este sortat în noile condiții hidrodinamice.

Luînd ca element de comparație mărimea particulelor din partea mediană a zonei de swash (fig. 3), se observă faptul că sedimentele cele mai grosiere apar pe plajă în stadiul depunerii incipiente (valuri cu amplitudine mică, 30 cm), menținîndu-se la o valoare de cca $+0,40$ phi în celelalte situații hidrodinamice.

Dintre toți parametrii valurilor, menționați în tabel, cele mai bune corelații cu parametrii granulometrici le oferă amplitudinea valurilor de spargere (H_b).

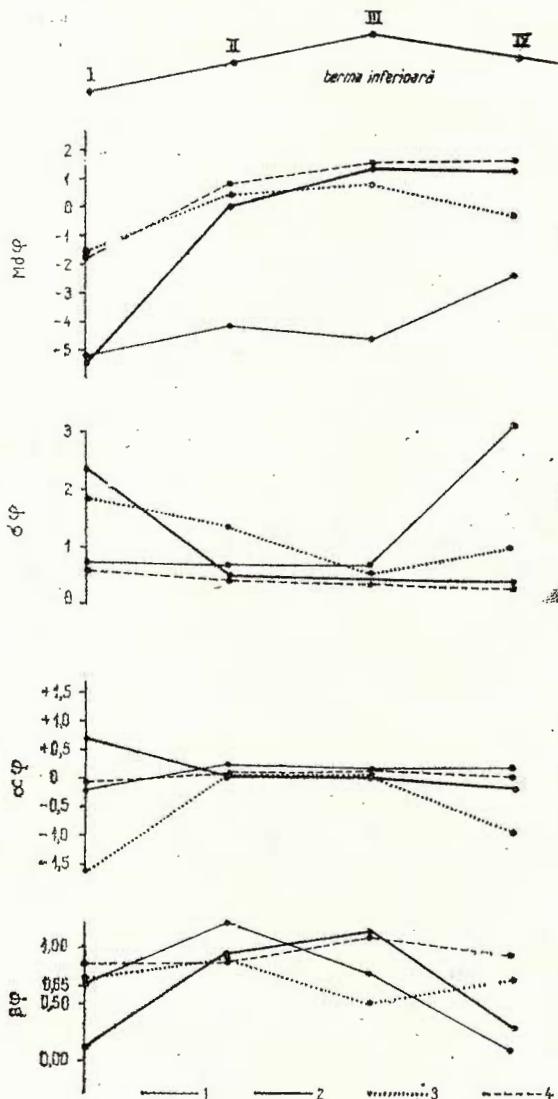


Fig. 2. — Variația parametrilor granulometrici în zona de swash a plajei Agigea, în cele patru stadii caracteristice de evoluție.

- a 1, începutul depunerii ; 2, depunere avansată ; 3, începutul eroziunii ; 4, eroziune puternică ; I, probă de la baza zonei de swash ; II, III, probă de pe flancul anterior al bermei inferioare ; IV, probă de pe flancul posterior al bermei inferioare ;
 a, variația diametrului median, Md_ϕ ; b, variația deviației standard, σ_ϕ ; c, variația asimetriei, α_ϕ ; d, variația boltirii, β_ϕ .
 Variation des paramètres granulométriques dans la zone de swash de la plage d'Agigea, durant les quatre étapes caractéristiques d'évolution.
 1, début du dépôt ; 2, dépôt avancé ; 3, début de l'érosion ; 4, érosion forte ; I, échantillon de la base de la zone de swash ; II, III, échantillon du versant antérieur de la berme inférieure ; IV, échantillon du versant postérieur de la berme inférieure ; a, variation du diamètre médian, Md_ϕ ; b, variation de la déviation standard, σ_ϕ ; c, variation de l'asymétrie, α_ϕ ; d, variation du „kurtosis”, β_ϕ .

Deviația standard (σ_ϕ), ca măsură a sortării sedimentelor de plajă, este dependentă atât de sursa de material, cât și de regimul valurilor. Se constată, în general, îmbunătățirea sortării de la baza zonei de swash spre creasta bermei și pe flancul posterior al

acesteia (fig. 2 b). În stadiul depunerii și al eroziunii incipiente însă, pe flancul posterior al bermei, sortarea este mai slabă datorită prezenței unor particule depuse în stadiul anterior.

