

B.I.G.

BLICA SOCIALISTA ROMÂNIA
ETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
ITUTUL GEOLOGIC

908

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL.LII/3
1964-1965

BUCUREȘTI
1967



Institutul Geologic al României

INSTRUCTIUNI

Referitoare la pregătirea pentru tipar a manuscriselor

— Textul manuscrisului va fi predat în redactare definitivă, nefiind admisă nici o intervenție ulterioară.

Se va folosi în mod strict ortografia Academiei Republicii Socialiste România.

— Manuscrisul va fi dactilografiat la două rânduri (adică la patru dinți) și se va preda originalul.

— Eventualele corecturi (maximum cinci pe pagină) vor fi făcute la mașină sau cu cerneală, în orice caz nu cu creionul.

— Formulele chimice, fizice sau matematice, să fie scrise cîteș spre a nu se da naștere la confuzii în timpul culesului.

— Denumirile etajelor, epocilor, perioadelor, se vor scrie cu majuscule.

— Nu sunt admise prescurtări, ca de ex : V. pentru valea, D. pentru dealul, etc.

— Nu se vor face nici un fel de sublinieri în text sau la titluri.

— Citarea raopartelor se va face infrapaginal, nu la bibliografie unde se trec numai lucrările tipărite. Numerotarea notelor se va face în continuare.

— Bibliografia va fi întocmită, conform noilor instrucțiuni, în modul următor :

Numele, inițiala prenumelui punct (la autorii de gen feminin se va scrie prenumele întreg fără punct). Anul de apariție a publicației — în paranteză ; titlul lucrării, publicația (ex. pentru publicațiile Comitetului de Stat al Geologiei se va trece Com. Stat Geol., D. S., An. Inst. Geol. Rom., Com. Stat Geol. St. tehn. econ. seria...etc.). Volumul se va indica fără a se mai menționa cuvîntul volum sau tom. Pagina punct, localitatea.

Ex.: Manilici V., Giușcă D., *Știopol Victoria* (1965). Studiu zăcămîntului de la Baia Sprie (reg. Baia Mare). *Com. Stat Geol. Memoriu*, VII, p. 72 — 87. București.

— În afară de semnele de punctuație indicate, nu se vor mai utiliza alte semne (ex. liniuțe, virgule etc..).

— Figurile text, planșele, vor fi citate în text.

— Textul va fi însoțit de explicația figurilor text. Explicația planșelor liniare și a hărților va fi scrisă pe o foaie, separat, nu în continuarea explicării figurilor text.

— Explicația planșelor autotipie (fotografii), se va scrie separat pentru fiecare planșă, respectîndu-se forma de prezentare a planșelor apărute în Dări de seamă, Anuar, Memoriu sau St. tehn. econ.

Ex :

Planșa I

Planșa II

Fig. 1. — Caolin de China. 5 000 × direct. Total 15.000 × .

Fig. 2. — Cuarțit blastopsefito-aleuritic. Seria de Răsinari — complexul cuarțitelor blastodetrítice. N + . × 15.

1, granule detritice de cuarț cataclazate ; 2, ciment cuarțos.

— Dacă există o singură planșă autotipie în loc de „Planșa I”, se va scrie „Explicația planșei” — tot de două ori.

— Eventualele modificări în timpul tipăririi nu sunt admise de tipografie întrucât atrag întîrzierea apariției și ridică prețul de cost al volumului.





Institutul Geologic al României

RÉPUBLIQUE SOCIALISTE DE ROUMANIE
COMITÉ D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE
INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS
D E S
S É A N C E S

Vol. LII
3-ème et dernière partie

Entreprise de Prospections
Session de communications scientifiques 1963
Session de communications scientifiques 1965

Bucarest
1967



Institutul Geologic al României

G. Dumitru

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINTELOR

VOL. LII
Partea 3-a (ultima)



Întreprinderea de Prospecțiuni
Sesiunea de comunicări științifice 1963
Sesiunea de comunicări științifice 1965



BUCUREȘTI
1967



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

**CONTRIBUTII LA CUNOAŞTEREA GEOLOGIEI ȘI TECTONICII
REGIUNII ROMÂNEŞTI — GLADNA ROMÂNĂ
(POIANA RUSCĂ DE NW) ¹⁾**

DE

C. CHIVU, V. SERAFIMOVICI ²⁾

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Geology and Tectonics of the Româneşti-Gladna Română Region (NW part of the Poiana Rusă Mountains). The complex of the muscovite schists represents the lower part of the epi-zone in the Gladna Română-Gladna Montană region. The relations between the complex of the phyllite-bearing schists and the complex of the muscovite schists were initially unconformable and now they have a tectonic position. From the structural point of view, the muscovite schists represent a lying fold overfallen towards the north. It is supposed to have formed during a phase of a dynamic metamorphism likely caused by the emplacement of the banatitic rocks. The complex of the muscovite schists was metamorphosed during the Caledonian orogenesis and then it was metamorphosed again during the phase of the Hercynian folding when flexures of a great importance occurred. They led to the great bowing of the complex of the phyllite-bearing schists on the eastern and south-eastern border of the Lunca dolomites.

Introducere. Regiunea Româneşti — Gladna Română, geografic este situată în partea de NW a masivului Poiana Rusă, iar din punct de vedere administrativ aparține de raionul Făget, regiunea Banat.

Istoricul cercetărilor. Cercetări geologice în această regiune, au fost efectuate încă din anul 1882 de către L. Lézy (1882), care citează șisturi filitice, calcară și dolomite cristaline sub formă de lentile intercalate în seria de șisturi filitice. Mai târziu, Fr. Schafarzik (1902, 1903, 1904) stabilește două serii de șisturi cristaline; o serie inferioară veche și una superioară reprezentată prin șisturi argiloase, cuarțite albe și negre,

¹⁾ Comunicare în ședință din 19 decembrie 1963.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecțiuni, București, Cal. Griviței nr. 64.



alternând cu calcare și dolomite. De asemenea, tot el arată că dolomitele și calcarele uneori stau peste șisturile argiloase superioare, datorită unor efecte de recutare. El atribuie vîrstă paleozoică veche calcarelor și filierelor argiloase.

Cercetări geologice mai noi în regiunea prospectată, cît și în regiunile învecinate au fost executate de către echipele de prospecții ale Comitetului de Stat al Geologiei: C. V. Papiu (1946—1949)¹⁾, H. Savu (1953)²⁾, M. Mureșan, Georgea Mureșan, Elvira Bercia, F. Dumitrescu, C. Paraschivescu (1960)³⁾, I. Huică și I. Stănoiu (1961)⁴⁾, C. Chivu, V. Serafimovici (1961)⁵⁾, V. Serafimovici, C. Chivu (1962)⁶⁾.

Geologia regiunii

Din punct de vedere geologic, în regiunea cercetată se întâlnesc formațiuni cristaline epimetamorfice, roci eruptive și sedimentare.

Formațiuni cristalofoiliene. În cadrul șisturilor cristaline pe baza asociațiilor de roci, a paragenezelor minerale, precum și a poziției spațiale a lor, s-au separat în regiune trei complexe:

Complexul șisturilor tufogene și tufitogene. Reprezentat numai prin nivelul său superior, a fost întâlnit în partea de E a regiunii, în versantul stîng al rîului Bega între punctele Fabrica de sticlă Tomești la N. și Luncanii de Sus la S. În regiunea cercetată, șisturile tufogene și tufitogene au o dezvoltare tipică pe valea Moga la W de Fabrica Tomești. Petrografic șisturile tufogene, sunt reprezentate prin: șisturi cloritoase epidotice cu albit și șisturi cloritoase cu albit. Ultimale se întâlnesc ca intercalații în șisturile cloritoase epidotice cu albit. În șisturile tufitogene formate prin

¹⁾ C. V. Papiu. Rapoarte geologice miniere Poiana Rusă. Arh. Com. Stat. Geol. 1946—1949.

²⁾ H. Savu. Raport geologic asupra lucrărilor din partea de NW a Masivului Poiana Rusă. Arh. Com. Stat. Geol. 1953.

³⁾ M. Mureșan, Georgea Mureșan, Elvira Bercia, F. Dumitrescu, C. Paraschivescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice în regiunea Poieni-Tomești-Luncani. Masivul Poiana Rusă, Arh. Com. Stat. Geol. 1960.

⁴⁾ I. Huică, I. Stănoiu. Raport geologic pentru prospecții de argile refractare în regiunea Bucovăț-Gladna Română-Botești. Arh. Com. Stat. Geol. 1961.

⁵⁾ C. Chivu, V. Serafimovici. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecții pentru minereuri de fier și sulfuri complexe. Arh. Com. Stat. Geol. 1961.

⁶⁾ V. Serafimovici, C. Chivu. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecții pentru min. de fier și sulf. compl. în reg. Gladna Română-Surduc-Botești. Arh. Com. Stat. Geol. 1962.



metamorfozarea unui amestec de material eruptiv bazic cu material terigen s-au separat următoarele tipuri petrografice : șisturi cloritoase, calcaroase cu albit, șisturi cloritoase — sericitoase cu epidot, șisturi cloritoase-calcaroase cu epidot.

Complexul șisturilor filitice. Ocupă o suprafață destul de mare și se poate urmări de la S de Românești, unde este reprezentat prin filite sericitoase, plan-șistoase, dezvoltându-se în continuare spre W unde se întindează cu dolomitele de Luncani. Petrografic, acest complex este alcătuit din șisturi filitice argiloase, la S de Românești, slab metamorfozate, filite sericito-cuarțitice, cloritoase \pm grafit, șisturi grafitoase, șisturi clorito-sericitoase, șisturi sericito-cuarțoase, cuarțito-grafitoase, iar ca intercalării lenticulare apar cuarțite negre cu oxizi de mangan, cuarțite albe, itabirite, dolomite, precum și calcare albe marmoreene.

Complexul șisturilor muscovitice. Se dezvoltă în special în bazinul văii Rozalia și este delimitat de o serie de dislocații tectonice. El reprezintă un termen inferior, față de complexul șisturilor filitice, cu care vine în contact, actualmente fiind în raporturi tectonice. Șisturile muscovitice, se continuă în partea de S a regiunii, urmărind creasta Brăinul Mare, vîrful Daia — vîrful Padeș.

Din punct de vedere petrografic, complexul este alcătuit din : șisturi muscovito-clorito-cuarțito-(\pm biotit) și șisturi muscovito-cuarțitice, care au un rol preponderent. Ca intercalării, s-au putut separa cuarțite cenușii — vineții și cuarțite albe.

Mentionăm că în regiune au fost identificate pe văile Frăsinetului și Cîrceagului cîteva filoane de roci bazice metamorfozate, filoane ce străpung șisturile cristaline epizonale și au o grosime variind între 5 — 10 m. În această grupă, am încadrat o serie de roci de tipul șisturilor clorito-epidotice cu albit, care reprezintă diabaze metamorfozate.

Formațiuni eruptive. Au o dezvoltare destul de mare în regiune și sunt reprezentate printr-o mare varietate de roci de tipul diabazelor și a rocilor banatitice ce străbat șisturile cristaline care alcătuiesc atât complexul șisturilor filitice cît și complexul șisturilor muscovitice, prezențindu-se sub formă de filoane, corpuri și sill-uri.

Diabazele. Au un caracter filonian, filoanele sunt discordante față de șisturile cristaline, avînd o grosime ce variază între 0,5 — 15 m. Dezvoltarea tipică o au pe valea Rozalia cît și pe pîraiele afluente. În restul perimetruului diabazele sunt slab reprezentate.

Banatitele. Apar în numeroase puncte în regiunea cercetată sub formă de filoane și corpuri alcătuite din roci intrusiv acide cum sunt grano-diorite, diorite, iar termenii efuzivi prin : dacite și andezite. Pe teren, se întâlnesc mult mai frecvent ivirile de banatite acide în special în bazinul văii Rozalia, dar de dimensiuni reduse încât nu se pot delimita cartografic, iviri ce reprezintă apofizele unui mare corp granodioritic care se dezvoltă în adâncime. Dacă rocile banatitice intrusive se prezintă în general sub formă de corpuri și mai puțin de filoane, termenii efuzivi și în special andezitele, îmbrăcașă în deosebi forma de zăcămînt filonian. Deși pe teren este foarte greu de stabilit direcția și mai ales înclinarea fracturilor pe care au venit aceste efuziuni, totuși privind frecvența și predominanța direcțiilor acestor filoane, pe întreaga regiune, putem spune că au o direcție aproxi-mativ NE — SW și mai rar NW — SE. Cităm cîteva puncte mai importante unde apar : pe valea Cîrceagului, valea Rozalia, Valea Mare. În legătură cu injecțiile banatitice acide, s-au produs unele fenomene de contact termic, avînd ca rezultat cornificarea șisturilor cristaline, din jurul corporilor eruptive. Uneori, se observă că formațiunile cristaline au suferit și un proces de metasomatoză alcalină, cu formarea feldspațiilor potasici (ortoză și microclin). În majoritatea cazurilor rocile cornificate sunt intens zdrobite, fiind afectate deci și de un metamorfism mecanic (de dislocație), însoțit de unele recristalizări ale mineralelor.

Roci eruptive neogene. La S de Românești în versanții rîului Bega a fost identificat un mic corp vulcanic de riolite cu biotit, însoțite și de piro-clastite riolitice. Vîrsta acestor erupțiuni este probabil neogenă. Erupțiuni mai noi decît banatitele sunt reprezentate prin andezite bazaltice și bazalte ; ele au fost întâlnite în W regiunii, pe valea Gladnei între Gladna Montană și Firdea și pe valea Turcești precum și în Măgura Drinova (satul Drinova). Deoarece în bazalte s-au găsit enclave de microdiorite, considerăm că aceste erupțiuni sunt postsenoniene.

Formațiuni sedimentare. Sunt reprezentate prin depozite panoniene și cuaternare.

Panonianul constituie bordura cristalinului, în partea de W a regiunii și este reprezentat prin nisipuri, nisipuri grosiere, pietrișuri, argile gălbuli și argile refractare cenușii. Depozitele panoniene sunt transgresive și discordante față de șisturile cristaline. Cuaternarul este reprezentat prin terase, conuri de dejecție, pornituri, pietrișuri și aluviuni.



Tectonica

În cadrul acestui capitol vom insista în special asupra relațiilor dintre complexele cristaline separate.

Sisturile filitice în partea de nord au o direcție NNE — SSW trecînd treptat la o direcție N — S, ajungînd ca în sectorul de la S de Luncani să devină NW — SE, pînă la W — E. Schimbarea direcției formațiunilor cristaline, se datorește unei flexuri puternic evidențiată prin arcuirea puternică a sistemelor cristaline, arcuire ce se poate urmări pînă în creasta vîrfului Ambrușita — vîrful Daia (această arcuire a fost menționată imediat la W de regiunea noastră în 1960 de către M. Mureșan și colab.)

Problema pe care ne-am pus-o a fost aceia de a lămuri dacă curbarea aceasta, a formațiunilor cristaline este singenetică sau este sintectonică (spunem acest lucru deoarece la prima vedere s-ar părea că sisturile filitice au mulat masivul de dolomite Luncani). În realitate însă, măsurînd și urmărind elementele liniare (axe de cutie și liniații), constatăm o schimbare progresivă a valorilor acestor elemente de la $380^{\circ}/15^{\circ}-40^{\circ}$, în sectorul nordic, unde formațiunile au o direcție NNE — SSW, apoi în zona de curbură la $300^{\circ}/27^{\circ}-30^{\circ}$ și în partea de S să aibă valoare de $195^{\circ}/17^{\circ}$. În cazul în care am admite că arcuirea aceasta ar fi primară ar fi trebuit ca valorile axelor să fie aproximativ egale, pe tot segmentul acesta de la N la S.

Tectonica formațiunilor epimetamorfice este destul de complicată, remarcîndu-se o serie de elemente tectonice și structurale, ce aparțin pe de o parte complexului sistemelor muscovitice, care reprezintă partea inferioară a epizonei, iar pe de altă parte complexului sistemelor filitice. Între aceste două complexe, se remarcă relații tectonice marcate printr-o serie de linii tectonice care delimitizează la W, N și E sisturile muscovitice. Complexul sistemelor filitice, este orientat în general N — S, în timp ce complexul sistemelor muscovitice are o orientare E — W/ $50^{\circ}-80^{\circ}$. Limita estică, a sistemelor muscovitice cu complexul filitic, este dată de o linie tectonică majoră, linie cu caracter de încălecare avînd o direcție aproximativ N — S pînă în vîrful Daia iar de aici W — E, urmărindu-se mult către SE probabil pînă în vîrful Padeș.

În general cele două complexe (filitic și complexul sistemelor muscovitice) prezintă o structură geologică aparte, aşa încît ele constituie două unități tectonice diferite.

Sisturile filitice sunt orientate în general N — S, iar sisturile muscovitice E — W, care din punct de vedere structural alcătuiesc o cută culcată deversată spre N, pusă în evidență prin măsurători frecvente de flan-



curi inverse în bazinul văii Rozalia. Caracterul de discordanță inițială, între cele două complexe se remarcă mai ales începînd din valea Băniței și pînă în virful Brăinul Mare, iar de aici cele două complexe se găsesc în raporturi tectonice.

Efectele mișcărilor disjunctive, sunt reprezentate prin diferite sisteme de fracturi. Se disting în special două sisteme : NE — SW și NW — SE, sisteme ce deplasează formațiunile cristaline epimetamorfice. În estul masivului Poiana Ruscă s-a stabilit existența acestor două sisteme de I. Bercia¹⁾ încă din anul 1959, precizîndu-se în același timp că sistemul NE — SW este mai nou decît cel NW — SE.

În regiunea cercetată, șisturile cristaline sunt străbătute de numeroase filoane de roci eruptive mai vechi cum sunt diabazele și rocile banatitice. În bazinul văii Rozalia mai ales, se constată că rocile banatitice au venit în special pe fracturi orientate NE — SW, dar în același timp și pe fracturi dispuse după sistemul NW — SE. Remarcăm de asemenea fracturi orientate în general N 20 — 50°E, care au constituit căi de acces, numai pentru rocile diabazice și care au întotdeauna aceeași orientare. Cum timpul de punere în loc al acestor roci, este considerat din Triasic și se continuă pînă în Cenomanian, ajungem la concluzia că nu toate fracturile orientate NE — SW, au aceeași vîrstă și trebuie să admitem că fracturile pe care au venit rocile diabazice sunt anterioare, în timp ce fracturile din sistemele NE — SW și NW — SE s-au format probabil în Cretacicul inferior, respectiv în Cretacicul superior.

În ceea ce privește metamorfismul, formațiunile cristaline au fost afectate de mai multe faze metamorfice aşa încît complexele șisturilor filitice și al șisturilor muscovitice separate, constituie două unități tectonice deosebite.

În general majoritatea cercetătorilor atribuie șisturilor filitice care sunt sincrone cu rocile dolomitice o vîrstă paleozoică inferioară. Admitînd această ipoteză, trebuie să considerăm că șisturile muscovitice sunt de vîrstă veche probabil precambriană și că au fost metamorfozate în timpul orogenezei caledoniene. Ulterior în Paleozoicul inferior, peste aceste șisturi s-au depus sedimentele din care au rezultat șisturile filitice și dolomitele. Aceste formațiuni au fost metamorfozate în timpul orogenezei hercinice, iar șisturile cuarțito-muscovitice ± biotit și șisturile muscovito-clorito-

¹⁾ I. Bercia, Elvira Bercia, C. Chivu, O. Maier, M. Mureșan, Georgeta Mureșan, H. Kräutner, Florentina Kraütnér, Gh. Neacsu. Raport asupra cercetărilor geol. din reg. Buda-Poiana-Crivina-Bătrîna-Socetu-Cerbal-Sohodol (Poiana Ruscă). Arh. Com. Stat. Geol. 1959.

cuarțitice ± biotit, retromorfozate. În timpul acestei faze s-au produs o serie de flexuri, din care cea mai importantă a determinat arcuirea puternică a șisturilor în regiunea Luncani. Mai târziu formațiunile cristaline, au suportat și un metamorfism dinamic (mecanic) ale cărui efecte sunt remarcate mai ales prin existența celor două sisteme de fracturi și numai acele fracturi pe care au pătruns rocile banatitice. De asemenea o serie de linii actualmente falii, care în timpul celei de a doua faze de cutare au funcționat ca flexuri și ulterior s-au transformat în falii.

În concluzie, putem spune că șisturile filitice se găsesc în raporturi tectonice cu complexul șisturilor muscovitice, delimitate printr-o linie cu caracter de încălcare ce se poate urmări din valea Bănița — vîrful Daia și se continuă pînă în vîrful Padeș. De altfel, mici linii de încălcare au fost menționate și de A. Popescu¹⁾ la sud de localitatea Luncani. Complexul șisturilor muscovitice a fost metamorfozat într-o primă fază în timpul orogenezei caledoniene, și apoi retromorfozate în faza de cutare hercinică, fază în care au fost metamorfozate și sedimentele din care s-au format șisturile filitice, calcarele și rocile dolomitice.

Se întîlnesc două tipuri de liniații, atât în complexul filitic, cât și în cel al șisturilor muscovitice. Considerăm că liniația a doua este posibil să fie dată de faza metamorfică cu caracter dinamic (fază cauzată probabil de mișcarea și pătrunderea maselor intruzive banatitice) care a determinat pe de o parte orientarea mineralelor micacee pe o anumită direcție preferențială, iar pe de altă parte tectonica rupturală, precum și deversarea șisturilor muscovitice de la S către N.

Tectonica disjunctivă este reprezentată prin cele două sisteme de fracturi; după umplutura acestor fracturi se poate deduce că nu toate fracturile orientate NE — SW au aceiași vîrstă, distingîndu-se unele mai vechi, antetriasice și altele mai noi mezocretacice.

Mineralizația]

Din punct de vedere geologic, mineralizația din regiune, este de natură sedimentar-metamorfică, hidrotermală — și sedimentară.

Mineralizația de natură sedimentar-metamorfică este reprezentată prin: itabirite, cuarțite cu hematit, cuarțite limonitice, cuarțite negre cu oxizi de mangan, șisturi cuarțitice sericitoase mineralizate difuz cu pirită și șisturi cloritoase tufogene cu magnetit.

¹⁾ A. Popescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor masivelor dolomitice și calcaroase din munții Poiana Ruscă (regiunea Luncani — Tomești). Arh. Com. Stat Geol. 1961.

Mineralizația de origine hidrotermală este legată de rocile intrusive banatitice, întâlnite mai frecvent în partea vestică a regiunii, în împrejurimile localităților Gladna Română — Gladna Montană pe valea Rozalia și afluenții săi). Local au mai fost întâlnite iviri mineralizate și pe valea Bănița și pîrul Frăsinetului. În general, mineralizația este constituită din sulfuri polimetale ca : pirită, pirită cupriferă, calcopirită, blendă, galenă, iar pe pîrul Bugarului au fost identificate și slabe mineralizări cu molibdenit.

Sulfurile sunt legate de filoane de cuarț alb hidrotermal care sunt discordante față de orientarea generală a șisturilor cristaline. Se recunosc, zone de impregnații cu sulfuri mai ales în jurul rocilor banatitice, în aureola de contact a acestora. Mineralizația cu sulfuri polimetale a fost întâlnită îndeosebi în bazinul văii Rozalia și este cantonată în cuarțite cenușii și vineții cornificate. De asemenea mineralizări identice au fost semnalate în valea Bănița, affluent al văii Rozalia, unde rocile banatitice reprezentate prin andezite hidrotermalizate sunt mineralizate cu pirită și blendă.

Mineralizația de origine sedimentară a fost întâlnită în împrejurimile localității Drăcsinești și este reprezentată prin gresii micacee feruginoase și nivale limonitice, cu grosimi ce variază între 0,10 — 0,50 m, avînd un conținut destul de ridicat în fier (15 — 44%). Aceste concentrațiuni limonitice sunt de natură reziduală.

BIBLIOGRAFIE

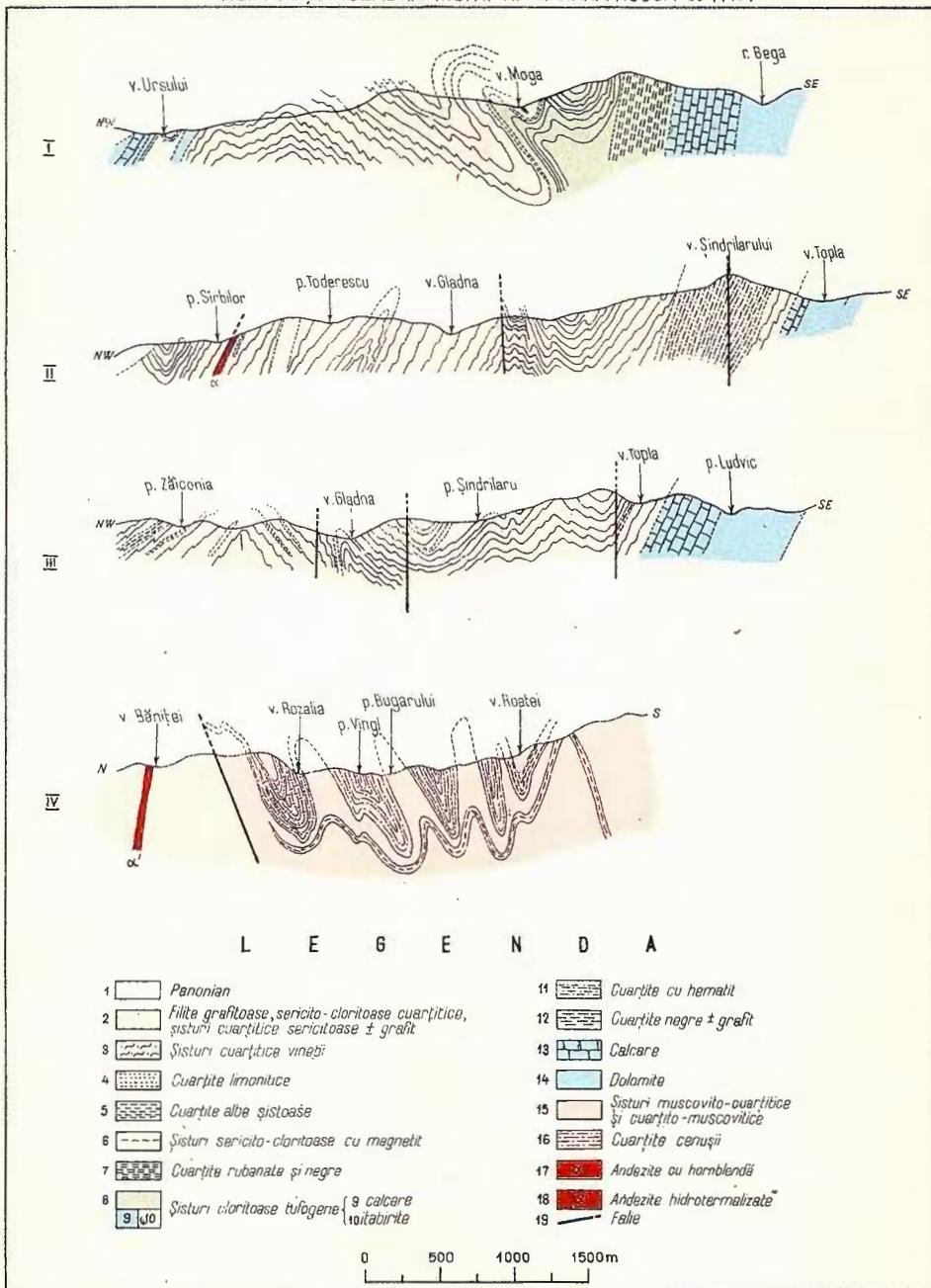
- L ó c z y L. (1882) Geologische Notizen aus dem nördlichen Theile des Krassoer Comitates *Föld. Közl.* XII. Budapest.
- P a p i u C. V. (1956) Cercetări geologice pe versantul nord-vestic al masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* XL (1952—1953). București.
- S c h a f a r z i k F r. (1904) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Román Glanda. *Jber. d.k. ung. geol. A. f.* 1902. Budapest.
- S c h a f a r z i k F r. (1905) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Luncány (Luncani) und Pojén (Poieni) sowie des Kornya Tales bei Nadrag (Nădrag). *Jber. d. k. ung. geol. A. f.* 1903. Budapest.
- S c h a f a r z i k F r. (1906) Über die geologischen Verhältnisse von Forasest (Fărăsești) und Tomest (Tomești) im Komitat Krassó-Szörény (jud. Caraș-Severin). *Jber. k. ung. geol. A. f.* 1904. Budapest.



C.Chivu-V.Serafimovici

PROFILE GEOLOGICE IN REG. ROMÂNEȘTI-GLADNA MONTANĂ-POIANA RUSCĂ DE NW

C.CHIVU-V.SERAFIMOVICI Contribuții la cunoasterea geologiei și tectonicii regiunii
ROMÂNEȘTI-GLADNA MONTANĂ (POIANA RUSCĂ de NW)



CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA GÉOLOGIE
ET DE LA TECTONIQUE DE LA RÉGION ROMÂNEŞTI —
GLADNA ROMÂNĂ (POIANA RUSCĂ DE NW)

PAR

C. CHIVU, V. SERAFIMOVICI

(Résumé)

Trois complexes ont été séparés dans les formations cristallines épimétamorphiques : celui des schistes tufogènes et tuffitogènes, celui des schistes phyllitiques et celui des schistes muscovitiques.

Le complexe des schistes tufogènes et tuffitogènes n'a été rencontré qu'à l'E de la région, tandis que les schistes cristallins appartenant au complexe des schistes phyllitiques sont très largement répandus.

Dans le bassin de la Vallée Rozalia (Gladna Montană) a été mis en évidence le complexe des schistes muscovitiques qui représente un niveau inférieur par rapport au complexe des schistes phyllitiques avec lequel il vient en contact tectonique. Une série de lignes tectoniques délimitent à l'W, au N et à l'E le complexe des schistes muscovitiques. Toute la région est traversée par des filons de diabases orientés généralement N 20° — 50°E, par des corps, sills ou filons de banatites et roches éruptives plus récentes. Les banatites ont été mises en place surtout le long des fractures dirigées NE — SW mais aussi sur des fractures orientées NW — SE.

Les schistes phyllitiques sont généralement orientés N — S, s'incurvant fortement au SE de la région, courbure qui a été relevée par des mesures d'éléments linéaires (axes de plis et linéations). Les schistes muscovitiques sont dirigés E — W et constituent au point de vue de la structure un pli couché et déversé vers le N.

Les mouvements disjonctifs ont engendré deux systèmes de fractures : NE — SW et NW — SE. Le système de fractures NE — SW est plus récent, mais on constate dans la région des fractures à la même orientation mais plus anciennes qui ont constitué des voies d'accès aux diabases. Le complexe des schistes muscovitiques a été métamorphisé durant une première phase, probablement, à l'époque de l'organèse calédonienne et ensuite rétromorphisé pendant la phase de plissement hercynien lorsque les sédiments qui ont engendré les schistes phyllitiques, les calcaires et les dolomies se sont métamorphisés. Pendant cette phase, des flexures se sont produites également dont celle qui a incurvé les schistes phyllitiques du SE de la région. Plus tard, pendant la mise en place des banatites, les formations



cristallines ont subi un métamorphisme dynamique aussi. C'est ce que prouve l'existence des linéations provoquées, peut-être, par cette phase précisément.

La minéralisation de la région est de nature sédimentaire, sédimentaire-métamorphique et hydrothermale. La minéralisation d'origine hydrothermale est constituée de sulfures polymétalliques à caractère d'imprégnation.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique dans la région Românești-Gladna Montană—Poiana Ruscă de NW. 1, formations sédimentaires ; 2, alluvions ; 3, cônes de déjection ; 4, éboulement ; 5, graviers pléistocènes ; 6, Pannonien ; 7, Tortonien ; 8, formations éruptives ; 9, éruptif néogène ; 10, rhyolites à biotite et pyroclastites rhyolitiques ; 11, éruptif banatitique ; 12, granodiorites ; 13, diorites ; 14, diorites quartzifères ; 15, porphyre-diorites ; 16, andésites + hornblende ; 17, diabases (dolérites) ; 18, formations cristallines ; 19, complexe des schistes muscovitiques ; 20, schistes quartzito-muscovitiques et muscovito-quartzitiques ; 21, quartzites grisâtres minéralisés à sulfures polymétalliques ; 22, quartzites blanches ; 23, quartzites feldspathiques ; 24, schistes quartzitiques — quartzites schisteux ; 25, schistes quartzitiques + séricite ; 27, quartzites grisâtres ; 28, quartzites noirs à graphite ; 29, quartzites grisâtres ; 30, schistes graphiteux ; 31, quartzites blancs ; 32, dolomies ; 33, schistes quartzitiques graphiteux ; 34, calcaires blancs saccharoïdes ; 35, schistes quartzitiques séricito-chloriteux ; 36, quartzites à hématite ; 37, schistes chlorito-sériciteux à magnétite ; 38, porphyrogènes ; 39, schistes quartzitiques à séricite, rubanés ; 40, calcaires ; 41, phyllites sériciteuses, séricito-quartzzeuses ; 42, complexe des schistes phyllitiques ; 43, schistes graphiteux ; 44, itabirites ; 45, schistes chloriteux tufogènes et tuffitogènes ; 46, quartzites noirs ; 47, dolomies ; 48, complexe des schistes tufogènes et tuffitogènes ; 49, linéation ; 50, faille ; 51, ligne de dislocation ; 52, synclinal ; 53, anticlinal ; 54, brèche.

Planche II

Coupes géologiques dans la région Românești-Gladna Montană—Poiana Ruscă de NW. 1, Pannonien ; 2, phyllites graphiteuses, séricito-chloriteuses, quartzitiques, schistes quartzito-sériciteux ± graphite ; 3, schistes quartzitiques violacés ; 4, quartzites limonitiques ; 5, quartzites blancs schisteux ; 6, schistes séricito-chloriteux à magnétite ; 7, quartzites rubanés et noirs ; 8, schistes chloriteux tufogènes ; 9, calcaires ; 10, itabirites ; 11, quartzites à hématite ; 12, quartzites noirs ± graphite ; 13, calcaires ; 14, dolomies ; 15, schistes muscovito-quartzitiques et quartzito-muscovitiques ; 16, quartzites grisâtres ; 17, andésites à hornblende ; 18, andésites hydrothermalisées ; 19, faille.



Dări de Seamă ale Ședințelor

Vol. LII/3 (1963, 1965)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

**CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA GEOLOGIEI CRISTALINULUI
DIN PLATOUL MEHEDINȚI¹⁾**

DE

I. FOCĂ, C. HURDUZEU

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Geology of the Crystalline Schists in the Mehedinți Plateau. As a result of the researches carried out in the south-west part of the Mehedinți Plateau we determined crystalline schists, serpentinites and sedimentary deposits. The main petrographical types and complexes were described and represented separately on maps. The first minute map of the crystalline schists of this region was drawn up. The paper presents some observations on the tectonics of the region which confirms the hypothesis of the nappe position of the crystalline schists.

Prezenta lucrare este întocmită în baza observațiilor înregistrate cu ocazia cartării formațiunilor cristaline din partea de SW a Platoului Mehedinți, executată asupra unui perimetru delimitat de Dunăre la S, rîul Cerna la W, valea Coșuștea la N și limita Cristalin — Neogen la E.

Primele referiri la geologia Platoului Mehedinți apar la sfîrșitul secolului XIX, în lucrările lui G. r. Ștefănescu (1877), S. Ștefănescu (1883) și M. Drăghiceanu (1885).

Lucrările lui L. Mrazec din perioada 1895 — 1902 asupra Carpaților meridionali, în care se disting pentru prima oară două grupuri metamorfice — precum și cele ale lui Gh. Murgoici din perioada 1905 — 1910 care scot în evidență raporturile anormale dintre aceste două grupuri, stabilind existența Pînzei getice — fundamentelează studiile geologice și concepțiile tectonice asupra acestei părți a Carpaților, interpretările lor, rămînînd viabile de mai bine de o jumătate de secol. După primul război mondial apar o serie de lucrări de o necontestată valoare asupra geologiei Carpaților meridionali — cum sănt cele datorate lui Șt. Ghikă-Budești (1934 — 1940), Gh. Manolescu (1937), N. Gherasim (1937),

¹⁾ Comunicare în ședință din 19 decembrie 1963.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecțiiuni, București, Calea Griviței nr. 64.



A. Streckeisen (1930, 1934), ultimul dîndu-ne o serie de interesante referiri asupra Platoului Mehedinți.

Cristalizînd concepțiile geologice și tectonice cele mai avansate, A. Codarcea ne prezintă în anul 1940, tabloul complex al șariajului getic în lucrarea sa de sinteză asupra tectonicii Banatului de S și Platoului Mehedinți.

Din anii de după cel de al II-lea război mondial vom aminti lucrările intocmite de A. Codarcea și D. Mercus (1959), L. Pavelescu (1959), C. Drăghici (1960), M. Trifulescu și M. Mureșan (1959) precum și F. I. Marinescu și Iosefină Marinescu (1959) asupra depozitelor terțiare. Date mai noi asupra părții de sud a cristalinului din Platoul Mehedinți apar în Ghidul excursiilor congresului al V-lea al Asociației Carpato-Balcane (Carpații meridionali) (1961).

Întrucît cu excepția ultimelor luerări, toate celelalte sunt lucrări de sinteză care abordează cristalinul „în ansamblu”, se resimțea necesitatea efectuării unor separații în cadrul rocilor metamorfice din această parte a țării.

Geologia regiunii

Lucrarea noastră își propune să dea un prim răspuns întrebării : care sunt formațiunile care iau parte la alcătuirea cristalinului din partea de SW a Platoului Mehedinți.

Șisturile cristaline. În regiunea cercetată aparțin domeniului getic și apar sub forma a două petece alungite NNE – SSW, între Dunăre și Coșuștea, fiind denumite convențional cel de la E „petecul Porților de Fier”, iar cel de la W, „petecul Bahnei”.

După caracterele petrografice și gradul de metamorfism ele corespund „Seriei de Sebeș” a cristalinului Carpaților meridionali fiind reprezentate prin formațiuni sedimentogene pelitice și cuarțo-feldspatice transformate în condiții mezometamorfice avînd asociate intruziuni bazice slab metamorfozate, și fiind supuse – în anumite zone – unor procese migmatice sin-sau postmetamorfice.

Diversele tipuri de roci separate în cele două petece cristaline prezintă o asemănare izbitoare pînă la identitate, fapt ce constituie un prim indiciu asupra unității cristalinului din această zonă. Aceste tipuri se încadrează în „faciesul amfibolitic” și, parțial „albit-epidot-amfibolitic” din clasificarea Eskola-Turner. Ele se repartizează, sub raport stratonomic, următoarelor complexe : complexul paragnaiselor, complexul micașisturilor, complexul amfibolitelor și complexul migmatitelor.



Complexul paragnaiselor. Are răspândirea cea mai mare în perimetru cercetat și constituie formațiunea de bază a cristalinului, rocile celorlalte complexe apărînd sub formă de intercalații subordonate, între ele fiind adesea tranzitii gradate.

În cadrul acestui complex am separat : paragnaise micacee și paragnaise biotitice.

P a r a g n a i s e l e m i c a c e e predomină, fiind prezente în majoritatea profilelor executate. Zonele de maximă răspândire se remarcă în marginea vestică a petecului Porților de Fier, precum și în partea sudică și sud-vestică a petecului Bahnei. Pe baza variației raportului cuarț : feldspat, precum și raportului în care se găsesc acestea față de mineralele micaferă, se observă atât treceri spre alte tipuri de paragnaise, cât și treceri spre micasisturi și cuartite.

Rocile au culoare deschisă, structură grano-lepidoblastică și textură gnaistică pînă la šistoasă.

Principalele parageneze sunt :

cuarț + plagioclaz + biotit + muscovit + microclin + epidot ;
cuarț + plagioclaz + biotit + muscovit + granați.

Aceste parageneze corespund subfaciesului staurolit-disten, indicînd roci cu exces de K_2O . În apropierea limitei cu depozitele mezozoice ale pînzei Severinului au fost observate cataclazări și milonitzări, însotite de deformări și zdrobiri ale granulelor de cuarț și feldspat, contorsionări ale maclelor plagioclazilor, transformări retromorfe ale biotitului în clorit, etc. Astfel de aspecte apar în Valea Satului (Topleț), Valea Rea (la SE de cătunul Siroca), valea Coșuștea (la SE de cătunul Firizu), etc.

P a r a g n a i s e l e b i o t i t i c e . Au o răspândire mai redusă, apărînd sub forma unor benzi alungite sau lentile orientate aproximativ SW – NE, interceptate în partea de S și de N a petecului Porților de Fier, precum și în partea centrală a petecului Bahnei.

Rocile de acest tip au colorația pregnant brună, datorită cantitatii mari de biotit, structura granolepidoblastică și textura orientată pînă la gnaistică.

Parageneza principală : plagioclaz + cuarț + biotit ± ortoză (microclin) ± granați, corespunzătoare unui exces de K_2O , ca și parageneza : cuarț + plagioclaz + biotit + disten + staurolit ± muscovit, care indică un deficit de K_2O , sănt caracteristice subfaciesului staurolit – distenic al faciesului amfibolitic. La acest tip vom remarcă aspectele pe care le iau feldspații și anume prezența în același eșantion a unor plagioclazi intens sericitizați, alături de indivizi proaspeți, precum și concreșterile de tip

mirmekitic. Acestea, ca și creșterea procentului de microclin și ortoză în vecinătatea migmatitelor sănt indicații asupra unei circulații de soluțiuni bogate în alcali, ce tind să modifice compoziția chimică inițială a rocii. O caracteristică principală a paragnaiselor biotitice este frecvența și intima asociere cu diverse manifestări migmatice, a căror arie de influență coincide adesea cu aria de răspândire a paragnaiselor.