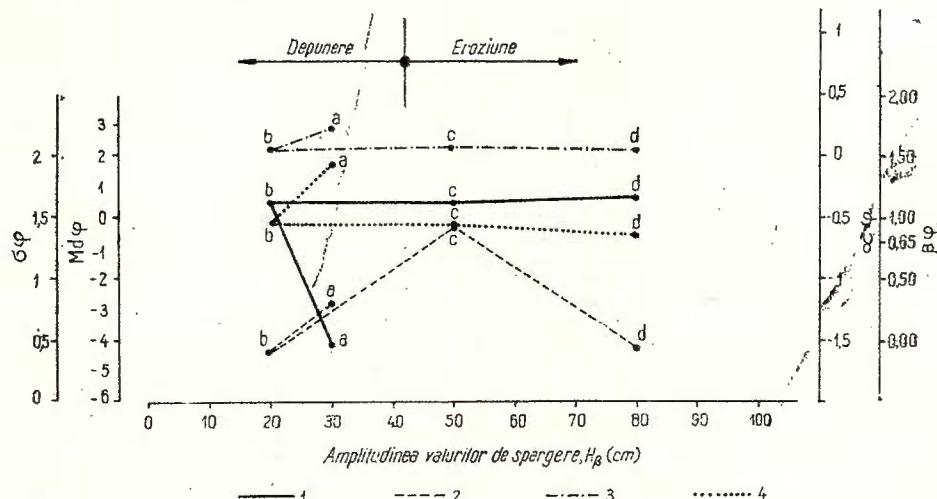
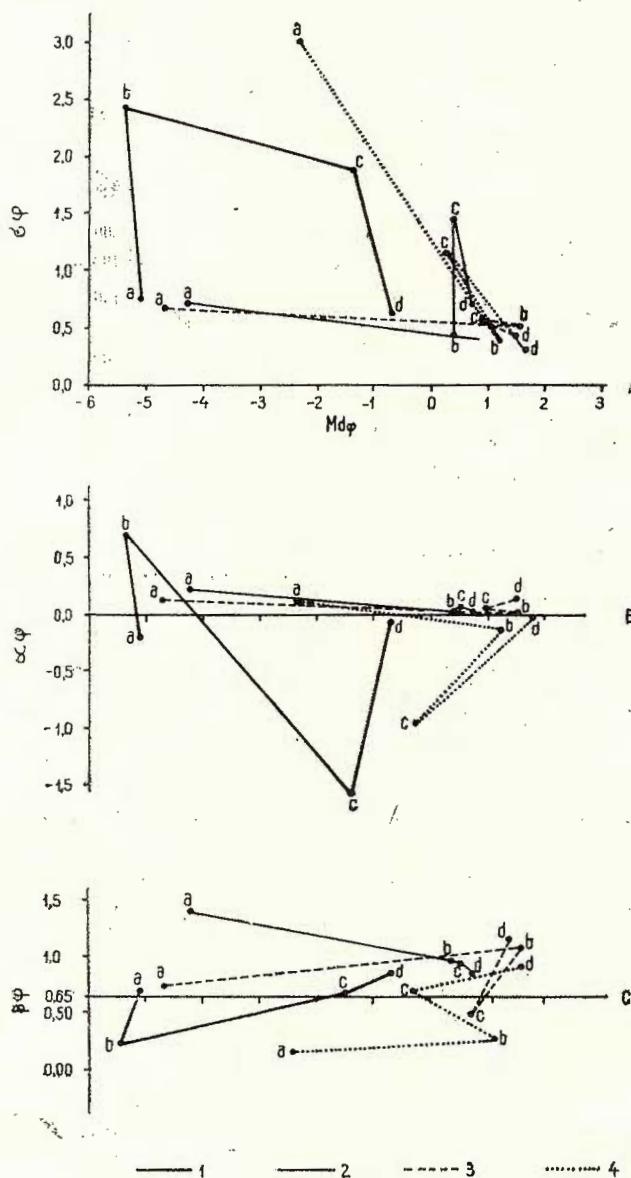


Fig. 3. — Variația parametrilor granulometrii în partea mediană a zonei de swash, în funcție de amplitudinea valurilor de spargere (H_b), în cele patru stadii tipice de evoluție a plajei. Notația a—d și 1—4, ca în figura 2.

Variation des paramètres granulométriques dans la partie médiane de la zone de swash, en fonction de l'amplitude des brisants (H_b), pendant les quatre étapes typiques d'évolution de la plage. Notation a—d et 1—4, tout comme dans la figure 2.

Influența intensității regimului hidrodinamic asupra variației sortării sedimentelor din partea centrală a zonei de swash este vizibilă în figura 3. Creșterea amplitudinii valurilor, pînă la o valoare de aproximativ 50 cm, atrage după sine înrăutățirea sortării. După stabilizarea regimului hidrodinamic superior (valuri cu amplitudinea de spargere de peste 50 cm) și atingerea profilului de echilibru corespunzător, sortarea sedimentelor de plajă devine din nou foarte bună. Se constată tendința de îmbunătățire a sortării materialului depus pe berma inferioară, odată cu scăderea diametrului median (fig. 4 A), începînd cu stadiul inițial al depunerii și al eroziunii puternice. La baza zonei de swash însă, sortarea materialului grosier se înrăutățește pe măsura trecerii de la stadiul incipient al depunerii la o depunere înaintată, apoi se îmbunătățește cu cît eroziunea este mai puternică. Sortarea materialului depus pe flancul posterior al bermei prezintă variații foarte mari, de la foarte slabă, în condițiile depunerii și eroziunii incipiente, la bună, în condițiile depunerii și eroziunii avansate.

A simetria (skewness - Inman, 1952) curbelor de distribuție la sedimentele de plajă oscilează în jurul valorii zero. La baza



A
Fig. 4. — Variația deviației standard, σ_ϕ (A), de simetrie, α_ϕ (B) și boltirii, β_ϕ (C), în funcție de diametrul median, Md_ϕ , la sedimentele plajei Agigea, în cele patru stadii tipice de evoluție. Notația a—d și 1—4, ca în figura 2.
Variation de la déviation standard, σ_ϕ (A), de l'asymétrie, α_ϕ (B) et du „kurtosis“, β_ϕ (C), en fonction du diamètre médian, Md_ϕ , aux sédiments de la plage d'Agigea, pendant les quatre étapes typiques d'évolution. Notation a—d et 1—4 tout comme dans la figure 2.

zonei de swash (fig. 2 C), asimetria phi prezintă, în general, valori negative, datorită predominării populației de particule grosiere. Această situație este foarte evidentă în stadiul eroziunii incipiente, cînd curențul backwash aduce la baza zonei de swash particulele grosiere depuse anterior pe plajă.

În stadiul depunerii avansate, sedimentele depuse la baza zonei de swash se caracterizează prin curbe de distribuție pozitiv asimetrice, datorită reținerii în interstițiile particulelor grosiere, a unei populații de particule fine.

TABEL

Parametrii valurilor, în cele patru stadii de evoluție a plajei Agigea

Stadiul de evoluție a plajei	Începutul depunerii, a	Depunere puternică, b	Începutul eroziunii, c	Eroziune avansată, d
Amplitudinea valurilor de sparge-ré, H_b (cm)	20–30	20–30	30–50	60–80
Lungimea de undă a valurilor, (m)	20–25	20–25	20–30	50–60
Perioada, T (sec.)	3	10	5	8
Frecvența valurilor (val pe minut)	20–22	6	12	7,6

Pe flancul anterior al bermei, asimetria prezintă, în toate stadiile de evoluție a plajei, un caracter slab pozitiv. Pe flancul posterior al bermei, asimetria curbelor de distribuție a sedimentelor variază între valori slab pozitive și valori negative. Se constată o asimetrie negativă mai pronunțată a curbei de distribuție la sedimentele depuse în stadiul inițial de eroziune, cînd particule mai grosiere se află încă pe locul depunerii lor în cursul stadiul acumulativ anterior.

Asimetria curbelor de distribuție a sedimentelor din partea centrală a zonei foreshore (fig. 3) se menține la valori slab pozitive (cca 0,20 phi) în toate stadiile de evoluție a plajei, cu excepția stadiului inițial de depunere, cînd asimetria prezintă valori mai pronunțat pozitive.

Relația care se stabilește între variația asimetriei și medianei, la sedimentele de plajă se poate observa în figura 4 B. Pe fondul grosier al depozitelor de la baza zonei de swash (diametrul median, $M_d \phi$ cuprins între -4 phi și -5 phi), asimetria curbei de distribuție evoluează de la valori slab negative, în stadiul depunerii incipiente, la valori puternic pozitive în stadiul depunerii avansate. Începutul eroziunii determină, prin deranjarea echilibrului morfologic și textural anterior, o asimetrie puternic negativă a curbelor de distribuție, care dis-



pare însă pe măsura realizării condițiilor de echilibru în cadrul hidrodinamic nou creat.

Boltirea B_ϕ (kurtosis) curbelor de distribuție la sedimentele din zona de swash variază în limite largi.

La baza zonei de swash (fig. 2 d), boltirea are un caracter mezocurtic — în stadiul inițial al depunerii, pentru a deveni platicurtică odată cu avansarea depunerii.

Începutul eroziunii plajei determină acumularea la baza zonei de swash a particulelor grosiere slab sortate; boltirea se menține mezocurtică. Persistența condițiilor hidrodinamice cu acțiune erozivă asupra plajei imprimă curbelor de distribuție a sedimentelor de la baza zonei de swash un caracter slab leptocurtic.

Pe flancul posterior al bermei, boltirea este, în general, leptocurtică ($\beta_\phi > 0,65$), subliniind îmbunătățirea sortării sedimentelor.

Pe flancul posterior al bermei, boltirea prezintă valori platicurtice, în stadiile acumulative ale plajei, datorită prezenței, pe lîngă materialul nisipos fin, adus de currentul uprush, a unor elemente mai grosiere (fragmente mari de cochilii), dar cu portanță ridicată.

Extinderea zonei de swash în stadiile erozive ale plajei menține caracterul leptocurtic al curbelor de distribuție la sedimentele de pe flancul posterior al bermei.

În partea centrală a zonei de swash (fig. 3) se constată influența regimului hidrodinamic asupra boltirii. Valurile cu amplitudine mică ($H_b < 30$ cm) imprimă boltirii curbelor de distribuție un caracter leptocurtic.

Odată cu intensificarea regimului de valuri ($H_b > 30$ cm) și inițierea eroziunii plajei, sortarea sedimentelor se înrăutățește, boltirea devenind mai puțin mezocurtică. Pe măsura stabilizării regimului de valuri superior (valuri de spargere cu amplitudinea de peste 70—80 cm), boltirea devine mezocurtică.