Complexul micașisturilor. Rocile aparținând acestui complex sănt frecvent răspândite în ambele petece cristaline, însă apar sub formă de intercalații lentiliforme sau de fisi și lungite, avînd tranzitii gradate, prin creșterea procentului de feldspat, spre paragnaisele micacee, în masa cărora sănt înglobate și de care, adesea, nu pot fi separate cartografic.

Am deosebit, în cadrul acestui complex, micașisturile cu două mice de micașisturile cu granați și disten, separîndu-le ca atare și pe hartă, precum și cuartitele biotitice.

M i c a ș i s t u r i l e c u d o u ă m i c e . Apar în mod frecvent intim asociate cu gnaisele micacee, constituind în masa acestora, zone de creștere excesivă a mineralelor micacee.

O zonă mai puternic dezvoltată și mai omogenă a acestora apare în petecul Bahnei, unde, de la N spre S se poate urmări o fîsie de micașisturi cu două mice, cu o grosime de aproape 2.000 m în partea nordică dar care spre SE se subțiază pînă la 150 – 200 m, pentru a se efila complet la N de valea Racovăț.

Celelalte apariții din petecul Bahnei au formă lenticulară și dimensiuni reduse.

În petecul Porților de Fier, aceste roci apar mai ales ca lentile, intercalate în paragnaisele micacee și asociate cu cuartitele biotitice, cu migmatitele din acest petec sau cu gnaisele biotitice.

Parageneza caracteristică a acestui tip de rocă este : biotit + muscovit + cuarț + plagioclaz ± ortoză.

Rocile prezintă în mod constant o colorație cenușie-argintie ; structura lor este lepidoblastică iar textura foioasă sau sistoasă. În afara mineralelor principale amintite se mai întîlnesc, sporadic : clorit (secundar), apatit, sfen, epidot și microlite de granați.

Al doilea tip al m i c a ș i s t u r i l o r c u g r a n a ț i și d i s t e n se aseamănă întru totul cu primul, deosebindu-se doar prin prezența constantă a porfiroblastelor de granați și prin apariția, sporadică, a cristaloblastelor de disten. Prezența granaților conferă roci o structură lepido-porfiroblastică tipică, textura fiind pregnant foioasă.



Aceste roci apar de asemenea constant în cristalinul ambelor petece, sub forma de lentile de dimensiuni reduse, intercalate în micașisturi cu două mice sau în paragnaise micacee și adesea asociate cu amfibolite.

Parageneza lor caracteristică este : cuarț + biotit + muscovit + granați \pm disten \pm staurolit, în componența lor remarcându-se, sporadic, prezența plagioclazului și ortozei iar accesoriu, apatitul și sfenul.

Roca este constituită în principal din alternanță caracteristică a păturilor foioase muscovito-biotitice, intim asociate cu benzile de cuart. Porfiroblastele de granați se asociază cu păturile foioase, în care formează nodule determinând, în timpul creșterii lor, contorsionarea sau ruperea lepidoblastelor micaferă. Aceste porfiroblaste sunt de obicei ciuruite de granoblaste de cuarț, foițe de muscovit și pulberi de oxizi de fier. Distenul apare sub formă de cristaloblaste prismatice larg dezvoltate ; staurolitul a fost întâlnit în intercalația de pe valea Racovăț.

Complexul micașisturilor cu cele două tipuri separate de noi se încadrează în faciesul amfibolitic, subfaciesul staurolit – disten, corespunzînd unui metamorfism regional de grad mai înalt, în condiții de temperatură și presiune ceva mai moderate dar cu stress foarte puternic.

C u a r ă t i e l e b i o t i t i c e . Zona de maximă dezvoltare a cuarțitelor biotitice și în același timp zona în care apar într-un facies tipic se află în petecul Porților de Fier. Ele apar încă din malul Dunării, sub forma unor iviri izolate, lentiliforme, de dimensiuni reduse, intercalate în masa paragnaiselor micacee. Începînd din valea Virului se dezvoltă bruse spre NE, în văile Luchița Mică, Luchița Mare, Grecului, Prihodului și Jidoștiței, în versantul stîng al căreea se afundă sub depozite terțiare. Acest pachet mare de cuarțite are o direcție aproape constantă de N 40 – 50°E și prezintă înclinări mari, la început apropiate de verticală și oscilînd cînd spre E cînd spre W, pentru ca în zona de afundare să aibă înclinări medii și să cadă constant spre SE. Atât în culcușul cît și în coperișul lor sunt paragnaise micacee. Această serie, căreea i-au fost asociate și gnaise fin granulare, a fost cunoscută în trecut sub denumirea de „zona de Luchița” și separată ca atare într-o „schită a zonelor cristaline și sedimentare ale Banatului Meridional” (A. I. C o d a r c e a : Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți, 1940).

Cuarțite biotitice de același tip au mai fost întâlnite și în partea mijlocie și cea nordică a petecului Porților de Fier, unde se găsesc la partea superioară a unei apariții de migmatite și se prezintă în faciesuri mai sărace în biotit și mai masive.

Parageneza caracteristică este : cuarț + biotit \pm muscovit.

Roca are o colorație brună, mai rar verzuie pînă la albicioasă, pe măsura micșorării procentului de biotit; structura sa este fin granoblastică iar textura paralelă sau, mai rar, masivă.

În afara mineralelor principale care sunt cuarțul și biotitul, mai apare, uneori, muscovitul. Mineralele accesoria și secundare sunt: zirconul, apatitul, oxizii de fier, cloritul și epidotul; sporadic mai apar plagioclazii și granați. De remarcat apariția cloritului în cuarțitele slab verzuie sau albicioase, sub forma unor plaje alungite, ce mulează granoblastele de cuarț, cele mai adeseori cataclazate.

Pe baza paragenezei caracteristice arătate, în care apare, uneori și epidotul, precum și datorită faptului că însuși aspectul megascopic al rocii trădează un metamorfism regional de grad mai redus, am încadrat aceste roci în faciesul albit – epidot – amfibolitic, subfaciesul cloritoid – almandinic.

Complexul amfibolitelor. În cadrul acestui complex am separat următoarele tipuri principale de roci: gnais amfibolice, gnais amfibolice cu granați, amfibolite și sisturi amfibolice.

Principalul tip, g n a i s e l e a m f i b o l i c e, au o largă răspîndire în zonele nordice ale celor două petece cristaline și, cu precădere, în partea mijlocie a petecului Bahnei, unde formează benzi continui și relativ groase, asociate cu gnaisele biotitice în partea bazală și cu micașisturile cu granați și cuarțitele biotitice în partea superioară. Rocile de tip migmatic apar atât în culcușul cît și, mai ales, în coperișul gnaisului amfibolic.

Apariții cu totul izolate, lentiliforme și de dimensiuni reduse, se mai semnalează și în alte zone ale petecului Bahnei.

În petecul Porților de Fier, se remarcă o dezvoltare în general mai redusă a acestor roci, localizate de asemenea cu precădere în zona nordică. În părțile mijlocie și de sud, ele apar sub forma unor lentile intercalate în paragnaisele micacee.

Parageneza caracteristică: hornblendă + albit + epidot + cuarț ± biotit.

Dintre mineralele principale, hornblenda apare sub forma de cristale prismatice hipidiomorfe, precum și sub formă de xenoblaste cu contur franjurat sau chiar ciuruite de alte minerale ca: feldspat, cuarț, epidot, clinzoizit; adeseori hornblenda este afectată de un proces de cloritizare ce poate merge pînă la transformarea integrală a hornblendei în clorit (pennin), în care caz cloritul este înconjurat de o pulbere de minereu.



Gnaisele amfibolice cu granate. Sunt roci care nu se deosebesc de gnaisele amfibolice comune decât prin prezența granatului. Aceasta aduce oarecare modificări în structură și textură mai ales cînd este larg dezvoltat. Le-am interceptat mai ales ca intercalații în gnaisele amfibolice.

Granații din aceste roci apar fie sub formă de porfiroblaste, fie sub formă de granule obișnuite, avînd contururi sinuoase, chiar scheletice și conțin incluziuni de plagioclaz, biotit, epidot, clorit și minereu.

Amfibolitele au o dezvoltare redusă în regiune, apărînd sub forma unor fissii înguste asociate fie cu celealte tipuri de roci amfibolice (ca intercalații — adesea incartabile) fie cu gnaisele micacee.

Structura lor este nematoblastică iar textura șistoasă sau paralelă, imprimată de orientarea comună a nematoblastelor de hornblendă.

Parageneza lor caracteristică este : hornblendă + epidot + albit ± biotit ± cuarț, corespunzînd metamorfismului regional al unor roci pelitice bogate în Al_2O_3 și sărace în K_2O .

În afara amfibolitelor provenite din metamorfozarea unor roci de origină sedimentară, au mai fost întîlnite și cartate, în același complex, amfibolite provenite din transformarea uror roci eruptive bazice de tip filonian.

Șisturile amfibolice. Apar ca intercalații lentiliforme de dimensiuni reduse, în celealte tipuri de șisturi cristaline. Ele se caracterizează printr-o structură grano-nematoblastică și textură paralelă. În parageneza lor, care este asemănătoare celei a amfibolitelor, se remarcă o creștere a procentului de cuarț în dauna celui de feldspat. Unele intercalații prezintă imbogățiri în biotit, în altele apar granați, adesea sfârîmați. Ca minerale secundare mai apar și cloritul (pennin) pe seama hornblendei sau biotitului.

Paragenezele caracteristice ale tipurilor de roci din complexul amfibolitelor ne conduc la concluzia că ele corespund unui metamorfism regional de grad mediu, caracteristic faciesului albit — epidot — amfibolitic, subfacisul cloritoid-almandinic.

Complexul migmatitelor. În cadrul acestui complex am reunit o serie de roci care prin chimism, compoziție mineralică și structură se aseamănă cu rocile eruptive, iar prin felul lor de asociere cu celealte tipuri de șisturi cristaline, textură și mod de apariție, se apropie mai mult de rocile metamorfice.

În trecut, diferiți cercetători le-au descris sub nume de : injecții granitice, granite cu microclin, gnaise granitice, gnaise mixte, ortognaise,



etc. În 1960 N. Gherasi și I. Bercia¹⁾ le descriu pe Dunăre, la Moșu și Baba.

Din punct de vedere mineralologic ele au fost repartizate grupei migmatitelor orto-plagioclazice, iar după textură se încadrează în seria migmatitelor omogene, grupa embrechite.

Cartografic, noi am separat o singură categorie de migmatite, dar menționăm că în ea sunt înglobate tipuri destul de variate ca structură și textură, însă cu chimism și compoziție mineralologică relativ constantă. Sub această rezervă, migmatitele separate de noi apar atât în petecul Porților de Fier, cit și în cel al Bahnei.

Un aspect caracteristic prezintă migmatitele din petecul Porților de Fier, a căror zonă principală de apariție se întinde pe o direcție SSW—NNE de la Dunăre pînă în valea Stiobiței, la N de cătunul Păunești, ocupînd partea vestică și centrală a petecului. În această zonă, migmatitele se prezintă sub forma unor gnaisse granitice, în partea cea mai sudică (din apropiere de gura văii Slătinicului) cu granulație fină și colorație cenușie pentru ca pe măsura deplasării spre NNW să apară roci fanerocristaline, cu o colorație roz-intens în care se observă megascopic cristalele idiomorfe de ortoză și microclin ce ating dimensiuni de 10 — 12 mm și care sunt străbătute de filoane aplitice. Acest facies este caracteristic părții centrale a migmatitului. Zonele laterale au un grad mai redus de cristalinitate, o colorație alb-murdară, luciu sticlos și duritate ridicată. În zonele periferice, se poate constata o trecere gradată spre gnaisele biotitice care apar intim asociate în masa migmatitelor și care nu întotdeauna pot fi separate cu ușurință. În aceste zone periferice, odată cu apariția biotitului se remarcă și textura liniară a rocii, amintind gnaisele liniare. În cadrul fîșiei centrale a migmatitelor din petecul Porților de Fier, ce se întinde pe o lungime de mai bine de 10 km și o lățime maximă de 1 km (în dreptul văilor Susița și Jidoștița), apare evidentă asocierea intimă și tranziția gradată dintre migmatite și paragnaise biotitice. În același facies granitic apar migmatitele de pe Dunăre, din dreptul stîncilor Moșu și Baba și din Ogașul lui Sîn Petru. În partea nordică a petecului Porților de Fier în valea Coșuștea la W de cătunul Firizu, apare un migmatit bogat în microclin, fanerocristalin, însă bogat în biotit, ale cărui lamele orientate uniform, determină o situație evidentă.

În petecul Bahnei, migmatitele au o extindere mai mare, apărînd în lungul a trei fîșii cu lungimi de cca 18, 12 și 6 km și grosimi maxime de 2 km,

¹⁾ N. Gherasi, I. Bercia. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Porților de Fier. Arh. Com. Stat. Geol. 1960.

Orientarea acestor fișii este constant SSW — NNE, ca și fișia de la E, fiind intercalate concordant și asociate cu paragnaisele biotitice și micașisturile cu două mice. Dezvoltarea tipică a fost observată în valea Racovăț, unde, în partea centrală au aspectul unor granite gnaisice, iar în părțile laterale trec la gnaisice cuarțitice albe — fumurii, pînă la paragnaise feldspatizate.

Studiul microscopic al eșantioanelor colectate ne indică următoarea parageneză caracteristică : cuarț + microclin (ortoză) + plagioclaz, la care se mai adaugă uneori biotitul și muscovitul, iar mai rar hornblenda.

Ca minerale accesori mai apar : apatitul, titanitul, magnetitul.

Raportul dintre feldspatul potasic și cel sodic descrește cu cât ne depărtăm de la centru spre părțile laterale ale migmatitului. În paragnaisele feldspatizate, granoblastele de feldspat potasic (ortoză) dar mai ales microclin, apar în lungul planelor de sistuzitate, roca păstrîndu-și textura liniară sau gnaisică inițială, în timp ce în zonele centrale, microclinul predomină iar rocca are o textură masivă și structură granulară.

Caracteristice pentru toate tipurile de migmatite sunt concreșterile vermiculare cuarțo-plagioclazice, ce dău naștere la mirmekite.

O explicație asupra genezei migmatitelor din această regiune ne este dată de însăși compoziția mineralologică a rocilor și variația acesteia din zonele centrale spre cele laterale, de la faciesurile granitice normale pînă la paragnaisele feldspatizate și apoi la paragnaise necontaminate, precum și asocierea intimă dintre rocile feldspatice și cele nefeldspatizate. În acest sens, credem că suntem în prezență produselor fenomenului de anatexie în sensul teoriei lui Eskola, admîșind posibilitatea formării magmei reziduale granitice atunci cînd componentelor chimice ale granitelor li se asociază cantități suficiente de apă și sunt supuse unor temperaturi ridicate — temperaturi ce se realizează în procesele legate de metamorfismul regional. „Soluțiile magmatice bogate în potasiu și apărute prin acest anatexis diferențial pătrund în masa de roci așezate mai sus și le modifică metasomatic” (Eskola, 1932).

Eclogite. În Platoul Mehedinți prezența rocilor eclogitice a fost observată pentru prima dată pe Dunăre între Gura Văii și Vîrciorova de A. I. Codarecă¹⁾.

Pe valea Sușița la 330 m amonte de podul ce leagă localitățile Sușița și Dumbrava (55 m amonte de limita sedimentar-cristalin) am identificat o ivire de eclogit tipic înglobată într-o serie de roci amfibolice foarte diverse (gnaisice, amfibolice și sisturi amfibolice). Ivirea se poate urmări

¹⁾ Harta manuscris.

pe o distanță de cca 140 m, în firul văii. Roca are structură granoblastică, porfiroblastică și textură masivă.

Parageneza caracteristică este : omfacit + granat + disten \pm hornblendă.

Omfacitul se prezintă sub formă de granule cu contur hipidiomorf sau xenomorf, incolor și cu clivaj bun după fețele de prismă. Culoarea de birefringență sunt roșii-violacee de ordinul II – III, iar unghiul de extincție este mare.

Granatul apare sub formă de granule izometrice diaclazate, răspândite în masa rocii. Caracteristic este următorul aspect : la limita granat-omfacit se dezvoltă o coroană kelifitică verzuie, ușor pleocroică, în tonuri verde – galben – pal, rezultată din concreșterea celor două minerale – în prezența apei – cu formare de hornblendă și plagioclaz.

Detalii în legătură cu această problemă vom da într-o lucrare ulterioră.

Serpentinitele. Aceste roci apar asociate cu sisturile cristaline, cu formațiunile sedimentare sau la limita dintre ele. În petecul Porților de Fier am interceptat trei lentile de serpentinite, două de dimensiuni mai reduse – pe valea Jidoștița – și una mai dezvoltată pe Ogașul lui Sîn Petru. În petecul Bahnei au o dezvoltare maximă la limita cu sedimentarul mezozoic de pe afluenții din versantul stîng al Camenei, pe dealul La Margină și pe valea Grădesniței, reprezentind continuarea sudică a zonei de serpentinite cu asbest din masivul Ciolanul, ce a format obiectul cercetărilor echipei M. T r i f u l e s c u , M. M u r e ș a n și G e o r g e t a M u r e ș a n . Roca are structură celulară și textură masivă, uneori ușor orientată. În compozitia sa intră : olivină, antigorit, saponit, serpofit, crisotil, bastit, tremolit, talc, carbonat și minereu.

Formațiunile sedimentare. Întrucât formațiunile sedimentare nu au constituit un obiectiv principal pentru cercetările noastre, le vom aminti numai în treacăt, menționind din nou, că ele au fost abordate de alții geologi, amintiți în introducere.

Astfel, în partea de W a petecului Bahnei (zona Cerna) precum și între acest petec și cel al Porților de Fier (zona Coșuștea) sunt prezente depozite ale Jurasicului și Cretacicului, constituind învelișul sedimentar al domeniului autohton. Jurasicul este prezent în zona Coșuștea, în faciesul calcarelor masive, albe, recifale, atribuite Tithonicului. Cretacicul inferior – cu care se încheie primul ciclu mezozoic din domeniul danubian – este reprezentat, atât în zona Cerna, cât și în zona Coșuștea, prin calcare recifale în facies urgonian, atribuite Barremianului.



Cretacicul superior — apare în zona Coșuștea în faciesul stratelor de Nadanova, reprezentate prin marno-calcare vinete, dure, fosilifere și se încheie în ambele zone, cu faciesul flișului de Mehedinți (marne, gresii, microconglomerate) — atribuit Senonian — Turonianului.

Şariate peste formațiunile Cretacicului superior al celor două zone amintite și suportind, tectonic, Cristalinul getic de la Bahna și Portile de Fier, apar depozitele de fliș ale pînzei Severinului.

În cadrul acestui complex, care, din punct de vedere structural reprezintă un parautohton, amintim „stratele de Azuga” (probabil Tithonice), „stratele de Sinaia” (Berriasian-Hauterivian) și stratele de Comarnic (Barremian-Aptian).

În domeniul Pînzei getice amintim prezența Jurasicului la Gura Văii și Sorcina, stînd transgresiv peste cristalin.

Formațiunile neozoice sunt prezente în partea de S (bazinul Bahnei) și în partea de W a petecului Portilor de Fier, fiind reprezentate prin depozite aparținînd Miocenului.

Considerații asupra tectonicei cristalinului din Platoul Mehedinți

Problemele de ordin tectonic existente în regiunea de care ne ocupăm au atras atenția multor cercetători care au abordat studiul structurii geologice a Carpaților meridionali.

Raporturile anormale dintre cristalin și sedimentarul mezozoic din această zonă au constituit de multă vreme argumente puternice în favoarea ipotezei lui G h . M u r g o c i (1905), a șariajului getic.

Studiul de sinteză al lui A l. C o d a r c e a (1940) asupra tectonicei Banatului de S și Platoului Mehedinți a readus în discuție ipoteza lui M u r g o c i fundamentînd-o cu argumentele oferite de relațiile structurale observate în Platoul Mehedinți și evidențiind, pe lîngă încălecarea cristalinului peste formațiunile sedimentare și structura în pînză a acestora din urmă grupate sub termenul de „infragetic”.

Recent, C. D r ă g h i c i (1962) a adus noi argumente, oferite de lucrările de foraj ale șantierului I.S.E.M., care confirmă ipoteza dispoziției cristalinului în pînză.

În cursul recunoașterilor am putut observa într-o serie de aflorimente relații anormale între formațiunile cristaline și sedimentarul mezozoic subiacent. Aceste relații se remarcă în special pe marginea de W a celor două petece, în special în petecul Portilor de Fier.



1. Un punct, devenit clasic, este cel de pe valea Slătinicului Mare în partea de SW a petecului Porților de Fier, unde, la cca 150 m amonte de podul C.F.R., în versantul stâng se observă cum cristalinul, constituit din gnaisse granitice încălcă peste stratele de Sinaia, determinând, în lungul planului de separație, milonitzări și laminări ale rocilor cristaline și sedimentare ce vin în contact.

2. În valea Topolnița, la limita sedimentar—cristalin, marnele vinete, dure, în plăci, ale pînzei Severinului au direcția N 60°E și înclină cu 47° spre S, intrînd sub cristalin. De remarcat faptul că, în aceeași zonă, cristalinul are poziții asemănătoare, ceea ce ne face să credem că procesul tectonic care a provocat încălcarea formațiunilor cristalinului peste cele ale sedimentarului a condus și la o uniformizare a pozițiilor în spațiu ale celor două tipuri de formațiuni.

3. La NW de localitatea Godeanu, în interfluviul dintre valea Mălinicului și Valea Rea, cristalinul apare în culme, în timp ce depozitele sedimentare stau sub el, în văi. De altfel, însăși alura limitei cristalinului în această zonă indică o poziție quasiorizontală a acestuia peste sedimentar.

4. În valea Vîrtopului, la limita cu sedimentarul, cuarțitele biotitice sunt puternic milonitizate și cataclazate, dovedind prezența unei zone puternic tectonizate. Astfel de zone tectonizate, cu prezența milonitzărilor au mai fost semnalate pe valea Satului (Topleț), Valea Rea, valea Coșuștea, în paragnaisele micacee, la limita lor cu sedimentarul.

5. Pe valea Grasca, depozitele flișoide ale pînzei Severinului apar la nivelul albiei, în timp ce versanții sunt în șisturi cristaline.

6. Pe valea Nevățului, într-o rîpă cu lungime de cca 60 m și înălțimea de 30 m, din versantul drept, se observă următoarea situație: în bază, la nivelul albiei, aflorează marnele vinete șistoase cu diaclaze de calcit, în faciesul stratelor de Sinaia, iar la partea superioară aflorează micașisturile cu două mice. Planul de separație este slab înclinat spre E, în lungul său rocile fiind laminate și cataclazate. Ambele formațiuni sunt puternic tectonizate.

În petecul Bahnei, relațiile anormale dintre cristalin și sedimentar apar de asemenea mai evidente în extremitatea vestică.

7. În valea Camăna, filitele calcaroase verzui-albăstrui se afundă, cu un unghi de 45 — 50° E sub paragnaisele micacee ale pînzei Severinului.

8. Aceeași situație se observă în valea Gherghelitului, unde filitele negre și gresiile cu diaclaze de calcit, ce aflorează în firul văii se afundă sub cristalinul ce ocupă versantul stâng.



9. În văile Seliștei, Satului (Topleț) și Ilovișca, apar în afloriment superpozițiile anormale ale Cristalinului getic peste depozitele sedimentare.

În aflorimentul de pe valea Satului, în lungul planului de șariaj se observă o puternică frământare a gnaisului micaceu; la microscop efectele tectonizării se remarcă în aspectul zdrobit al mineralelor, torsionarea măcelor feldspațiilor, precum și în tendința de transformare retromorfă a biotitului în clorit.

Sintetizând observațiile efectuate, ajungem la concluzia că, într-adevăr ipoteza încălecării Cristalinului getic peste domeniul autohton, se verifică — acolo unde deschiderile o permit — în teren; dacă la aceasta reamintim observația asupra unității de facies a seriilor cristaline în cele două petece și adăugăm faptul că fereastra tectonică dintre ele corespunde unei zone morfologic mai joase, vom admite, ca și cercetătorii anteriori, că în Podișul Mehedinți raporturile tectonice ale celor două formațiuni sănt de tipul șariajului.

Ca elemente locale ale tectonicii Cristalinului getic din această zonă vom remarcă :

Directia constantă, NW — SE, a complexelor de roci, indicînd o acțiune a presiunilor laterale de la WNW spre ESE;

Aspectul aparent monoclinal, înclinat spre SE al cristalinului; acest aspect este infirmat la o examinare mai atentă, în ambele zone. Astfel în petecul Portilor de Fier se remarcă o cută anticinală, cu cuarțitele biotitice din zona Luchița în ax, avînd în partea sa de W o cută sinclinală, iar în partea de E o serie de cutări secundare, de mică amploare. În petecul Bahnei o boltire anticinală se remarcă în partea centrală a complexului amfibolitelor, avînd în ax o intercalătie de micașisturi cu granați;

longitudinal sau transversal față de formațiunile cristaline apar o serie de falii insuficient argumentate din lipsă de date — care complică și mai mult tectonica acestei zone.

BIBLIOGRAFIE

Codarcea A.I. (1923) Contribuționi la studiul petrografic al rocelor eruptive și șisturilor cristaline dela Racovăț (jud. Mehedinți). *D. S. Inst. Geol. Rom.* XI (1922—1923). București.

Codarcea A.I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Meridional et du Plateau de Mehedinți. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XX. București.



- Codarcea A.I., Mercuș D. (1959) Asupra vîrstei stratelor de Nadanova. *Comun. Acad. R.P.R.* 8. București.
- Codarcea A.I. și colab. (1961). Ghidul excursiilor Congresului al V-lea al Asociației Carpato-Balcaneice. Carpații Meridionali. București.
- Drăghiceanu M. (1885) Mehedinții, studii geologice, tehnice și agronomice. București.
- Drăghici C. (1962) Structura geologică a platoului Mehedinți între Izverna-Cloșani-Padeș-Baia de Aramă-Ponoare. *D. S. Com. Geol.* XLVIII (1960—1961). București.
- Gherasi N. (1937) Étude géologique dans les monts de Godeanu et de Tarcu. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVIII. București.
- Ghikabudești řt. (1934) Études géologiques et pétrographiques dans les monts de Lotru. *An. Inst. Géol. Roum.* XVI. București.
- Ghikabudești řt. (1940) Les Carpates Méridionales Centrales. Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parâng et le Negoi. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XX. București.
- Manolescu Gh. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVIII. București.
- Manolescu Gh. (1937) Studiu geologic și petrografic al regiunii văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. Sect. řt. S III*, Tom. XII, Mem. 6. București.
- Marinescu Fl., Marinescu Iosefină (1962) Încercări de orizontare a Tortonia-nului între Dunăre și R. Coșuștea (W Depresiunea Getică). *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). București.
- Mrazec L. (1895) Contribuționi la studiul petrografic al rocelor din zona centrală a Carpaților de S și anume din județele Mehedinți, Gorj și Muscel. *An. Muz. Geol.* I. București.
- Mrazec L. (1902) Sur les schistes cristallins des Carpathes Méridionales. *C. R. Congrès. Géol. Intern.* IX, Sess. Vienne.
- Murgoci Gh. (1905) L'âge de la grande nappe de charriage des Carpathes Méridionales. *C. A. Acad. Sc. Paris.*
- Murgoci Gh. (1910) Sinteza geologică a Carpaților de Sud. *D. S. Inst. Geol. Rom.* I. 1910. București.
- Pavelescu L. (1959) Geologia Carpaților Meridionali. *Anal. Rom. Sov. secția řt. Geol.* I—II. București.
- Ștefănescu Gr. (1877) Note sur le bassin tertiaire de Bahna (Roumanie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* S. 3 T.V.
- Ștefănescu S. (1883) Memoriu relativ la geologia județului Mehedinți. *An. Bir. Geol.*
- Streckeisen A. (1930) Cercetări geologice în podișul Mehedinți. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVIII (1929—1930). București.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVI. București.
- Trifulescu M., Mureșan M. (1962) Azbestul crizotilic din Banat și vestul Olteniei. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). București.



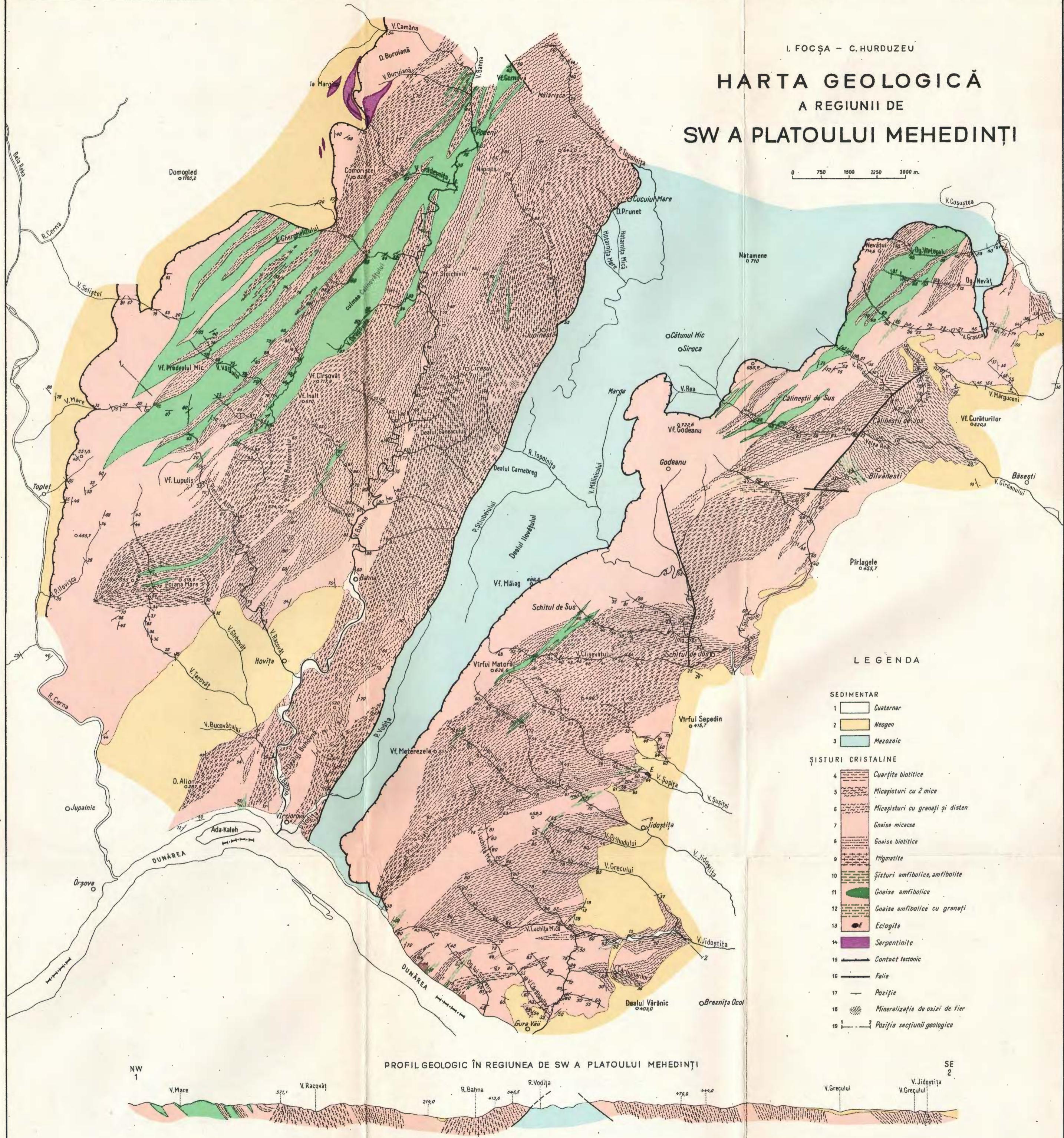
I. FOCSA - C. HURDUZEU

HARTA GEOLOGICĂ

A REGIUNII DE

SW A PLATOULUI MEHEDINȚI

0 750 1500 2250 3000 m.



PROFIL GEOLOGIC ÎN REGIUNEA DE SW A PLATOULUI MEHEDINȚI

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA GÉOLOGIE DU CRISTALLIN DU PLATEAU DE MEHEDINȚI

PAR

I. FOCSA, C. HURDUZEU

(Résumé)

A la suite des recherches effectuées au SW du Plateau de Mehedinți nous avons séparé des schistes cristallins, des éclogites, des serpentinites et des dépôts sédimentaires.

Les schistes cristallins appartiennent au domaine géétique — à la „Série de Sebeș” ; ils se rangent dans le „faciès amphibolitique” et partiellement „albite-épidote-amphibolitique”. Sous rapport stratonomique ils sont attribués aux complexes suivants : des paragneiss, des micaschistes, des amphibolites et des migmatites.

Dans ces complexes nous avons distingué : des paragneiss micacés, des paragneiss biotitiques, des micaschistes à deux micas, des micaschistes à grenats et disthène, des quartzites biotitiques, des gneiss amphiboliques, des gneiss amphiboliques à grenats, des amphibolites, des schistes amphiboliques, des migmatites et des éclogites. Les éclogites se développent dans le talweg de la vallée de Șușița sur 140 m, ont une structure granoblastique porphyroblastique et une texture massive. La paragenèse caractéristique est :

omphacite + grenat + disthène + hornblende.

Les serpentinites apparaissent associées aux schistes cristallins, aux formations sédimentaires ou bien à leur limite.

Les formations sédimentaires sont représentées par les dépôts du Jurassique, du Crétacé et du Néozoïque.

Nous émettons quelques considérations, qui confirment l'hypothèse de la disposition du Cristallin dans la nappe, sur la tectonique du cristallin dans le Plateau de Mehedinți.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte et coupe géologique de la région SW du Plateau de Mehedinți.

Dépôts sédimentaires : 1, dépôts quaternaires ; 2, dépôts néogènes ; 3, dépôts mésozoïques ; Dépôts cristallins : 4, quartzites biotitiques ; 5, micaschistes à deux micas ; 6, micaschistes à grenats et disthène ; 7, gneiss micacés ; 8, gneiss biotitiques ; 9, migmatites ; 10, schistes amphiboliques, amphibolites ; 11, gneiss amphiboliques ; 12, gneiss amphiboliques à grenats ; 13, éclogites ; 14, serpentinites ; 15, contact tectonique ; 16, faille supposée ; 17, position ; 28, minéralisation d'oxydes de fer ; 19, position de la coupe géologique.





Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIE

ASUPRA PREZENȚEI CRETACICULUI SUPERIOR ÎN BAZINUL
INFERIOR AL RÂULUI VIȘEU (MARAMUREȘ)¹⁾

DE

GH. ILIESCU, MARIA ILIESCU, D. GEORGESCU, LENUȚA GEORGESCU²⁾

Abstract

On the Presence of the Upper Cretaceous in the Lower Basin of the Vișeu River. Lower Senonian conglomerates and sandstones with *Hippurites sulcatus* supporting Upper Senonian grey marls with *Inoceramus salisburgensis* and *Globotruncana stuarti* have been identified on the northern border of the Maramureș basin, where only Eocene conglomerates and marls were recorded up to now. The occurrence of the transgressive conglomeratic Lower Senonian emphasizes the importance of the Subhercynian movements in the Maramureș area.

Regiunea care face obiectul notei de față este situată în cursul inferior al râului Vișeu din bazinul Maramureșului.

Primele studii geologice asupra acestei regiuni au fost făcute la mijlocul secolului trecut și aparțin lui A. v. Alt (1858) și F. v. Haue r (1864).

Într-o lucrare apărută în anul 1880 A. Gessel a studiat bazinul Maramureșului.

H. Z a p a l o w i c z (1886), face cel mai complet studiu al depozitelor cristaline, eruptive și sedimentare din Carpații Pociției și ai Maramureșului. El a stabilit prima schemă stratigrafică a depozitelor cretacice și paleogene din regiune, care a rămas în cea mai mare parte nemodificată pînă după anul 1950.

Contribuții importante la cunoașterea geologiei Maramureșului au fost aduse între anii 1926—1938 de Th. K r ä u t n e r. El a identificat argile roșii senoniene cu *Rosalina linnei* la S de Săcel și a detaliat studiul depozitelor eocene, în care a separat mai multe faciesuri.

¹⁾ Comunicare în ședință din 24 februarie 1965.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Șos. Kiseleff nr 2. București.



Între 1940—1947 geologii F. Szenes (1950), T. Szalai (1947), au publicat lucrări cu privire la geologia Maramureșului, insistînd în special asupra depozitelor terțiare.

Începînd cu anul 1950, Maramureșul devine obiectul unor intense cercetări geologice întreprinse de geologi din cadrul Comitetului Geologic și Ministerului Petrolului.

Lucrările publicate de L. Atanasiu (1955—1956), D. Patruș, R. Dimitrescu și M. Bleahu (1955), I. Motas (1956), V. Mutihac (1956), S. Năstaseanu (1956), D. Patrulius (1956), M. Bleahu (1962), D. Patrulius, I. Motas, M. Bleahu (1960) și D. Patrulius, Gr. Popescu (1960), marchează o nouă etapă în cunoașterea geologiei Maramureșului.

Formațiunile geologice care iau parte la alcătuirea regiunii cercetate aparțin: Cristalinului, Triasicului, Cretacicului superior și Eocenului.

Șisturile cristaline epizonale, reprezentate prin șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericitoase, șisturi cloritoase și cuarțite, care apar în valea Vișeului, reprezintă fundamentalul depozitelor sedimentare ale bazinului Maramureș.

În albul stîng al rîului Tisa, la 3 km aval de confluența cu valea Vișeului (Stînca Iudeilor), peste șisturile cristaline, am observat depozite calcaroase dolomitizate, pe care le atribuim Triasicului. Acestea sunt puțnic cutate formînd împreună cu șisturile cristaline, solzi de mici dimensiuni.

Pozitia pe care o ocupă, ca și slaba cristalinitate (observată în secțiuni subțiri) pe care o prezintă depozitele de mai sus, ne-a determinat să le paralelezăm cu Triasicul studiat de M. Bleahu (1962) la N de valea Vișeului.

Pe harta lui D. Andrusov (1933) (după L. Atanasiu, 1952), formațiunile ce apar la Stînca Iudeilor sunt trecute ca „Triasic-Neocomian al zonei maramureșene”.

Prezența depozitelor triasice la Stînca Iudeilor nu este surprinzătoare, deoarece pe harta 1:500 000 a Comitetului Geologic, imediat la nord de graniță, sunt figurate mai multe petece de Triasic, la contactul șisturilor cristaline cu sedimentarul din bazinul Maramureșului.

Jurasicul nu își are încă un loc sigur în schema stratigrafică a formațiunilor bazinului Maramureș, fiind observat numai ca blocuri de jaspuri și calcare roșii (M. Bleahu¹⁾).

¹⁾ M. Bleahu. Raport asupra cercetărilor geologice efectuate în campania anului 1952 în munții Maramureșului. Arh. Com. Stat. Geol.



Pînă în prezent, Cretacicul inferior se cunoaște numai ca petece izolate, în zona de nord a izvoarelor văii Ruscova și a fost studiat în ultima vreme de M. Bleahu (1962). Autorul a separat aici mai multe complexe litologice cu caracter de fliș, pe care le-a paralelizat cu Cretacicul inferior din Carpații orientali, atribuindu-le vîrstă cuprinse între Valanginian și Vraconian inclusiv.

În regiunea cercetată, transgresiv peste șisturile cristaline și depozitele triasice, se dispune un complex grezos-conglomeratic, gros de peste 500 m, care poate fi observat în valea Vișeului, aval de comuna Bistra.

Conglomeratul este alcătuit din elemente de cuarț, șisturi cristaline, calcare cristaline și calcare criptocristaline, Cretacic-inferioare, puternic cimentate. Liantul este cuartos-calcaros, de culoare cenușie sau roșietică spre bază.

Elementele conglomeratului au dimensiuni foarte variate, cuprinse între cîțiva centimetri și cîțiva metri, predominând cele de 10–25 cm. Gradul de rulare este de asemenea diferit, în funcție de natura petrografică; în timp ce elementele de cuarț sunt bine rulate, cele provenite din șisturi cristaline sunt angulare.

Spre partea superioară, conglomeratele devin mai fine și trec treptat la gresii cenușii-verzui, muscovitice, dispuse în strate cu grosimi cuprinse între 0,05–3 m.

În general, în gresii nu se observă sedimentație gradată, elementele grosiere fiind dispuse haotic în masa lor. În anumite zone, se observă o oarecare tendință de ritmicitate, între gresii apărînd și intercalății reduse de șisturi argilo-marnoase, slab grezoase, micacee, cenușii-negocioase.

Pachetele în care stratele de gresii au grosimi mai mici și cuprind intercalății pelitice, sunt intens cutate, prezintând laminări și oglinzi de fricțiune.

H. Zapadowicz (1886) a atribuit toate conglomeratele și gresiile de pe marginea bazinului Ruscova și Borșa, Cretacicului, considerîndu-le tipul carpatic al Cretacicului mediu și superior.

Ulterior, Th. Kräutner (1930–1934) susține vîrstă lor Cenomaniană, însă observînd că unele gresii și conglomerate au intercalății de calcar cu numuliți, trece o parte din acestea la Eocen.