Nu se poate stabili o relație clară între variația caracterului boltirii și medianei (fig. 4 C). Sedimentele grosiere de la baza zonei de swash ($Md_\phi < -5$ phi) au curbe de distribuție slab leptocurtice la începutul depunerii, devenind platicurtice odată cu avansarea acesteia. Caracterul leptocurtic revine în stadiul eroziunii avansate, odată cu depunerea unor sedimente mai fine ($Md_\phi > -0,5$ phi).

Boltirea curbelor de distribuție la sedimentele depuse pe flancul anterior al bermei are, în general, un caracter leptocurtic pe fondul micșorării diametrului median, de la stadiul depunerii incipiente spre stadiul eroziunii avansate. În stadiul de inițiere a eroziunii plajei, înrăutățirea sortării din partea centrală a curbei de distribuție, la sedimentele cu $Md_\phi = 0-1$ phi, se reflectă în caracterul platicurtic al boltirii.

Pe flancul posterior al bermei, boltirea curbelor de distribuție la sedimentele depuse aici își diminuează aspectul platicurtic pe măsura scăderii medianei (în stadiile acumulative), sau își accentuează forma leptocurtică (în stadiile erozive ale plajei).

III. Parametrii granulometrii și configurația plajei

Sedimentele de pe plaja Agigea constau de fapt din amestecul a două grupe de particule, una grosieră și una fină. Măsura în care se combină cele două grupe de sedimente se asociază strâns cu regimul hidrodinamic marin și cu stadiile de dezvoltare a profilului de plajă.

Profilul plajei este determinat de poziția bermei care se dezvoltă la baza sa sub acțiunea valurilor (Sonu, 1972). Pe măsură ce berma se deplasează pe panta plajei în sus (fig. 5, stadiile a și b), materialul sedimentar se acumulează, mărind gradul de convexitate a plajei. Procesul continuă pînă cînd creasta bermei ajunge la limita de înaintare a currentului uprush. Cînd acest profil începe să fie erodat de valuri (stadiul c), berma este distrusă, iar particulele se dispersează pe fundul mării. Profilul rezultat este mai puțin convex și, pe măsură ce eroziunea avansează, devine concav (stadiul d). Toate aceste stadii se repetă în funcție de regimul valurilor. Astfel, la Agigea, variația profilului de plajă este corelată cu succesiunea fenomenelor orajoase în zona litoralului românesc (Caraiwan⁸) avînd deci un caracter foarte inconstant. Caracteristicile granulometrice ale materialului depus pe plaja aeriană se corelează de asemenea și cu variația profilelor de plajă (fig. 5). O bermă, în momentul apariției sale la linia țărmului în stadiul depunerii incipiente (fig. 2 A), este compusă predominant din material grosier cu un singur modul (fig. 5, stadiul a); asimetria este pozitivă, sortarea moderată, iar boltirea are un caracter leptocurtic pronunțat (fig. 3). Depunerea avansînd, materialul devine mai fin, sortarea foarte bună, asimetria aproape nulă, iar boltirea mezocurtică (fig. 3).

Prezența materialului grosier pe bermă favorizează infiltrarea apei din currentul backwash, a cărui intensitate scade. În regim hidrodinamic inferior (valuri de spargere cu amplitudinea sub 40–50 cm) rezultă o deplasare netă spre țărm a particulelor sedimentare într-un ciclu de swash (Caraiwan, 1974). Drept rezultat, berma se va extinde, crescînd în dimensiuni (stadiul b). În aceste condiții, materialul depus la baza bermei devine bimodal datorită reținerii particulelor fine în interstițiile elementelor grosiere ale bermei (fig. 5, stadiul b, proba 1). Particulele fine se deplasează mai rapid decît particulele grosiere, fiind distribuite pe fața superioară a bermei, în timp ce acestea din urmă continuă să predomină la baza bermei (fig. 2 A).

Regimul hidrodinamic superior (valuri de spargere cu amplitudinea mai mare de 40–50 cm) determină eroziunea plajei, care începe cu îndepărtarea spre larg a materialului grosier al bermei (fig. 2 A). Sedimentele de la baza zonei de swash sunt polimodale și slab sortate; boltirea este slab leptocurtică (fig. 3). Dezechilibrul creat între intensitatea currentului uprush și backwash face ca particulele sedimentare să fie deplasate net spre mare, sub acțiunea forței de gravitație. În consecință, într-un stadiu avansat de eroziune (fig. 5, stadiul d) zona cu material grosier se retrage pînă dispără complet de pe plaja aeriană. În acest

⁸ Op. cit. pct. 7.