M. Socolescu (1952) ocupîndu-se de studiul masivului eruptiv de la Toroiaga, atribuie Eocenului o parte din depozitele cretacic-superioare ale lui H. Zapadowicz, datorită calcarelor cu numuliți din muntele Gilu.

Prin lucrările întreprinse după anul 1950, de autorii amintiți în partea introductivă, cea mai mare parte a depozitelor grezo-conglomeratice considerate de H. Zapadowicz cretacice și de Th. Kräutner

cenomaniene, au fost trecute la Eocen, sub denumirea de conglomerate de Prislop.

În această concepție, Cretacicul superior de pe rama de nord-est a bazinului Maramureș, rămîne reprezentat numai prin aparițiunile de dimensiuni reduse, de gresii cuarțoase cu *Exogyra columba*, care se observă în cîteva puncte din regiune.

La partea superioară, grezoasă, a conglomeratelor din cursul inferior al văii Vișeului am găsit însă un exemplar de *Hippurites sulcatus* Deffrance¹⁾, specie cunoscută în Santonianul din bazinul Gosau. Este de remarcat că conglomerate santoniene cu Hippuriți (conglomeratele de Upohlav) sînt de asemenea cunoscute în Carpații Slovaci în zona Klipperlor Pienine.

Peste gresiile și conglomeratele din cursul inferior al văii Vișeului, am identificat un pachet de marne calcaroase, cenușiu închise, fin micacee, tari, masive, albicioase la suprafață, cu diaclaze cu calcită și numeroase cochilii de inocerami de talie mare, pe care le-am atribuit speciei *Inoceramus salisburgensis* Fugger și Kastner (vezi planșa).

Marnele apar bine dezvoltate în pîrul Luhei (Gluchi) affluent pe stînga al rîului Vișeu.

Microfauna lor (analizată de T. Negagu) cuprinde formele : *Globotruncana area Cushman*; *Globotruncana stuarti Apparent*; *Globotruncana cf. mayaroensis Bölli*; *Globotruncana gansseri Tilev*; *Heterohelina* sp.; *Rugoglobigerina rugosa* (Pummér); *Globigerina* sp.

Prezența resturilor de *Inoceramus salisburgensis* ca și microfauna citată, indică vîrstă Senonian superioară (Campanian—Maestrichtian) a marnelor descrise.

Depozite de aceeași vîrstă au fost identificate anterior în partea de Sud a bazinului Maramureș, în valea Carelor, în pasul Șetrev și în valea Botizei.

Pe marginea bazinelor Ruscova și Borșa, D. Patrulius, R. Dimitrescu și M. Bleahu (1955), au descris un pachet de marne cenușii cu grosimi de mai multe sute de metri, pe care le-au denumit marne de Vaser.

Ei au arătat că la partea superioară a marnelor se intercalează calcare cenușii închise cu numuliți mici și orthophragmine.

În valea Vinului, în baza marnelor de Vaser, au observat aproape de contactul cu șisturile cristaline, intercalătii de calcare cu numuliți mari.

¹⁾ Determinare făcută de D. Patrulius.



Pentru aceste motive ei au denumit toate marnele cenușii din această zonă, marne de Vaser și le-au atribuit Eocenului.

În aceeași lucrare, se arată că în partea de E a bazinului Borșa, succesiunea Eocenului cuprinde următorii termeni: gresii și conglomerate de Prislop, groase de 400—550 m; marne de Vaser, groase de 10—50 m; calcare numulitice, de 1—15 m.

Această succesiune fiind similară din punct de vedere litologic și al grosimilor cu cea observată de noi în valea Luhei și ai cărei termeni inferiori aparțin Senonianului, considerăm necesară revizuirea stratigrafică a tuturor aparițiunilor de conglomerate și marne cenușii și roșii care se întâlnesc pe marginea bazinelor Ruscova și Borșa, începînd din cursul inferior al Vișeului și pînă în partea de est a bazinului Borșa.

Sîntem de părere că o parte din ceeace a fost separat cartografic ca marne de Vaser reprezintă echivalentul marnelor cu inocerami, senoniene.

Marnele cenușii care stau transgresiv peste gresiile cenomaniene cu *Exogyra*, în plaiul Pecealului, pot fi de asemenea echivalente cu marnele senoniene, mai ales că uneori ele sunt înlocuite cu marne roșii de tipul marnelor de Puchov.

Acestea au fost semnalate de D. Patruliș (1956), care însă, în lipsă de argumente paleontologice, nu le-a separat ca depozite senoniene pe harta prezentată, ci le-a înglobat în succesiunea depozitelor marnoase eocene, denumite marne de Vaser.

Așa cum se observă în profilul de pe rîul Luhei, marnele cu *Inoceramus salisburgensis* urmează în continuitate de sedimentare peste complexul grezos-conglomeratic cu *Hippurites sulcatus*, care prin urmare reprezintă Senonianul inferior.

În pîrîul Luhei, direct peste marnele cu inocerami se observă calcare cenușii și cenușii închise, masive, organogene cu numuliți mici, care au fost atribuite de cercetătorii anteriori părții superioare a Eocenului.

În aceste calcară au fost recunoscute speciile *Nummulites distans* și *Nummulites partschi*, a căror prezență ne-a determinat să le socotim de vîrstă Lutejană.

Aparent, între cele două orizonturi este concordanță, însă urmărind pe direcție marnele cu inocerami, observăm că ele sunt depășite de calcarăre cu numuliți, care în acest fel capătă caracter transgresiv, așa cum a arătat T. h. Kräutner în 1930 pentru sinclinalul Bistriței Aurii și sinclinalul Tibăului, Eocenul ocupînd o suprafață mult mai mare decît Cretacicul superior.

Din cele expuse rezultă următoarele concluzii :

Senonianul este prezent și pe rama de NE a bazinului Maramureș, unde apare în facies grezos-conglomeratic și marnos-calcaros cenușiu, stând transgresiv peste șisturile cristaline și depozite sedimentare, triasice, jurasice și cretacic-inferioare.

Identificarea Senonianului fosilifer în cursul inferior al văii Vișeului, demonstrează că aria de răspândire a Cretacicului superior este mult mai mare decât se știa pînă în prezent, acestuia revenindu-i o bună parte din marnele de Vaser și alte depozite asemănătoare, atribuite anterior Eoce-nului.

Prezența conglomeratelor senonian-inferioare în bazinul Maramureșului, demonstrează că mișcările subhercinice s-au manifestat intens și au jucat un rol important în evoluția geologică a regiunii.

BIBLIOGRAFIE

- A l t A. v. (1858) Ein Ausflug in die Marmaroscher-Karpathen. *Mitt. d. k. k. geogr. Ges.* II 1958. Wien.
- A t a n a s i u L. (1956) Geologia regiunii Petrova-Sighet (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* XL (1952—1953). București.
- A t a n a s i u L., M a r i n e s c u I. (1955) Geologia regiunii Petrova — Lunca (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1951—1952). București.
- B l e a h u M. (1962) Cercetări geologice în bazinul superior al Văii Ruscova (M-ții Maramureșului). *D. S. Com. Geol.* XLV (1957—1958). București.
- B l e a h u M., D i m i t r e s c u R., P a t r u l i u s D. (1955) Cercetări geologice în valea Vișeu-lui și în imprejurimile Săcelului. (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1951—1952). București.
- G e s e l l A. (1880) Beitrag zur Kenntnis der Marmaroscher Petrolfundstätte. *Ib d. ung. Karpathen-Vereines*, VII, 1880.
- H a u e r H. (1864) Analysen und Steinsalzarten aus der Marmarosch. *Jb. k. k. geol. R. A.* XIV. Wien.
- K r ä u t n e r T h. (1930) Cîteva date asupra geologiei M. Rodnei și Bîrgăului, cu privire critică asupra literaturii geologice a acestei regiuni. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XII (1923—1924). București.
- K r ä u t n e r T h. (1930) Studii geologice în M. Rodnei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XIII (1924—1925). București.
- K r ä u t n e r T h. (1930) Observații geologice în M-ții Bistriței și Bîrgăului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XIV (1925—1926). București.
- K r ä u t n e r T h. (1930) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii, văii Tibăului și Cîrlibaba. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XV (1926—1927). București.
- K r ä u t n e r T h. (1935) Ein Senonvorkommen bei Săcel in der Marmarosch. *Verh. u. Mitt. des Siebenbürg. Vereins für Naturwissenschaften zu Hermannstadt.* LXXXIII/LXXXIV (1933—1934). Sibiu.



EXPLICATIA PLANSEI

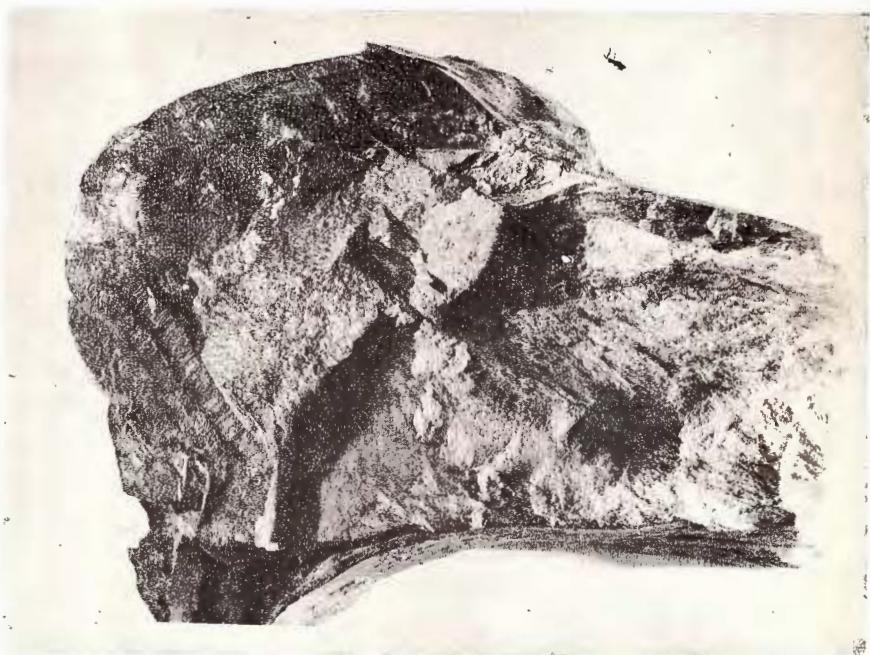


Institutul Geologic al României

EXPLICATIA PLANSEI

- Fig. 1. — Marnă calcaroasă cu cochilii de *Inoceramus salisburgensis* Fugger și Kastner (mărime naturală).
Marne calcaire à coquilles de *Inoceramus salisburgensis* Fugger et Kastner (dimension naturelle).
- Fig. 2. — *Hippurites sulcatus* De France (mărime naturală).
Hippurites suclatus De France (dimension naturelle).

ILIESCU GH. și colab. Cretacicul superior în bazinul inferior al rîului Vișeu.



1



2

Dări de Seamă ale Ședintelor, vol. LII/3



Institutul Geologic al României

- M o t a ş I. (1956) Contribuţii la studiul geologic al Maramureşului (Baz. Văii Izei). *D. S. Com. Geol.* XL, (1952–1953). Bucureşti.
- M u t i h a c V. (1955) Cercetări geologice în regiunea dintre Cristalinul Rodnei și Masivul eruptiv al Tibleşului. *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1951–1952). Bucureşti.
- M u t i h a c V. (1956) Cercetări geologice în regiunea Dragomireşti – Botiza. *D. S. Com. Geol.* XL (1952–1953). Bucureşti.
- Năstăseanu S. (1956) Contribuţii la cunoaşterea Miocenului din regiunea Sighet – Ocna Şugatag. *D. S. Com. Geol.* XL (1952–1953). Bucureşti.
- P a t r u l i u s D. (1956) Contribuţii la studiul geologic al Maramureşului (Bazinul Ruscovei). *D. S. Com. Geol.* XL (1952–1953). Bucureşti.
- S z á l a i T. (1947) Geology of the Northeastern Carpathians. *A Magy. áll. Földt. Évk.* XXXVIII. Budapest.
- S z e n t e s F. (1950) A Kárpáti sóképződmények hegyszerkezetéről (Structura formaţiunilor de sare din Carpaţi). *A Mag. áll Földt. Int. Jelentése az 1943 Évről* II. Budapest.
- Z a p a l o w i c z H. (1886) Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch – Marmaroscher Grenzkörpern. *d.k.k. geol. RA.* XXXVI. Wien.

SUR LA PRÉSENCE DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DANS LE BASSIN INFÉRIEUR DE LA RIVIÈRE VIŞEU (MARAMUREŞ)

PAR

GH. ILIESCU, MARIA ILIESCU, D. GEORGESCU, LENUȚA GEORGESCU

(Résumé)

Dans le bassin inférieur de la vallée de Vișeu, dans le ruisseau Luhei, dans les dépôts que l'on considère comme éocènes, a été identifié un niveau de marnes grises, calcaires finement micacés, à patine d'altération blanchâtre, à nombreux débris d'*Inoceramus salisburgensis* et à riche microfaune comprenant, entre autres, les espèces *Globotruncana arca*, *Gl. stuarti*, *Gl. gansseri*.

Les éléments paléontologiques nous autorisent à attribuer ces dépôts au Sénonien supérieur (Campanien-Maestrichtien).

Le complexe gréseux conglomératique, épais de 500 m environ, qui supporte normalement les marnes à inocérames et contient l'espèce santonienne *Hippurites sulcatus* est considéré d'âge sénonien inférieur.

Les marnes à inocérames identifiées dans le cours inférieur de la vallée de Vișeu nous permettent de supposer des dépôts sénoniens, attribués auparavant à l'Éocène, apparaissant en d'autres secteurs aussi, du bord septentrional du bassin de Maramureş.



Si l'on considère que les marnes à inocérames de la vallée de Vișeu rejoignent celles du S de Săcel, il s'ensuit que les dépôts du Crétacé supérieur recouvrent une surface beaucoup plus grande que celle supposée et que ceux-ci se succèdent continuellement au-dessous des formations paléogènes du bassin de Maramureș.

L'existence du complexe gréseux conglomeratique d'âge sénonien inférieur sur le bord septentrional du bassin de Maramureș fait ressortir l'intensité des mouvements subhercyniens et leur rôle important dans l'évolution géologique de la région.



MIOCENUL SUBCARPATIC DIN TRE VALEA SUCEVEI
ȘI VALEA CRACĂULUI¹⁾
DE
P. POLONIC, GABRIELA POLONIC²⁾

Abstract

Subcarpathian Miocene between the Suceava Valley and Cracău Valley. The Miocene zone and its flysch border in the north Moldavian Subcarpathian zone are presented. Numerous facies variations can be observed in the Lower Helvetic of the Miocene zone. These variations complete and modify the lithostratigraphy of the Lower Miocene.

Lucrarea de față este rezultatul cercetărilor geologice pe care le-am executat între anii 1958—1964 în Moldova de nord.

Regiunea studiată se găsește încadrată la N, de valea Sucevei, iar la S, de valea Cracăului. Ea are o lățime redusă, fiind delimitată la W de o linie arbitrară ce trece prin localitățile : Sucevița, Gura Humorului, Poiana Mărului, Magazia, iar la E tot de o linie arbitrară ce unește localitățile Vicolul de Jos, Marginea, Solca, Păltinoasa, Mălini, Tg. Neamț și Toloci.

Cercetările anterioare le datorăm lui K. M. Paul (1876), Gr. Cobălcescu (1883), Gr. Ștefănescu (1885), S. Athanasiu (1907), D. Ștefănescu (1937), I. Atanasiu (1939), T. Joja (1941—1957), G. Cernea (1957), I. Băncilă (1952), iar în ultimul timp cercetări de detaliu au fost executate de T. Bors (1957), L. Ionescu (1961), P. Polonic, Gabriela Polonic (1962), C. Stoica (1963), O. Mirăuță, Elena Mirăuță (1964).

Stratigrafia

Regiunea cercetată cuprinde depozite senoniene, paleogene și miocene, ce aparțin Pinzei marginale, Parautohtonului, Zonei miocene și Podișului moldovenesc.

¹⁾ Comunicare în ședință din 24 februarie 1965.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecționi, Șos. Kiseleff nr. 2 București.



Separăriile de amănunt sînt cuprinse în tabelul următor :

Vîrstă	Pînza marginală	Parautohton	Zona miocenă
Miocen	Tortonian		Formațiunea superioară cu sare
	Helvețian		Formațiunea cenușie
		Congl. de Băltătești	Str. de Topolița str. de Drăceni, congl. de Pleșu
	Acvitanian-Burdigalian		Str. de Valea Catrinei Congl. de Valea Mare
Paleogen	Oligocen		Formațiunea inferioară cu sare
		Oriz. menilitelor superioare Oriz. flișoid	ERODATE
		Oriz. gresiei de Kliwa	
		Oriz. marnelor bituminoase și al menilitelor inferioare Oriz. gresiei de Lucăcești	
Eocen		Strate de Plopș	Strate de Bisericană Str. de Strujinoasa Str. de Buciaș
		Calcarul de Pasieczna	
		Oriz. grezo-calcaros	
		Oriz. stratelor de Straja Oriz. conglomeratic	
Senonian	Strate de Hangu	Oriz. grezo-calcaros	
		Oriz. marno-calcaros	

Pînza marginală. Constituie rama de W a Miocenului și este reprezentată prin depozite senoniene, eocene și oligocene.



Descrierea acestor formațiuni fiind cunoscută din lucrări anterioare, vom prezenta mai detaliat numai separațiile ce se fac pentru prima dată.

Senonianul. Se dezvoltă sub faciesul stratelor de Hangu, în care am separat două orizonturi : un orizont inferior marno-calcaros și altul superior, grezo-calcaros.

Eocenul. Se prezintă sub facies marginal, în care se disting mai multe orizonturi, ca : orizontul conglomeratic, stratele de Straja, orizontul grezo-calcaros, calcarul de Pasieczna, stratele de Strujinoasa și stratele de Bisericani, ce trec treptat spre W la faciesul stratelor de Plop.

Orizontul conglomeratic, pe care l-am remarcat pentru prima dată în 1962¹⁾, are o răspândire generală și se găsește în baza stratelor de Straja.

El apare constituit din elemente bine rotunjite de gresii și marne cenușii-negricioase silicificate, caracteristice șisturilor negre și din elemente de cristalin.

La Păltinoasa asociat cu calcarul de Pasieczna, apare o gresie albicioasă, calcaroasă, cu aspect kliwiform, pe care I. Băncilă a denumit-o gresia de Păltinoasa, considerînd-o un echivalent al gresiei de Scorbura.

După noi, gresia de Păltinoasa reprezintă o dezvoltare locală, caracteristică Parautohtonului, a gresiei albicioase cunoscute în orizontul calcarului de Pasieczna pe pîriul Jgheabul Mare.

Apariții ale gresiei de Păltinoasa am mai întîlnit pe drumul forestier ce leagă Capul Cîmpului cu Păltinoasa și la confluența Pîrîului lui Isac cu pîrîul Ivălnii.

Gresia de Păltinoasa este o gresie albicioasă, calcaroasă, nu prea dură, uneori grosieră, ajungînd să aibă prinsă în ea fragmente de șisturi verzi și fragmente de cardiacee nedeterminabile.

Pe porțiuni restrînse, roca este străbătută de diaclaze umplute cu calcit, iar pe fețe se disting numeroase bioglife. Grosimea acestei formațiuni este de 40–100 m.

Oligocenul. Apare în faciesul gresiei de Kliwa, în care am separat mai multe orizonturi, ca : orizontul gresiei de Lucăcesti, orizontul marnelor bituminoase și al menilitelor inferioare, orizontul gresiei de Kliwa, orizontul flișoid și menilitele superioare.

Orizontul flișoid ocupă în solzul Vițeu–Sucevița–Piatra Muierilor partea superioară a Oligocenului, peste gresia de Kliwa, și se prezintă ca un pachet de gresii curbicorticale gros de 120 m. Acesta este constituit

¹⁾ P. Polonici, Gabriela Polonici. Revizuiri geologice în regiunea Bălătești – valea Sucevei. Arh. Com. Stat. Geol. (1962).

din gresii fine micaferă, cu textură curbicorticală, în strate de 25—30 cm, ce alternează cu pachete de argile foioase, brun-cenușii, disodiliforme, și gresii de Kliwa în strate subțiri.

El se poate paraleliza cu stratele de Gura Șoimului (C. Stoica, 1953), considerate pînă acum caracteristice pentru Oligocenul extern al Parautohtonului.

Parautohtonul. Depozitele ce aparțin Parautohtonului au o răspîndire restrînsă, rezumîndu-se la aparițiile dintre văile Agapia și Crăcăului.

Formațiunile ce constituie această unitate sunt de vîrstă eocenă, oligocenă și miocenă.

Eocenul. Eocenul, de facies tipic extern, este constituit din următoarele orizonturi : grezo-calcaros, calcarul de Pasieczna, stratele de Buciaș și stratele de Biserici.

Întrucît majoritatea acestor orizonturi sunt deja cunoscute, ne vom rezuma la cîteva observații asupra stratelor de Buciaș.

Stratele de Buciaș, descrise pentru prima dată în semifereastra Putna—Vrancea de I. Dumitrescu (1948), au fost întîlnite și de noi deasupra calcarului de Pasieczna, pe afluenții de stînga ai văii Cracăului.

Ele se prezintă ca o alternanță regulată tip fliș de gresii cenușii-slab verzui, argile verzi, argile roșii cu intercalații de marne calcaroase cenușiu-albicioase, cu fucoide.

Oligocenul. Oligocenul îmbracă un facies conglomeratic sau extern (I. Bancilă, 1958), în care sunt separate pe baze litologice orizonturi, ca : gresia de Lucăcești, marnele bituminoase și menilitele inferioare, gresia de Kliwa, conglomeratele verzi și menilitele superioare, destul de cunoscute pentru a le mai descrie.

Miocenul. Peste depozitele paleogene ale Parautohtonului, în continuitate de sedimentare, la Băltătești, ne apar depozite miocen-inferioare, reprezentate prin Formațiunea sării, ce suportă conglomeratele de Băltătești (T. Bors¹).

Formațiunea inferioară cu sare (Aevitanian—Burdigalian) a fost atribuită după unii autori Helvețianului (T. Joga, 1952), Tortonianului (Fl. Olteanu, 1958) pînă cînd T. Bors²) i-a fixat poziția cunoscută astăzi.

¹) T. Bors. Raport geologic asupra regiunii Iapa-Crăcăoani. Arh. M.I.P.Ch. 1956.

²) T. Bors. Cercetări geologice în Zona miocenă subcarpatică dintre Băltătești și Rîșca. Arh. M.I.P.Ch. 1957.



Formațiunea cu sare apare foarte bine deschisă pe pîrîul Slatinei (Ghindăoani).

În baza acestei formațiuni se dezvoltă un pachet de marne negricioase, frămîntate, cu cruste de gips, în care se găsește intercalată o lentilă de sare. Pe zone restrînse aceste marne sunt brecioase și prezintă eflorescențe saline și sărături. Spre partea superioară marnele negricioase devin nisipoase, micaferă, și prezintă intercalății de gresii calcaroase, cenușii, cu alterație brună, cu hieroglife și gips. Pe flancul vestic al anticliniului fals Balțătești ne apar cu o dezvoltare discontinuă gresii feldspatice, apropiate ca poziție de arcoza de Casoasa, însă diferite ca aspect. Grosimea Formațiunii cu sare este cuprinsă între 250–400 m.

C o n g l o m e r a t e l e d e Bălțătești (Helvetician inferior). Peste Formațiunea cu sare, urmează o serie conglomeratică, conglomeratele de Bălțătești, denumite după localitatea unde au maximum de dezvoltare.

Conglomeratele de Bălțătești fac parte din seria detritică cunoscută mai la S sub denumirea de conglomeratele de Almașu, în care T. Boș (1956) a recunoscut două orizonturi conglomeratice, separate printr-un nivel de gresii.

O. Mirăuță (1962) menține aceste subdiviziuni și paralelizări, cu o singură deosebire pe care noi nu o acceptăm: consideră conglomeratele inferioare ca un facies al Formațiunii cu sare.

Conglomeratele de Bălțătești sunt bine deschise pe pîrîul Valea Arinilor și pe pîrîul Prihojdia, unde apar constituite din elemente mari și mici de șisturi verzi (filite, șisturi sericitoase și quart) slab cimentate, cu un ciment argilos, în parte roșcat, cu intercalății de microconglomerate și gresii grosiere verzi. Conglomeratele formează un depozit gros de cel puțin 250–300 m.

Zona miocenă. Zona Miocenă ocupă cea mai mare parte din regiune și se situează la E de Pînza marginală și Parautohton.

Depozitele miocene din Subcarpații Moldovei, mai ales cele dintre văile Rîșca și Agapia au format obiectul unor cercetări amănunțite ale lui T. Joga (1952).

Lipsind elemente macrofaunistice sau studii micropaleontologice, orizontarea Miocenului, aşa cum a conceput-o T. Joga, se bazează în primul rînd pe separarea de complexe litologice.

Autorul separă trei orizonturi: un orizont inferior subconglomeratic (Aevitanian), un orizont mediu conglomeratic (Burdigalian) și un orizont superior sau supraconglomeratic (Helvetician).



Ulterior, C. Stoica (1961) paralelizează orizontul subconglomeratic cu stratele de Borzești și-l atribuie Burdigalianului, iar conglomeratele de Pleșu, Helvețianului inferior.

În ultimul timp, cercetând o suprafață mai mare, am avut posibilitatea să remarcăm caracterul facial al celor mai multe din orizonturile cunoscute, cum și prezența unor noi litofaciesuri.

Am separat depozite de vîrstă tortoniană, helvețiană, acvitanian-burdigaliană și eocen-superioară—oligocenă.

Eocenul superior și Oligocenul inferior. Apar sub forma unor butoniere pe Pîriul lui Isac și pîriul Catrinei.

Eocenul superior se găsește dezvoltat sub faciesul stratelor de Bisericani, iar Oligocenul inferior apare reprezentat numai prin orizontul marnelor bituminoase și al menilitelor.

Pe Pîriul lui Isac, prezența depozitelor oligocene a fost citată de I. Bancilă (1958) ca formind o butonieră „constituită din disodile și menilite”. Ulterior, în 1959, am remarcat prezența și a stratelor de Bisericani, ce apar în axul unor mici cute formate de marnele bituminoase și menilite.

În culmea Pleșu, pe pîriul Catrinei, regăsim descrise de T. Joja (1952) strate de Bisericani despărțite de depozitele miocene de la S printr-o bandă îngustă de marne bituminoase.

În afara de cele cunoscute, pe creasta dintre pîraiele Catrinei și Slatinei am mai întîlnit o apariție de marne bituminoase ce înconjoară spre E stratele de Bisericani.

Acvitanian—Burdigalian. Formațiunea inferioară cu sare, care s-a depus la W (Parautohton) în continuitate de sedimentare peste Paleogen, o găsim în cuprinsul zonei Miocene dispusă pe un relief oligocen, subliniat și de remanierea rocilor oligocene.

Formațiunea inferioară cu sare apare ca o bandă îngustă ce urmărește la E conglomerele de Pleșu, între valea Suha Mică și pîriul Neamțului.

Ea este slab deschisă, deoarece materialul provenit din dezaggregarea conglomératelor de Pleșu formează o perdea ce acoperă toată această zonă.

Pe pîriul Slatinei, affluent al pîriului Neamț, am întîlnit o alternanță de marne și argile cenușii, negricioase, cu gips și rare intercalații de gresii cenușii-verzui. Sub depozitele descrise pînă acum, bănuim prezența unor corpuri de sare, de care sunt legate numeroase izvoare sărate.

Helvețianul. Peste Formațiunea inferioară cu sare, sau peste formațiuni mai vechi, se găsește dispusă o serie detritică, ce se caracterizează printr-o puternică remaniere de sisturi verzi.

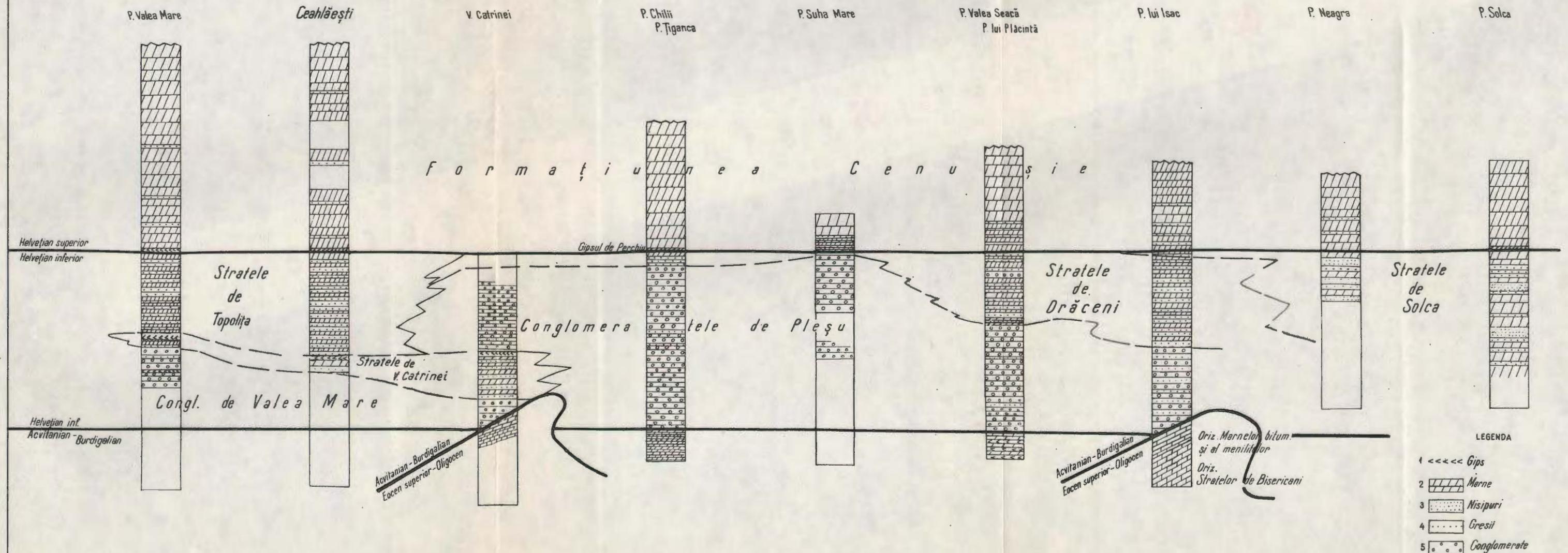


G. POLONIC - P. POLONIC

COLOANE STRATIGRAFICE ALE FORMAȚIUNILOR MIOCENE ȘI PALEOGENE

DIN ZONA MIOCENA CUPRINSĂ INTRE V. SUCEVEI ȘI V. CRACĂULUI

0 200 400 600 800 m



Pornind de la compararea amănunțită a depozitelor sincrone, ce au fost înglobate în această serie, am obținut mai multe litofaciesuri, pe care le vom descrie separat.

Lipsa de date faunistice și puținele rezultate microfaunistice ce se cunosc, ne-au lipsit de posibilitatea comparării mai judicioase a faciesurilor separate.

Apelând numai la *geometria formațiunilor situate între gipsul de Perchiu și Formațiunea inferioară cu sare*, am separat : strate de Topolița, conglomerate de Pleșu, strate de Drăceni, strate de Solca, strate de valea Catrinei, conglomerate de Valea Mare.

Relațiile dintre aceste formațiuni le-am redat în schița alăturată (pl. I).

Întreaga serie detritică apare dominată, în partea centrală, de conglomeratele de Pleșu, față de care se dispun, aproape simetric, la NW și SE, faciesuri diferite, reprezentate la S prin strate de Topolița, iar la N prin strate de Drăceni. Pe un aliniament extern NE față de conglomerate, se individualizează stratele de Solca.

Conglomeratele de Valea Mare apar bine deschise la Săcalușești, Grumăzești și Valea Mare. Ele suportă un pachet de gipsuri și sunt inferioare stratelor de valea Catrinei.

Conglomeratele de Valea Mare sunt constituite din elemente mărunte (diametrul mediu 4–6 cm) de șisturi verzi, prinse într-un ciment argilos cuartos, de culoare verde. Ele suportă stratele de Valea Catrinei. Grosimea aproximativă a acestor conglomerate este cuprinsă între 0–250 m.

Stratele de Valea Catrinei, denumite după valea pe care apar mai bine deschise, reprezintă un depozit flișoid, constituit din gresii și marne, ce ocupă o poziție superioară conglomeratelor de Valea Mare.

Gresile au o culoare verde, sunt dure, de granulație fină, cu mici elemente (1–2 mm) de șisturi verzi, răspândite în masa rocii. Ele sunt bine stratificate, cu tendință de a se desface în plăci și prezintă mecanoglife (flute-casts).

Există o trecere gradată de la gresii la marne. Spre partea superioară, marnele verzi devin din ce în ce mai groase și cuprind intercalări de marne cafeniu-roșcate.

Sedimentația se încheie cu un pachet de marne cenușii-negricioase cu lamine de gips.

Spre S se remarcă o reducere a alternanței flișoide de marne și gresii și o îngroșare a gipsului, care pe Valea Mare atinge 20 m grosime.

*= cf. Almanah
mp.*

*= St. de
Perchiu*



Cgl. Pleșu
- mfy.

Conglomeratele de Pleșu. Această formațiune ne apare în Culmea Pleșu și la Vînători.

Conglomeratele de Pleșu sunt constituite din elemente de dimensiuni variabile (0,02–1,5 m) de șisturi verzi ca : filite, șisturi sericitoase, cuarțuri și rare blocuri de calcare jurasice, eocene cu numuli și oligocene-marne bituminoase, toate prinse într-un ciment argilos-cuarțos de culoare roșcată.

Grosimea conglomeratelor de Pleșu variază în limite destul de largi, ce sunt cuprinse între 0–800 m.

S tr a t e l e d e D răceni. Ele reprezintă un facies intermediar între stratele de Solca și conglomeratele de Pleșu. La această concluzie s-a ajuns datorită trecerii gradate care s-a observat pe teren între acești termeni.

Stratele de Drăceni se pot vedea bine deschise în culmea ce se ridică deasupra satului Drăceni, cum și pe pîrîul Bălcoaia și pîrîul Valea Seacă.

La Drăceni, această formațiune se prezintă ca o alternanță de gresii și marne verzi, cu rare intercalații de conglomerate mărunte cu elemente verzi. În partea inferioară, între bancurile de gresii, se găsesc intercalații centimetrice de marne verzi și marne cenușii-negricioase. Spre partea superioară, apar pachete groase de marne grezoase verzi, vărgate, compacțe, gresii verzi bine stratificate în strate de 2–5 cm, cu lamine marnoase pe fețele de stratificație.

În cuprinsul stratelor de Drăceni se remarcă cum aparițiile de conglomerate, microconglomerate și gresii dispar treptat spre N.

La partea superioară, așa cum se poate observa pe pîrîul Blidiureasa, a fost întîlnit un pachet de tranziție, în care apar roci comune atât stratelor de Drăceni (marne și gresii verzi), cât și Formațiunii cenușii (gresii și marne cenușii).

S tr a t e l e d e S o l c a reprezintă un depozit tipic de molasă în care predomină gresii și marne cenușii și roșcate.

= biagiuștili
= Tercarii S.L.

Această formațiune a fost separată între văile Sucevei și Moldovei iar cele mai bune profile au fost oferite de pîraiele Solca, Soloneț, și Blîndet.

Pe pîrîul Solca se poate observa următoarea succesiune :

Marne cenușii sau gălbui, moi, cu intercalații de nisip fin, slab micafer;

Marne roșcate nisipoase ce alternă cu nisipuri fine cenușii și roșcate și cu gresii fine slab micafer și marne cenușii.

De remarcat că dintre aceste roci predomină marnele roșii.



Din raporturile observate pe teren, s-a remarcat că stratele de Solca ocupă o poziție inferioară Formațiunii cenușii, imediat sub gipsul de Perchiu.

Analizele micropaleontologice executate de T. Iorgulescu pe probe din forajele de la Cacica, pe care noi le considerăm că ar apartine stratelor de Solca, au indicat o vîrstă helvețiană.

S t r a t e l e d e T o p o l i ț a întâlnite imediat la S de pîrîul Neamțului le-am urmărit pînă în valea Cracăului. Ele sănt bine deschise pe pîraiele Topolița, Valea Seacă, Agapia și Valea Mare.

Pe pîraiele Topolița și Valea Seacă am observat următoarea succesiune: în bază un pachet de gipsuri peste care urmează o alternanță de marne verzi friabile, marne roșcate, gresii verzi fine, cu rare fragmente de șisturi verzi (2–4 mm), gresii roșcate, în care se remarcă fragmente de șisturi verzi și cuart.

Un profil asemănător a fost întilnit și pe pîrîul Agapia, în Dealul Ceh, în apropierea forajului 2 Ceablăești, unde am găsit intercalat în această formățiune un nivel de gresii și marne verzi cu puncte roșii.

Acest nivel caracteristic ne-a ajutat să ajungem la o interpretare mai exactă a profilului străbătut de forajul 2 Ceablăești.

Poziția marnelor pestrițe s-a precizat în profilul executat pe pîrîul Valea Mare. Și aici găsim în bază un pachet de gipsuri, gros de 15–20 m, uneori cu sărături, ce separă stratele de Topolița de seria mai veche conglomeratică, după care urmează o succesiune asemănătoare cu cea întâlnită pe pîrîul Valea Seacă, Topolița (cu singura deosebire că se mai întâlnesc ca intercalații niște gresii silicioase dure și marne cenușii), iar la aproximativ 300 m de bază, întâlnim nivelul cu marne pestrițe.

Din marnele pestrițe, analizele micropaleontologice au arătat prezența unor concrețiuni discoidale, silicioase, cu aspect aglutinant, fără organizație internă pentru a fi atribuite Radiolarilor. Ele nu au mai fost întâlnite în alte formațiuni.

Stratele de Topolița au o grosime cuprinsă între 0–750 m.

F o r m a ț i u n e a c e n u ș i e reprezintă partea superioară a Helvețianului ce apare ca un depozit marnos, monoton, lipsit de variații faciale, ce se dezvoltă peste gipsul de Perchiu și care, suportă la rîndul său marnele cu *Spirialis* ale Tortonianului (Vicov).

Această formațiune a fost denumită pentru prima dată „Orizontul cenușiu” de D. Preeda (1917), iar ulterior descrisă ca strate de Cîmpeni (H. Grozescu, 1917), orizontul supraconglomeratic (T. Joga, 1952) sau Formațiunea cenușie (Fl. Olteanu, 1958).

= Jn. de
Perchiu

Depozitele Formațiunii cenușii sunt slab deschise cu excepția celor ce se găsesc imediat la W de culmea Pleșu; din acest motiv, vom descrie mai jos principalele profile întâlnite, pornind din valea Sucevei spre S.

Pe pîrîul Slatinei (Vicov) apare numai partea inferioară a Formațiunii cenușii, care este reprezentată printr-un pachet de marne cenușii cu rare intercalații subțiri de gresii cenușii cu ripple-marks, ce se găsesc dispuse peste marnele roșcate asociate cu marne cenușii și gresii cu elemente verzi.

în su. biagiu
Considerăm că marnele roșcate și gresiile verzi de la partea inferioară a acestei formațiuni sunt un echivalent al straturilor de Solca.

În sectorul Voevodeasa, pe un pîrîu affluent de dreapta al văii Sucevița, la aproximativ 200 m aval de confluența cu pîrîul Șoarecul, s-a întîlnit un depozit constituit din nisipuri fine, cenușii, slab micaferi, cu o stratificație vagă, ce suportă marne cenușii, slab nisipoase.

Microconținutul¹⁾ acestui depozit indică Helvețianul și este reprezentat prin :

Nonion pomphiloides (Fichtel et Moll)

Globigerinoides triloba Reuss

Globigerinoides conglobatus Brady

Valvulinella saulcii d'Orb.

Globigerina sp.

Globigerina bulloides d'Orb.

Trochammina globigeriniformis Jones et Parker

Candorbulina universa Jdel.

Asterigerina sp.

Globorotalia scytula Brady

Elphidium minutum Reuss

Cibicides conoideus Cžjek

Globorotalia crassa d'Orb.

Pe pîrîul Slatina Rea apare un depozit marnos, cenușiu, lipsit de intercalații, ce suportă depozite mai noi tortoniene cu sare.

Ele au fost atribuite Helvețianului superior, datorită poziției stratigrafice pe care o ocupă și a rezultatelor micropaleontologice. Cîteva probe din aceste marne au arătat prezența următoarei asociații :

Elphidium macellum (Fichtel et Moll)

Cibicides mexicanus Nutall

Globorotalia scytula d'Orb.

Globigerina sp.

¹⁾ Analizele micropaleontologice au fost executate de Zorela Dumitrescu.

Formațiunea cenușie mai apare deschisă abia la S de pîrîul Solca, pe pîrîul Valea Neagră, unde este constituită aproape în întregime din marne cenușii compacte, bine stratificate, cu intercalații de argile cenușii-albăstrui, fine, satinate, și gresii cenușii, în strate subțiri.

În sectorul Pîrîul lui Isac—Suha Mică, Formațiunea cenușie se prezintă cu aceleași caractere litologice, cu singura deosebire că spre bază, înțîlnim intercalații de gresii cenușii, uneori negricioase, slab micaferă, friabile, și nisipuri. Aceste gresii cenușii iau între Suha Mare și Slătioarele o mai mare dezvoltare, iar întreaga alternanță, aşa cum apare pe un affluent al pîrîului Suha Mare, din dreptul localității Poiana Mărului, are un caracter flișoid. Mai spre S, la W de culmea Pleșu, Formațiunea cenușie este constituită aproape numai din marne cenușii, cu foarte rare intercalații subțiri de gresii cenușii.

Pe pîrîul Humăria, la partea superioară, s-a remarcat prezența stratelor de valea Calului, reprezentate printr-un pachet de aproximativ 50 m de nisipuri, gresii curbicorticale și marne cenușii, cu intercalații pînă la 5 cm de marne roșii.

La S de pîrîul Neamțului gipsul de Perchiu este urmat de un pachet de gresii grosiere, cenușii-gălbui, gros de mai mulți metri, peste care se dezvoltă marne cenușii moi. Grosimea formațiunii cenușii este de cel puțin 1500 m.

Tortonianul. Formațiunea superioară cu sare. Depozitele care au fost atribuite Tortonianului se găsesc răspândite între valea Sucevei și Pîrîul lui Isac, formînd două benzi dirijate aproape N—S: Vicov—Marginea și Hașca—Solca—Cacica.

La Vicov—Marginea, depozitele tortoniene apar ca umplutura sinclinalului Slatina Runcu. Pe pîrîul Slatina ele sănt constituite din marne cenușii-negricioase și marne nisipoase cu intercalații de gresii cenușii, micaferă, gipsuri și sărături.

Microconținutul probelor recoltate de aici arată o asociație specific tortoniană :

- Globigerina bulloides* d'Orb.
- Globorotalia scytula* Brady
- Globigerinoides conglobatus* Brady
- Globigerinoides trilobus* Reuss
- Rotalia beccari* Linné
- Candorbolina universa* Jeld.

Spre S de Voitinel, se regăsesc aceleasi marne cenușii, slab nisipoase, nestratificate, slab micaferă, în care s-au identificat :

- Globigerina bulloides* d'Orb.
- Uvigerina* sp.
- Globigerina triloba* Reuss
- Uvigerina urnula* Cushee et Tod.
- Cibicides bouéanum* Cushee.
- Globorotalia scytula* Brady
- Nodosaria* sp.
- Cornuspira* sp.
- Ammodiscus tenuissinus* Grib.
- Reussela spinulosa* d'Orb.
- Cibicides lobatulus* Walker et Jacob

Între Hașca — Cacica, depozitele tortoniene ne sunt mai bine cunoscute la Cacica, unde sunt străbătute de lucrări miniere și foraje pentru sare.

Pe pîrîul Blîndețului, Tortonianul este constituit din marne cenușii cu intercalări de gresii și nisipuri.

Depozitele tortoniene au mai putut fi urmărite și în lucrările miniere ale salinei Cacica unde sunt constituite din marne cenușii și gresii cenușii și sare, ce stau în contact anormal cu stratele de Solca.

Sarmațianul. Depozitele sarmațiene sunt reprezentate prin orizontul inferior Volhyanian, dezvoltat sub un facies argilos, nisipos, cu treceri locale la prundișuri.

Datorită faptului că aceste depozite sunt orizontale, nu se cunoaște pînă acum un profil reprezentativ al Sarmațianului, care să-l cuprindă pe întreaga sa grosime. Din această cauză suntem nevoiți să ne rezumăm la descrierea unor profile scurte, situate în a doua jumătate a orizontului inferior, singurele care au fost întîlnite.

Între văile Sucevei și Moldovei, Sarmațianul este mai bine deschis pe pîraiele Clit, Solca și în deosebi pe pîrîul Blîndeț.

Pe pîrîul Blîndeț ne apare un profil caracteristic pentru Sarmațianul inferior din acest sector, unde întîlnim argile marnoase, nisipuri, gălbui, micacee, cu numeroase elemente verzi și gresii cenușii-gălbui bine cimentate.

Din nisipuri am recoltat o faună în care predomină ;

- Irus (Papyrus) vitalianus* d'Orb.
- Acteocina lajonkaireana* var. *grandis* Sim.
- Buccinum elegans* Sim.
- Buccinum pseudoplicatum* Sim.



Pirenella picta mitralis Eichw.

Cardium plicatum Eichw.

Cardium vindobonense Lásk.

Cardium obsoletum Eichw.

Cardium kasikenze Koles.

Mactra vitaliana Eichw.

Mai la S, în apropiere de gara Strigoaia, în debleul căii ferate, se întâlnesc gipsuri marnoase cenușii, pe o distanță de 60 m, ocupînd o poziție superioară profilului descris anterior.

La S de valea Moldovei, depozitele sarmațiene inferioare sănt deschise mai bine pe pîrîul Bogata, malul drept al văii Moldova, pîrîul Niclăușului, pîrîul Secuța și pîrîul Moișa.

La Bogata s-a întîlnit partea superioară a Volhynianului, reprezentat prin : nisipuri cenușii-gălbui, cu intercalații subțiri de prundișuri verzi cu :

Pirenella picta mitralis Eichw.

Pirenella disjuncta disjuncta Sow.

Donax (Paradonax) lucidus Eichw.

Mactra (Mactra) vitaliana d'Orb.

Nisipuri gălbui cu intercalații de argile marnoase (pîrîul Bouului) din care am determinat :

Pirenella picta mitralis Eichw.

Pirenella picta picta Bast.

Solen sp.

Donax lucidus Eichw.

Mactra (Mactra) vitaliana d'Orb.

Profilul se încheie cu un depozit de nisipuri gălbui cu intercalații de marne moi ce se dezvoltă în malul drept al văii Moldova între pîraiele Bogata și Jerna. În acest pachet am întîlnit un strat de cărbune gros de 20 cm. Din nisipuri am recoltat și determinat următoarea faună :

Pirenella disjuncta disjuncta Sow.

Pirenella picta mitralis Eichw.

Pirenella picta picta Defr.

Pirenella nodosoplicata Hörenes

Cardium (Cerastoderma) cf. vindobonense Lásk.

Cardium (Cerastoderma) lithopodolicum Dub.

Mactra (Mactra) eichwaldi Lásk.



Pe pîrîul Niclăușului a fost întîlnit un depozit asemănător. Pîrîul Sălcuța oferă următorul profil :

Argilă marnoasă, cenușiu-albăstruie, negricioasă ;

Nisipuri cenușii-gălbui, fine, compacte, în strate groase (5 m) ;

Marne argiloase moi, în care apare un strat de cărbune, gros de 0,2 m.

Din aceste marne am identificat :

Calostoma serbicus Radov et Pavlov

Dorsanum duplicatum duplicatum Sow.

Dorsanum cf. *longicaa* Koles.

Pirenella disjuncta disjuncta Sow.

Pirenella picta picta Defr.

Pirenella picta mitralis Eichw.

Un profil asemănător am întîlnit și pe pîrîul Moișa, unde din argilele marnoase bazale am determinat :

Pirenella disjuncta disjuncta Sow.

Dorsanum duplicatum duplicatum Sow.

Acteocina lajonkaireana var. *grandis* Sim.

Hydrobia sp.

Mactra cf. *vitaliana* d'Orb var. *simionescui* N. Mac.

Mactra trapezoidea Sinz.

Prundișurile formează o bandă aproape continuă la marginea de W a Podișului moldovenesc, ce urmărește îndeaproape Zona miocenă.

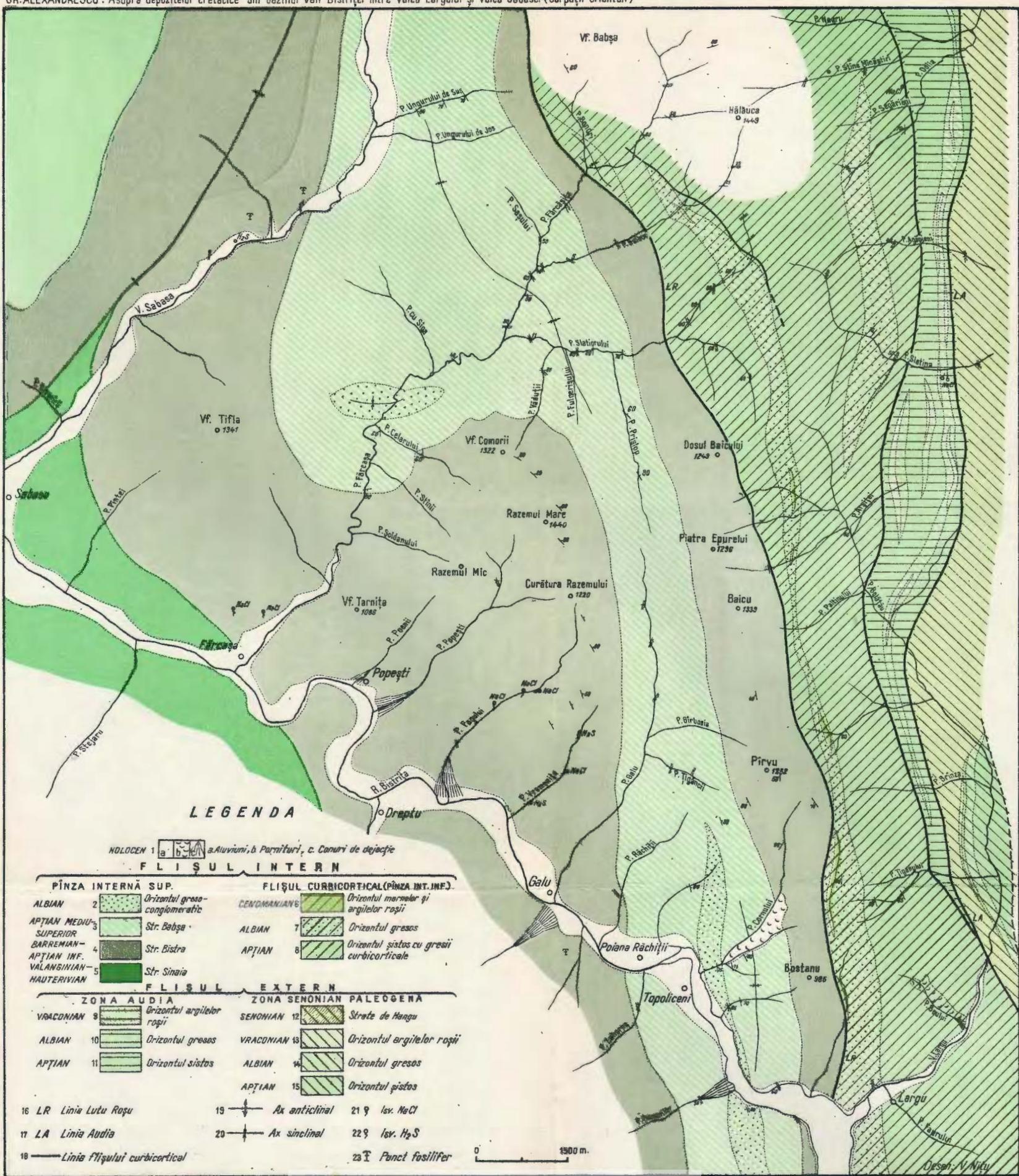
Ele au fost întîlnite în apropiere de Clit, Păltinoasa, între Suha Mare și Rîșca și la E de Culmea Pleșu.

Depozitele întîlnite în sectoarele Clit și Păltinoasa sunt constituite din prundișuri slab sortate, ale căror elemente provin din roci ce aparțin flișului. Între prundișuri apar intercalații lentiliforme de nisipuri.

Un profil bun se poate urmări în dealul Pocolescu. Aici, în bază, se găsește o argilă marnoasă, cenușiu-albăstruie, fără stratificație, cu intercalații de nisipuri cenușii foarte fine, cu *Helix* sp. și o microfaună remaniată și asociată cu forme de apă dulce. Deasupra, se dezvoltă un depozit gros de 100–150 m de prundișuri, constituite din elemente ce au provenit din dezagregarea conglomeratelor de Pleșu și care prezintă în partea mijlocie o intercalație de nisipuri cenușii, grosiere.

GR. ALEXANDRESCU
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DINTR-E V. LARGULUI ȘI V. SABASEI

GR. ALEXANDRESCU: Asupra depozitelor cretace din bazinul văii Bistriței între valea Largului și valea Sabasei (Carpații Orientali)



COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă, Vol. II/2

Imprim. Atel. Institut. Geologic



Institutul Geologic al României

Tectonica

În cuprinsul acestei regiuni distingem, din punct de vedere tectonic, Pînza marginală, Parautohtonul, Zona miocenă și marginea de W a Podișului moldovenesc.

Pînza marginală. Această unitate se găsește puternic cutată în cutesolzi, ce au în general o direcție NW—SE, deversați spre NE.

De la N spre S putem enumera următorii solzi :

Solzul Voevodeasa apare între pîraiele Rimizeu și Hașca. În cuprinsul său remarcăm în partea mediană sinclinalul Pleșu, umplut cu depozite oligocene, ce se găsește prins între două ridicări anticlinale cu Eocen inferior și Senonian, toate deversate spre NE.

Solzul Hașca a fost separat între pîraiele Hașca și Solca. El are o lățime redusă, iar fruntea lui coincide cu linia de șariaj a Pînzei marginale. La partea inferioară apare Eocenul, peste care întîlnim, spre interior, Oligocenul.

Solzul Aluniș—Dealul Rău—Cocinиш este unul din solzii cei mai extinși pe direcție, care a fost urmărit din valea Sucevei și pînă în dreptul satului Racova.

În partea de N și centrală, fruntea solzului coincide cu linia de șariaj a Pînzei marginale, iar la S de Voitinelu, Senonianul din baza solzului încalcă peste solzul Voevodeasa. El prezintă în partea sa centrală, între Rimizeu și Voevodeasa o afundare datorită căreia mai păstrează la partea sa superioară un mic sinclinal de Oligocen.

Solzul Vițeu—Sucevița—Piatra Muierilor are o mare întindere și a putut fi urmărit din valea Strujinoasa pînă în bazinul pîriului Soloneț, unde se îngustează pînă aproape de disparație.

Acest solz a fost cercetat în N pe o mică lățime, ce s-a restrîns la banda de Senonian ce apare în partea sa frontală și numai la S de pîrul Voevodeasa am reușit să-l cuprindem în întregime.

El este constituit din depozite senoniene și oligocene și prezintă o lățime maximă în dreptul paralelei Solca. Imediat la S de pîrul Solca el se reduce tectonic, rămînind să fie reprezentat printr-o bandă îngustă de Oligocen.

Solzul Tarnița—Bălcoaia se întinde între Cacica și Suha Mică, la marginea estică a Pînzei marginale, ca o prelungire spre S a solzului Vițeu—Sucevița—Piatra Muierilor.

El este constituit din depozite eocene și oligocene. Acest solz are o lățime mică la Cacica, unde formează sinclinalul Dulcea, crește treptat

atingând maximum de lățime la Păltinoasa (unde formează mai multe cuchi) și se reduce imediat la S de valea Moldovei.

Solzul Tresoara—Maidana—Cacica este un solz mai vestic pe care l-am urmărit între pîraiele Sucevița și Suha Mică. În cuprinsul acestui solz în partea sa estică, se individualizează anticinalul Cacica, constituit din Eocen și Oligocen, iar în partea de W sinclinalul Țigana-Văcăreni. La S de valea Moldovei acest solz se îngustează și dispără în pîrîul Suha Mică.

Solzul Pleșa—Măgura—Maghernița a fost întlnit la N în sectorul Soloneț—Poiana Micului și cercetat din valea Moldovei și pînă în pîrîul Suha Mare, unde se termină.

El este constituit din depozite senoniene și paleogene, ce încălează peste ultimul solz descris. Linia după care se face această încălecare merge pe la E de dealul Pleșa, coboară în lungul pîrîului Gura Humorului, retrăgîndu-se spre W și trădind o ridicare ce are loc la N de valea Moldovei. La S de această vale el face o inflexiune spre E, ca apoi să aibă un traseu normal pînă în valea Suha Mică. Mai departe, linia aceasta conturează închiderea solzului, descriind un arc de cerc, ce se retrage mult spre W (T. Joga, 1948).

Solzul Voroneț. A fost urmărit numai fruntea acestui solz, constituit din depozite senoniene.

Solzul Muncelul Agapiei se dezvoltă la E de vîrful Cămeșoiu, atinge o lățime maximă în dreptul pîrîului Rîșca Mare și îl mai regăsim în partea de S la W de Băltătești.

În cuprinsul său se conturează la N un sinclinal de Oligocen, mărginit la E de un anticinal faliat, cu Eocen inferior în ax, care, în mod cu totul neașteptat, își păstrează pe anumite porțiuni flancul estic, ambele structuri sănt deversate spre NE. În partea sudică apar depozite mai vechi, senonian-eocen inferioare.

Solzul Cămeșoiu apare la S de pîrîul Suha Mare și a fost urmărit pînă în pîrîul Rîșca Mare. El este constituit din depozite senoniene și paleogene. Se remarcă o îngustare a acestui solz în partea sa centrală, din cauza avansării solzului imediat mai vestic.

Solzul Dobrenu. A fost urmărită numai partea frontală a acestui solz, reprezentată prin depozite senoniene.

Solzul Răchitiș—Corđuna se individualizează din dreptul pîrîului Răchitiș și se dezvoltă mai mult spre S, ca urmare a retragerii liniei solzului Pleșa—Măgura—Maghernița.

A fost urmărită numai fruntea acestui solz, care este reprezentat prin depozite senoniene, ce avansează între pîriul Suha Mare și pîriul Rîșca Mare, peste solzul Cămeșoiu.

Parautohtonul. Parautohtonul este constituit din depozite de fliș și miocene.

Această unitate a mai fost prezentată sub diferite denumiri, ca : Pinza submarginală (I. A t a n a s i u), Autohton submarginal (T. J o j a), iar în ultimul timp, I. B ă n c i l ă propune termenii de „Unitate externă” și de „Parautohton”.

De asemenei, acestei unități i-au mai fost atribuite, după diversi autori, extinderi diferite. Astfel I. A t a n a s i u trasa fruntea Pinzei submarginale pe la E de aparițiile conglomeratice ale anticinalului fals Bălțătești-Almașul.

T. J o j a trece linia tectonică dintre Autohtonul submarginal și Zona miocenă la limita dintre aria de dezvoltare a depozitelor paleogene de cele miocene. După I. B ă n c i l ă, linia externă prin care se separau cele două unități, Parautohtonul de Zona miocenă, trece pe la E de aparițiunile miocene conglomeratice din bazinul Cuejdiului și corespunde cu traseul dat acestei linii ulterior de T. B o r ș .

În această unitate, formațiunile paleogene și miocene sunt puternic cutate și deversate spre E.

De la W către E întîlnim anticinalul Vărăriei care apare în partea de W a acestei unități și are o direcție aproape N – S. În dealul Profuri acest anticinal este normal, iar puțin mai spre N începe să fie deversat spre E și să se afunde sub linia de încălecare a Pinzei marginale.

Sinclinalul Pietricica – Bălțătești se dezvoltă la E de anticinalul Vărăriei, cu o direcție asemănătoare. În axul său întîlnim depozite oligocen-inferioare. El are flancul vestic ușor deversat spre E.

Anticinalul Pleșa este constituit din Eocen inferior în ax și calcară de Pasieczna pe flancuri. Spre N, el se termină brusc în linia Pleșa.

Linia Pleșa este linia tectonică după care are loc în această unitate o încălecare a depozitelor paleogene peste flancul invers al anticinalului fals Bălțătești și peste Zona miocenă, între Agapia și Mănăstirea Neamțului.

Falia are un contur franjurat, dat de înclinarea mică a planului de falie, fapt ce ar sugera considerarea ei ca o linie tectonică majoră. Importanța ei scade însă spre S, deoarece în regiunea Almaș trece la o falie simplă ce apoi dispare.



Anticinalul fals Băltătești reprezintă flancul invers al unei cîte mari răsturnate, de axul căreia Fl. Olteanu (1952) leagă sisturile negre de pe pîriul Cuejdiu — pîriul Sărata.

Flancul, care se mai păstrează din această cută mare, acoperă Zona miocenă între Agapia și Crăcăoani, prezintă cîteva ondulații (de aici denumirea de fals anticinal) și se afundă treptat spre N sub linia de încălcare a depozitelor paleogene.

Zonele de ridicare ale acestui flanc culcat scot la zi formațiuni mai noi, cum sunt conglomerele de Băltătești, iar în zona cea mai afundată, situată la W de Agapia, unde intră sub linia Pleșa, mai păstrează depozite oligocene și eocen-superioare.

Linia Băltătești este linia după care vin în contact formațiunile falsului anticinal Băltătești cu zona miocenă și dispare și ea spre N, sub linia Pleșa.

Zona miocenă. Zona miocenă are o tectonică aparent mai liniștită decît Pînza marginală, însă lucrările de foraj și cartare ne-au arătat că reprezintă o unitate șariată peste Platforma moldovenească.

Dacă sunt precizate pînă acum raporturile dintre Pînza marginală și Zona miocenă, cum și cele ale Zonei miocene față de platformă din față, în schimb raporturile dintre ce am denumit Parautohton și Zona miocenă nu sunt încă clarificate.

Analizînd situația acestei Zone miocene, vedem că nu este altceva decît învelișul miocenic al actualului Parautohton, dislocat și împins mult spre E de înaintarea Pînzei marginale. Astfel, se explică faptul că sub Pînza marginală și Parautohton, forajele au întîlnit un Miocen foarte redus ca grosime, sau chiar nu l-au mai găsit, iar sub formațiunile Zonei miocene rareori mai apar depozite paleogene și atunci, cînd sunt prezente, au suprafete restrînse. În acest caz zona miocenă nu ar fi altceva decît o duplicatură a Parautohtonului.

Urmărind dezvoltarea Parautohtonului și a Zonei miocene observăm un paralelism ce se verifică. Unei lățimi mari a Parautohtonului, ca în semifereastra Bistriței, îi corespunde o dezvoltare a Zonei miocene, iar în nordul Moldovei unde sondele arată că Parautohtonul din semifereastra Sucevei este discontinuu (T. J o j a , comunicare verbală) Miocenul este redus ca lățime.

În cuprinsul Zonei miocene, din punct de vedere tectonic, ne apar două sectoare distințe : sectorul valea Sucevei—valea Moldovei și sectorul valea Moldovei — valea Cracăului.

În sectorul valea Sucevei—valea Moldovei, Zona miocenă este foarte îngustă. În cuprinsul ei am întîlnit sinclinalul Slatina-Runcu, ce se dezvoltă din valea Sucevei pînă în valea Voevodesei și care este constituit din depozite tortoniene.

La W acest sinclinal este încălecăt de formațiunea stratelor de Solca.

Între pîrîul Hașca și Cacica apare o nouă linie după care are loc încălecarea stratelor de Solca peste sinclinalul tortonian, în care se găsește salina Cacica.

În sectorul valea Moldovei — valea Cracăului, se desnează în partea nordică anticlinalul Pleșa, ce trece la S de Valea Seacă la un solz, solzul Pleșul. Înainte, această structură era cunoscută ca anticlinalul Pleșa, însă lucrările recente¹⁾ au arătat că la S de valea Suha Mică îi lipsește flancul invers și este constituit numai din formațiunea conglomeratelor de Pleșu și Formațiunea inferioară cu sare.

Uneori, cum este cazul în pîrîul Catrinei sau pe pîrîul lui Isac, acest solz sau respectiv anticlinal mai posedă în bază lambouri din Paleogenul pe care s-a depus Miocenul. Deci, sub Miocen, numai accidental vom întîlni în această zonă depozite mai vechi, paleogene.

Imediat la S de pîrîul Neamțul, în zona miocenă, întîlnim de la W spre E următoarele structuri :

Anticlinalul Vînători se situează la W de satul Vînătorii Neamț. El este constituit din conglomerate de Pleșu și se prezintă deversat spre NE și cu flancul invers parțial faliat.

Anticlinalul Ceablaști se dezvoltă între pîrîul Valea Seacă—pîrîul Tardia și reprezintă o ridicare a formațiunii stratelor de Topolița.

Sinclinalul Ceablaști—Ghindăoani separă structura descrisă anterior de anticlinalul Topolița și este constituit din depozitele Formațiunii cenușii.

Anticlinalul Topolița are o direcție N — S și se întinde între pîrîul Valea Seacă și pîrîul Netezi. El este constituit din depozite acvitane helvețiene.

Anticlinalul Valea Mare este situat în bazinul pîrîului Valea Mare și reprezintă o ridicare importantă cu două axe secundare, între care se păstrează un mic sinclinal, în care reapare formațiunea de pe flancuri, stratele de Topolița.

¹⁾ P. Polonic, Gabriela Polonic. Raport asupra prospectiunilor pentru cărbuni din regiunile Boroaia—Bogata—Slătioara și Fălticeni—Soldănești. Arh. Com. Stat. Geol. 1958.

Anticlinalul Grumăzești este o structură mică ce se conturează la Grumăzești—Văleni cu Acvitanian—Burdigalian în ax și strate de Topolița pe flancuri.

Sinclinalul Brăduțelul separă anticlinalul Grumăzești de anticlinalul Curechești și are ca umplutură Formațiunea cenușie.

Anticlinalul Curechești se dezvoltă între Curechești și Tolici. În jumătatea sudică se prezintă deversat spre NE și faliat transversal.

Sinclinalul Bașcana se individualizează între anticlinalul Curechești și marginea Zonei miocene, cu o umplutură de depozite ale Formațiunii cenușii.

Falia Tolici este linia care taie transversal ultimele structuri descrise și permite depozitelor mai vechi, acvitanian — burdigaliene, să afloreze în marginea Zonei miocene.

Încercând să lămurească relațiile dintre Zona miocenă și Platforma moldovenească, L. M r a z e c și W. T e i s s e y r e au figurat la E de culmea Pietricica, l i n i a p e r i c a p a t i c ă .

Cercetările făcute de D. M. P r e d a și H. G r o z e s c u în culmea Pietricica și de T. J o j a în culmea Pleșu, au negat existența acestei linii, în schimb au precizat poziția discordantă a depozitelor sarmațiene peste Zona miocenă.

I. B ă n c i l ă (1958) consideră că nu sunt lămurite încă relațiile dintre Zona miocenă și Platformă și că o soluție ar fi prelungirea liniei Stebnic pe sub cuvertura de roci sarmațiene.

Traseul acestei linii este stabilit de noi, în 1959, cînd am arătat că între valea Sucevei și P. Neamț este chiar limita care separă depozitele zonei miocene de cele sarmațiene.

În această regiune nu am întîlnit depozite sarmațiene care să stea transgresiv peste zona miocenă și deci nu are nici un rost să căutăm traseul ei spre E pe sub cuvertura de roci sarmațiene, unde a trasat-o recent I. B ă n c i l ă (1963).

A c c i d e n t e t r a n s v e r s a l e . Bănuim existența unui accident transversal în lungul pîrîului Suha Mică, pentru care pledează schimbarea bruscă a direcției formațiunilor și o decroșare în compartimentul Pînzei marginale.

BIBLIOGRAFIE

- A t a n a s i u I. (1939). Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal Moldave. *Ann. Sci. Univ. Iassy.* XXV. 1.
- A t h a n a s i u S. (1909). Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina. *Rap. An. Activ. Inst. Geol. Rom. (1907—1909).* București.



P. POLONIC - GABRIELA POLONIC

HARTĂ SI SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA VALĂU SUCÈVII - VALĂU CRACĂULUI

0 1 2



- Băncilă I. (1952). Geologia regiunii Gura Humorului-Voroneț-Suha. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI (1948—1949). București.
- Băncilă I. (1958). Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științ. București.
- Băncilă I., Hristescu E. (1963). Linia cexternă și linia pericarpatică dintre V. Sucuvei și V. Trotușului (Carpații Orientali). *Asoc. Geol. Balc. Congr. V. Secția Tectonică*. București.
- Cerneagă G. (1957). Cercetări geologice în regiunea Sucevița-Solca-Ciuinărna-Poiana Micului. *D. S. Com. Geol.* XLI (1953—1954). București.
- Cobălcescu Gr. (1883). Studii geologice și paleontologice ale unor tărimuri terțiare din unele părți ale României. București.
- Dumitrescu I. (1952). Cercetări geologice în Vrancea de Nord. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI (1948—1949). București.
- Grozescu H. (1917). Geologia regiunii subcarpatice din partea de N a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* VIII. București.
- Ionesi L. (1961). Geologia regiunii Gura Humorului-Poiana Micului. *An. Științ. Univ. A. Cuza*, VII, 2. Iași.
- Joja T. (1952) Cîteva observații geologice în Zona Miocenă dintre capătul de SE al Culmei Pleșu și V. Cracăului. *D. S. Com. Geol.* XXXIV (1945—1946). București.
- Joja T. (1952). Cercetări geologice între văile Rîșca și Agapia. *An. Com. Geol.* XXIV. București.
- Joja T. (1953). Structura geologică a Flișului Marginal dintre văile Voevodeasa și Sucevița. *D. S. Com. Geol.* XXXVII. București.
- Joja T. (1957). Contribuții la cunoașterea tectonicei flișului extern dintre Succava și Putna. *Bul. Inst. Petrol-Gaze*, III. București.
- Macarović N. (1955). Sarmațianul Podișului Moldovenesc. *An. Inst. Geol. Rom.* XXVIII. București.
- Mirăuță O., Mirăuță Elena. Faciesurile și tectonica molasei miocene din anticlinalul fals Almașu (N-Piatra Neamț), *D. S. Com. Geol.* XLIX (1961—1962). București.
- Mrazec L., Teisseyre W. (1907). Esquisse tectonique de la Roumanie. *Congrès Intern. du Pétrole III-ème Sess. Guide* 1. București.
- Olteanu F. I. (1958). Depresiunea subcarpatică între văile Ozanei (P. Neamțu) și Buzăului. *An. Com. Geol.* XXXI. București.
- Paul K. M. (1876). Grundzüge der Geologie der Bukowina. Wien.
- Polonică P., Polonie Gabrieela (1962). Cercetări geologice în regiunea Gura Humorului-Drăceni. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960). București.
- Popescu-Voîtescu I. (1945). L'âge des conglomérats de Pietricica, de Gîrcina et de Pleșu. *C. R. Acad. Sci. Roum.* VII. (1943—1945). București.
- Preda D. M. (1917). Geologia regiunii subcarpatice din partea de S a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* VII. București.
- Ștefănescu Gr. (1888). Relațiuie sumară a anului 1885. *An. Bir. Geol.* III. 1885. București.
- Ștefănescu D. (1937). Zona Flișului Carpatic în Bucovina dintre Păltincasa și Cîmpulung Moldovenesc. *Bul. Soc. Rom. Geol.* III. București.
- Stoica C. (1953). Stratul de Gura Șoimului. *Rev. Univ. C. I. Parhon Politehn.* București 2.
- Stoica C. (1963). Formațiunile halogene cu săruri de potasiu din Miocenul Moldovei de Mijloc. *Asoc. Carpato-Balc. Secț.* IV. București.

**LE MIOCÈNE SUBCARPATIQUE ENTRE LA VALLÉE
DE SUCEAVA ET LA VALLÉE DE CRACĂU**

PAR

P. POLONIC, GABRIELA POLONIC

(Résumé)

La région étudiée se trouve au N de la Moldavie. Elle comprend des dépôts appartenant à la Nappe Marginale, au Parautochtone, à la zone Miocène et au Sarmatiens du Plateau Moldave.

La Nappe Marginale et le Parautochtone constituent le bord occidental du Miocène ; elle est représentée par des dépôts d'âge sénonien et paléogène. De nouvelles précisions d'ordre stratigraphique ont été apportées pour la Nappe Marginale ; en ce qui concerne l'Éocène, on a signalé un horizon conglomératique en base et on a fixé la position du grès de Păltinoasa.

Dans le Parautochtone on cite pour la première fois la présence des Couches de Buciaș (Eocène) connues jusqu'ici dans la demi-fenêtre de Putna seulement.

La zone Miocène est constituée de dépôts paléogènes (P. Isachia et P. Catrinei), aquitanien-burdigaliens, helvétiens et tortoniens.

Dans la partie inférieure de l'Helvétien, les auteurs ont distingué nombre de variations de faciès qui ont permis la séparation de plusieurs couches caractéristiques. L'Aquitanien-Burdigalien et le Tortonien sont considérés des formations à sel.

Au point de vue tectonique, la Nappe Marginale est fortement plissée en plis écailles et le Parautochtone en structures normales.

Les auteurs envisagent la zone miocène comme une duplication du Parautochtone qui avance en surmontant les dépôts du Plateau Moldave. Dans la zone miocène entre la vallée de Suceava et la vallée de Moldova on rencontre de minces écailles, ayant dans la base des Couches de Solca, qui chevauchent vers le NE les dépôts tortoniens.

Au S de la Vallée de Moldova toute la zone est dominée par l'anticlinal de Pleșu fortement déversé vers le NE dont le flanc inverse manque au S du ruisseau de Suha Mică.

Entre la zone miocène et la Plateforme Moldave on mentionne la faille péricarpatique, dont le trajet s'identifie à la limite occidentale de la distribution des dépôts sarmatiens.



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Colonnes stratigraphiques des formations miocènes et paléogènes de la zone miocène comprise entre la vallée de Suceava et la vallée de Cracău.

1, gypse ; 2, marnes ; 3, sables ; 4, grès ; 5, conglomérats.

Planche II

Carte et coupes géologiques de la région vallée de Suceava et vallée de Cracău.

1, alluvions ; 2, cônes de déjection ; 3, glissements ; 4, T_1 terrasse inférieure ; 5, T_2 terrasse supérieure ; Zone du Plateau Moldave : 6, Sarmatien. Zone Miocène : 7, Tortonien ; 8, Helvétien (formation grisâtre couches de Solca, couches de Drăceni, conglomérats de Pleșu, couches de Topolița, couches de la vallée Catrinei, conglomérats de Valea Mare) ; 9, Aquitanien-Burdigalien (formation inférieure à sel) ; 10, Oligocène (horizon des marnes bitumineuses et des ménilites) ; 11, Eocène (supérieur — horizon des couches de Bisericani). Nappe marginale : Parautochtone : 12, Helvétien (inférieur-conglomérats de Băltătești) ; 13, Aquitanien-Burdigalien (formation inférieure à sel) ; 14, Oligocène (horizon des ménilites supérieures, horizon conglomératique, horizon flyschoïde, horizon du grès de Kliwa, horizon dysodilique, horizon des marnes bitumineuses et des ménilites, horizon du grès de Lucăcești) ; 15, Oligocène (horizon conglomératique, horizon du grès de Kliwa, horizon dysodilique, horizon des marnes bitumineuses et des ménilites, horizon du grès de Lucăcești) ; 16, Eocène (horizon des couches de Plopă, horizon des couches de Bisericani, horizon des couches de Strujinoasa, horizon du calcaire de Pasieczna, horizon gréso-calcaire, horizon des couches de Straja) ; 17, Eocène (horizon des couches de Bisericani, horizon des couches de Strujinoasa (Buciaș), horizon du calcaire de Pasieczna, horizon gréso-calcaire) ; 18, Sénonien (horizon supérieur gréso-calcaire, horizon inférieur calcaire-gréseux) ; 19, ligne de charriage de la Nappe marginale ; 20, ligne péricarpatique ; 21, ligne de Pleșu, ligne de Băltătești ; 22, axes de synclinal : a. normal, b. déversé ; c. faux ; 23, axes d'anticlinal : a. normal ; b. déversé ; c. faux ; 24, forage exécuté ; 25, source, fontaine à eau salée ; 26, point fossifère ; 27, carrière ; 28, gypse ; 29, sel.





Institutul Geologic al României

OBSERVAȚII ASUPRA STRATIGRAFIEI ȘI FAUNEI
DEPOZITELOR PANNONIENE DIN BAZINUL SILVANIEI¹⁾

DE

VICTORIA LUBENESCU, GLORIA CRAHMALIUC, MAGDALENA RADU²⁾

Abstract

Observations on the Stratigraphy and Fauna of the Pannonian Deposits in the Silvania Basin. The stratigraphical complexes (a marly-argillaceous complex, a sandstone complex and a sandy complex with gravel) were identified by the authors in the Silvania Basin. Due to their abundant fauna these complexes were assigned to the Lower Pannonian (upper part), the Middle and Upper Pannonian.

Regiunea ce constituie obiectul lucrării de față, face parte din bazinul Silvaniei și se încadrează în marea unitate geologică a Depresiunii pannonice.

Limita sudică a perimetruului cercetat, o formează culmea Măgurii Șimleului, cea estică pîrîul Sălajului și munții Codrului, cea vestică valea Crasnei, iar cea nordică, o linie care ar uni localitățile Homorod cu Supurul de Jos.

Relieful este puțin accidentat și se caracterizează prin dealuri ce au forma unor spinări prelungi și netede cu înălțimi cuprinse între 150—400 m și care descresc treptat spre W și N. Numai cîteva cote — dealul Măgura Șimleului (596 m), dealul Heghies (475 m), munții Codrului (575 m), depășesc altitudinea de 400 m.

Văile sunt largi, în mare parte colmatate și tributare văilor Crasna și Sălaj, din extremitatea vestică și respectiv estică a regiunii.

Cercetări geologice în sectorul nord-vestic al bazinului Transilvaniei și bazinul Silvaniei, au fost efectuate încă din prima jumătate a secolului XIX.

¹⁾ Comunicare în ședință din 24 februarie 1965.

²⁾ Întreprinderea de Prospecțiuni, Sos. Kiseleff nr. 2.



Dintre primii cercetători amintim pe F. S. Beudant (1822), apoi pe Fr. Hauser și E. Stache (1863), Th. Szontagh (1889), I. Matyassy (1882 – 1899) și K. Hofmann (1879 – 1883), ultimii doi făcând pentru prima dată considerații mai largi de ordin stratigrafic.

Note geologice și paleontologice privind depozitele bazinului Silvaniei, se datează și lui E. Lörenthe (1893), A. Semsey, (1871) L. Martonfy (1879) și Roth Teleghd (1897).

După 1900, cercetări geologice au fost întreprinse de S. Papp (1915), în special în partea de vest a bazinului.

Între 1899–1940, se remarcă cercetările lui St. Mateescu care dă o primă sinteză asupra geologiei bazinului Silvaniei.

Studii importante întreprind apoi: Th. Kräutner (1940), I. Szadzsky-Kardoss (1925–1927), E. Lobontiu (1940), H. Bandat (1941–1942), L. Reich (1942), I. Noszky (1941 – 1942), M. Paucă (1949 – 1950) și I. Maxim, V. Ghirea (1960).

După anul 1950, la geologia acestei regiuni se referă rapoarte și note aparținând unui mare număr de cercetători și anume: L. Apostol (1951–1953), I. Z. Barbu și M. Popescu (1953), A. Dușa (1953), A. Dușa, O. Clichici, C. Călinescu, (1954), I. Drăghici (1954), Victoria Zotta, Otilia Radu și Maria Chiriteșcu (1959), un colectiv condus de M. Paucă (1962) și geologul G. Enache (1961–1963) de la T.P.E.M.¹⁾

¹⁾ L. Apostol (1952). Raport asupra cercetărilor pe teren în regiunea masivului Codru și împrejurimi. Reg. Baia Mare.

L. Apostol (1952). Neogenul de la N de Someș.

L. Apostol (1953). Raport asupra Vf. Codru – V. Sălajului – Poiana.

I. Z. Barbu (1953). Sedimentarul din partea de SW a M-ților Codrului.

M. Popescu, A. Dușa (1953). Raport asupra regiunii situată la NW de Șimleul Silvaniei și Măgura Șimleului.

A. Dușa, O. Clichici, C. Călinescu (1954). Raport asupra activității geologice din partea de NW a M-ților Bicului.

I. Drăghici (1954). Raport asupra cristalinului Heghiș.

Victoria Zotta, Otilia Radu, Maria Chiriteșcu (1959). Raport asupra regiunii din sudul și vestul M-ților Codru.

M. Paucă, D. Socoleanu, Antoaneta Clemens, Magdalena Radu, Gloria Crahmalie, A. Coste, T. Odobescu, Silvia Tiutiucă și I. Dumitriu (1962). Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în M-ții Apuseni între V. Someșul și M-ții Rez.

G. Enache (1961). Raportul lucrărilor geologice în bazinul Sălaj. Arhiva T.P.E.M.

Cele mai vechi depozite din regiune se întâlnesc pe rama bazinului (Triasic, Paleocen și Miocen), însă obiectul lucrării de față îl constituie numai depozitele pannoniene care au cea mai mare extindere în această parte a regiunii.

Mentionăm de la început că lipsa deschiderilor naturale și prezența frecvențelor alunecări, au îngreunat studiul depozitelor menționate.

După caracteristicile litologice și faunistice am separat trei complexe în cadrul acestei formațiuni : complexul argilos-marnos ; complexul gresos ; complexul nisipos cu pietrișuri.

Complexul argilos-marnos este reprezentat prin depozite pelitice și psamitice fosilifere, alcătuite din marne cenușii negricioase, uneori gălbui, cu spărtură concoidală ce alternează cu nisipuri cenușii-gălbui și argile cenușii.

În sedimentele acestui orizont, fosilele nu sunt distribuite uniform. Astfel în unele pachete bogate în microfosile (în special ostracode), macrofosile lipsesc, în schimb în alte pachete ele abundă.