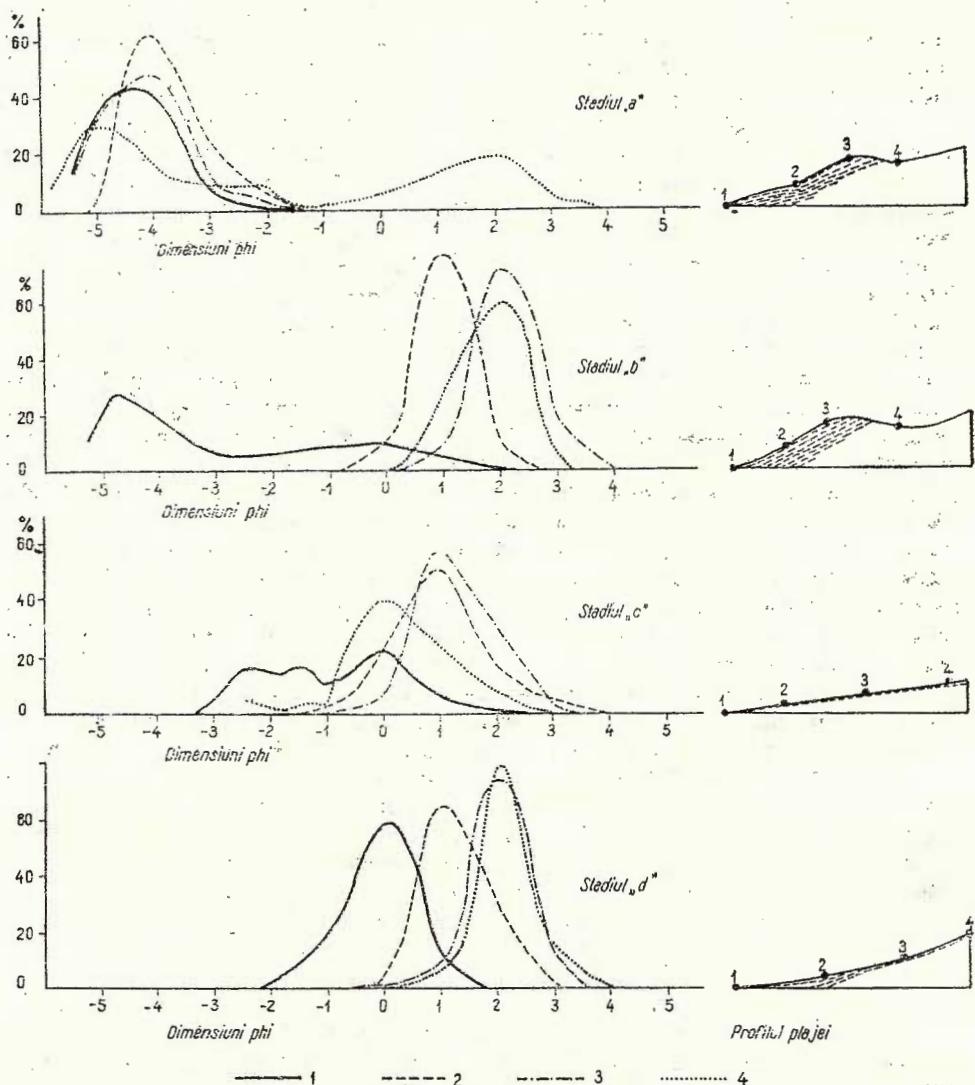


Fig. 5. — Distribuția frecvenței dimensiunilor la sedimentele din zona de swash a plajei Agigea, în cele patru stadii caracteristice de evoluție. Notația a-d, ca în figura 2; 1-4, localizarea probelor în cadrul zonei de swash.

Distribution de la fréquence des dimensions aux sédiments de la zone de swash de la plage d'Agigea, pendant les quatre étapes caractéristiques d'évolution. Notation a-d tout comme dans la figure 2; 1-4, localisation des échantillons dans le cadre de la zone de swash.

stadiu, pe berma inferioară domină materialul fin cu compoziție unimodală, bine sortat; asimetria este nulă, iar boltirea mezocurtică. Proprietățile sedimentelor de plajă variază deci stadiu cu stadiu, compoziția depozitelor evoluind de la un capăt la altul al spectrului granulometric.

Studiul de față se bazează pe un număr foarte mic de observații pentru a putea sesiza legitatea procesului de eroziune și depunere litorală. Aprofundarea acestei probleme va conduce cu siguranță la obținerea unei imagini mai clare asupra procesului de formare a plajelor din sectorul sudic al litoralului românesc, oferind posibilitatea dirijării lui în scopul conservării și extinderii plajelor existente⁹.

BIBLIOGRAFIE

- Beal M. A., Shepard F. P. (1956) A use of roundness to determine depositional environments. *Jour. Sed. Petr.* 26 (1), p. 49—60.
- Caraivan G.I. (1974) Les cusps et les courants de rip sur la plage d'Agigea. Institut, Cercetări Marine, I.R.C.M. Nr. 7, p. 21—27, Constanța.
- Engstrom W. N. (1974) Beach foreshore sedimentology and morphology in the Apostle Islands of northern Wisconsin. *Jour. Sed. Petr.* 44 (1), p. 190—206.
- Gomoiu M. T. (1965) Date asupra granulometriei nisipurilor de pe plajele coastelor românești. *St. hidr.* IX, 2, p. 465—490, București.
- Grujinski C. (1969) Caracteristicile granulometrice ale nisipurilor litorale între Năvodari și Vama Veche. *Bul. Inst. Petrol, Gaze și Geol.* XVII, București.
- Ingle J. C. (1966) The movement of beach sand. Elcev. Publ. Comp. 221 p.
- Inman D. L. (1952) Measures for describing the size distribution of sediments. *Jour. Sed. Petr.* 22, p. 125—145.
- Mareș Ioana, Mareș I. (1971) Observații asupra unor plaje de pe litoralul românesc al Mării Negre. *An. Univ. Buc. Geol.* p. 47—84.
- Mihăilescu N. (1969) Étude sédimentologique des graviers se trouvant sur le littoral de la mer Noire entre Constantza et Vama Veche (Roumanie). *Rapp. Comm. int. Mer Medit.* 19 (4), p. 623—626, Monaco.
- Panin N., Panin Ștefana (1969) Sur la genèse des accumulations des minéraux lourds dans le Delta du Danube. *Rév. de Géogr. physique et de Géol. dynamique*, (2), XI, 5, p. 511—522, Paris.
- Pavelescu L. et al. (1970) Contribuții la studiul mineralelor grele în nisipurile de pe grindurile din partea de nord-vest a Mării Negre. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 15 (1), p. 23—51, București.
- Rosfelder A. (1961) Contribution à l'analyse des sédiments. Service de la Carte géol. de l'Algérie, Alger, 310 p.
- Simons D. B. et al. (1965) Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels, in: Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Soc. Pal. and Min. Sp. Publ.* 12, p. 34—52.

⁹ Autorul prezintă calde mulțumiri lui N. Panin și D. Jipa, pentru citirea critică a manuscrisului, ca și pentru foarte utilele recomandări aduse.



- Sonu C. J. (1972) Bimodal composition and cyclic characteristics of beach sediments in continuously changing profiles. *Jour. Sed. Petr.* 42 (4), p. 852—857.
 Stoicovici E., Gomoiu M. T. (1968) Data on the composition of sediments from mezo-littoral area of the Black Sea. *Travaux du Muséum d'Histoire Naturelle „Grigore Antipa“*, VIII, Bucureşti.

VARIATION DES PARAMÈTRES TEXTURAUX DES SÉDIMENTS DE LA PLAGE D'AGIGEA

(Résumé)

Le régime hydrodynamique marin détermine la configuration de la plage et les particularités texturales des sédiments déposés dans la zone foreshore. Parmi les caractéristiques des vagues, les meilleures corrélations avec les paramètres granulométriques sont illustrées par l'amplitude des brisants. Il résulte que, durant le stade du début du dépôt dans la zone foreshore prédominent les sédiments les plus grossiers ($Md_{\phi} < -4$ phi), au triage modéré, ayant des courbes de distribution positivement asymétriques et un „kurtosis“ leptocourtyque ($\beta_{\phi} > 0,65$). Au fur et à mesure que l'accumulation avance, les sédiments sont plus fins ($Md_{\phi} = 0,40$ phi), très bien assortis ($\sigma_{\phi} = 0,40$) ; l'asymétrie a des valeurs positives petites, proches de zéro et le „kurtosis“ faiblement leptocourtyque. Le début de l'érosion de la plage, quand les brisants ont une amplitude dépassant 40—50 cm, détermine le changement des caractéristiques du triage ; les sédiments sont faiblement assortis et ont des courbes de distribution à „kurtosis“ mésocourtyque. La persistance du régime hydrodynamique supérieur (stade de l'érosion avancé) améliore le triage des sédiments ($\sigma_{\phi} = 0,40$), le „kurtosis“ est mésocourtyque, l'asymétrie et la médiane se maintiennent à des valeurs d'environ + 0,05 phi, respectivement de 0,40—0,50 phi.

Les sédiments de la plage d'Agigea résident dans le mélange de deux groupes de particules, grossières et fines. La façon dont se combinent les deux groupes de sédiments dépend des stades de développement du profil de la plage. Plus l'accumulation du matériel sédimentaire s'agrandit plus le degré de convexité de la plage augmente. Quand ce profil commence à être érodé par des vagues, la berme est détruite, et les particules se dispersent sur le fond de la mer. Le profil résulté est moins convexe et à mesure que l'érosion avance il devient concave. Toutes ces étapes sont refaites en fonction du régime des vagues.



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

RECENZII

Z. M. JARZEBSKI : *The science of the solid state*. Vol. IV, *Oxide semiconductors* (Tradusă din limba polonă de Dr. B. Grzybowska-Swierkosz). Editată de Dr. Brian R. Pampilin în Pergamon Press, Oxford, 285 pag., 195 fig.

Cartea referitoare la „Semiconductorii oxidici” a fost inițial redactată în limba polonă de Z. M. Jarzebski de la Centrul de cercetare pentru cristale de la Varșovia. Lucrarea face parte din seria internațională de monografii privind știința stării solide. Primele trei volume din această serie tratează :

Vol. I — „Proprietățile optice și legătura structurilor de semiconducatori” de Greenaway și Harbecke;

Vol. II — „Compuși” de Ray;

Vol. III — „Teoria transportului electric în semiconducitori” de Nag;

Volumul IV examinează semiconductorii oxidici în cele 285 de pagini, 195 figuri și numeroase tabele pe care le conține. Lucrarea este alcătuită din 15 capituloare grupate în 3 părți.