Din marnele și nisipurile întâlnite în vestul Măgurii Șimleului, pe văile Cristelecului, Spinetului, Carastelecului și Someșei s-au recoltat și determinat următoarele forme : *Melanopsis pygmaea* Partsch., *M. vindobonensis* Fuchs, *M. fossilis* Mel., *M. austrica* Handm., *M. bouéi affinis* Hand., *M. bouéi sturi* Fuchs., *Congeria subglobosa* Partsch., *C. ejzjeki* Hoern., *C. partschi* Cjzj., *C. marcovici* Brus., *C. panticapaea* Akm., *C. zsigmondyi* Hand., *Dreissena polymorpha* Pall., *D. caspia* Jark., *Limnocardium humilicostatum* Jeck., *L. conjugens* Partsch, *Unio atavus* Partsch., *Theodoxus stefanescui* Font.

În cuprinsul regiunii cercetate, complexul argilos-marnos prezintă numeroase variații litologice.

Astfel pe valea Măladia, faciesul de dezvoltare al acestui complex este cel psamitic. În marne cenușii stratificate, apar intercalării de microconglomerate alcătuite din elemente de cuarț rulate, gresii calcaroase și feruginoase fosilifere. Cităm : *Congeria marcovici* Brus., *C. panticapaea* Akm., *C. cf. ejzjeki* Hoern., *C. zsigmondyi* Hand., *C. partschi* Cjzj., *Limnocardium humilicostatum* Jeck. și *Limnocardium* sp.

Din probele colectate pe această vale Maria Tocorjescu a determinat următoarea asociație microfaunistică : *Lineocypris trapezoides* Zal., *Xestoleberis* sp., *Loxoconcha* sp., *Paracypria acuminata* Zal., *Paracypria* sp., *Orygoceras* sp., *Valvata simplex* Fuchs.

La intrarea în tunelul exploatarii miniere Sărmașag – Chiejd aflorează nisipuri gălbui, micacee, fine, din care s-au recoltat și determinat

forme: *Brothia (Tinnyea) vásárhely* Hand., *Melanopsis pygmaea* Partsch., *M. austrica* Hand., *M. bouéi* Hand., *M. vindobonensis* vindobonensis Fuchs, *Dreissena polymorpha* Pall., *Congeria* sp.

În jurul localităților Sărmășag, Chiejd, Leleiu și Motiș, remarcăm prezența unor intercalații de lignit.

Pe baza forajelor executate de T.P.E.M. în vestul bazinului Șimleului s-a stabilit existența a numeroase strate de lignit. Dezvoltarea acestor strate are loc pe o suprafață apreciabilă și constituie obiectul exploatarilor miniere de la Sărmășag și Chiejd.

Spre sudul regiunii intercalațiile de nisip devin din ce în ce mai rare, predominând marnele cenușii cu ostracode, (lipsesc macrofosilele) pe văile Bodoc, Silvaș, Borlii, Ceagăului.

Cîteva probe micropaleontologice colectate pe văile Borlii și Ceagăului, conțin o asociație de ostracode de vîrstă pannoniană dintre care cităm: *Cythere* sp., *Leptocythere* sp., *Paracypria* sp., *Lineocypris trapezoides* Zaal.

În estul regiunii, complexul argilos-marnos inferior apare de asemenea bine dezvoltat.

Din aflorimentele situate la nord de satul Nadișul Hododului s-au recoltat numeroase melanopside: *Melanopsis vindobonensis* Fuchs, *M. fossilis* Melin., *M. stricturata* Brus., *M. bouéi* Hand., *M. sturi* Fuchs.

Din marnele nisipoase și argilele care aflorează la est de satul Cioara și nord-vest de satul Leleiu s-au recoltat în afară de formele citate mai sus și următoarele forme: *Melanopsis pygmaea* Partsch., *Congeria partschi* Czj., *C. marcovicici* Brus., *Dreissena rostriformis* Desh., *Helix* sp., *Limnocardium* sp. și *Planorbis* sp.

Probele colectate în acest sector conțin următoarea asociație microfaunistică: *Loxoconcha mülleri* Meh., *Valvata moesiensis* Jeck., *Valvata simplex* Fuchs, ostracode nedeterminabile, fragmente de congerii și cardiacee.

În jurul comunei Cornu, s-a putut urmări o succesiune de marne fosilifere cenușii, cu concrețiuni calcaroase, marne nisipoase cenușii gălbui și nivele de nisipuri gălbui fine, micacee.

Exemplarele colectate sunt întregi și foarte bine păstrate. Cităm formele: *Congeria subglobosa* Partsch., *C. spathulata* Partsch., *Melanopsis bouéi* Hand., *M. bouéi multicostata* Hand., *M. handmani* Brus., *M. pygmaea* Partsch., *M. stricturata* Brus., *Limnocardium inflatum* Jeck., *Limnocardium secans* Fuchs.



Către partea superioară complexul argilos-marnos conține numeroase intercalații de nisipuri sau devine în întregime nisipos. Nisipurile sunt fine gălbui, roșcate, micacee având galeți de marne argiloase. Menționăm deschiderile de pe valea Ser (Şamşud), valea Sertelce, la est – vest și sud de Bicaz, nord și est de Naimon, vestul comunei Cehul Silvaniei, nordul comunei Hodod, de unde s-au recoltat următoarele forme : *Congeria subglobosa* Partsch., *C. döderleini* Brus., *C. cf. marcovici* Brus., *C. cf. zsigmondyi* Hand., *Limnocardium inflatum* Jek., *L. secans* Fuchs, *L. humilicostatum* Jek., *L. pygmaea* Partsch., *L. haueri* Hoern., *Dreissena cymbula* Brus., *D. polymorpha* Pall., *Pisidium clessini* Neum., *Parvidacna* cf. *planicostata* Stev., *Unio atavus* Partsch., *Melanopsis handomani* Brus., *M. pygmaea* Partsch., *M. stricturata* Brus., *M. bouei multicostata* Hand., *M. bouei bouei* Fer., *M. fossilis* Gmelin., *M. vindobonensis* Fuchs, *M. sturi* Fuchs.

În jurul insulei de cristalin Măgura Șimleului, se dezvoltă un facies litoral detritic foarte bogat în congerii și melanopside cu cochilia groasă. Acest facies este reprezentat prin gresii bine cimentate, pietrișuri și nisipuri cu structură torențială, ce stau peste depozitele danian-paleocene și peste cristalinul Măgurii Șimleului. Aceste depozite se întâlnesc la sud de satul Giurtelecul Șimleului și ocupă zonele cele mai înalte ale dealurilor : dealul Calului, dealul la Piatra, dealul Sub Vii și dealul Ciurgău. Dintre fosilele determinate care se prezintă în general sub formă de mulaje, menționăm : *Melanopsis vindobonensis vindobonensis* Fuchs, *M. fossilis fossilis* Gmelin, *Congeria spathulata praebalatonica* Sauerz., *Congeria* sp. și *Limnocardium* sp.

Complexul grezos. Se dezvoltă la nord și vest de insulele cristaline ale Măgurii Șimleului și Codrului. În extremitatea de NE se dispune discordant peste cristalinul munților Codrului, iar în rest peste complexul argilos-marnos.

Depozitele complexului grezos, au în bază gresii grosiere cenușii-gălbui, cu intercalații de marne cenușii-gălbui sau cafenii. Gresiile sunt slab cimentate cu structură încrucișată și cu nivele de pietriș mărunt bine rulat.

La partea superioară se dezvoltă nisipuri cu grosimi de aproximativ 50 m în care apar trovanți, de gresie cenușie-albicioasă.

Caracterul detritic al sedimentelor și aportul de material vulcanic dus probabil în mare măsură pe cale eoliană de la mari depărtări, a impiedicat repartiția uniformă a faunei, aceasta dezvoltându-se numai în



locurile unde condițiunile de viață erau favorabile, ca urmare în cadrul acestui complex fosilele se întâlnesc într-o serie de cuiburi.

Cele mai frecvente deschideri se observă în jurul satului Derșida, pe versantul drept al văii Crasna, de unde s-au recoltat numeroase exemplare de *Unio wetzleri flabelliformis* D u n k.

De pe valea Peșterii, A. M a x i m și V. G h i u r c a, au recoltat și determinat pentru prima dată o bogată faună de unionide și gasteropode dintre care cităm: *Unio crassus* P h i l., *Planorbis thiollierei* M i c h., *P. cornu* B r o c., *Melanopsis aff. handmani* B r u s., *M. bouéi multicostata* H a n d., *Limnaea cf. nov. f.* L o r e n t h., *Limnaea bouilletti* M i h., *L. cf. subpalustris* T h o m., *L. (Radix) cf. obtusissima* D e s h., *Valvata (Valvata) sulekiana* B r u s., *Lithoglyphus acutus dicipiens* B r u s., *Viviparus sadleri* P a r t s c h., *Cepaea vindobonensis* P f e i f.

De pe aceeași vale am recoltat și noi formele: *Valvata (Valvata) sulekiana* B r u s., *Valvata* sp., *Cepaea vindobonensis* P f e i f.

Exemplare de *Unio wetzleri* D u n k., am mai întâlnit și pe valea Făgetului lîngă Corund, pe Valea lui Dan la Babta și pe valea Purcăreț la Chiejd.

În sectorul nord-vestic al regiunii studiate, orizontul grezos aflorează pe valea Șoarecelui și este alcătuit din gresii gălbui sau roșcate feruginosoase nefosilifere.

Dintr-o gresie cenușie grosieră întâlnită pe un affluent al văii Rîturiilor în apropiere de localitatea Zanloc am determinat formele: *Viviparus sadleri* P a r t s c h. (foarte frecvent), *Valvata (Cincinnna) piscinalis* M ü l l e r, *Cepaea vindobonensis* P f e i f., *Planorbis cf. cornu* B r o c., *Valvata* sp., *Viviparus* sp.

Pe valea Mormântului (N de Babta) apare un pachet de gresii gălbui grosiere cu intercalării de argile cenușii albicioase, tufacee, nestratificate și nisipuri galbene fine, uneori slab cimentate.

Analiza microscopică a unui eșantion de gresie, făcută de S. I l i e s c u, a arătat că elementele componente sunt formate din fragmente colțuroase de roci eruptive mai rar cuarțite rotunjite, prinse într-un ciment feldspatic limonitic. Peste aceste gresii apar conglomerate formate din fragmente de șisturi cristaline cu foarte mult cuarț, roci tufacee, galeți de argile și marne și resturi de plante incarbonizate, prinse într-un ciment calcaros.

Elementele constituente ale conglomeratelor au diametrul cuprins între 0,5 mm și 1 cm. Conglomeratele suportă gresii albicioase sau gălbui roșcate slab cimentate cu trovanți și cu stratificație încrucisată. Cele nouă probe colectate din aceste roci sunt în majoritate neconcludente sau sterile.

Complexul nisipos cu pietrișuri. Dezvoltat în nord-vestul și sudul regiunii, se dispune peste cristalinul Măgurii Șimleului, sau peste depozitele aparținând celor două complexe de mai sus și acoperă crestele dealurilor mai înalte.

În apropiere de rama Cristalinului Codru și Măgura Șimleului, elementele predominante ale complexului sunt alcătuite din pietrișuri formate din sisturi cristaline cu un grad de rulare mai mic, spre deosebire de pietrișurile ce apar mai departe de insulele de cristalin care sunt formate în predominantă din elemente de cuarț cu un grad de rulare mare.

În jurul satelor Socond, Bolda, Hodisa și Sandra, apar argile galbene sau cenușii, cu benzi de pietrișuri de cuarț și galeți de marne cenușii, peste care stau nisipuri slab cimentate galbene, argile nisipoase cu pietrișuri și nisipuri roșcate cu lentile de limonit.

Depozitele Pliocenului în facies pannonic din bazinul Silvaniei au fost studiate pe o grosime de 800 m repartizată astfel: cca 400 m aparțin complexului argilos-marnos, 150–300 m complexului grezos și cca 50–100 m complexului nisipos cu pietrișuri. Direcția generală a stratelor este NE – SW sau N – S cu inclinări sub 10° spre W.

Pe baza prezentării listelor de faună colectată din complexele litologice separate, se poate observa că fiecare din aceste complexe, se caracterizează printr-o asociatie faunistică proprie. Astfel asociatia complexului argilos-marnos inferior bogată în congerii, cardiacee și melanopside cărora li se adaugă într-o oarecare măsură și unionide, este reprezentată prin forme eurihaline ce se dezvoltă într-un mediu semisalmastru și prin cîteva forme de apă dulce. Evoluția formelor de la un regim de apă semisalmastră la cel de apă dulce, este evidentă în continuare. Astfel, în complexul grezos întîlnim o asociatie de unionide, planorbide și vivipare, care indică cert un mediu de apă dulce pe cale de înmlăștinare.

După depunerea orizontului grezos în întreg bazinul Silvaniei are loc depunerea unor pietrișuri și nisipuri în condiții de piemont terestru.

Ultimile cercetări efectuate asupra bazinului Transilvaniei și Depresiunii pannonice, aduc contribuții însemnante la lămurirea vîrstei depozitelor, exprimînd tendința de a paraleliza depozitele existente în aceste regiuni cu cele pliocene din Subcarpații Munteniei. Remarcăm în acest sens lucrările lui E. Jekelius și cele ale lui M. Paucă.

Pe baza asociatiei faunistice formată din 27 forme de lamelibranchiate și 15 gasteropode și prin analogie facială, putem atribui complexele descrise Pannonianului inferior (partea superioară), Pannonianului mediu și Pannonianului superior din schema lui S. Pop (1959).

Cele două complexe se pot paraleliza cu zonele întâlnite de A. Papp în bazinul Vienei, în felul următor :

Complexul argilos-marnos, cu zonele C, D și E ;

Complexul grezos cu zonele F, G și H ;

Complexul nisipos cu pietrișuri, probabil nu are un echivalent în bazinul Vienei.

De asemenea putem considera complexul argilos-marnos inferior echivalent cu depozitele Meotianului, complexul grezos cu cel ale Pontianului și Dacianului, iar complexul nisipos cu pietrișuri — cu cele ale Levantinului.

Încercând o paralelizare a faunei cu cea din alte bazine, constatăm că ea poate fi încadrată în zonele C, D, E, F, G și H, stabilite de Papp pentru bazinul Vienei, cu depozitele superioare ale Panonianului inferior și cu cele ale Panonianului superior separate de Strauss în Ungaria, cu fauna Pannonianului *s.str.* (partea sa superioară) și cu Pontianul *s.str.* din schema lui P. Stevović, valabilă pentru Serbia de vest și regiunile învecinate.

Fauna studiată prezintă de asemenea asemănări cu cea întâlnită în zona Subcarpatică, cu cea studiată de E. Jekelius la Soceni, cea de la Beiuș (M. Păucă), cu cea de la Hălmagiu și Mermești (bazinul Crișului Alb — Denisa Lupu) și cu cea determinată de colectivul condus de M. Bleahu (bazinul Beiuș)¹⁾.

Recent un colectiv de geologi de la T.P.E.M. a prezentat într-o comunicare, bogate asociații faunistice întâlnite în forajele ce au traversat formațiunile pannoniene din bazinul Sălajului. Rezultatele obținute au pus în evidență, existența tuturor zonelor stabilite de Papp în bazinul Vienei.

Datele care reies în urma cercetărilor noastre de teren întregesc rezultatele obținute pe baza forajelor efectuate de T.P.E.M., întărind concepția existenței în bazinul Silvaniei, a Pannonianului inferior (partea superioară), Pannonianului mediu și Pannonianului superior.

BIBLIOGRAFIE

Bandat H. (1941—1942). Raport asupra ridicărilor geologice efectuate în bazinul Crasnei sălăgene. *A. Mag. áll. Földt. Int. Evi. Jelentése 1941—1942 Évekről*. Budapest.

¹⁾ M. Bleahu, Stefan Balș și echipa (1960). Raport de cartare în bazinul Beiuș. Arh. Com. Stat. Geol.



- Beudant F. S. (1922). Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris.
- Enache Gh., Bodnarenco I., Chivu Maria, Dragu Valentina, Isac D., Mărgărit Eugenia, Stănescu I., Bodnarenco M. (1964). Cercetări geologice și hidrogeologice în bazinul Sălaj. Comunic. ținută la T.P.E.M. (sub tipar).
- Hauer Fr., Stache E. (1863). Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Hofmann K. (1883). Bericht über die im Sommer 1882, im südöstlichen Teile des Szatmarer Comitatus ausgeführten geologischen Specialaufnahmen. *Földt. Közl.* XII. Budapest.
- Jekelius E. (1932). Die Mollusken V-Fauna der Dazischen-Stufe des Beckens von Brașov. *Mem. Inst. Geol. Rom.* II. Brașov.
- Jekelius E. (1944). Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. Géol. Roum.* V. București.
- Kräutner Th. (1940). Recherches géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin de Bicul, du Heghiș et dans l'île cristalline de Măgura. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXII. București.
- Lobontiu E. (1940). Probleme economice în legătură cu structura geologică a pământului sălăjenesc-Tăia Silvaniei. An. I. vol. I. Zalău.
- Lorentey E. (1893). Beiträge zur Kenntnis der unterpontischen Bildungen des Szilágyer Comitatus und Siebenbürgens. *Értesítő.* Budapest.
- Lupu Denisa (1963). Observații asupra Panonianului de la Hălmagiu și Mermești (bazinul Crișului Alb). *Stud. Cercet. Geol.*, VIII. 3. București.
- Mártonfy L. (1879). Beiträge zur Kenntnis des Neogens von Szilágy-Somlyo. *Értesítő.* IV. Budapest.
- Mateescu I. Șt. (1927). Date noi asupra structurii geologice a depresiunii Zalăului. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj*, II. Cluj.
- Máthy Ásóvcsky I. (1878). Bericht über geologische Detailaufnahmen im Comitate Szilágy im Jahre 1878. *Föld. Közl.* IX. Budapest.
- Maxim I., Ghieurcă V. (1960). Forme noi de moliște din Pliocenul superior de la Derșida (Sălaj), *Com. Acad. R.P.R.* X/7K.7.
- Nószky I., Roth-Telegdi K. (1948). A Rézhegység fialtal harmandkori fedőképződményei. *Földt. Közl.* LXXVIII. Budapest.
- Papp A. (1951). Das Pannon des Wienerbeckens. *Mitt. geol. Ges.* 39, 41. Wien.
- Papp S. (1915). Czigány Egrespatak és Szilágynagyfalu környékének geológiai viszonyai-különös tekintettel á földgaz és petroleum kutatására. *Bányászati és Kohászati Láporok*, XLVII. Budapest.
- Paucă M. (1932). Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.* București.
- Paucă M. (1949–1950). Cercetări geologice în bazinile neogene din nord-vestul Ardealului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVIII.
- Reich L. (1942). Evoluția geologică a Ardealului de Nord și poziția lui tectonică în cadrul sistemului Baz. Carpatice. *A. Mag. ált. Földt. Int. Évi. Jelentése 1941–1942 Évekről.* Budapest.
- Roth-Telegdi K. (1897). Die Umgebung von Zsibó im Comitate Szilágy. *Mitt. aus dem Jber. d. k. ung. geol. Anstalt.* XI. Budapest.
- Semesy A. (1871). Tertiäre Versteinerungen von Szilágy-Somlyó. *Földt. Közl.* VII. Budapest.
- Stache E. (1860). Aufnahmen im Rézgebirge und bei Klausenburg. *H. XI.* Wien.

- Strauss L. (1940). Die pannonische Mollusken - Fauna der Tiefbohrung von Magyarszentmiklos (mit 3 Abbildungen). A magyarszentmiklos mélyfurás pannonkori molusz-kai. *Annales mus. nationales Hung.* Budapest.
- Strauss L. (1942). Das Pannon des mittleren Westungarns (Mit einer Kartenskizze und mit den Tafeln I—VI). A. Dunántúl középső részének pannon kori rétegei. Edit. 1 jul. Budapest.
- Stevanović P. M. (1955). Pontische Stufe im engeren Sinne ; obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete. *Serbische Akademische Wissenschaften. B.D.C.L. XXXVI.*
- Szádeczky-Kardos I. (1931). Contribuțiuni la geologia Ardealului de nord-vest. *D.S. Inst. Geol. Rom. XIV* (1925—1926). București.
- Szontagh Th. (1889). Geologische Studien in der Umgebung von Nagy-Károly, Ér-Endréd, Margita und Szalárd. *H. cl. k. ung A. f. 1888.* București.
- Wenz W. (1942). Die Mollusken des Pliozäns des rumänischen Erdöl - Gebietes *Natur Mus. Senckenberg.*

OBSERVATIONS SUR LA STRATIGRAPHIE ET LA FAUNE DES DÉPÔTS PANNONIENS DU BASSIN DE SILVANIA

PAR

VICTORIA LUBENESCU, GLORIA CRAHMALIUC, MAGDALENA RADU

(Résumé)

En prenant comme point de départ les associations fauniques et les critériums lithologiques observés, les auteurs ont séparé le bassin de Silvania en trois complexes stratigraphiques :

Le complexe argileux-marneux, caractérisé par une association de Congéries, Cardiidés et Melanopsidés ;

Le complexe gréseux, caractérisé par une association de Unionides Vivipares, Planorbides et Valvates ;

Le complexe sableux à graviers non fossilières.

Ces complexes ont été attribués, respectivement, au Pannonien inférieur (la partie supérieure), au Pannonien moyen et au Pannonien supérieur.



OBSERVAȚII PRIVIND ORIENTAREA GALEȚILOR
DIN CONGLOMERATE ȘI PIETRIȘURI¹⁾

DE

M. DUMITRIU²⁾

Abstract

Observations on the Orientation of the Pebbles in Gravel and Conglomerates. The „c” axes of the pebbles in gravel and conglomerates are inclined downwards the stream containing sediments. Certain factors (the topography of the bottom and the presence of big elements) produce the overturn of the „c” axes. That is why it is difficult to locate the source areas of the sediments.

Determinarea direcțiilor de transport ale sedimentelor în formațiuni conglomeratice, prin măsurarea orientării axelor „a” sau „c” ale galeților a luat un avînt deosebit în ultimul timp.

La întrebările „cum se dispun galeții în raport cu direcția de curgere, cu axe „a” paralele sau perpendiculare pe ea ? Axele „c” înclină în josul sau în susul curentului ?” s-a răspuns în diverse moduri :

Perpendicularitatea axelor „a” ale galeților pe direcția de transport a fost susținută de T w e n h o f e l (1932), F r a s e r (1935), L a n e și C a r l s o n (1954) (fide F. J. P e t t i j o h n (1957) și combătute de W. C. K r u b e i n (1940), M u r r a y și S c h l e e (1955), J. S c h l e e (1957), care prin măsurători statistice, efectuate în depozite fluviatile actuale, till-uri glaciare etc., au stabilit existența unui paralelism preferat între axe lungi și direcția curenților.

Studiile efectuate de A. C a i l l e u x (1945), L. B. R u h i n (1953), R. B r i n k m a n n (1955), R. U n r u g (fide L. B. R u h i n (1959) au arătat că orientarea axelor „a” ale galeților sănătă funcție și de alți fac-

¹⁾ Comunicare în ședință din 24 februarie 1965.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecțiiuni. Șos. Kiseleff 2 București.



tori în afara direcției de transport (mediul de depunere, dimensiunea și forma gălăților etc.), determinarea traseelor de curgere a sedimentelor devenind dificilă.

În ultimul timp, pentru a se înălța dubiile ce se ivesc cu ocazia determinării direcțiilor de transport, prin studiul orientării axelor „*a*”, au fost măsurate axe „*c*”, știut fiind că acestea, în momentul depunerii gălăților, înclină în josul curentului.

Unele observații efectuate de Kostein (1954) (fide R. Unger (1963) par să indice dispunerea gălăților cu axe „*a*” înclinând în josul curentului și deci axe „*c*” înclinând în susul lui. Totuși această dispoziție a axelor „*c*” pare să fi întâmplătoare.

Pentru a ne da seama dacă simetria de mișcare este indușă cu fidelitate în simetria orientării texturale, stabilită pe baza axelor „*c*”, au fost efectuate în timpul prospecțiunilor pentru hidrocarburi, numeroase observații asupra conglomeratelor și pietrișurilor tortoniene și sarmațiene, dezvoltate pe rama sudică a bazinului Transilvaniei.

În acest sens prezentăm un exemplu oferit de conglomeratele tortoniene de la Tălmaci (podul C.F.R. Cibin) ales într-o zonă în care, pe lîngă direcția de transport dată de sensul înclinării stratificației încrucișate, erau cunoscute diversi factori capabili să devieze paleocurenții (obstacol reprezentat printr-un macroelement).

De-a lungul traseului curentului a fost studiată orientarea axelor „*c*” în mai multe puncte: în preajma unui element de dimensiuni metrice care juca rolul de obstacol și în alte două zone situate la diferite distanțe de acesta în susul curentului.

Planșa arată legătura dintre direcția de transport și devierea efectuată de macroelement, pe de o parte și modelele petrotextrurale, pe de altă parte.

În punctul A simetria de mișcare este fidel reflectată de modelul petrotextrural, maximul diagramei făcind un unghiu de numai cîteva grade cu sensul stratificației încrucișate.

Diagrama executată pentru elementele din zona de contact a gălăților cu obstacolul (punctul C) arată o răsturnare a axelor „*c*” cu aproximativ 180° față de sensul real de aport. În punctul B, situat între A și C modelul petrotextrural indică același sens de revârsare a axelor „*c*”, cu deosebirea că aici este vorba și de o încrucișare a lor; probabil că direcția medie de transport ar trebui să fie considerată bisectoarea la cele două maxime ale diagramei (R. Brinkmann, 1955).

Din acest exemplu, destul de răspîndit în unele formațiuni conglomeratice din bazinul Transilvaniei, reiese clar că simetria mișării este

EXPLICATIA PLANSEI



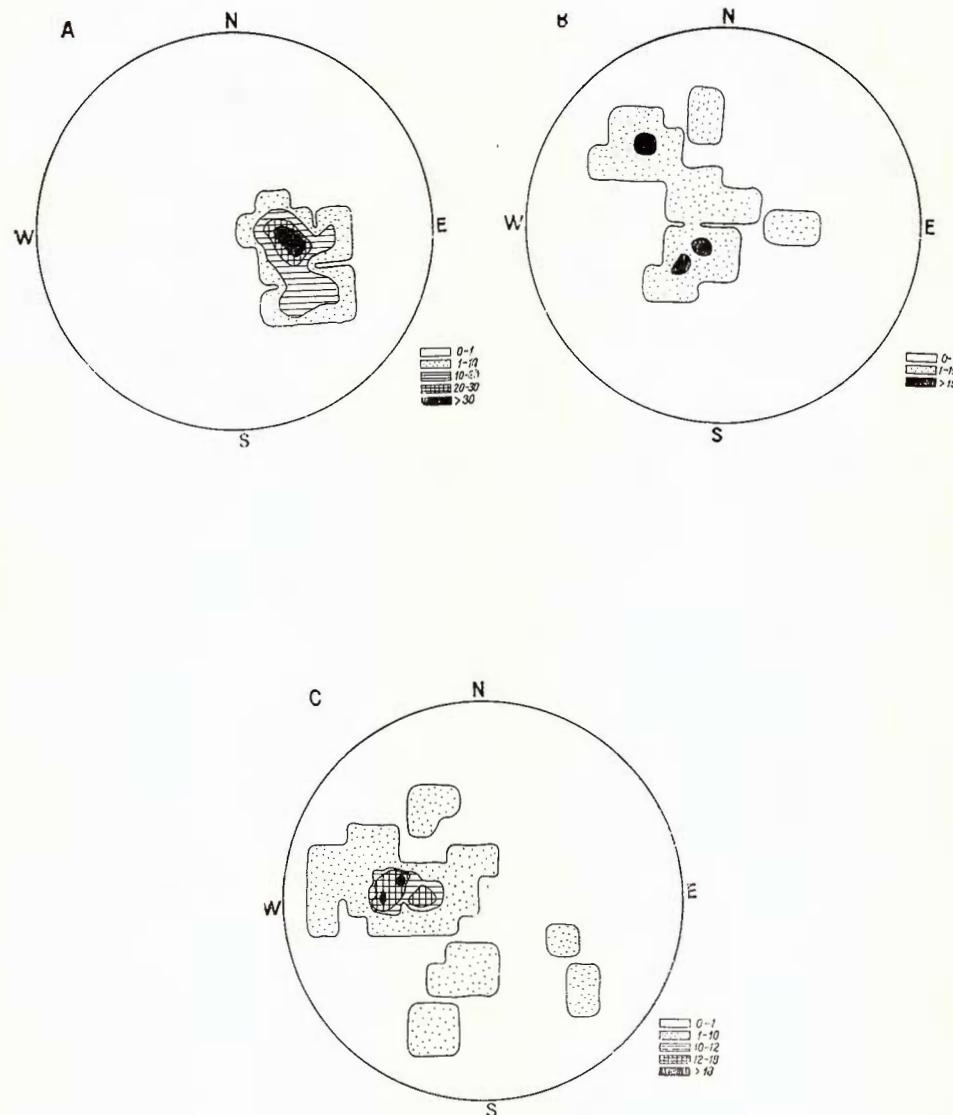
Institutul Geologic al României

EXPLICATIA PLANSEI

Diagrammele petrotexturale ale conglomeratelor tortoniene din zona Tălmaciui :
A) zone depărtate de obstacol; B) și C) zone apropiate de obstacol.
Direcția paleocurentului dedusă din măsurătorile stratificației încrucișate : Az. 100°.

Diagrammes pétrofabrics des conglomérats tortoniens de la zone de Tălmaciui ;
A) zone éloignée de l'obstacle ; B) et C) zones rapprochées de l'obstacle
Direction du paléocourant déduite des mesures de stratification entrecroisée : Az. 100°.

M. DUMITRIU. Observații privind orientarea galeților din conglomerate și pietrișuri.



indusă cu fidelitate în modelele petrotexturale ale conglomeratelor și pietrișurilor, construite după axe „c”.

Înclinarea acestora în josul curentului pare a fi o regulă respectată cu strictețe de galeți.

Dar această fidelitate poate fi și o sursă de erori în determinarea direcțiilor generale de transport, în măsura în care se cercetează superficial deschideri sporadice, neînînd seama de controlul efectuat de topografia subaquatică, în continuă modificare, ca urmare a acumulării preferențiale a sedimentelor.

Din exemplul citat se poate constata eroarea de 180° efectuată în localizarea ariei de sursă, ca urmare a cercetării unei porțiuni izolate a deschiderii.

În concluzie se poate spune că în timp ce axele „a” ale galețiilor elipsoidali se dispun paralel sau perpendicular pe direcția de transport, controlul efectuat de măsurători de stratificație încrucișată și mecano-glifi fiind obligatoriu, axele „c” înclină sistematic în josul curentului, fiind bune indicațioare ale curgerii sedimentelor. Totuși anumiți factori (topografia fundului, prezența elementelor mari) pot induce în cîmpul de curgere unele anomalii, ce se traduc prin răsturnarea axelor „c”, anomalii care se pot elimina numai prin cartarea sistematică pe suprafețe mari a modelelor petro-texturale ale conglomeratelor și pietrișurilor.

BIBLIOGRAFIE

- Brinkmann R. (1955). Gerichtete Gefüge in klastischen Sedimenten. *Geol. Rundschau*, 43, 2.
- Cailleux A. (1945). Distinction des galets marins et fluviatile. *Soc. Géol. France*, 15, 5-ème séries.
- Dumitriu M., Dumitriu Cristina (1961). Analize de orientare texturală și direcții de transport ale sedimentelor. *Acad. R.P.R. St. și Cercet. Geol.* VI, 4.
- Dumitriu M., Dumitriu Cristina (1962). Cartodiagrama de paleocurenți a Munților Perșani (Valea Virghișului, Defileul Oltului, Valea Măierușului). *Acad. R.P.R. St. și Cercet. Geol.* VII, 3-4.
- Krumbein W.C. (1940). Flood gravels of the San Gabriel Canyon, California. *Geol. Soc. America, Bull.* 51.
- Pettijohn F. J. (1957). *Sedimentary rocks*, Harper Brothers. New York.
- Schlee J. (1957). Fluvial gravel fabric. *J. of Sedimentary Petrology*. XXVII, 2.
- Unrug R. (1963). Istebnna Beds—a Fluxoturbidity Formation in the Carpathian Flysch. *Rocznik polskiego Towarzystwa Geologicznego* XXXIII 1-3. Krakow.



OBSERVATIONS CONCERNANT L'ORIENTATION DES GALETS DANS LES CONGLOMÉRATS ET LES GRAVIERS

PAR

M. DUMITRIU

(Résumé)

Les axes „c” des galets dans les conglomérats et les graviers pendent dans la direction du courant qui les transportent. Des éléments tels : la topographie du fond et la présence des grands galets peuvent induire dans le champ d’écoulement des sédiments certaines anomalies qui se traduisent par le renversement des axes „c” ; les erreurs apparues au cours de l’établissement des sources de sédiments, selon les axes „c”, peuvent être éliminées seulement par le lever systématique, sur d’importantes surfaces, des modèles pétrofabrics, des conglomérats et graviers.



Institutul Geologic al României

CERCETĂRILE SEDIMENTOLOGICE ÎN CADRUL CONGRESULUI
AL VI-lea AL ASOCIAȚIEI GEOLOGICE CARPATO-BALCANICE
(POLONIA)¹⁾

DE

N. MIHĂILESCU, N. PANIN²⁾

Abstract

Sedimentological Researches within the Framework of the VI-th Congress of the Geological Carpathian-Balkan Association (Poland). The authors of this note study the sedimentological papers presented within the framework of the VI-th Congress of the Geological Carpathian-Balkan Association (Warsaw-Cracovia) 1963.

Al VI-lea Congres al Asociației Geologice Carpato-Balcanice din Polonia, a constituit un nou prilej pentru afirmarea și dezvoltarea unei ramuri relativ tinere a geologiei—sedimentologia.

În cursul lucrărilor congresului, comunicările de sedimentologie au fost prezentate în cadrul unei subcomisii independente prezidate de acad. D. N. Nalivkin și dr. S. Dzulynski.

Sedimentologii români, alături de cei polonezi și sovietici, și-au cucerit aprecierea generală. Din 10 lucrări prezentate în cadrul subcomisiei de sedimentologie, 6 au fost rodul eforturilor și muncii geologilor români.

În această scurtă informație vom prezenta cîteva din problemele dezbatute în cadrul ședințelor de comunicări de la Cracovia, precum și cîteva din realizările școlii sedimentologice poloneze, în frunte cu prof. M. Ksiazkiewicz și dr. S. Dzulynski.

Majoritatea lucrărilor prezentate s-au referit la sedimentologia depozitelor de fliș. Ne vom ocupa în primul rînd de ele.

¹⁾ Comunicare în ședință din 16 decembrie 1963.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecțiuni București, Sos. Kiseleff nr. 2.



În ceea ce privește problemele teoretice am fost martorii unei interesante dispute între diverse concepții asupra formării flișului.

Academicianul D. V. Nalivkin în comunicarea sa: „Flișul și raporturile sale cu depozitele cărbunoase, saline și bituminoase” a susținut originea continental-fluviatilă a flișului, reluând ideia să expusă încă în anul 1956 în lucrarea „Învățatura despre faciesuri”.

Altă concepție asupra formării flișului este cea care atribuie curenților de turbiditate rolul principal în acest proces. Această concepție și-a găsit susținători în special în sedimentologii polonezi și români. De altfel aproape toate celelalte lucrări prezentate la congres privind sedimentologia flișului, au fost efectuate în concepția curenților de turbiditate.

A treia concepție asupra formării flișului a fost reprezentată de comunicarea geologului I. Draghienda, care nefiind prezent la congres, nu a putut să-și susțină verbal lucrarea. Concepția geologului I. Draghienda, putîndu-se numi pe scurt concepția climatică-oscilatorie asupra formării flișului, concordă în parte cu ipoteza emisă de prof. N. B. Vasilevici încă în anul 1949 și cu ideile expuse de I. Ph. Mangin în 1959 – 1962 în lucrările sale: „Note preliminare sur le facies flysch de l’Eocene en Navarre espagnole” și „Le flysch, sédiment climatique?”. În lucrarea sa, I. Draghienda discută semnificația laminației paralele din stratele de arenite. Aceste laminații pledează, după părerea autorului, pentru o depunere într-un timp îndelungat a ritmurilor în fliș și în niciun caz pentru o depunere rapidă ca cea din curenții de turbiditate. Autorul argumentează marea mobilitate a fundului bazinelor în timpul depunerii flișului prin frecvența texturilor convolute. Prezența resturilor fosile în depozite de tip neritic și în cele din preajma cordierelor indică, că numai zonele foarte puțin adânci ale bazinelor de fliș prezintă condiții favorabile dezvoltării organismelor vii. Autorul susține că ritmicitatea flișului nu poate fi pusă pe seama depunerii gravitaționale, selective din curenții de turbiditate, ea se datorează acelorași mișcări tectonice oscilatorii, care determină și ritmicitatea formațiunilor cărbunoase.

O altă problemă dezbatută în lucrările congresului a fost cea a definirii mai stricte a noțiunii de Formațiune de Fliș. Această problemă a fost abordată în lucrarea geologului L. Contescu: „Prefliș și Postfliș, două formațiuni geosinclinale sindiastrofice”. În lucrare se discută în primul rînd diferența între noțiunile de facies și formațiune. Înțindu-se seama doar de criterii descriptive se ajunge la definirea flișului ca facies. Dacă vom lua însă în considerare și criterii genetice, trebuie să vorbim despre Formațiunea de Fliș. În orogenul alpin, Formațiunea de Fliș este încadrată, atât la partea inferioară cât și la cea superioară, de două asociații



de facies cracteristice, înrudite cu Flișul, pe care autorul le denumește Prefliș și Postfliș. Prin intermediul acestor două formațiuni, Flișul se separă și în același timp se leagă de formațiunile sub – și suprajacente. Preflișul în concepția lui L. Contescu, este o formațiune cu secvențe pararitmice și aritmice, în care rocile pelagice și lutitice predomină, în timp ce depozitele turbiditice și rocile grosiere sunt sporadice. Depunerea Preflișului a avut loc la limita între perioada de vacuitate și cea de umplere, în timpul fazei de modificare a raportului subsidență/sedimentare. Postflișul este definit ca o formațiune cu caracter litologic hibride, în care secvențele de tip Fliș alternează și se intercalează în secvențe molasice, euxinice și chiar pelagice. Postflișul, care urmează sedimentării Flișului și precede cea a Molasei, se formează într-un nou stadiu de desechilibru a raportului subsidență/sedimentare.

Paleogeografia bazinelor de fliș a constituit obiectul preocupării mai multor lucrări. M. Dumitriu și Cristina Dumitriu în lucrarea : „Probleme de sedimentologie a Flișului și a Molasei în Subcarpații Valahiei, munții Perșani și regiunile de la W de munții Gurghiu și Harghita” au prezentat o sinteză a datelor sedimentologice obținute în perioada 1958 – 1962 în formațiunile cretacice-paleogene-nogene dezvoltate în diverse faciesuri (fliș, molasă, epicontinental). Autorii au întocmit o hartă de curenți pentru depozitele amintite pe baza datelor publicate. Direcția generală a curenților este longitudinală și indică în mare arie de proveniență situate în zona sud-vestică a șanțului geosinclinal carpatic și în masivul Transilvan. Flișul este considerat de autori ca reprezentând un facies de geosinclinal la cărui formare au avut un rol principal curenții de turbiditate, legați de activitatea seismică. Molasa reprezintă un facies, care se formează în zonele de ridicare marginală sau internă. Se discută migrarea zonelor de depunere a flișului în funcție de migrarea undei orogenetice, precum și relațiile dintre depozitele de fliș și faciesurile laterale, pentru o parte din acestea propunindu-se denumirea de „molase precoce”.

Colectivul D. Jipa, N. Mihăilescu, N. Panin, a prezentat lucrarea „Direcții de curenți în fosa paleogenă a Maramureșului”. Lucrarea reprezintă o inventariere a direcțiilor curenților care au transportat materialul arenaceu al depozitelor paleogene din Maramureș. Autorii ajung la concluzia că în regiunea studiată, masivul Moldav (cordiliera Maramureșului) era în cea mai mare parte imers. Au existat probabil puncte în care se realiza comunicarea între zona de sedimentare a Maramureșului și cea din exteriorul masivului Cristalin Moldav (fosa principală a flișului carpatic). Unele direcții cartate par să indice faptul că fosa Maramureșului



se prelungea spre S și SE, pe la W de Masivul Moldav și în timpul Paleogenului. Transportul principal de material este cel longitudinal. Masivul Cristalin Moldav a furnizat o cantitate cu totul neînsemnată de material arenaceu.

Paleogeografia bazinului de Măgura a fost analizată de geologul polonez W. S i k o r a . Din păcate lucrarea, cu toate că a fost trecută în program, nu a fost prezentată și în ședință din cauza lipsei de timp. Autorul ajunge la concluzia că partea orientală a bazinului Măgura era o fosă asymmetrică a cărei aripă sudică era mai abruptă de cît cea nordică. În partea axială se forma flișul cu arenite în bancuri groase, iar spre exterior un fliș cu ritmuri mai fine. În zonele mai ridicate din punct de vedere hipometric (geosinclinele Pienin și Silezian) se formau depozite într-un facies diferit de cel de fliș. Direcțiile de transport în depozitele de fliș sunt mai mult sau mai puțin longitudinale.

Studiul diverselor hieroglife din depozitele de fliș a fost obiectul unor comunicări prezentate de geologii români și a lucrărilor dr. S t. D z u l y n s k i .