Partea I se referă la prepararea, creșterea cristalelor și depunerea filmului subînălțire de materiale oxidice. Ca metodă generală pentru obținerea oxizilor este indicată oxidarea la temperaturi înalte a metalelor într-o atmosferă cu conținut ridicat de oxigen. Totodată se menționează o serie de reacții chimice prin care se pot obține oxizii unor metale (Cu, Zn, Al, Ti).

Proprietățile de semiconducторi ale oxizilor fiind în funcție de duritatea lor ne arată chiar din primul capitol alit metodele de purificare cit și cele de control al purității. Printre altele sunt menționate metodele : spectrometria de masă, polarografia, calorimetria și fluorometria precum și activarea neutronilor.

Partea a doua a lucrării se ocupă de structura cristalelor și imperfecțiunile materialelor oxidice.

Ultima și cea mai voluminoasă parte a cărții tratează defectele de structură, fenomenele de transport electric și atomic în oxizii selecționați. În cele șase capituloare ale părții a treia sunt analizate proprietățile celor mai importanți semiconducторi oxidici de Ni, Co, Fe, Mn, Ti, Cu, Zn, Cd, Al, Sn și Si.

Referințele bibliografice sunt cuprinse într-o listă de 612 lucrări.

Volumul IV precum și primele trei volume din seria internațională de monografii despre știința stării solide reprezintă un studiu de importanță fundamentală pentru cunoașterea semiconducitorilor.

V. Patriciu





Institutul Geologic al României

CUPRINS

MINERALOGIE

	<u>Pag.</u>
1. Codarcea Venera, Bandrabur T. Studiul geologic-mineralogic al depozitelor leosoilde din Cîmpia Română Orientală	9
2. Gurău A., Vișoiu I., Scarlat L. Prezența fuchsitului în gabrourile de Plavișevița, munți Almajului, Banatul de sud	37

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

3. Manea Al. Z. Petrologia magmatitelor din regiunea valea Crișul Pie-tras-valea Sighiștel (munții Bihor)	51
---	----

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

4. Gunnensch K., Gunnensch Marina. Banatitele din regiunea Dubova-Ogradena-valea Mraconiei (Banatul de sud) și metalogeneza lor	87
5. Savu H. Genesis of Pegmatites from Banat (Romania)	99
6. Savu H., Maier O., Neacșu Vasilica, Udrescu Constanța. Petrografia și geneza corpului de roci ultrabazice de la Cuca — munții Semenic	113
7. Savu H., Schuster A. C., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța. Petrologia și geo chimia masivului granitoid de Buta (Carpații Meridionali)	131

GEOCHIMIE

8. Papiu C. V., Alexandrescu Gr., Iosof V., Popescu Florica, Bratosin Irina, Neacșu Vasilica. Mineralogical-Chemical Study of the Black Shales and Associated Ferrolites from the East Carpathians Flysch	159
---	-----

SEDIMENTOLOGIE

9. Caraivan G.I. Variatia parametrilor texturali la sedimentele de pe plaja Agigea	239
Recenzii	251



CONTENU

MINÉRALOGIE

	<u>Page.</u>
1. Codarcea Venera, Bandrabur T. Étude géologico-minéralogique des dépôts loessoïdes de la Plaine Roumaine Orientale	31
2. Gurău A., Vișoiu I., Scarlat L. Présence du fuchsite dans les gabbros de Plavișevița, Monts Almaj, Banat du sud	48

PÉTROLOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES

3. Manea A.I. Z. Pétrologie des magmatites de la région de vallée Crișul Pietros-vallée Sighiștel (Monts Bihor)	82
---	----

PÉTROLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

4. Gunnesch K., Gunnesch Marina. Die banatitischen Eruptivgesteine von Dubova-Ogradena-Mraconia-Tal (Südbanat) und die mit ihnen verbundenen Vererzungen	95
5. Savu H. Genesis of Pegmatites from Banat (Romania)	99
6. Savu H., Maier O., Neacșu Vasilica, Udrescu Constanța. Petrography and Genesis of Ultrabasic Rocks from Cuca — Semenic Mountains	127
7. Savu H., Schuster A. C., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța. Petrology and Geochemistry of the Buta Granitoid Massif (South Carpathians)	154

GÉOCHIMIE

8. Papiu C. V., Alexandrescu Gr., Iosof V., Popescu Florica, Bratosin Irina, Neacșu Vasilica. Mineralogical-Chemical Study of the Black Shales and Associated Ferrolites from the East Carpathians Flysch	159
---	-----