Colectivul L. C o n t e s c u , D. J i p a , N. M i h ă i l e s c u , N. P a n i n , a prezentat lucrarea „Asociații de herogliffe în cîteva serii de fliș din Carpații Orientali români”. Autorii au pus în evidență că în diferite serii de fliș repartiția calitativă și cantitativă a hieroglifelor este diferită. S-a pus în evidență posibilitatea stabilirii unor asociații caracteristice de forme de mecano-și biogliffe, pentru un complex litologic dat. Existența acestor asociații reprezintă un criteriu în plus pentru diferențierea seriilor de fliș mai ales în cazul unei mari asemănări litologice și stratomomice ale acestora. Diferențele între asociațiile de hierogliffe se explică prin condiții hidrodinamice diferite.

Geologii D . J i p a și N. M i h ă i l e s c u , au prezentat în lucrarea „Asupra originii mecanoglifelor syndromice” un studiu al modului de formare al acestor hierogliffe. Autorii ajung la concluzia că mecanoglifele syndromice au o origine primară și sunt rezultatul eroziunii exercitatate de curenti.

În laboratorul său, dr. S. D z u l y n s k i , ne-a demonstrat formarea experimentală a mecanoglifelor, și a efectuat o serie de studii calitative asupra modului de formare a hieroglifelor, ajungind la concluzii deosebit de interesante. La Cracovia, dr. S. D z u l y n s k i a prezentat participanților la Congres o foarte frumoasă colecție de mecanogliffe. Lîngă numeroasele eșantioane naturale reprezentînd mecanogliffe, erau prezentate și exemplare de același tip obținute experimental. Dr. W. N o w a k , ne-a arătat o interesantă colecție de biogliffe.



Prof. O. S. Vialov și colaboratorul său B. G. Golev, au prezentat o lucrare având ca obiect de studiu un tip de bioglific care se întâlnește des în depozitele de tip Fliș de diverse vîrste — și anume *Palaeodictyon*. Autorii au adus o contribuție interesantă în sistematica grupului paleodi-*cționilor*.

Preocuparea geologilor prezenți la congres nu s-a rezumat numai la depozitele de tip Fliș. Am ascultat o comunicare a prof. G. Murgea și D. Patrulius „Conglomeratele de Bucegi — formațiune de molasă mesocretacică din Carpații Orientali”, în care autorii analizează stratigrafia și sedimentologia acestor depozite. Se disting trei pachete: conglomeratele de Bucegi inferioare (100 — 200 m grosime) intercalate în partea superioară a flișului aptian, sau stînd peste acest fliș (la Rîșnov); conglomeratele de Bucegi medii, având o grosime de aproximativ 1 200 m și conglomeratele de Bucegi superioare. În fosa Bucegilor imbricația galețiilor în conglomeratele medii, stratificația oblică a arenitelor asociate, ca și hieroglificele flișului imediat inferior, arată că transportul materialului a fost aproape exclusiv longitudinal. În conglomeratele superioare transportul materialului a fost transversal sau oblic. Se menționează și prezența olistolitelor de calcar jurasică în conglomeratele de facies măslanic, ceea ce arată că marile elemente „exotice” nu sunt legate neapărat de faciesul de Wildflysch.

Prof. N. Macarovici, prof. I. Motas și geol. L. Contescu au studiat stratigrafia și sedimentologia depozitelor de molasă de la curbura Carpaților.

Sedimentația de tip Wildflysch a fost studiată de M. Elias în Carpații cehoslovaci. Din păcate din cauza lipsei autorului de la congres, comunicarea nu a putut fi prezentată în ședință.

Wildflyschul din Perșani a fost obiectul unui studiu al dr. D. Patrulius.

În timpul excursiilor în Carpați, sedimentologii polonezi în frunte cu prof. M. Ksiazkiewicz, dr. S. Dzulynski, dr. A. Radomska și dr. A. Słaczka, ne-au arătat multe și interesante aspecte sedimentologice ale diverselor serii de fliș.

Dr. S. Dzulynski și dr. A. Radomska au organizat pentru cercetătorii sedimentologi cehoslovaci, jugoslavi și români două excursii pe valea Wislokului și în bazinul Podhale. Cu această ocazie, S. Dzulynski ne-a demonstrat pe teren noile sale ipoteze asupra formării laminațiiei convolute și asupra formării dyke-urilor sedimentare.

Discuțiile pe marginea comunicărilor, ca și cele din timpul excursiilor au fost foarte utile și au contribuit la îmbogățirea cunoștințelor geologice ale tuturor participanților.

RECHERCHES SÉDIMENTOLOGIQUES ENTREPRISES
À L'OCCASION DU VI^e CONGRÈS DE L'ASSOCIATION
CARPATO-BALKANIQUE (POLOGNE)

PAR

N. MIHĂILESCU, N. PANIN

(Résumé)

Les auteurs présentent les recherches sédimentologiques exécutées dans la zone Carpato-Balkanique entre 1961 — 1963. Ces recherches ont deux objectifs principaux : — de dresser l'inventaire des directions de courant dans les dépôts de flysch et de molasse ayant pour but la reconstitution de la paléogéographie des dépôts respectifs ; — de déchiffrer les structures de courant dans les dépôts de flysch par les méthodes de terrain et de laboratoire.



Institutul Geologic al României

SEDIMENTOLOGIE

RELATII ÎNTRE SEDIMENTAREA GRADATĂ ȘI STRUCTURA DEPOZITELOR¹⁾

DE

G. Z. MOCANU²⁾

Abstract

Relations between the Graded Sedimentation and the Structure of the Deposits. The paper presents several relations between the graded sedimentation and the position of the beds in the structure of a region. By means of the one and same method we can establish if, from the granulometric point of view, the sequence-bed is graded, uniform or heterogeneous. The method consists in the vertical determination of the granulometric composition curve of a sequence-bed based on special granulometric laboratory analysis using at least three samples from the same sequence-bed.

În lucrare se expun concluziile la care s-a ajuns în urma observațiilor de teren și laborator, cu privire la sedimentația gradată și relațiile dintre aceasta și structură. În urma acestor observații s-a stabilit o metodă de determinare a poziției stratelor constituite din depozite sedimentare gradațe, pe baza reprezentării grafice a compoziției granulometrice. Totodată, prin această metodă, se poate constata dacă suntem în prezență unui depozit gradat sau negradat.

Metoda propusă se bazează pe un tip de sedimentație de multă vreme cunoscut în sedimentologie, tipul sedimentației gradațe, sau granoclasării pe verticală.

Studii sedimentologice de ansamblu, în care sunt tratate o serie de probleme, printre care și sedimentația gradată, au fost abordate în ultima vreme și în țara noastră, de către un colectiv condus de acad. prof. G. Murganu. Observațiile cu privire la sedimentația gradată, făcute de acest colectiv, în formațiuni variate din punct de vedere litologic și în

¹⁾ Comunicare în ședință din 24 februarie 1965.

²⁾ Întreprinderea Geologică de Prospecții, București, Calea Griviței nr. 64.



zone diferite, ne-au fost de un real folos în fundamentarea principiului folosit în elaborarea metodei.

Înainte de a se trece la metoda propriu-zisă, vom face cîteva considerații generale asupra sedimentării gradate, care stă la baza metodei propuse, precum și asupra domeniului de utilizare.

Sedimentația elastică are loc atunci cînd forța propulsivă sau agentul transportor, încetează sau devine prea mic pentru a purta mai departe elementele antrenate. Ele se vor depune în funcție de mărime, formă, densitate aparentă și densitatea agentului transportor.

Mărimea elementelor, materializată prin variația granulometrică dintr-un strat, este factorul determinant în dispunerea gradată a elementelor antrenate. Forma și densitatea aparentă influențează diferențierea elementelor granulometrice în depozite, însă într-un grad mai mic în raport cu mărimea elementelor.

Pentru stabilirea vitezelor de cădere a particulelor de diverse dimensiuni, în diferite medii, s-au făcut o serie de cercetări și s-au dat mai multe formule și curbe de variație a vitezei de sedimentare, după mărime sau după mărime și densitate.

A r h a n g h e l s c h i și L a p s i n (din *R u h i n* 1953), dă următoarea curbă de variație a vitezei de sedimentare după mărimea elementelor (fig. 1).

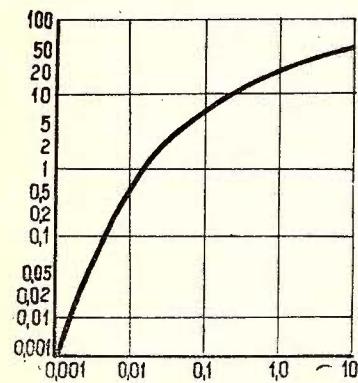


Fig. 1. — Curba de variație a vitezei de sedimentare după mărimea elementelor, după *Arhanghelschi și Lapsin* (din *Ruhin*).

Courbe de variation de la vitesse de sédimentation selon la grosseur des éléments, d'après *Arhanghelschi et Lapsin* (de *Ruhin*).

Sînt cunoscute de asemenea formulele lui Stokes pentru determinarea vitezei de cădere a particolelor de diverse dimensiuni într-un mediu lichid, folosite pentru determinarea compoziției granulometrice a unor roci necoerente sau pseudocoerente.

Pentru particolele fine cu $\varnothing < 0,05$ mm — Stokes dă formula :

$$v = \frac{2}{9} r^2 \frac{(d_1 - d_2) g}{\mu} \quad (1)$$

unde :

- v = viteza de sedimentație ;
- d_1 = densitatea aparentă ;
- d_2 = densitatea mediului ;
- g = accelerăția gravitației ;
- r = raza particulelor ;
- μ = viscozitatea mediului.

Viteza de cădere a elementelor psamitice și psefítice este dată de formula :

$$v = \sqrt{\frac{4(d_1 - d_2)g}{3d}} \quad (2)$$

Viteza de cădere a două particole (elemente) minerale deosebite, în funcție de formula lui Stokes, este dată de relația :

$$\frac{r_1}{r_2} = \sqrt{\frac{d_2 - 1}{d_1 - 1}} \quad (3)$$

Pornind de la ideia că există o proporționalitate de densitate și formă pentru diverse granulometrii — că nu toate elementele pelitice au densitate aparentă mai mare, iar cele grosiere au densitate aparentă mai mică, sau elementele pelitice sunt rotunjite iar cele grosiere angulare, se poate demonstra matematic sedimentația gradată. Prezenta lucrare nu se va ocupa de această problemă.

Prezența sedimentației gradate nu poate fi negată, deoarece se poate constata chiar macroscopic, în depozitele cu granulație grosieră, cum ar fi conglomeratele, microconglomeratele sau gresiile.

Pe baza acestor observații, s-au făcut aprecieri asupra poziției stratului respectiv — în cazul în care lipseau celelalte elemente clasice de determinare a poziției stratului.

Sedimentația gradată este prezentă — sau poate fi prezentă și în depozitele care, macroscopic, par omogene din punct de vedere granulometric — sau heterogene. Pentru aceste cazuri sunt necesare analize granulometrice speciale, care printr-o anumită interpretare, de care vrem să ne ocupăm, ne dau indicații asupra granoclasării sedimentului și poziției stratului respectiv.

Se atrage atenția asupra faptului că sedimentația gradată se păstrează numai în cadrul unui strat-sevență (de sedimentație), separat prin suprafețele de stratificație.

Prin strat-sevență se înțelege volumul de sedimete transformate ulterior în rocă, depus într-un interval de timp, pe un anumit spațiu, în care condițiile de sedimentare au rămas aceleași. Suprafața de stratificație este definită ca o suprafață în general liberă, care trădează modificări în condițiile de depunere a materialului.

În concluzie, în cazul unei sedimentații gradate, în baza unui strat-sevență, se vor găsi elemente mai grosiere, iar spre partea superioară elemente mai fine. Peste această sevență-strat, urmează alta, depusă în aceleași condiții de granoclasare.



Există desigur o serie de depozite, care par sau sănt uniforme, sau heterogene din punct de vedere granulometric. Pentru acestea au existat desigur condiții speciale de depunere.

Asupra modului de formare a sedimentelor gradate, au existat și există mai multe discuții. Unii cercetători consideră că sedimentația gradată se produce numai în cazul în care elementele granoclastice au fost transportate de curenți, care, la început, au avut o viteză mare și treptat, din ce în ce mai mică (I. Dumitrescu, 1962).

În 1953, Ph. H. Kuennen arată că stratificația gradată poate rezulta dintr-o simplă depunere în aer și apă, cum ar fi cenușa vulcanică sau praful adus de furtuni. Se dau ca exemplu tufurile și aglomeratele granoclasate din Oligocen, în apropiere de Eugen-Oregon. Lipsa formelor date de curenți, abundența materialului fragmentar piroclastic și conservarea integrală a unor frunze delicate, demonstrează că, curenții de turbiditate nu au jucat nici un rol în depunerea lor (R. H. Dott, 1963).

Formele date de curenți se găsesc în general asociate cu depozitele gradate, dar acest lucru nu se poate generaliza, deoarece se întâlnesc numeroase cazuri cînd, în sedimentele granoclasate, nu apar urme de curenți.

Bailey (1930) consideră că stratificația încrucișată dată de curenți, se exclude reciproc cu stratificația gradată. Ph. H. Kuennen (1953) și R. H. Dott (1963), consideră că acest lucru este valabil pentru stratificația încrucișată la scară mare (dune, bancuri fluviale), însă lamele fine încrucișate sănt caracteristice pentru majoritatea secvențelor gradate.

Stratificația gradată poate fi întâlnită ocasional și în nisipurile și pietrișurile fluviatile.

Se cunosc de asemenea și alte moduri de granoclasare a sedimentelor. Van Andel citează cazuri de depozite gradate produse de organismele care sapă canale, care scot materialul mai fin din adîncime și-l concentrează în părțile superioare.

Lichefierea spontană, *in situ*, a unei mase heterogene din punct de vedere granulometric, poate conduce de asemenea la o gradare a elementelor componente.

Depozite invers gradate, adevărate paradoxuri, nu am întîlnit în cadrul cercetărilor noastre. După cîte cunoaștem, un astfel de depozit a fost remarcat în mod cert în sedimentele din marmite. În sedimentele marine asemenea cazuri trebuie privite cu rezervă și controlate prin analize speciale.

Cazurile analizate mai sus sănt însă izolate și fără importanță în raport cu secvențele normal gradate marine sau lacustre, care au o mare dezvoltare.



S-au întîlnit numeroase tipuri litologice cu secvențe gradate, în diverse locuri. Se citează conglomerate excelent granoclasate în Chile (departamentul Ultima Esperanza) Oregon, Europa și în România (L. Contescu, D. Jipa, L. Mihăilescu, M. Dimian), ceea ce demonstrează că conglomeratele granoclasate sunt des întîlnite. Personal am întîlnit conglomerate gradate în Vrancea (Piatra Streiului) și în valea Vărsanului în unele secvențe din conglomeratele burdigaliene.

Depozite gradate au fost întîlnite atât în zonele abisale actuale, cât și în zonele abisale vechi (Newell și alții, 1951).

Hawley (1957) și Thompson (1959) citează calcarenite granoclasate la nord-vest de Vermont și Central Idaho. Calcarenite gradate în Europa sunt citate de P. H. Kuenen și Ten Haaf (1956) și Cazzoli (1957). M. Dimian citează calcarenite gradate în Cenomanianul de la Găureni (Munții Metaliferi) și D. Jipa în stratele de Comarnic (valea Prahovei).

În urma studiilor efectuate de diversi cercetători, s-a ajuns la concluzia că depozitele gradate sunt uneori asociate cu depozite negradate adică heterogene sau uniforme din punct de vedere granulometric. Depozitele gradate au însă o dezvoltare mult mai mare în raport cu depozitele negradate. O analiză atentă, prin metode de laborator, demonstrează clar, că o parte din depozitele considerate ca uniforme sau heterogene, din punct de vedere granulometric, păstrează o oarecare gradare.

Pornind de la aceste observații, s-a imaginat un procedeu de determinare pe verticală a compoziției granulometrice, a secvențelor-strat, din depozitele asupra cărora avem dubiu în ce privește sedimentația gradată și poziția stratelor în structura generală a regiunii. Prin acest procedeu se pot face interpretări atât punctiforme, pe aflorimente, cât și de ansamblu, asupra structurii regiunii.

Pentru determinarea poziției stratelor, procedeul nu se poate aplica depozitelor de precipitație chimică, depozitelor puternic metamorfozate, brețiilor tectonice, depozitelor din alunecări submarine (olistostromele lui E. Beneno).

Analizele de laborator, efectuate pe probe recoltate din depozite negradate, ne dau indicații prețioase asupra condițiilor de sedimentație.

Metoda constă în determinarea allurei generale a curbei distribuției compoziției granulometrice pe verticală, a unui strat-secvență. Indiferent de mărimea unui strat-secvență, bine individualizat prin suprafețele de stratificație (excepție fac depozitele fin stratificate), se poate determina, pe baza analizelor granulometrice speciale, curba de distribuție a compoziției granulometrice pe verticală.



Pentru aceasta este suficient a se recolta din cadrul unui strat-secvență minimum trei probe ; din partea inferioară, mediană și superioară. Rezultatele analizelor granulometrice de laborator, sunt reprezentate grafic în raport cu înclinarea stratelor măsurate în teren. În abscisă se consemnează stratul cu înclinarea respectivă și distanța între probele recoltate, redusă pentru grosimea reală a stratului, iar în ordonată compoziția granulometrică exprimată prin procentul uneia din fracțiunile granulometrice, comună pentru toate probele recoltate din stratul-secvență.

În funcție de compoziția granulometrică a probelor recoltate, rezultă o curbă de variație a compoziției granulometrice pe verticală, care are o cădere bine determinată, în raport cu înclinarea stratului reprezentat în abscisă.

Curba de variație a compoziției granulometrice, a unui strat-secvență dintr-un depozit cu sedimentație gradată, în poziție normală, are următoarea alură ideală (fig. 2, 3) :

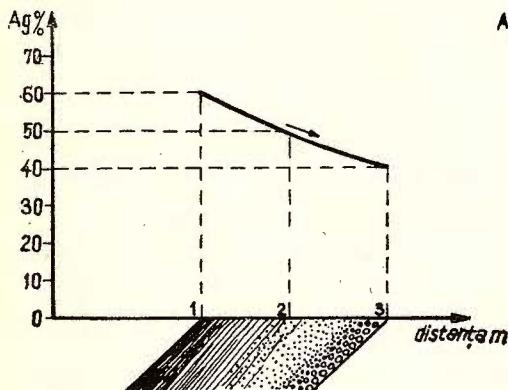


Fig. 2. — Curba compoziției granulometrice pentru un strat-secvență normal.

Courbe de la composition granulométrique pour une couche-séquence normale.

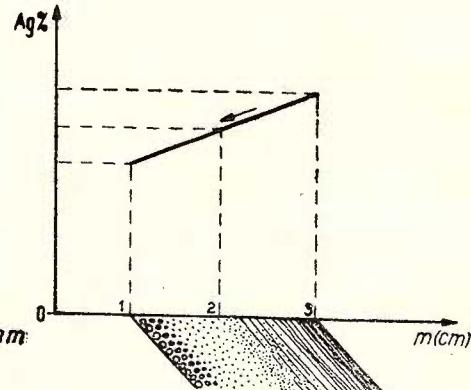


Fig. 3. — Curba compoziției granulometrice pentru un strat-secvență normal.

Courbe de la composition granulométrique pour une couche-séquence normale.

Se poate trage concluzia că, sensul căderii curbei compoziției granulometrice, pentru un strat-secvență normal, este invers înclinării stratului.

Curba compoziției granulometrice a unui strat cu sedimete grade, în poziție răsturnată, are următoarea alură ideală (fig. 4) :

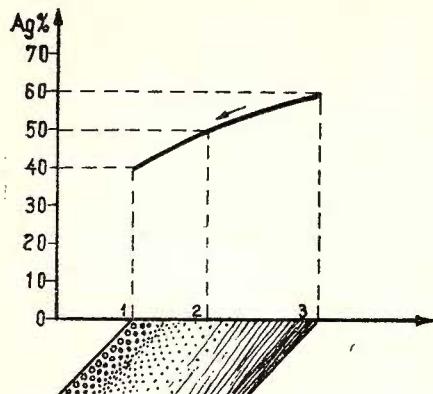


Fig. 4. — Curba compoziției granulometrice pentru un strat răsturnat.

Courbe de la composition granulométrique pour une couche renversée.

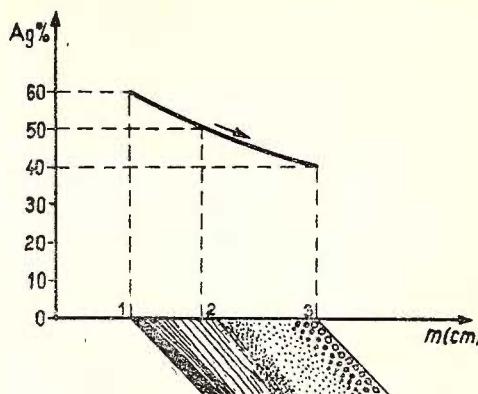


Fig. 5. — Curba compoziției granulometrice pentru un strat răsturnat.

Courbe de la composition granulométrique pour une couche renversée.

Se poate trage concluzia că sensul căderii curbei compoziției granulometrice, pentru un strat răsturnat, este conformă cu căderea stratului.

Plecînd de la aceste elemente de bază, se pot construi structuri, a căror curbe ideale de variație a compoziției granulometrice pe verticală au următoarele forme :

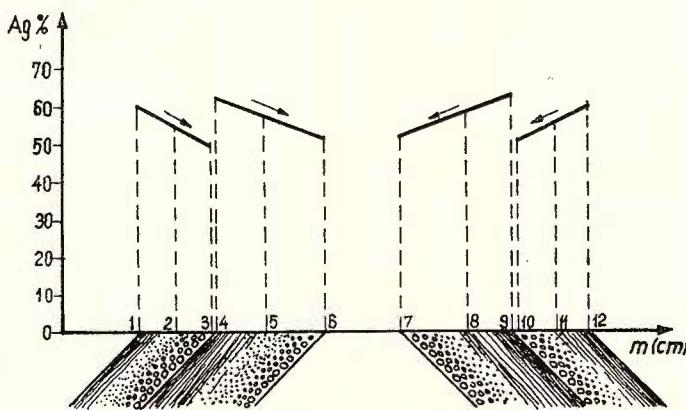


Fig. 6. — Sensul de cădere al curbelor compoziției granulometrice a unor secvențe-strat dintă-un anticlinal normal.

Sens de chute des courbes de la composition granulométrique des séquences-couches dans un anticlinal normal.

Cazul unui anticlinal normal (fig. 6). Sensul de cădere al curbei compoziției granulometrice, pe ambele flancuri, invers sensului de cădere al stratului. Deci strate normale, conform elementelor de bază analizate anterior.

Sensul de cădere al curbelor compoziției granulometrice, al stratelor de pe ambele flancuri, formează un sinclinal.

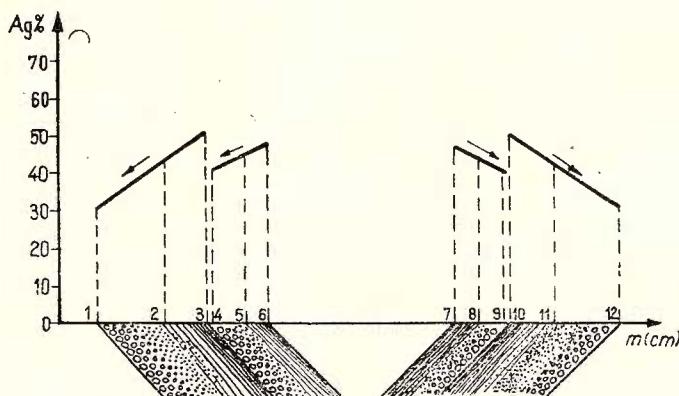


Fig. 7. — Sensul de cădere al curbelor compoziției granulometrice a unor secvențe-strat dintr-un anticlinal normal.

Sens de chute des courbes de la composition granulométrique des séquences-couches dans un synclinal normal.

Cazul unui sinclinal normal (fig. 7). Sensul de cădere al curbelor compoziției granulometrice inversă stratelor, deci strate normale, conform elementelor de bază analizate anterior.

Sensul de cădere al curbelor compoziției granulometrice, pentru stratele din ambele flancuri, formează un anticlinal.

Din cazurile analizate, se poate trage concluzia: în cazul unui anticlinal, curbele de variație a compoziției granulometrice pe verticală, formează un sinclinal, iar în cazul unui sinclinal, curbele de variație a compoziției granulometrice pe verticală, formează un anticlinal. Concluzia este foarte importantă, deoarece în cazul cînd este valabilă, trebuie să se mențină și pentru structurile deversate, pe care le vom analiza în cele ce urmează.

Cazul unui anticlinal deversat (fig. 8). Sensul de cădere al curbei de variație a compoziției granulometrice pe verticală, este inversă cu căderea stratelor din flancul normal și conformă cu căderea stratelor, pentru flancul deversat.

Se păstrează alura de sinclinal a curbelor compoziției granulometrice, demonstrând că suntem în prezență unui anticlinal.

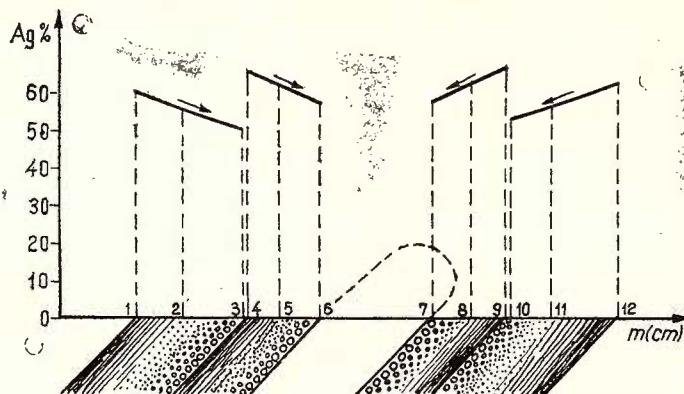


Fig. 8. — Sensul de cădere al curbelor compoziției granulometrice a unor secvențe-strat dintr-un anticlinal deversat.

Sens de chute des courbes de la composition granulométrique d'une séquence-couche dans un anticlinal déversé.

Cazul unui sinclinal deversat (fig. 9). Sensul căderii curbei de variație a compoziției granulometrice, inversă cu căderea stratului, pentru flancul normal și conformă cu căderea stratelor pentru flancul răsturnat.

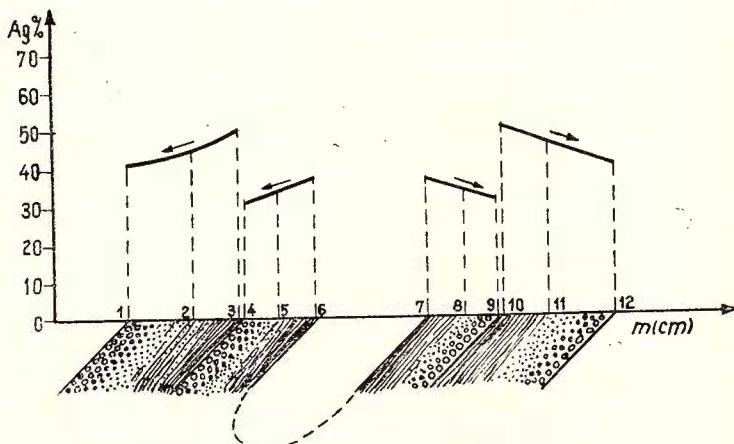


Fig. 9. — Sensul de cădere al curbelor compoziției granulometrice a unor secvențe-strat dintr-un sinclinal deversat.

Sens de chute des courbes de la composition granulométrique des séquences-couches dans un synclinal déversé.

Sensul de cădere al curbelor de variație a compoziției granulometrice, formează un anticlinal, ceea ce demonstrează că suntem în prezență unui sinclinal.

Considerind că nu ar fi existat alți indici pentru stabilirea poziției stratelor, aceste cazuri ar fi fost interpretate, fie ca un monoclin normal sau răsturnat, fie ca un anticlinal deversat, fie ca un sinclinal deversat.

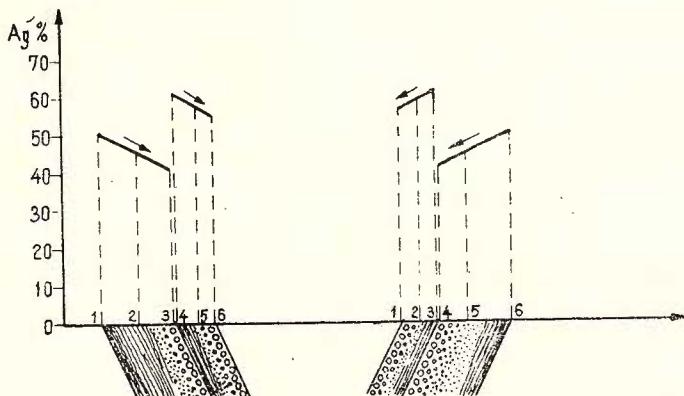


Fig. 10. — Sensul de cădere al curbelor compoziției granulometrice a unor secvențe-strat dintr-un anticlinal în evantai.

Sens de chute de la courbe de composition granulométrique des séquences-couches dans un anticlinal en évantail.

Cazul unui anticlinal în evantai (fig. 10). Sensul căderii curbei de variație a compoziției granulometrice, este conformă cu căderea stratelor pe ambele flancuri, care în cazul de față sunt răsturnate.

Sensul de cădere al curbelor compoziției granulometrice formează un sinclinal, demonstrând prezența unui anticlinal, conform concluziei enunțate în cazul I.

Având drept criteriu sensul de cădere al curbelor compoziției granulometrice pentru strate normale și deversate, precum și alura ideală a curbelor compoziției granulometrice, pentru structuri normale și deversate, se pot face interpretări pe complexe structurale de ansamblu.

Avantajele metodei. a) Se poate constata prezența sau absența sedimentației granoclasate pe verticală. În cazul în care curba compoziției granulometrice are o înclinare mai mare $> 0^\circ$, atunci suntem în prezență sedimentație granoclasată pe verticală (grădată). În cazul în care curba compoziției granulometrice are o înclinare $= 0$, atunci ne aflăm în prezență unui sediment cu granulometrie uniformă. În cazul în care curba granulo-

metrică are o formă dezordonată cu diferite sinuozițăți pe verticală în cazul același strat — atunci sănemă în prezență unui sediment heterogen din punct de vedere granulometric.

b) Se pot face interpretări reale de structuri și în zonele în care lipsesc elementele clasice de determinare a poziției stratelor.

c) Se pot face interpretări de structuri, în zonele în care depozitele acoperitoare cuaternare maschează în mare parte depozitele de bază precuaternare. Sensul căderii și nu valoarea căderii curbei compoziției granulometrice, este suficient pentru a demonstra dacă stratul este normal sau anormal. Este necesar, în acest caz, un singur afloriment, în care se poate separa o secvență, sau o porțiune din ea, dintr-un depozit cu granulometrie gradată, pentru a arăta poziția reală a pachetului de strate.

d) În funcție de : grosimea stratului-secvență, valoarea unghiului format de orizontală cu căderea curbei compoziției granulometrice și ritmicitatea secvențelor, se pot face aprecieri asupra regimului de sedimentație. Pentru determinarea poziției stratului, era necesar doar sensul de cădere al curbei compoziției granulometrice. În cazul de față trebuie cunoscută valoarea unghiului de cădere al curbei compoziției granulometrice, măsurat față de tangenta la curbă.

Valoarea unghiului, determinată pe probele din afloriment, recoltate de pe direcția grosimii aparente a stratului, raportată la orizontală, este diferită de aceea a probelor recoltate pe direcția grosimii reale a stratului. Din acest motiv sunt necesare unele corecții ale unghiului. Valoarea reală a unghiului compoziției granulometrice față de orizontală, în funcție de unghiul format cu probele recoltate pe direcția grosimii aparente și înclinarea stratului, este dată de relația :

$$\operatorname{tg} \alpha_2 = \frac{\operatorname{tg} \alpha_1}{\sin \beta}$$

în care :

- α_2 = unghiul real al curbei compoziției granulometrice față de orizontală ;
- α_1 = unghiul curbei compoziției granulometrice cu probele recoltate pe direcția grosimii aparente ;
- β = unghiul de înclinare al stratului.

După cum se poate constata, valoarea unghiului real al curbei compoziției granulometrice, este funcție de unghiul inițial al curbei de variație a compoziției granulometrice a stratului, și de căderea acestuia și nu de grosimea lui. În schimb unghiul inițial al curbei de variație a



compoziției granulometrice, față de orizontală, este funcție de compoziția granulometrică, grosimea stratului-secvență și înclinarea acestuia.

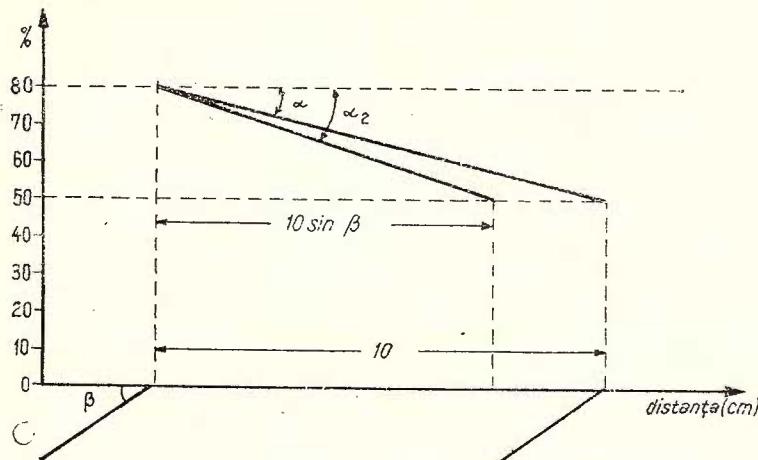


Fig. 11. — Calculul și graficul de demonstrare a unghiului.

Calcul et graphique de démonstration de l'angle.

e) Se poate stabili poziția stratelor și în structurile intersectate prin foraje, pe probe orientate, unde observațiile directe sunt inaccesibile.

Analizele granulometrice speciale, se pot face atât prin metodele clasice de laborator (cernere, sedimentare), pentru rocile necoerente sau pseudocoerente, cît și pe secțiuni subțiri la microscop, pentru rocile coerente. Atenție foarte mare trebuie acordată recoltării probelor, pentru ca ele să fie reprezentative.

Exemple de aplicare a metodei în teren. Pentru a demonstra valabilitatea metodei propuse, s-au făcut în decurs de cinci ani numeroase observații asupra diferitelor varietăți litologice de depozite, din diverse regiuni.

Pentru unele depozite, cu granulometria grosieră, în care sedimentația granoclasată gradată era evidentă, nu s-au mai recoltat probe și nu s-au întocmit curbe de variație a compoziției granulometrice, observațiile de teren fiind concludente.

Astfel de depozite evident granoclasate, au fost analizate în următoarele puncte :

Zona Vrancea în unele secvențe din conglomeratele de Piatra Streinului ;

Zona Pietrari – valea Bălăneștilor, la unele secvențe din brecia sării ;

Zona Sărmaș-Hodoșa (valea Mureșului) la unele secvențe-strat din piroclastite (cinerite);

Bazinul Baraolt — în carotele I.S.E.M. în unele secvențe din piroclastite.

Pentru depozitele în care sedimentația gradată nu era evidentă, s-au recoltat o serie de probe, pe care s-au făcut analize granulometrice speciale, pentru a constata dacă sintem sau nu în prezență unor secvențe gradate și pentru a determina poziția stratelor (în cazul cînd depozitele sint gradate). S-au ales pentru verificarea metodei — în prima fază, secvențe din structuri clare a căror poziție este unanim recunoscută.

a) Curba de variație a compoziției granulometrice a unor secvențe-strat deversate în Vrancea — pîrul Pețicului (fig. 12).

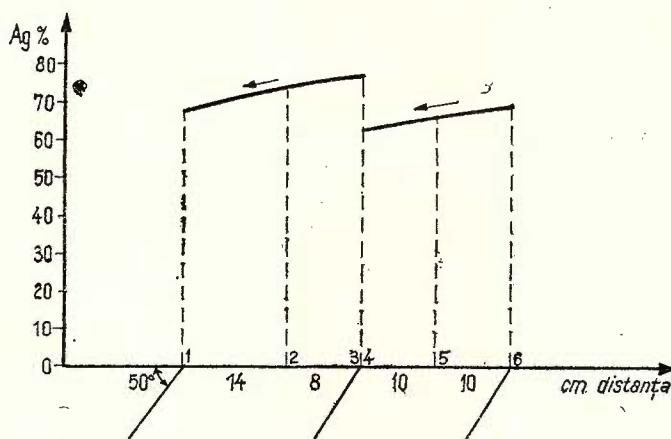


Fig. 12. — Secvențe-strat deversate în Vrancea (pîrul Pețicului).

Séquences-couches déversées en Vrancea (Ruisseau Pețicului).

Sensul de cădere al curbei compoziției granulometrice conformă cu căderea stratului — deci strate răsturnate.

b) Curba de variație a compoziției granulometrice a unor secvențe-strat de pe ambele flancuri ale unui anticinal normal din bazinul văii Buzăului — în depozitele helvețiene (fig. 13).

Sensul de cădere al curbei compoziției granulometrice, inversă cu căderea stratului — deci anticinal normal. Curbele compoziției granulometrice formează un sinclinal.

c) Curba de variație a compoziției granulometrice a unei secvențe-strat din depozitele burdigaliene în valea Topologului (regiunea Argeș), (fig. 14).

Sensul de cădere al curbei compoziției granulometrice inversă cu căderea stratului — deci o secvență normală.

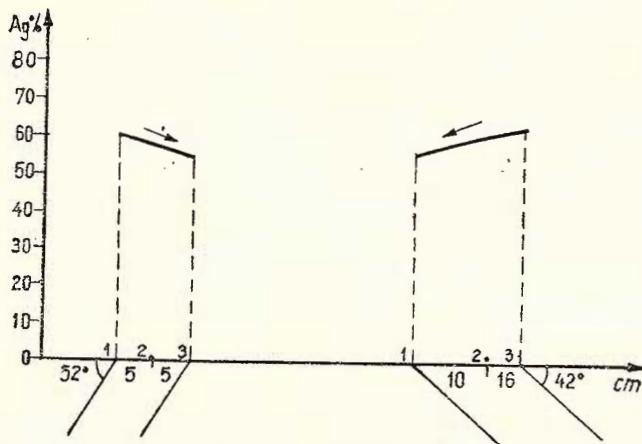


Fig. 13. — Secvențe-strat pe ambele flancuri ale unui anticlinial normal din bazinul valea Buzăului.

Séquences-couches sur les deux flancs d'un anticlinial du bassin vallée de Buzău.

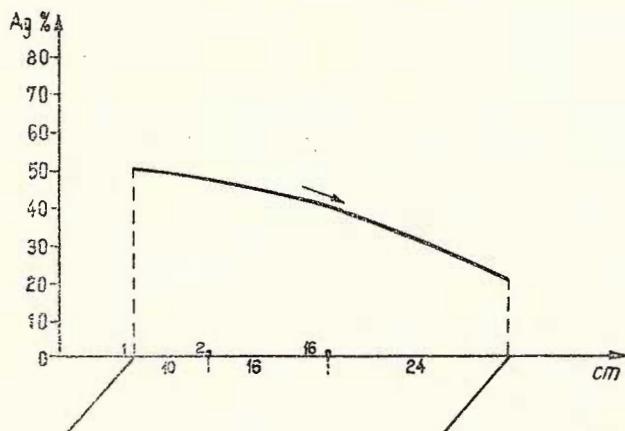


Fig. 14. — Secvențe-strat în depozitele burdigaliene din valea Topologu lui.

Séquences-couches dans les dépôts burdigaliens de la vallée de Topolog.

d) Curba de variație a compoziției granulometrice a unei secvențe din depozitele Levantinului de la Marina (Curtea de Argeș) (fig. 15).

Sensul de cădere al curbei compoziției granulometrice inversă cu cădereea stratului — deci secvența normală.

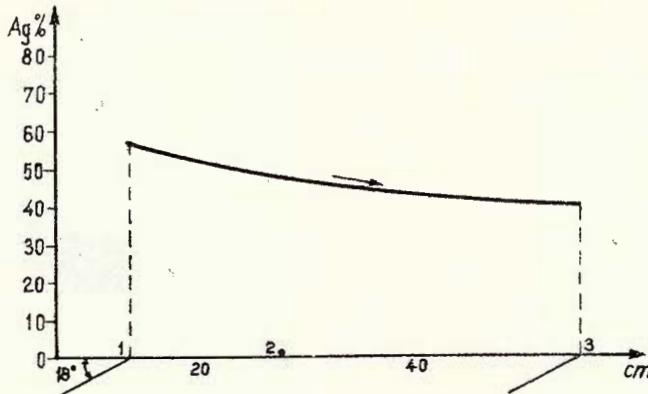


Fig. 15. — Curba de variație a compoziției granulometrice a unei secvențe-strat din depozitele levantinului de la Marina (Curtea de Argeș).

Courbe de variation de la composition granulométrique d'une séquence-couche des dépôts du Levantin de Marina (Curtea de Argeș).

e) Curba de variație a compoziției granulometrice a unor secvențe din depozitele sarmatiene de pe ambele flancuri ale sinclinalului Bălănești (valea Buzăului) (fig. 16).

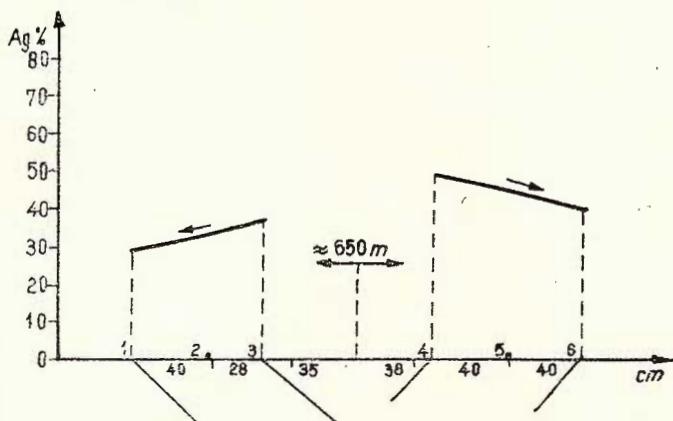


Fig. 16. — Secvențe-strat din depozitele sarmatiene ale sinclinalului Bălănești (valea Buzăului).

Séquences-couches des dépôts sarmatiens du synclinal Bălănești (vallée de Buzău).

Sensul de cădere al curbei compoziției granulometrice inversă cu căderea secvențelor — deci strate normale. Curbele compoziției granulometrice dispuse sub forma unui anticinal — deci sinclinal normal.

Din exemplele date se poate constata că sedimentația gradată se poate întâlni într-o mare varietate de roci.

În concluzie, metoda propusă poate fi de un real folos geologului prospector — pentru a afla poziția reală a stratelor atât la suprafață cât și în adâncime (prin foraje), prezența sau absența depozitelor granoclasate; într-o perioadă cînd prospecțiunile geologice se fac din ce în ce mai detaliat și cînd se pune un accent deosebit asupra procesului sedimentar al depozitelor.

BIBLIOGRAFIE

- Aubouin J. (1959). À propos d'un centenaire. Les aventures de la notion de géosynclinal. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.* (2) II/3. Paris.
- Beneo E. (1956). Acumuli terziari da risedimentazione (olistostroma) nell'Appenino centrale e frane sottomarine. *Bul. Soc. Cred. Italia.* LXXVII. p. 291—321.
- Dott R.H.Jr. (1963). Dinamica proceselor de sedimentare subacvatică gravitațională. (traducere) *Bull. of the American Petroleum Geologist* 45, 1, pag. 104—128.
- Dumitrescu I. (1962). Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică și cartare geologică. București.
- Kuennen Ph. H. (1951). Properties of turbidity currents of high density. *Soc. Econom. Palaeontologists and Mineralogists special.* 2. p. 14—30.
- Kuennen Ph. H. (1958). Problems concerning source and transportation of flysch sediments. *Geol. ex. Mijnh.* v. 20. p. 329—339.
- Lombard A. (1953). Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale. Essai de synthèse. *Rev. Inst. Fr. Pétrole* (8), pag. 9—57.
- Pettijohn F. J. (1957). Sedimentary rocks. New-York. Harper and Bros. 718 p.

RELATIONS ENTRE LA SÉDIMENTATION GRANOCLASSÉE ET LA STRUCTURE DES DÉPÔTS

PAR

G. Z. MOCANU

(Résumé)

La première partie de l'ouvrage analyse les principes sur lesquels repose le procédé de détermination de la position des couches, en rapport de la sédimentation granoclassée.



On présente, à cet effet, la courbe de variation de la vitesse de chute des particules de diverses dimensions de Arhangelschi et Lapsin et la formule de la vitesse de chute des particules de Stokes.

Suit une analyse générale de la sédimentation granoclassée étayée sur des exemples de sédiments granoclassés pris dans diverses parties du monde.

La seconde partie de l'ouvrage analyse le procédé proprement dit de détermination de la position des couches en rapport de la sédimentation granoclassée. Nous avons rédigé, à cet effet, les courbes de variation de la composition granulométrique pour la couche-séquence normale et pour la couche-séquence renversée, qui ont servi au traçage des courbes de variation de la composition granulométrique pour la plupart des structures possibles.

On cite des exemples de détermination des courbes de variation de la composition granulométrique pour les structures réelles, rencontrées dans divers dépôts et régions du pays.

L'ouvrage analyse également les avantages qu'offre le procédé dans la pratique géologique.





Institutul Geologic al României

**PROSPECTAREA SUBSTANȚELOR MINERALE UTILE
SEDIMENTARE ȘI ANALIZA FACIALĂ¹⁾**

DE

I. DRAGHINDA²⁾

Abstract

P r o s p e c t i n g o f t h e S e d i m e n t a r y U t i l e M i n e r a l S u b s t a n c e s a n d t h e F a c i e s A n a l y s i s. The prognosis and the modern prospecting of the sedimentary metamorphosed and unmetamorphosed useful mineral substances raise two problems which must be solved by geologists: knowledge of the conditions and laws according to which these substances form and accumulate and reconstitution on the prospecting field of the conditions in which the various formations began. A minute reconstitution of the paleogeographical conditions on the basis of the facies analysis is necessary.

Formațiunile sedimentare conțin acumulări de hidrocarburi, săruri de Na și K, bor și fosforite, metale feroase, neferoase și rare argile refractare și caolinoase, nisipuri cuarțoase și caolinoase, materiale de construcții, etc.

Exceptind acumulările de hidrocarburi, cărbuni și sărurile de Na, celorlalte substanțe minerale utile cantonate în formațiunile sedimentare, nu li s-a acordat atenția cuvenită, întrucât o mare parte din ele erau extrase din rocile magmatice unde aveau un conținut procentual mai ridicat.

Industria modernă solicită materii prime minerale din ce în ce mai variate și mai abundente. Datorită faptului că multe substanțe minerale sunt proprii numai formațiunilor sedimentare iar cele care se găsesc și în rocile magmatice, la actualul grad tehnic de cercetare și exploatare sunt epuizate, se pune acut problema descoperirii și valorificării substanțelor minerale utile, localizate în formațiunile sedimentare.

Prospectarea zăcămintelor sedimentare și metamorfice de origine sedimentară, cu excepția petrolului, nu s-a bazat pe criterii științifice ci pe simpla recunoaștere a unor tipuri de roci îmbogățite în substanțe

¹⁾ Comunicare în ședință din 19 decembrie 1963.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecții. București, Sos. Kiseleff nr. 2.

minerale utile și o mare parte a acestor zăcăminte a fost descoperită întâmplător.

Un asemenea mod de prospectare, fiind cu totul necorespunzător cerințelor actuale, se impune necesitatea aplicării unor metode de lucru moderne, bazate pe succesele obținute de științele geologice în ultimele două decenii.

După părerea noastră, problema prospectării substanțelor minerale utile de origine sedimentară are două aspecte : pe de o parte prospectorul trebuie să cunoască condițiunile și legile după care se formează aceste substanțe iar pe de altă parte el trebuie să știe să reconstituie condițiunile în care a luat naștere formațiunea pe care o cercetează pe teren. Numai rezolvarea completă a celor două probleme poate duce la o prospectare științifică în adevăratul sens al cuvîntului.

În articolul de față ne-am propus să tratăm foarte sumar cele două probleme.

Zăcămintele sedimentare, ca și cele magmatice, iau naștere după legi bine definite, formînd asociații paragenetice, specifice, proprii fiecărei substanțe minerale utile. Deosebirea dintre cele două grupe de zăcăminte constă numai în natura factorilor determinanți. În timp ce zăcămintele magmatice iau naștere sub acțiunea factorilor endogeni (condițiunile fizico-chimice și tectonice), îmbogățirea rocilor sedimentare în substanțe minerale utile este un efect al acțiunii factorilor exogeni (paleogeografici) și endogeni (tectonica).

Așa, de pildă, triada Al-Fe-Mn se acumulează în condițiunile climatelor umede în păturile de alterare ale ariilor de exondare, în depozitele deluviale și aluviale, în lacuri ca și în bazinile marine unde ele gravitează spre zona litorală.

Acumulațiile importante de fosfor iau naștere în zonele mai adînci ale bazinelor marine. Deși acestea se formează și în regiunile cu climat umed, concentrațiile mari de fosforite se realizează în condițiunile climatului arid.

Carbonații de calciu și magneziu se concentrează în bazinile marine ale zonelor cu climat cald, predominant arid.

Concentrarea substanței organice cărbunoase are loc în mod deosebit în condițiuni continentale și marine litorale, datorită dezvoltării unei vegetații abundente sub influența climatului cald și a mișcărilor tectonice oscilatorii.

Zăcămintele sedimentare de Cu, Pb, Zn, avînd ca elemente însotitoare Cd, Ag, As, Sb, Au, Pt, etc. săn propria numai zonelor cu climat arid. Ele iau naștere în stadiul inițial al litogenezei, adică imediat după perioada



de tranziție de la climatul temperat umed la climat cald arid. Datorită gradului diferit de mobilitate geochemicală a elementelor apare următoarea dispoziție facială a acestora: cuprul se concentrează în depozite grozioare, de tipul gresiilor și aleurolitelor din zona litorală, iar plumbul și zincul mai spre larg, în depozite carbonatate.

În linii generale pot fi separate trei zone de acumulare a substanțelor minerale utile de origine sedimentară: a) zona continentală a șesurilor aluviale, a lacurilor și a peneplenelor cu pătură de alterare și în regiunile limitrofe; b) zona șesurilor litorale și a lagunelor marine; c) zona litorală puțin adâncă a mării. Zonele adînci ale mărilor conțin foarte rar acumulări importante de substanțe minerale utile (fig. 1).

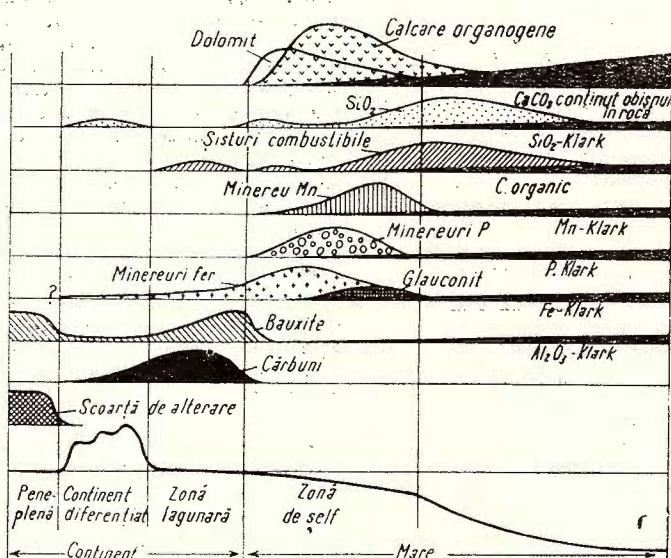


Fig. 1. — Distribuția facială a elementelor (stare dispersă și concentrări) din zonele cu climat umed (din Devonian pînă în prezent) după N. M. Stra h o v.

Distribution faciale des éléments (état disperse et concentration des zones à climat humide (depuis le Dévonien jusqu'à présent)
d'après N. M. Stra h o v.

Prezentarea cu totul sumară a celor cîteva parageneze de minerale ale principalelor zăcăminte de substanțe minerale utile scoate în relief importanța mediului paleogeografic în acumularea acestora și implicit însemnatatea reconstituirii condițiunilor paleogeografice în prospectarea formațiunilor sedimentare și metamorfice de origină sedimentară.

Fig. 2. — Tipurile și clasificarea texturilor (după L. N. Botvinkina et al., 1956).

		3				8	9	10
1	2	4	5	6	7			
			13	14	15	1	16	
					2	2	17	
					3	3	18	
					4		27	30
					5	5	28	31
					6	6	29	32
					7	7	38	
					8	8	39	
41	42	43	44	45	5		46	47
					10			
					11			
					12			
					13			
					14			
					15			
					16			
					17			
					18			
					19			
					20			
					21			
					22			
					23			
					24			
					25			
					26			
					27			
					28			
					29			
					30			
					31			
					32			
					33			
					34			
					35			
					36			
					37			
					38			
					39			
					40			
					41			
					42			
					43			
					44			
					45			
					46			
					47			
					48			
					49			
					50			
					51			
					52			
					53			
					54			
					55			
					56			
					57			
					58			
					59			
					60			
					61			
					62			
					63			
					64			
					65			
					66			
					67			
					68			
					69			
					70			
					71			
					72			
					73			
					74			
					75			
					76			

1, tipul; 2 subtipul; 3, varietatea; 4, caracterul serilor de lamele; 5, inclinarea serilor de lamele; 6, caracterul liniinelor dintr-o serie; 7, nr. de ordine; 8, aspectul schematic al texturii; 9, criteriu după care a fost separată varietatea; 10, pentru ce depozite este caracteristică textura; 11, oblică; 12, mare; 13 serii paralele; 14, inclinate într-un singur sens; 15, liniară dreaptă; 16, serile de lamele sunt paralele; în serile vecinătatea ele inclină într-un singur sens; în aceeași serie sunt paralele între ele; 17, liniile suturale dintre serii sunt aproape paralele. Lamele inclină într-un singur sens suprapunându-se. Lamele dintr-o serie au același unghi de inclinare; 18, liniile suturale dintre serii sunt curbe rețesind deobicei una pe cealaltă (se încrucisesc). Raporturile dintre lamele serilor vecinătate sunt diferite - predominant însă înclinarea într-un singur sens. Lamele dintr-o serie sunt convergente; 19, gresile albiei minore a râurilor: 1, legate de cea mai mare intensitate a cursului; 2, cursul este mai slab (tipic pentru depozitele albiei majore); 3, legată de partea superioară a depozitelor albiei majore din imediata apropiere a albiei minore; 20, încrucișată; 21, în pană; 2, liniile suturale dintre serii sunt curbată; 22, unul sau mai multe sensuri de înclinare; 23, lamele sunt convergente; 24, inclinate în sensuri diferite; 25, drepte și curbată; 26, drepte; 27, liniile suturale drepte, serile formeză pene. Într-o serie lamele sunt convergente și își schimbă unghiul de inclinare; 28, serile de lamele se rețesind sub unghiuri diferite. În serile vecine lamele inclină diferit, în aceeași serie sunt paralele. Liniile suturale pot fi ușor curbată; 29, serile formeză pene alungite. Liniile suturale sunt drepte. Lamele ușor inclinate; în serile vecine divers orientate iar între serii sunt paralele; 30, faciesurile barierelor, cordoanelor, perisipurilor; 31, deltele subacvatice; 32, gresile marine; 33, măruntă; 34 paralelă; 35, înclinată într-un singur sens; 36, în linie dreaptă; 37, lamele convergente; 38, liniile suturale aproape paralele, lamele sunt paralele și inclină într-un singur sens; 39, liniile suturale aproape paralele, lamele convergente și inclină într-un singur sens; 40, orizonturile superioare ale depozitelor nisipoase aparținând albiei minore a râurilor, în sedimentele aleurito-nisipoase ale albiei majore și în gresile fin granulare ale barierelor și perisipurilor; 41, oblică ondulatorie; 42, măruntă; 43, întreruptă; 44, combinarea elementelor stratificației ondulatorii (serile principale) și a stratificației oblice (lamele); 45, depozite grezo-aleuritice ale albiei majore, litorală lagunară și ale golurilor; 46, ondulatorie; 47, măruntă; 48, mare; 49, ușor ondulatorie; 50, încrucișată; 51, lamele dintr-o serie sunt paralele cu baza acesteia; 52, continuă; 53, întreruptă; 54, baza seriei este curbată, lamele sunt paralele cu baza. În carote stratificația mare a acestui tip se deosebește greu de cea oblică; 55, amplitudinea valurilor este mică; 56, idem, însă materialul care scoate în evidență textura este distribuit neuniform; 57, gresile marine litorale și aleurolitice grosiere; 58, depozitele albiei majore ale tărâmului, golurilor și lagunelor. Apare și în depozitele marine; 59, orizontală; 60, măruntă; 61 fină; 62, măruntă și fină; 63, paralelă; 64, orizontală nerregulată; 65, regulată; 66, nerregulată, neclară; 67, liniile orizontale ale laminelor nu sunt drepte ci ușor și neuniform vălurate; 68, grosimea

Reconstituirea condițiunilor mediului paleogeografic se bazează pe analiza facială, cu ajutorul căreia se pot delimita zone posibil purtătoare de substanțe minerale utile și identifica zăcăminte cantonate în roci banale.

Analiza facială sau studiul sedimentologic complex, urmărește determinarea mediului de sedimentare (marin, lacustru, fluviatil, uscat), adâncimii, chimismului și temperaturii apei, regimului hidrodinamic al bazinului, condițiunilor paleoecologice și de înhumare a plantelor și animalelor, depărtării de țărm, ariilor de denudare și a condițiunilor climatice din aceste arii, regimului mișcărilor tectonice, etc.

laminelor variabilă, alternanțele laminelor sunt neuniforme. Suprafața spărturii regulată; 69, lamine paralele foarte fine. În roci omogene textura se vede slab; 70, se vede neclar după diferite semne lăsate de alte substanțe (detritus vegetal și.a., sau după suprafetele netede de spărtură); 71, depozitele lagunelor, golfurilor, lacurilor, bazinelor săratătoare. Sub formă de intercalării subțiri poate apărea în orice facies; 72, lacuri, zone linistite ale golfurilor, zone marine îndepărtate de țărm; 73, depozite marine și lagunare fin granulare; 74, orice depozite fin granulare cu compozitie onogenă.

Types et classification des textures (d'après L. N. Botvinkina et al. — 1956).

1, type ; 2, soustype ; 3, variété ; 4, caractère des séries de lames ; 5, pendage des séries de lames ; 6, caractère des lames dans une série ; 7, No courant ; 8, aspect schématique de la texture ; 9, critérium selon lequel a été séparée la variété ; 10 dépôts auxquels la texture est caractéristique ; 11, oblique ; 12, grande ; 13, séries parallèles ; 14, inclinées en sens unique ; 15, ligne droite ; 16, séries de lames parallèles. Dans les séries voisines elles penchent d'un seul côté; parallèles entre elles dans la même série ; 17, lignes de suture presque parallèles entre les séries. Les lames penchent d'un seul côté se superposant. Les lames d'une série ont le même angle d'inclinaison ; les lignes de suture sont courbes s'entrecoupant d'habitude l'une l'autre (s'entrecroisent). Les rapports entre les lames des séries voisines sont différents-néanmoins c'est le pendage en un seul sens qui prédomine. Les lames d'une série convergent ; 19, les grès du lit mineur des rivières ; 1, liés à la plus grande intensité du cours ; 2, le cours est plus faible (typique pour les dépôts du lit majeur) ; 3, lié à la partie supérieure des dépôts du lit majeur du voisinage du lit mineur ; 20, croisée ; 21, en biseau ; a, lignes souturales courbées entre séries ; 22, un ou plusieurs sens de pendage ; 23, les lames convergent ; 24, inclinées en sens différents ; 25 droites et courbées ; 26, droites ; 27, lignes souturales droites, les séries forment des biseaux. Dans une série les lames convergent et changent d'angle d'inclinaison ; 28, les séries de lames s'entrecoupent sous des angles différents. Dans les séries voisines les lames s'inclinent différemment, dans la même série elles sont parallèles. Les lignes de suture peuvent être légèrement courbées ; 29, les séries forment des biseaux allongés, les lignes de suture sont droites. Les lames légèrement inclinées ; dans les séries voisines diversement orientées et parallèles dans une série ; 30, facies des barrières, des cordons et „perisipuri” ; 31, deltas sousaquatiques ; 32, grès marins ; 33, menue ; 34, parallèle ; 35, inclinée en un seul sens ; 36, en ligne droite ; 37, lames convergentes ; 38, lignes de suture presque parallèles, lames presque parallèles qui pendent en un seul sens ; 39 lignes de suture presque parallèles, les lames convergent et penchent d'un seul côté ; 40, les horizons supérieurs des dépôts sableux appartenant au lit mineur des rivières, dans les sédiment aleuro-sableux du lit majeur et dans les grès finement granulaires des barrières, cordons et „perisipuri” ; 41, oblique ondulatoire ; 42, menue ; 43, interrompue ; 44, combinaison des éléments de la stratification ondulatoire (séries principales) avec la stratification oblique (lames) ; 45, dépôts gréo-aleuritiques du lit majeur, littoraux lagunaires et des baies ; 46, ondulatoire ; 47, menue ; 48, grande ; 49, légèrement ondulatoire ; 50, croisée ; 51, lames d'une série parallèles à sa base ; 52, continue ; 53, interrompue ; 54, base de la série courbée, lames parallèles à la base. Dans les carottes la stratification grande de ce type se distingue difficilement de celle oblique ; 55, amplitude petite des vagues ; 56, idem, cependant le matériel qui met en évidence la texture est distribué de manière nonuniforme ; 57, grès marins littoraux et aleurolitics grossiers ; 58, dépôts du lit majeur des rivages, baies et lagunes. Apparaissent aussi dans les dépôts marins ; 59, horizontale ; 60, menue ; 61, fine ; 52, menue et fine ; 63, parallèle ; 65, horizontale irrégulière ; 65, régulière. 66, irrégulière, confuse ; 67, les lignes horizontales des lames ne sont pas droites mais légèrement et irrégulièrement ondulées ; 68, épaisseur des lames variable, alternanțe des lames non uniformes ; surface régulière de la cassure ; 69, lames parallèles très fines. Dans les roches homogènes la texture est à peine visibile ; 70, peu visible à certains signes lăsăsi par d'autres substanțe (detritus vegetal etc) ou aux surfaces lisse de cassure ; 71, dépôts des lagunes, baies, lacs, bassins stagnanti. Sous la forme de minces intercalations peut apparaître dans tout facies ; 72, lacs, zones calmes des baies, zones marines éloignées du rivage ; 73, dépôts marins et lagunaires finement granulaires ; 74, tout dépôt finement granulaire à composition homogène.



Constituția geologică a vechilor arii de denudare, forța, sensul și distanța de transport a materialului precum și regimul paleotectonic al regiunii se stabilesc prin determinarea tipului rocilor, a compoziției lor mineralogice și granulometrice, a gradului de sortare și rulare ca și a proprietăților vectoriale ale elementelor componente.

Dinamica și tipul mediului de sedimentare se determină cu ajutorul texturilor sau a stratificațiilor intime ale rocilor.

În natură se întâlnesc o gamă vastă de stratificații care rezultă din combinarea celor trei tipuri principale de texturi: orizontale, ondulatorii și oblice (fig. 2). Pe lîngă aceste tipuri principale și varietățile sau combinațiile lor, pot exista texturi convolute și texturi masive.

Texturile paralele indică un mediu hidrodinamic liniștit specific zonelor mai adânci ale mărilor, lipsite de curenti de fund, neafectate de acțiunea valurilor.

Texturile ondulate se formează datorită mișcării apei în mai multe sensuri. Ele sunt caracteristice regiunilor marine litorale, golfurilor și albiei majore a apelor curgătoare.

Curenții de apă din bazinele marine, dirijați într-un singur sens, ca și curenții apelor curgătoare dau naștere la diferite tipuri de texturi oblice.

Laminele stratificațiilor oblice ale depozitelor marine au dimensiuni mici iar materialul constituent este fin granular (Pl. I, fig. 1). Stratificațiile fluviatile au lame de dimensiuni mari (de ordinul decimetrilor) iar materialul este de obicei conglomeratic sau grezos grosier (Pl. I, fig. 3,4).

Texturile convolute, specifice formațiunilor de fliș, iau naștere prin deformarea celorlalte tipuri de texturi în urma lunecării sedimentelor ne-consolidate (Pl. II, fig. 1).

Prezența diferitelor tipuri de texturi este pusă în evidență de variația granulometrică, alternanțe ale mineralelor divers colorate, prezența oxizilor de fier, aport ritmic de substanță organică, etc.

Rocile constituite din material omogen, din punct de vedere mineralogic și granulometric, sunt lipsite de obicei de textură. Acest fapt poate indica spălarea continuă a materialului, pătrunderea în sedimente a rădăcinilor diferitelor plante, prelucrarea materialului de către viermii limnivori, transformări biochimice în sedimente, etc.

Oscilațiile intensității dinamicei mediului de sedimentare se reflectă în variația granulometriei, în schimbarea tipurilor de roci ca și în caracterul contactelor dintre acestea. Studiul acestor variații are o importanță deosebită pentru reconstituirea vechiului regim al mișcărilor scoarței, întrucât orice oscilație a adâncimii fundului bazinelor de sedimentare este însoțită de schimbarea dimensiunilor elementelor ce se depun. Cobo-



rîrea fundului bazinelor este însotită de depunerea unor sedimente granulometric mai fine pe cînd ridicarea acestuia este marcată de creșterea dimensiunilor materialului. Trecerea treptată de la un tip de rocă la altul indică o schimbare în sens pozitiv sau negativ a dinamicei mediului de sedimentare, iar o schimbare bruscă a litologiei indică și o schimbare bruscă a dinamicei. Astfel de schimbări rapide pot fi însotite de eroziunea sedimentelor. Din această cauză caracterul contactelor necesită un studiu foarte atent și în mod deosebit în lucrările de documentare a forajelor. Prezența unui contact de eroziune de forma unei linii sinuoase (Pl. II, fig. 2), poate rezolva unele neconcordanțe în sincronizarea depozitelor neconcordante care se atribuie de obicei fracturilor și denivelărilor de ordin tectonic, denaturindu-se astfel interpretarea geologică.

Existența contactelor de eroziune ridică problema volumului de roci erodate, a grosimii depozitelor, etc. probleme ce nu se pot rezolva decît prin studii regionale.

Condițiunile hidrochimice ale mediului de sedimentare se determină după prezența diferitelor minerale autogene, a asociațiilor faunistice, a carbonațiilor, a sărurilor și în mod deosebit după concrețiuni.

Compoziția și forma concrețiunilor variază de la mediul marin la cel de tranziție și continental. Pe baza acestor însușiri se fac reconstituiri ale mediilor de sedimentare, paraleлизări ale depozitelor monotone, lipsite de alte criterii. Cu ajutorul concrețiunilor se pot face și unele considerații privitoare la diageneza sedimentelor (Pl. II, fig. 3).

Resturile vegetale din roci indică mediul continental de sedimentare sau apropierea țărmului. Cu ajutorul lor se pot stabili distanțele de transport, mobilitatea mediului, sensul curenților, climatul, etc.

În legătură cu acest gen de prospectare vom analiza unele criterii genetice ale zăcămintelor de fier, mangan și aluminiu de pe teritoriul țării noastre.

În funcție de condițiunile oxi-reducătoare ale mediului de sedimentare, fierul prezintă o dispoziție regulată a faciesurilor geochemice.

În zona litorală cu apă puternic agitată, dominată de procesele de oxidare, se formează minereurile hidrogöthitice (faciesul geochemical oxidant – după L. V. Pustovalov). Mai departe de țărm în zonele unde agitația valurilor afectează în mai mare măsură pătura de apă de deasupra fundului mării, adică zonele în care condițiunile de oxidare sunt mai slabe, fierul se fixează în rețeaua glauconitului (faciesul geochemical glauconitic). În continuare spre larg, unde mediul este reducător, se formează leptoclomitele (faciesul șamozitic), iar în zonele situate departe de țărm cu un mediu puternic reductor, iau naștere roci feroase carbonatate (faciesul sideritic).



Această zonalitate laterală a faciesurilor se manifestă adesea și pe verticală, datorită oscilațiilor adincimii, provocată fie de mișcările tectonice, fie de depunerea sedimentelor.

În legătură cu zonalitatea laterală și verticală a faciesurilor se pune o problemă importantă a criteriilor de prospectare a fierului sedimentar. În cazul identificării unuia din aceste faciesuri, este indicat să se recurgă la analiza facială pentru a stabili linia vechiului țărm și sensul dezvoltării faciesurilor geochemice ale fierului. Pe baza acestei analize se pot efectua prospectiuni pentru fier în formațiuni care conțin glauconit sau carbonați cu cantități neînsemnante de fier, etc. Este posibil ca anumite depozite purtătoare de fier care aflorează la zi, să fie slab reprezentate pe cind altele, ascunse, să prezinte importanță economică.

Să luăm ca exemplu Șisturile negre din Carpații orientali și zăcământul de fier sedimentar de la Căpuș.

În Șisturile negre se observă o migrație verticală a faciesurilor – complexul sideritic care conține lentile de carbonați de fier este acoperit de complexul glauconitic în care gresiile conțin fier sub formă de silicăti.

La Căpuș, acumulările de fier oolitic (faciesul oxidant) trec lateral în depozite glauconitice.

Cele două exemple demonstrează legătura facială dintre diferențele forme minerale ale fierului și faptul că glauconitul ar putea servi drept criteriu de detectare a zăcămintelor de fier.

Din acest punct de vedere ar fi interesantă efectuarea analizei faciale minuțioase a formațiunilor purtătoare de glauconit, cum sînt de pildă Albianul glauconitic din Dobrogea și formațiunea Șisturilor negre din Carpații orientali.

Asupra manganului, care prezintă aceeași zonalitate laterală a faciesurilor geochemice, ar fi utilă efectuarea unui studiu facial al zăcământului de silicăti de mangan de pe Pîrîul Pietros de la nord de Baru Mare.

Se consideră că bauxita, limonitul și hematitul, se concentrează în pătura de alterare lateritică a rocilor bazice și ultrabazice de pe continent, cu relief peneplenizat în condițiunile unui climat tropical și subtropical, cu alternanțe sezoniere de umiditate și ariditate și a unui regim tectonic liniștit. În astfel de condiții iau naștere zăcăminte „*in situ*”.

Zăcăminte „*in situ*” pot fi spălate și redepuse. Dacă transportul lor nu a fost prea îndelungat, iar mediul de depunere favorabil acumulării, se formează zăcăminte secundare. Astfel de zăcăminte secundare s-au depus peste calcarele jurasice și cretacic-inferioare, în zona țărmului mediteranean dintre Pirinei și Alpii Maritimi. Aceste zăcăminte se prezintă sub formă de lentile și strate, acumulate în formele carstice negative ale



PLANSĂ I

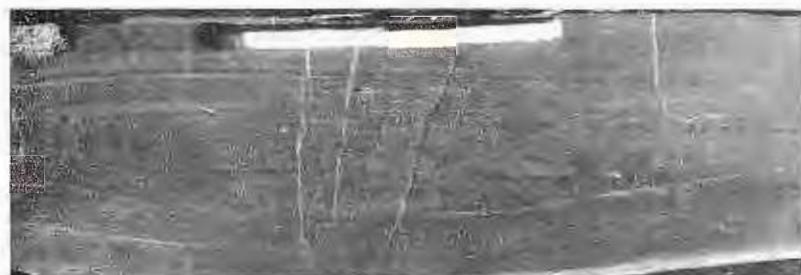
Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare în partea centrală a județului Hunedoara, înscrise în cadrul Proiectului Național "Protecția mediului și dezvoltarea durabilă a zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare".
Cetățuia de la Răcășdia, unde se află situl de cercetare și de monitorizare al Institutului Geologic al României, este o zonă deosebit de interes geologic și hidrogeologic. În această zonă se întâlnesc numeroase formațiuni geologice și hidrogeologice, care sunt studiate și monitorizate de către cercetătorii din Institutul Geologic al României.
În cadrul acestui proiect, se realizează cercetări geologice și hidrogeologice, precum și monitorizare a fenomenelor geologice și hidrogeologice care se produc în această zonă. Se urmărește să se obțin date precizări privind evoluția geologică și hidrogeologică a zonei, precum și să se identifice posibilele riscuri și să se propună măsuri de protecție și dezvoltare durabilă a zonei.



Institutul Geologic al României

PLANŞA I

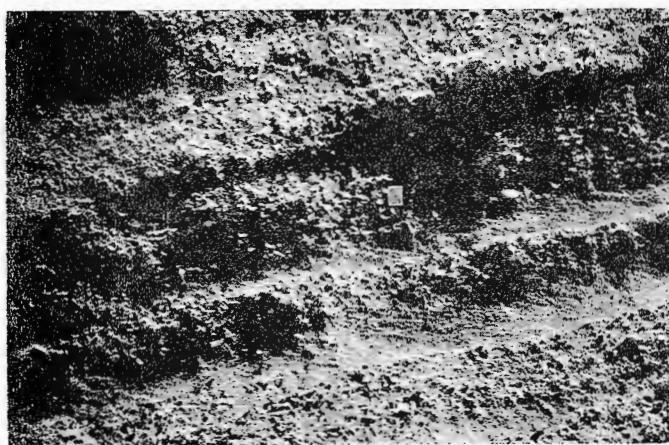
- Fig. 1. — Textură oblică măruntă în gresiile fine marine din flișul cretacic al Carpaților orientali.
Texture oblique menue dans les grès fins marins du flysch crétacé des Carpates Orientales.
- Fig. 2. — Textură oblică mare în gresiile grozioare fluviatilale ale seriei conglomeratice din bazinul Petroșani.
Texture oblique grande dans les grès grossiers fluviatiles de la série conglomeratique du bassin Petroșani.
- Fig. 3. — Textură oblică mare în conglomeratele fluviatilale ale seriei conglomeratice din bazinul Petroșani.
Texture oblique grande dans les conglomérats fluviatiles de la série conglomeratique du bassin de Petroșani.



1



2



3

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/3



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Geologia judecătării este deosebit de complexă și nu poate fi sintetizată într-un planșă. În cadrul acestei lucrări se propune să se analizeze și să se discute aspecte legate de formarea și evoluția judecătării, precum și de situația geologică a judecătării în cadrul regiunii Carpaților. Se va evidenția principalele unități geologice și structurale ale judecătării, precum și principalele procese care au contribuit la formarea ei. Se va discuta despre situația geologică a judecătării în cadrul regiunii Carpaților, precum și despre posibilele aplicații tehnologice ale cunoașterii geologice a judecătării.

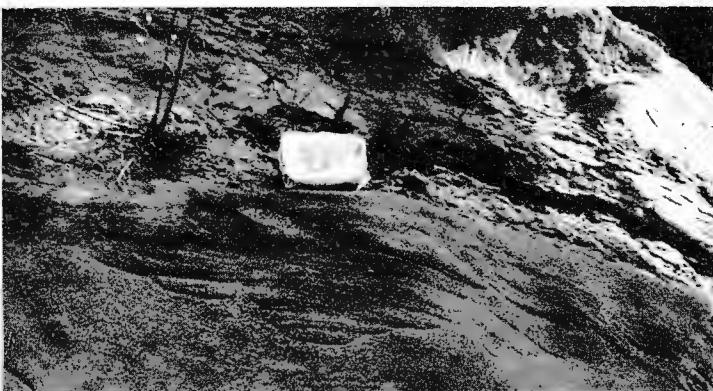


PLANŞA II

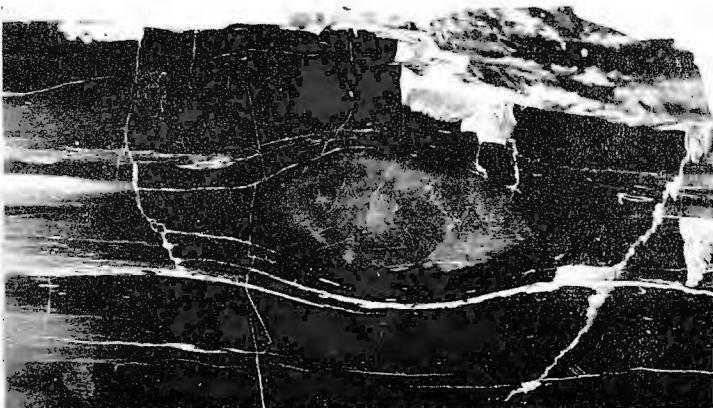
- Fig. 1. — Textură convolută rezultată din deranjarea texturilor paralele ale gresiilor fine din flișul cretacic al Carpaților orientali.
Texture convolute résultée du dérèglement des textures parallèles des grès fins du flysch crétacé des Carpates Orientales.
- Fig. 2. — Urmă de eroziune în interiorul unui strat de gresie fluviatilă din seria productivă inferioară a bazinului Petroșani.
Trace d'érosion à l'intérieur d'une couche de grès fluviatile de la série productive inférieure du bassin Petroșani.
- Fig. 3. — Concrețiune piritoasă post-sedimentară (diagenetică) în argilele seriei productive inferioare a bazinului Petroșani. Natura diagenetică a acestei concrețiuni este dovedită de deformarea lamineelor paralele din culcușul și acoperișul ei.
Concrétion pyriteuse post-sédimentaire (diagénétique) dans les argiles de la série productive inférieure du bassin de Petroșani. La nature diagénétique de ces concrétiions est prouvée par la déformation des lames parallèles de sa litière et de son toit.



1



2



3

reliefului calcaros, protejate de depozitele calcaroase sau detritice, de vîrstă cretacic-superioară.

În țara noastră, situația este similară. Calcarele cretacic-inferioare, din bazinul Hațeg și Poiana Rusă, suportă o pătură bauxitică cu îngroșări locale mai importante în formele negative ale reliefului carstic, acoperită de depozite detritice ale Cretacicului superior. Interes economic ar prezenta zonele unde pătura bauxitică este protejată de depozite detritice.

În munții Pădurea Craiului, ciburile de bauxită sunt prinse între calcarele tithonice și cele neocomiene. Ele reprezintă de asemenea, zăcăminte secundare redepuse în formele negative ale reliefului carstic, format prin peneplenizarea suprafetei calcarelor tithonice.

Din cele expuse reies următoarele :

Formațiunile sedimentare și metamorfice, de origină sedimentară, conțin numeroase substanțe minerale utile, importante din punct de vedere economic, datorită varietății și dimensiunilor mari ale corpurilor purtătoare.

Acstea zăcăminte se formează după legi bine definite, controlate de factorii paleogeografici și regimul mișcărilor tectonice.

Prognoza și descoperirea zăcămintelor sedimentare cantonate de obicei în roci banale, fără caractere pregnante de îmbogățire sau în formațiuni care nu apar la zi, se poate realiza numai cunoșcind profund legile după care ele se formează și aplicând metoda de analiză facială a formațiunilor.

BIBLIOGRAFIE

- Botvinkina L. N., Jemciujnikov I. A., Timofeev, P. P., Feofilova A. P.
Iablokov V. S. (1956). Atlas litogeneticheskikh tipov uglenosnykh otlojenii srednego carbona Donețkogo basseina Izd. Akad. Nauk. SSSR. Moskva.
- Dmitrieva E. V., Ersova G. I., Orešnikova E. I., Viculova M. F., Habakov, A. V. (1962). Atlas textur i structur osadocinikh gornikh porod, p. I. Gosgeohizdat. Moskva.
- Draghindă I. (1963). Contribuții la cunoașterea condițiunilor de sedimentare în basinul Petroșani. Asoc. Geol. Carpato-balcanică, Congr. V., Com. Științ. III, 1. București.
- Krumbein W. C., Sloss L. L (1956). Stratigraphy and sedimentation. W. H. Freeman and Co, San Francisco, California.
- Markov K. K. (1960). Paleogeografia. Izd. Moskovskogo Universiteta. Moskva.
- Papiu Corvin V. (1960). Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Științ. București.
- Ruhin L. B. (1961). Osnovi litologii. Gostoptehizdat. Leningrad.
- Ruhin L. B. (1962) Osnovi obscei paleogeografii. Gostoptehizdat. Leningrad.
- Sidorenko A. V., Luneva O. I. (1961). K voprosu o litologicheskom izuchenii metamorficskikh tol'sci Izd. Akad. Nauk. SSSR. Moskva-Leningrad.



S tr a h o v , N. M. (1960—1962). Osnovi teorii litogheneza. Izd. Akad. Nauk. SSSR. 1,2,3
Moskva.

Z a r i t k i P. V. (1959). Concreții uglenosnii otlojenii Donetscogo basseina. Izd. Harkovscogo
Universiteta. Harkov.

LA PROSPECTION DES SUBSTANCES MINÉRALES UTILES SÉDIMENTAIRES ET L'ANALYSE FACIALE

PAR

I. DRAGHINDA

(Résumé)

Les formations de roches sédimentaires et métamorphiques d'origine sédimentaire qui contiennent de nombreuses substances minérales utiles sont particulièrement intéressantes au point de vue économique.

La mise en valeur de ces substances implique la solution des problèmes de prognose et de prospection.

La prospection des substances minérales utiles d'origine sédimentaire, le pétrole mis à part, ne s'étayait pas des prémisses scientifiques mais de la simple détermination des types de roches pourvues de ces substances. Les exigences actuelles qui ne s'accordent plus avec cette manière de travail, imposent la nécessité de l'emploi des méthodes efficaces modernes.

La prognose et la prospection moderne pose au géologue deux problèmes : 1. celui de la connaissance des conditions et des lois qui régissent la formation et l'accumulation des diverses roches et substances minérales utiles d'origine sédimentaires, et 2. celui de la reconstitution en terrain des conditions qui ont engendré les différentes formations. Les accumulations de substances minérales utiles d'origine sédimentaire confèrent aux trois zones où elles sont prédominantes une importance toute spéciale ; il s'agit de la zone continentale des plaines alluviales des lacs et des pénéplaines, de la zone des plaines littorales et des lagunes marines et de la zone littorale peu profonde de la mer. Sous cet aspect le premier problème des prospections est en quelque sorte résolu. Quant à l'autre, celui de la reconstitution des conditions paléogéologiques et tectoniques qui ont engendré les formations de roches sédimentaires et métamorphiques d'origine sédimentaire, assez difficile, exige des études approfondies.

Ces conditions sont reconstituées par l'analyse faciale étayée des critériums lithogénétiques.