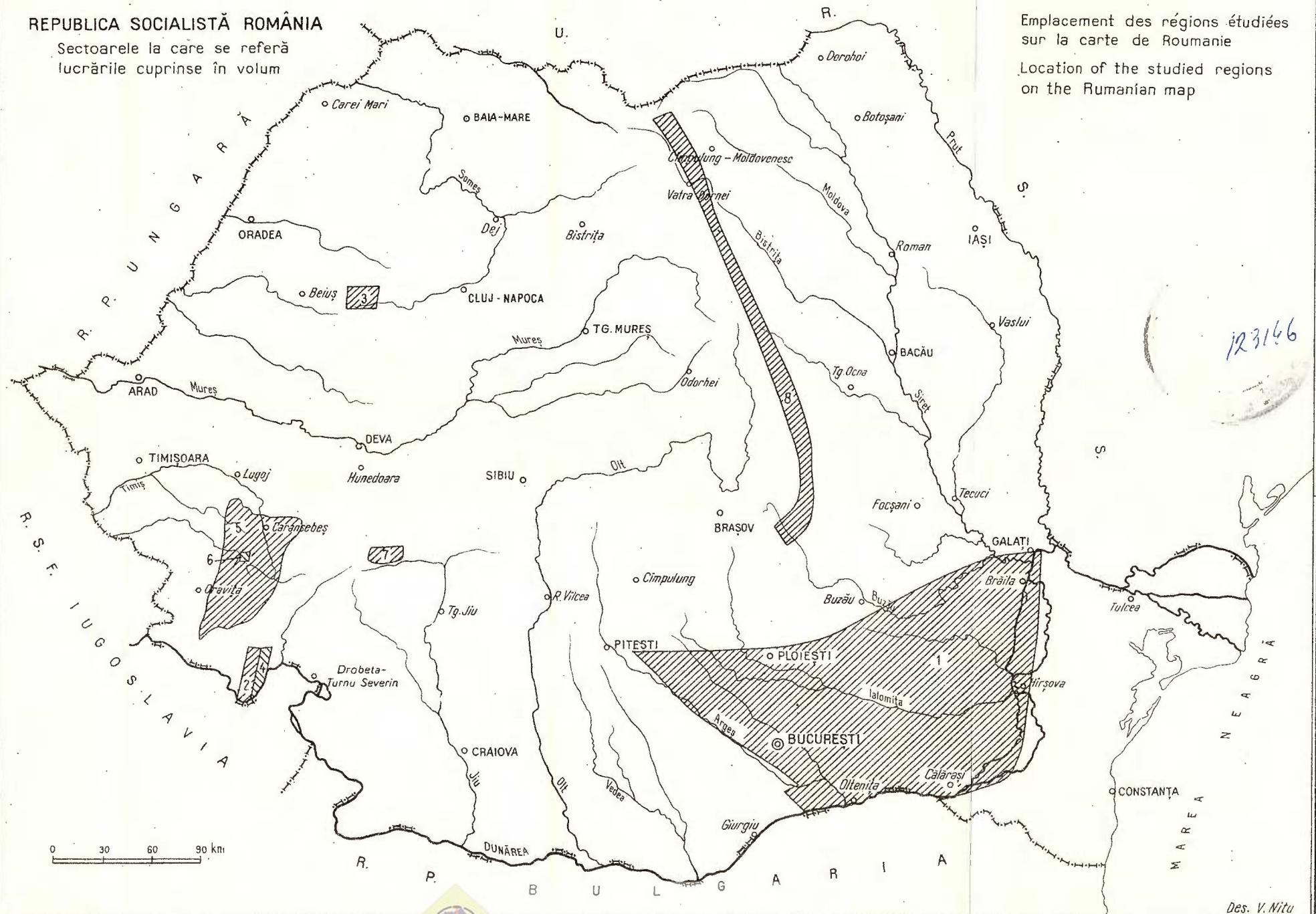
SÉDIMENTOLOGIE

9. Caraivan G.I. Variation des paramètres texturaux des sédiments de la plage d'Agigea	250
--	-----



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă
lucrările cuprinse în volum



Emplacement des régions étudiées
sur la carte de Roumanie

Location of the studied regions
on the Rumanian map

Des. V. Nitu

Tehnoredactor : P. CUCIUREANU
Traducători : ANGELA FOLEA, MONICA TOPOR
Ilustrația : V. NIȚU, CONstanța BURLACU

Dat la cules : iulie 1977. Bun de tipar : noiembrie 1977.
Tiraj : 800 ex. Hirtie scris I A. Format 70×100/56 g. Coli
de tipar : 16. Comanda 312. Pentru biblioteci indicele de cla-
sificare : 55(058).

Intreprinderea poligrafică „Informația”. Str. Brezoianu
nr. 23—25, București — România.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale ședințelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions:

- Institutul Geologic al României t. I - XXXVI (1910 - 1952)
- Comitetul Geologic t. XXXVII - LII/1 (1953 - 1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII/2 - LV/1 (1967 - 1969)
- Institutul Geologic t. LV/2 - LX (1970 - 1974)
- Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome LXI (1975)



INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXIII

1976

1. MINÉRALOGIE - PÉTROLOGIE - GÉOCHIMIE



Institutul Geologic al României