L'analyse faciale tend à déterminer le milieu de sédimentation (marin, lacustre, fluviatile, continental), la profondeur, le chimisme et la température de l'eau, le régime hydrodynamique, les conditions paléo-écologiques et d'inhumation des plantes et des animaux, l'éloignement du rivage et le relief de la zone de sédimentation, la reconstitution des aires de dénudation et des conditions climatiques de ces aires, le régime des mouvements tectoniques etc.

Dans la reconstitution de ces éléments on emploie des critéums lithogénétiques : la composition minéralogique et granulométrique des roches, le degré du tri, roulement et les propriétés vectoriales des éléments, la succession des types de roches, les associations de minéraux autigènes, la structure et la texture des roches, le caractère des contacts entre les différents types de roches, des associations de macro et microorganismes fossiles, les débris des plantes et pollen, la forme et la composition des concrétions etc.

L'auteur analyse le problème des critéums génétiques en faisant des suggestions au sujet de la prospection du fer, du manganèse et de la bauxite. Vu, par exemple, que le fer et le manganèse sédimentaire se disposent en trois zones (faciès géochimiques : oxydes, silicates, carbonates), la découverte, dans les roches sédimentaires, de l'un de ces éléments peut être un indice de prognose et prospection.

Il serait intéressant d'observer, en Roumanie, le développement des faciès du fer dans les schistes noirs des Carpates Orientales où apparaissent des silicates aussi bien que des carbonates de fer ayant pourtant une teneur réduite en Fe, dans les dépôts albiens de Dobrogea où la glauconie apparaît bien développée. Quant au manganèse il serait intéressant d'observer le développement latéral du faciès des silicates qui présente d'importantes accumulations dans le ruisseau Pietrosul de la zone de Baru Mare (au N du bassin de Hațeg).

Pour les bauxites ce sont les surfaces pénéplainisées des calcaires mésozoïques des zones où elles sont protégées par des dépôts crétacés détritiques tels ceux des bassins Hațeg, Poiana Ruscă, Pădurea Craiului etc. qui pourraient offrir de l'intérêt.





Institutul Geologic al României

APLICAREA METODELOR GEOMORFOLOGICE ÎN DETECTAREA STRUCTURILOR PETROLIFERE ȘI GAZEIFERE¹⁾

DE

I. DRAGHINDA, GH. ILIESCU, P. POLONIC²⁾

Abstract

Application of the Geomorphological Methods in Detecting Oil and Gas Structures. In the smooth regions covered by surface deposits which are made up of uniform rocks, the ordinary geological mappings are not efficient, and to detect oil structures, geophysical prospecting and drilling are used. Since the geological structure and the tectonic disturbances are reflected in the configuration of the relief and of the hydrographic network, these geomorphological criteria are used for the determination of the structures on aerophotographic materials. In this way the important zones are identified and verified by means of geophysical methods and drillings, prospecting expenses being thus reduced.

Regiunile cu relief slab diferențiat, de tipul platformelor, depresiunilor intramontane, șesurilor litorale etc., precum și regiunile acoperite de depozite superficiale, prezintă dificultăți în descifrarea structurii lor geologice. În cazul în care asemenea regiuni sunt constituite din depozite monotone, iar stratele au înclinări mici, imperceptibile la măsurătorile cu busola, cartările geologice obișnuite, nu pot da rezultate satisfăcătoare mai ales în detectarea structurilor petrolifere.

În acest caz, prospectarea structurilor se face prin lucrări geofizice și de foraj.

În ultimii zece ani, în țările cu o puternică industrie petroliferă ca U.R.S.S. și S.U.A. s-a elaborat o metodă puțin costisitoare și eficace, bazată pe interpretarea geomorfologică a aerofotografiilor. Această metodă pleacă de la constatarea că structurile anticlinale se reflectă într-o anumită

¹⁾ Comunicare în ședința din 16 decembrie 1963.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecții, București, Șos. Kiseleff nr. 2.

măsură în configurația reliefului, și în mod deosebit, în forma și dispoziția rețelei hidrografice. Metoda dă rezultate foarte bune în regiunile afectate de mișcări tectonice recente, care reactivează creșterea cutelor și dezvoltarea deranjamentelor rupturale preexistente, provocând anomalii caracteristice ale cursurilor de ape.

Prin interpretarea geomorfologică a aerofotografiilor se separă structuri sigure și zone de perspectivă, în care ulterior se pot efectua lucrări geofizice de detaliu și foraje de prospectare. Datorită concentrării lucrărilor numai pe suprafețele interesante se realizează o cunoaștere detaliată a acestor zone într-un timp scurt cu cheltuieli reduse.

Astfel s-a detectat un număr mare de structuri petrolifere din care amintim cîteva. V. P. Miroșnicenko a detectat în anul 1954 domul Kelkor din depresiunea Turkmeniei de vest. Deși această structură era traversată de șosea și cale ferată, ea nu a putut fi sesizată prin prospecțiunile clasice. La prima analiză a aerofotografiilor s-a observat aici o ridicare slabă a terenului care a determinat și o dispoziție radială a rețelei hidrografice. Pe nucleul domului care are o formă circulară se dezvoltă o vegetație de sărături care pe aerofotografii dau culoare albicioasă. Deosebit este și microrelieful nucleului structurii de cel al flancurilor. Concluziile lui V. P. Miroșnicenko au fost confirmate ulterior prin lucrări geofizice și de foraj.

Studiind dispoziția și configurația rețelei hidrografice din zona lanțului muntos Carabet, s-a identificat anticlinalul Kopanî. El este marcat la nord și sud de două văi principale și de viroage cu o dispoziție radială caracteristică.

Analiza aerofotografică a regiunii litorale a golfului Mexic a permis stabilirea unor anomalii ale rețelei hidrografice care au dus la identificarea a numeroase structuri petrolifere. Așa de pildă în zona Scully, doi afluenți ai rîului Bayonne La Fourche prin configurația circulară a cursului lor pun în evidență un dom iar în aria Lafitte prezența structurilor este confirmată și de un relief relict dispus în lungul albiei unui vechi curs de apă (de Blieux, 1949).

Metoda geomorfologică de detectare a structurilor poate fi aplicată și la noi în platforma Moldovenească, bazinul Transilvaniei, bazinul Panonic, Dobrogea etc.

Considerăm că obiectivul cel mai interesant ar fi Podișul moldovenesc care prezintă toate caracteristicile ce s-ar preta la acest gen de interpretare.

Datele geologice privitoare la Podișul moldovenesc, comparativ cu celelalte unități structurale și mai ales datele de ordin tectonic, sănătrești. Din luerările de foraj se constată că această regiune este alcătuită dintr-un

fundament de șisturi cristaline, acoperit de depozite siluriene, cretacice, neogene și cuaternare.

Fundamentul, alcătuit din granite, șisturi cristaline și depozite siluriene, este afectat de un sistem de fracturi care îl compartimentează în blocuri ce coboară în trepte de la E spre W și de la N spre S.

În partea de S a Podișului moldovenesc se află depresiunea Bîrladului, unde în alcătuirea fundamentului intră și depozite devoniene peste care se dispun formațiuni permo-triasice, jurasice, cretacice, paleogene, neogene și cuaternare.

Cretacicul superior (Cenomanian—Senonian) are o răspândire sporadică și este dezvoltat sub aceleași faciesuri ca în Platforma rusă.

Tortonianul este reprezentat prin calcare recifale care spre W și S sunt înlocuite de depozite lagunare cu gipsuri.

Depozitele sarmațiene au cea mai mare răspândire și în cadrul lor au fost separate subetajele: Volhynian, Bessarabian și Kersonian, care se retrag succesiv spre S, datorită scufundării în trepte a fundamentului.

Din punct de vedere litologic, depozitele sarmațiene au o constituție monotonă (argile, marne, nisipuri și pietrișuri), cu o bogată faună de cardiacee, mactre, ceriți, etc. Studiul faunei sarmațiene a constituit obiectivul principal al cercetărilor geologice din această regiune.

Pliocenul, reprezentat prin depozite de apă dulce de vîrstă pontiană, daciană și levantină, ocupă partea sudică a Podișului moldovenesc.

Cuaternarul, larg răspândit în regiune, este alcătuit dintr-un orizont inferior, nisipos, în facies lacustru și un orizont superior, reprezentat prin loess și lehm cu resturi de mamifere.

Asupra tectonicii regiunii există puține date în literatură geologică. Majoritatea cercetătorilor susțin poziția monoclinală a cuverturii neogene ce înclină cu cel mult un grad spre SE.

Considerăm ca eronată această imagine, deoarece s-au observat numeroase iviri naturale în care stratele aveau înclinări mai mari. Pe de altă parte, însăși configurația rețelei hidrografice indică un stil tectonic ruptural, cu numeroase boltiri care pot constitui capcane de hidrocarburi. În legătură cu aceasta subliniem faptul că în zona Moișa—Boroaia, Bogdănești, pe șoseaua Pașcani—Fălticeni—Suceava, apar numeroase grupuri de suprafețe structurale cu orientări și căderi diferite. Se observă de asemenea că eroziunea selectivă scoate în relief diferite nivele-reper, care pot conduce la conturarea anumitor structuri. Astfel, în zona situată imediat la E de culmea Pleșu, se schițează un sinclinal larg, lung de peste 20 km, care urmărește îndeaproape contactul cu zona miocenă subcarpatică.



Lucrările geofizice au furnizat date interesante asupra fundamentului, ele dovedindu-se însă ineficace în stabilirea structurii cuverturii sedimentare. În depozitele sarmațiene lucrările seismice nu au dat reflexii satisfăcătoare, multe din acestea dovedindu-se a fi plane de schimbare a faciesurilor. Uneori chiar amplasarea și forma structurilor conturate pe cale seismică sănt eronate din cauza folosirii unor viteze necorespunzătoare.

Din punct de vedere economic, s-a dovedit că depozitele sarmațiene din Podișul moldovenesc conțin acumulări de hidrocarburi, uneori în cantitate industrială. Asemenea acumulări au fost identificate în R.S.S. Moldovenească, în unele regiuni ale Podișului moldovenesc de pe teritoriul țării noastre.

Indicații asupra prezenței hidrocarburilor din Podișul moldovenesc au fost obținute și în alte foraje (Deleni — Hîrlău, Todireni, Rădăuți, Suceava, Iași, Roman, etc.).

Din cele expuse se pot trage următoarele concluzii :

Platforma moldovenească reprezintă o regiune vastă a țării noastre, puțin cunoscută din punct de vedere geologic.

Prospecțiunile geofizice deși au dat prețioase indicații asupra structurii fundamentului, nu au reușit să determine structurile din cuvertura sedimentară.

Depozitele sarmațiene nu au o poziție monoclinală simplă ci sănt afectate de un sistem conjugat de fracturi (longitudinale și transversale) și de numeroase ondulațiuni largi.

Cutele anticlinale și fracturile pot constitui capcane și respectiv ecrane de acumulare a hidrocarburilor.

Tinând seama de cele arătate, ar fi foarte indicat studiul geomorfologic al acestei regiuni, în vederea stabilirii zonelor unde trebuie concentrate lucrările de prospecțiune geofizică și prin foraje.

BIBLIOGRAFIE

- Alexandrescu M., Blum R., Dicea O. (1963). Consideraționi privind lucrările de prospecțiune seismică în zone de platformă. *Rev. Petrol-Gaze*, 6.
- De Blieux Ch. (1949). Photogeology in Gulf Coast exploration. *Amm. Assoc. Petroleum Geologists. Bull.*, 33, 7, p. 1251—1259.
- Grigoraș N. (1961). Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R. Ed. Tehn. București.
- Macarovici N. (1955). Cercetări geologice în Sarmatianul Podișului Moldovenesc. *An. Com. Geol.* XXVIII.
- Macarovici N., Jeanrenaud P. (1958). Privire generală asupra Neogenului de platformă din Moldova. *An. Științ. ale Univ. At. I. Cuza, Iași* IV, 2.



- Martiniuc C. (1948). Contributions à la connaissance du Sarmatien entre le Sireth et les Carpates. *An. Sci. Univ. Iassy, Sect. Sci. XXXI.* Iași.
- Martiniuc C. (1956). Cercetări geomorfologice în regiunea Baia-Suceava. *An. Științ. Univ. A. I. Cuza Iași, II, 2.*
- Murgoci G. (1912). Studii geologice și hidrogeologice în jurul orașului Fălticeni. *D. S. Inst. Geol. Rom., III.*
- Simionescu I. (1903). Contribuții la geologia Moldovei dintre Siret și Prut. *Acad. Rom. publ. fond. „V. Adamachi”*, 9. București.
- Sarkov V. V., Gurieva Z. I. (1962). Vliavlenie neftegazonosnykh oblastei. *Gheografghiz.* Moskva.

APPLICATION DES MÉTHODES GÉOMORPHOLOGIQUES DESTINÉES À DÉPISTER LES STRUCTURES PÉTROLIFÈRES ET GAZÉIFÈRES

PAR

I. DRAGHINDA, GH. ILIESCU, P. POLONIC

(Résumé)

L'étude de la structure géologique des régions à relief faiblement différencié du type des plate-formes, des dépressions intramontanes, des plaines littorales et des régions recouvertes par des dépôts superficiels, présente des difficultés.

Lorsque ces régions sont constituées de dépôts monotones et que les couches ont de petits pendages, les résultats des leviers géologiques ordinaires ne sont pas satisfaisants et les structures pétrolifères et gazéifères ne peuvent être identifiées que par des travaux géophysiques et des forages.

Toutefois, même les travaux géophysiques et les forages, très coûteux d'ailleurs, n'apportent pas toujours les résultats espérés.

Les travaux séismiques, par exemple, peuvent s'avérer inefficaces à cause du manque des horizons repères, de la grande distance qui sépare les profils, des variations faciales des dépôts ou encore de l'emploi des vitesses autres que celles requises.

Dans ces cas, aux Etats Unis, en U.R.S.S. et ailleurs on a exécuté, dernièrement, des travaux spéciaux d'interprétation structurale des aérophotos en utilisant notamment les critériums géomorphologiques.

On a établi que les structures géologiques ainsi que les dislocations rupturales se reflètent dans la configuration du relief et dans celle du réseau hydrographique. Le lien existant entre ces éléments est très évi-



dent dans les régions affectées par des mouvements tectoniques récents qui peuvent réactiver le soulèvement des plis et le développement des dislocations rupturales.

La littérature géologique cite à l'appui de cette méthode nombre d'exemples.

L'analyse des cartes géologiques et topographiques, des matériaux bibliographiques et des observations en terrain dans différentes régions de Roumanie a relevé que cette méthode peut être appliquée surtout dans la plateforme Moldave, le Bassin pannonien et la Dobrogea.

C'est la plateforme Moldave qui, à cet égard, offre le plus grand intérêt.

Dans cette région, vaste et encore peu connue, sous rapport géologique, les dépôts sarmatiens contiennent des accumulations de hydrocarbures, en quantités industrielles parfois.

Les prospections géophysiques, bien qu'elles aient fourni des indices précieux sur la structure du soubassement, n'ont pas réussi à déterminer les structures de la couverture sédimentaire.

La position des dépôts sarmatiens n'est pas monoclinale simple, ils sont affectés par un système conjugué de fractures longitudinales et transversales et par nombre d'ondulations larges représentant un écho de la structure du soubassement compartimenté en blocs descendant en gradins de l'E vers l'W et du N vers le S.

Les plis anticlinaux et les fractures peuvent constituer des pièges, et, respectivement, des écrans d'accumulation des hydrocarbures.

L'étude du matériel aérophotographique réalisé dans la région peut indiquer des zones potentiellement pétrolifères afin d'y concentrer par la suite les travaux de prospection géophysique et de forage.



CONSIDERAȚII ASUPRA EVOLUȚIEI PETROLURILOR ROMÂNEȘTI¹⁾

DE

C. DUMITRESCU²⁾

Abstract

Considerations on the Evolution of the Romanian Oils. In order to find out the geological factors which caused the evolution of the Romanian oils, the chemical structure of the heavy hydrocarbons and the contents in light fractions are studied. It is observed that the oil formations, which are highly disturbed, contain oils of a cyclical structure and richer contents in light fractions, while the formations of a simple tectonics contain oils of a paraffin structure poorer in light fractions. It is observed that the tectonic movements contribute, by their calorical effects, to the evolution of the heavy and light hydrocarbons. From the analysis of the oils found in secondary deposits it results that the heavy hydrocarbons cyclize and the light fractions become octanic. This evolution is assigned to the tectonic movements favorable to the migration of the oxidation potential of the reservoir rocks and of the catalytic action of the hydrochloric acid generated by salt. The fact that on the basis of the oil series there are paraffin oils with a rich content of wax (7–12%) may be interpreted in the following way: in relatively static conditions, these paraffin oils form out of bitumen of a wax type paraffin structure and in dynamic conditions, oils of a cyclical structure are formed.

Problema formării și evoluției petrolurilor prezintă importanță științifică și practică și a constituit o preocupare principală a fondatorilor științelor geologice din țara noastră. Dintre precursorii români în domeniul cercetării geologice Gr. Cobălescu susține teoria originii minerale, bazîndu-se pe cunoștințele din acea vreme (1887) asupra apariției petrolurilor din țara noastră și din alte țări.

L. Mrazec (1927) susține teoria originii organice, bazîndu-se pe legătura genetică dintre zăcăminte Neogenului precarpatic și rocile bituminoase din Miocenul inferior, cum sunt stratele de Cornu. I. Po-

¹⁾ Comunicare în ședință din 25 februarie 1965.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecționi, Șos. Kiseleff nr. 2 București.



p e s c u -V o i t e ș t i (1943) este de părere că faciesul bituminos are o răspândire mult mai largă în țara noastră și consideră drept roci mame de petrol stratele cretacice de Comarnic și de Audia, stratele de Pucioasa din Eocenul superior, șisturile menilitice și disodilice din Oligocen, stratele de Cornu aquitaniene, precum și unele șisturi bituminoase din Helvețian și Buglovian.

G h . M a c o v e i (1938, 1958) susține de asemenea teoria origini organice, însă spre deosebire de L. M r a z e c , consideră șisturile menilitice și șisturile disodilice oligocene drept principale roci mame de petrol din regiunea carpatică. Această părere este susținută de I. A t a - n a s i u și este adoptată de majoritatea geologilor români. Luînd în considerație răspândirea faciesului bituminos în țara noastră, I. A t a n a s i u intrevede existența petrolierului în Platforma Moldovenească, la nord de linia Craiova-Slatina, la nord-vest de Oradea și în bazinul Transilvaniei.

Lucrările de prospectare și explorare executate după 23 August 1944, interpretate de N. G r i g o r a ș (1961) în profilele sale, au fost dirijate pe baza aceleiași legături genetice dintre faciesul bituminos și acumulările de petrol.

În privința procesului de formare a petrolierului există încă controverse și fenomene neclarificate. N. P. S t e v e n s (1956) trecînd în revistă lucrările din acest domeniu remarcă, spre exemplu, rezultatele obținute de C r a i g , care constată că raportul C_{13}/C_{12} al petrolurilor studiate de el este mai apropiat de cel al plantelor terestre decît al plantelor marine. S e y e r și K r e j c i -G r a f sînt de părere că materia organică inițială este formată din parafine, care prin oxidare trece în hidrocarburi ciclice. Această părere este opusă celei a lui B a r t o n , care presupune că protopetrolul se hidrogenizează în timpul îmbătrînirii, hidrocarburile trecînd de la o structură ciclică la o structură parafinică. Prezența în petrolieri a compușilor termolabili (porfirine, compuși cu azot, sulf, oxigen) constituie un argument pentru formarea petrolurilor la temperaturi mici.

În evoluția petrolurilor se admite, în primul rînd, o fază de acumulare și bituminizare a materiei organice. Acest proces decurge paralel cu sedimentarea depozitelor minerale. Predominarea mișcărilor de scufundare ale fundului bazinului de sedimentare, duce la tasarea stratelor și la „stoarcerea” bitumenului liber, în asociație cu apa. În această fază condițiile de presiune și temperatură se schimbă, acestea crescînd pe măsură ce rocile bituminoase ating adîncimi mai mari și paralel cu acest proces are loc evoluția petrolurilor.

În cazul depresiunilor premuntoase și deci și în cazul avanfosei pre-carpatică, mișcările orogene creezează condiții de presiune și temperatură



mai variate decât în cazul regiunilor de platformă. Este de așteptat că, în condiții tectonice variate evoluția petrolierelor să fie și ea diferită, ceea ce se va reflecta asupra compoziției și structurii petrolierelor. În lucrarea de față vom încerca să stabilim dependența dintre tectonica unora dintre structurile petrolifere din țara noastră și compoziția petrolierelor românești.

Despre evoluția petrolierelor românești

Petrolierurile românești au o compoziție și o structură chimică variată, ceea ce indică o evoluție foarte diferită. Ele se deosebesc atât prin cantitatea componentilor principali, cât și prin calitatea acestora.

Compoziția chimică a petrolierelor poate servi pentru a se trage concluzii privitoare la geneza și condițiile de formare a hidrocarburilor. În această privință cercetările efectuate de C. Creanga et al. (1962) reprezintă un material prețios. Pe de altă parte, analizele referitoare la clasificarea petrolierelor românești pe care le-am executat în cadrul Institutului de Cercetări al MIPCh a constituit materialul de bază al acestei lucrări. Pentru scopul urmărit — evoluția petrolierelor românești —, ne-am folosit de caracteristicile a doi componenti principali și anume : 1) structura hidrocarburilor grele de petrol și 2) conținutul în fracțiuni ușoare. Rezultatele obținute la analiza a cca. 1900 probe de petrol le-am grupat în funcție de structurile și formațiunile petrolifere, ținând seama și de apropierea dintre caracteristicile fizice și chimice.

Structura chimică a hidrocarburilor grele de petrol este destul de bine redată de densitatea unei fracțiuni reprezentative de ulei cu viscozitatea de 7° E la 50° C. Compoziția chimică aproximativă a acestei fracțiuni poate fi dedusă cu ajutorul diagramei din fig. 1, care ne dă carbonul parafinic (C_p), carbonul naftenic (C_N) și carbonul aromatic (C_A), în funcție de densitatea fracției reprezentative de ulei.

În mod convențional ne vom folosi de următoarele limite ale densității fracției reprezentative de ulei pentru a defini structura chimică a hidrocarburilor grele de petrol.

Structură predominant parafinică	0,890—0,910
Structură intermediară	0,910—0,930
Structură predominant ciclică	0,930—0,960

Conținutul în fracții ușoare, de tipul benzinei, reflectă intensitatea reacțiilor de scindare și disproporționare, iar calitatea benzinei reflectă intensitatea reacțiilor de izomerizare. În cele ce urmează ne vom folosi de conținutul în benzină care distilă 40% la 100° C.



Evoluția hidrocarburilor grele. O privire de ansamblu asupra petrolurilor românești ne conduce la concluzia că formațiunile petrolifere cu caracteristici geologice comune, conțin petroluri cu caracteristici chimice asemănătoare. Astfel, în zona cutelor diapire revărsate întâlnim petroluri cu structură intermediară și ciclică. În zona cutelor diapire exagerate întâlnim petroluri cu structură parafinică și ciclică, bine separate între ele, pe cind în zona cutelor diapire atenuate găsim numai petroluri parafinoase. Anticinalele din Depresiunea getică conțin și ele petroluri cu o compoziție chimică specifică tectonicei acestei zone petrolifere.

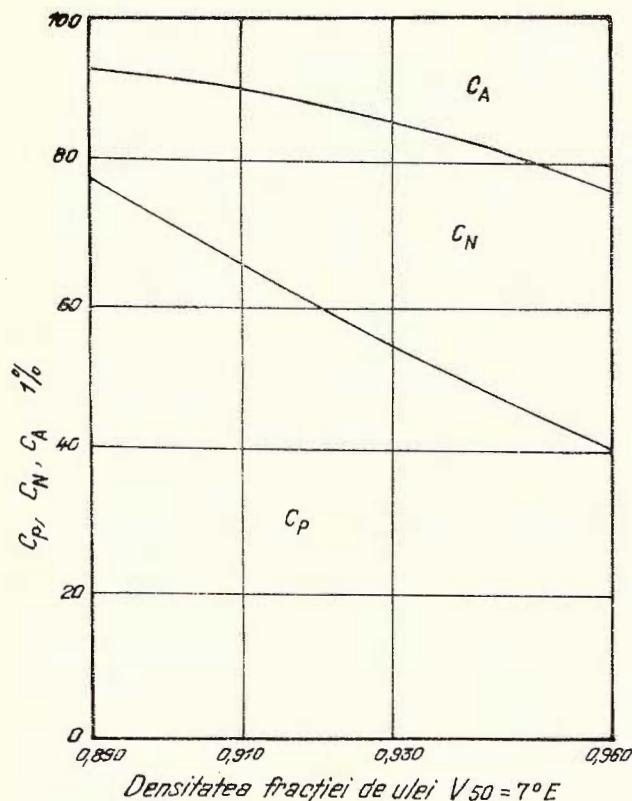


Fig. 1. — Dependența dintre densitatea și structura chimică a fracției reprezentative de ulei.

Dépendance entre la densité et la structure chimique de la fraction représentative d'huile.

toate cazurile unde migrația transversală este evidentă, la baza seriei petrolifere întâlnim petroluri parafinoase, iar formațiunile mai tinere conțin petroluri cu structură ciclică.

Observațiile făcute mai sus ne-au condus la alcătuirea tabelului 1, în care prezentăm densitatea fracției reprezentative de ulei și care reflectă structura fracțiilor grele de petrol. Dacă urmărим datele din coloanele verticale ne putem da seama de evoluția hidrocarburilor grele în funcție de factorii geologici legați de tectonica specifică fiecărei zone petrolifere.

Dacă urmărim datele din rîndurile orizontale ale tabelului 1, ne putem da seama de evoluția petrolurilor în urma migrației transversale.

Dependența dintre structura hidrocarburilor grele și tectonica formațiunilor petrolifere. Examinarea petrolurilor din zăcăminte considerate primare ne dă posibilitatea să excludem, în parte, acțiunea unor factori geologici legați de migrația secundară. În cele ce urmează vom urmări dependența dintre structura chimică a hidrocarburilor grele și tectonica Oligocenului și Miocenului, formațiuni în care întâlnim roci mame de petrol.

În zona cutelor diapire revărsate stratele faliante ale Oligocenului de la Buștenari (fig. 2) au o înclinare foarte mare, cu flancul nordic încălcat peste cel sudic. Mișările tectonice foarte intense au favorizat formarea hidrocarburilor grele cu structura ciclică în regiunea Buștenari și

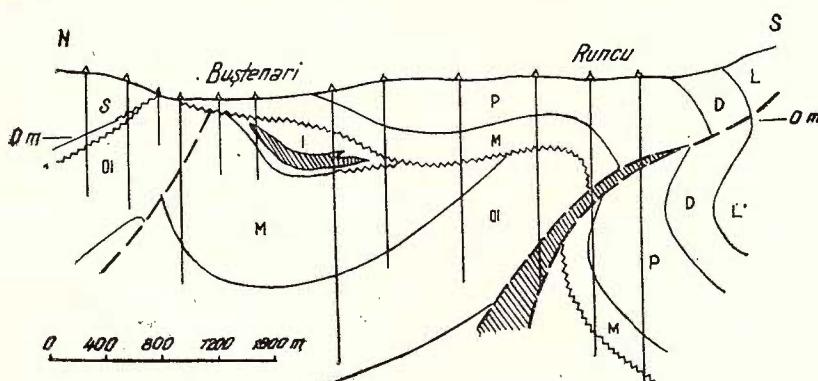


Fig. 2. — Secțiune geologică prin structurile Buștenari—Runcu (N. Grigoraș).

Coupe géologique dans les structures Buștenari—Runcu (N. Grigoraș).

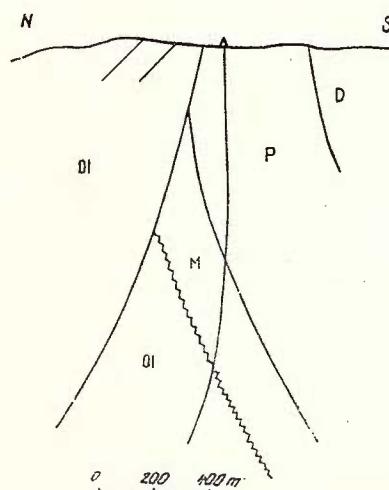


Fig. 3. — Secțiune geologică prin structura Copăceni—Gura Vițioarei (N. Grigoraș).

Coupe géologique dans la structure Copăceni—Gura Vițioarei (N. Grigoraș).

a petrolului cu structură intermediară în regiunea Runcu. La Copăceni, (fig. 3), unde Oligocenul are de asemenea o înclinare mare, hidrocarburile grele au o structură intermediară (densitatea fracției de ulei = 0,923).

În Moldova, Oligocenul autohton este faliat și se prezintă sub forma de cute-solzi, flancul de vest încălcând peste flancul de est. La Zemeș și la Moinești autohtonul este acoperit de pînza de Tazlău și pînza marginală. În aceste condiții tectonice a luat naștere un petrol cu structură intermediară (densitatea fracției de ulei = 0,918) și cu un conținut ridicat în ceară (în jur de 12%).

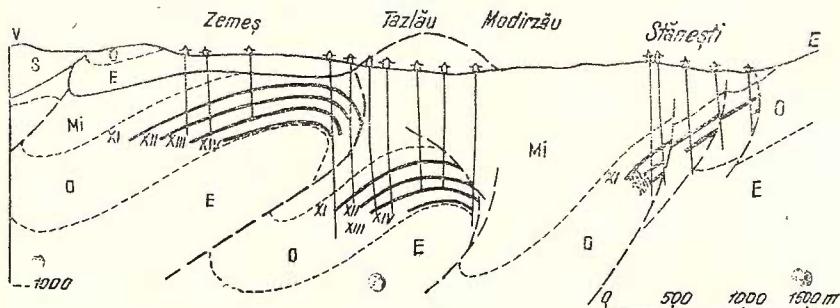


Fig. 4. — Secțiune geologică prin zona Zemeș—Taslău—Stănești (E. Hristescu, D. Culcer, N. Grigoras).
Coupe géologique dans la zone Zemeș—Taslău—Stănești (E. Hristescu, D. Culcer, N. Grigoras).

În alte cazuri Oligocenul, deși nu este productiv, a generat un petrol care s-a acumulat în formațiuni mai tinere. Pe flancul de nord al anticlinalului de la Teiș și în continuare, la baza structurii de la Aninoasa (fig. 5), întîlnim un Oligocen aproape orizontal, peste care este aşezat

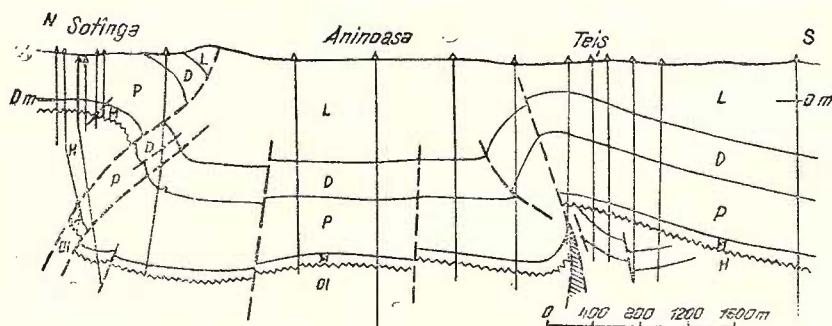


Fig. 5. — Secțiune geologică prin structura Șothinga—Teiș (N. Grigoras).
Coupe géologique dans la structure Șothinga—Teiș (N. Grigoras).

TABELUL 1

Densitatea fracției reprezentative de ulei obținută din petroluri românești

Structura	Oli-gocen	Hel-vețian	Sar-mațian	Meoțian III Meoțian II	Meoțian I	Dacian	Dacian	Levan-tin
<i>Cute diapire revărsate</i>								
Copăceni	0,923	—	—	—	—	—	—	—
Buștenari	0,936	—	—	—	—	—	—	—
Mislea	—	0,920	—	0,919	0,927	—	—	—
Cîmpina	—	—	—	0,911	0,933	—	—	—
<i>Cute diapire exagerate</i>								
Băicoi	—	—	—	0,898	0,917	—	0,944	—
Tintea	—	—	0,897	0,900	—	0,924	0,938	—
Filipești	—	—	0,898	0,901	—	—	0,945	0,960
Moreni	—	0,903	—	0,902	—	—	0,948	0,956
Gura Ocniței	—	—	—	0,899	0,910	0,926	0,943	—
Ochiuri	—	0,906	—	0,909	—	—	0,950	—
Teiș	—	0,904	—	0,905	—	—	—	—
<i>Cute diapire atenuate</i>								
Boldești	—	—	0,899	0,899	—	—	—	—
Aricești	—	—	—	0,899	—	—	—	—
Bucșani	—	—	—	0,887	—	—	—	—
Arbănași	—	—	—	0,903	—	—	—	—
Berca	—	—	—	0,898	—	—	—	—
Ceptura	—	—	—	0,904	—	—	—	—
<i>Depresiunea getică</i>								
Șuța-Cobia	—	—	0,902	0,893	—	—	—	—
Glimbocel	—	—	—	0,918	—	—	—	—
Bogăți	—	—	—	0,938	—	—	—	—
Moșoaia	—	—	—	0,939	—	—	—	—
Băbeni	—	0,908	—	—	—	—	—	—
Ticleni	—	0,898	0,910	—	—	—	—	—
Bălteni	—	0,911	0,912	—	—	—	—	—
<i>Cute-solzi</i>								
Moldova	0,918	—	—	0,940	—	—	—	—



Meoțianul productiv. La o tectonică simplă a Oligocenului corespunde un petrol cu structură parafinică și cu 8% ceară.

În Depresiunea getică înălțim, la baza anticinalului Șuța Seacă-Cobia (fig. 6), un Oligocen slab dizlocat peste care este așezat Tortonianul, Sarmațianul și Meoțianul productiv. La această tectonică simplă corespunde un petrol parafinos (densitatea fracției reprezentative de ulei = 0,898 – 0,902, conținut în ceară 10–12%).

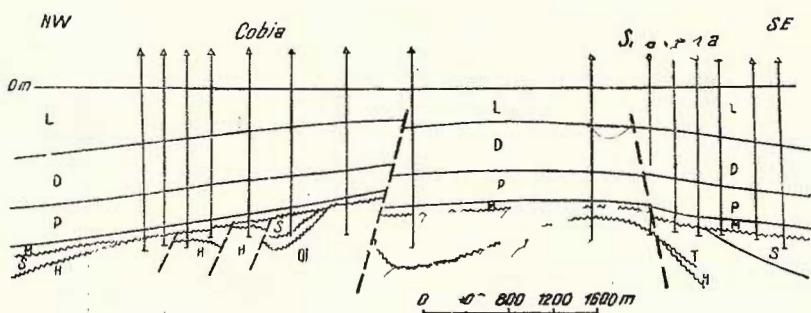


Fig. 6. – Secțiune geologică prin structura Cobia–Șuța Seacă (T. Bivolaru, N. Grigoraș).

Coupe géologique dans la structure Cobia–Șuța Seaca (T. Bivolaru, N. Grigoraș).

În regiunea Argeș, Oligocenul puternic cutat (fig. 7) este acoperit transgresiv de Helvețianul sau Meoțianul productiv. Petrolurile de la Glimbocel au o structură intermediară ($d = 0,918$), iar cele de la Leordeni, Bogați, Moșoaia au o structură chimică predominant ciclică (densitatea fracției reprezentative de ulei = 0,938).

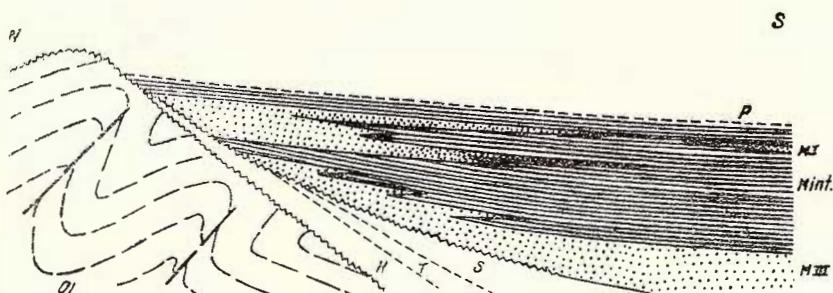


Fig. 7. – Depozitele meoțiene în regiunea Pitești (N. Grigoraș).

Dépôts méotiens dans la région de Pitești (N. Grigoraș).

Depozitele miocene sunt considerate ca purtătoare de roci mame de petrol, reprezentate prin stratele de Cornu, de vîrstă aquitaniană, șisturile marnoase din orizontul cenușiu al Helvețianului, șisturile cu radiolari din Tortonian și șisturile calcaroase din Buglovian.

Între tectonica Miocenului și structura chimică a petrolierului există aceeași dependență ca în cazul Oligocenului. În zona cutelor diapire revărsate înclinarea mare a Helvețianului și Meotianului de la Cîmpina (fig. 8) dovedește că mișcările acestor formațiuni petrolierere au fost foarte intense. La Mislea, atât Helvețianul cât și Oligocenul din regiunea scufundată are înclinări mari în apropiere de Buștenari (fig. 2). În aceste condiții tectonice a luat naștere un petrol intermediar, la care se mai adaugă cantități mici de petrol cu structură parafinică și ciclică.

Miocenul din zona cutelor diapire exagerate se găsește la adâncimi cuprinse între 1500—3000 m și din această cauză mișcările tectonice au fost mai slabe. Tectonica structurilor din această zonă se caracterizează prin înclinări mai mici ale stratelor, scufundarea flancului sudic cu 600—1000 m și străpungerea Miocenului și Pliocenului de către sare. Pentru exemplificare prezentăm schemele structurilor de la Băicoi (fig. 9) și Moreni (fig. 10).

Helvețianul de la Filipești, Moreni, Ochiuri și Teiș-Viforîta a generat petrolieri cu structură parafinică, iar cele din Meotian sunt de asemenea parafinoase (densitatea fractiei reprezentative de ulei este cuprinsă între 0,898—0,906). Miocenul de la Băicoi și Tîntea, reprezentat prin Sarmatian și Tortonian, a produs un petrol parafinos, depozitat în Meotian.

La baza formațiunilor petrolierere din zona cutelor diapire atenuate, adică la Boldești, Aricești și Bucșani întîlnim Sarmatianul și Tortonianul

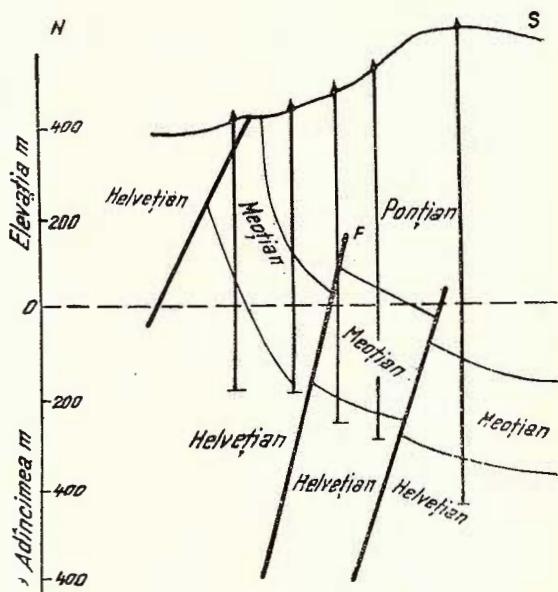


Fig. 8. — Secțiune geologică prin structura Cîmpina (C. Beaca).

Coupe géologique dans la structure Cîmpina (C. Beaca).

iar în unele cazuri (Aricești și Bucșani) întîlnim și Buglovianul. Din tectonica acestor structuri, caracterizată prin inclinări și deplasări slabe ale stratelor (fig. 11), deducem că mișările tectonice au fost și ele slabe. În aceste condiții a rezultat un petrol de structură parafinică, densitatea fracției reprezentative de ulei fiind cuprinsă între 0,887—0,904 iar conținutul în ceară este, în medie de 8%.

Referitor la zona cutelor cripto-diapire, tectonica structurilor de la Arbănași, Berca, Cepatura-Urlați se caracterizează prin inclinări și deplasări mici ale formațiunilor petrolifere (fig. 12). Miocenul de la baza acestor structuri a produs un petrol parafinos pe care îl întîlnim în Meotian (densitatea fracției de ulei = 0,898—0,904).

Miocenul de la baza structurilor petrolifere din Oltenia

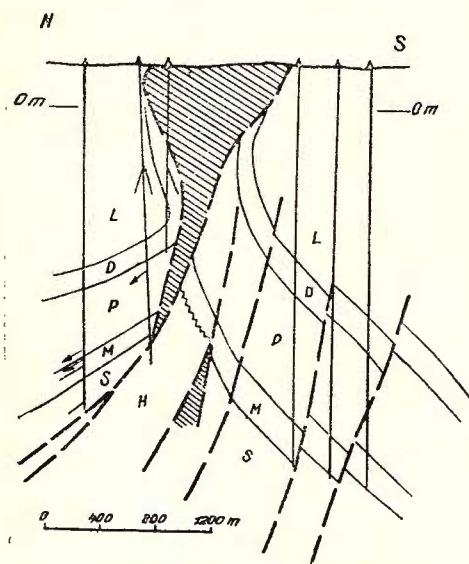


Fig. 9. — Secțiune geologică prin structura Băicoi-vest (N. Grigoraș).

Coupe géologique dans la structure Băicoi-Ouest (N. Grigoraș).

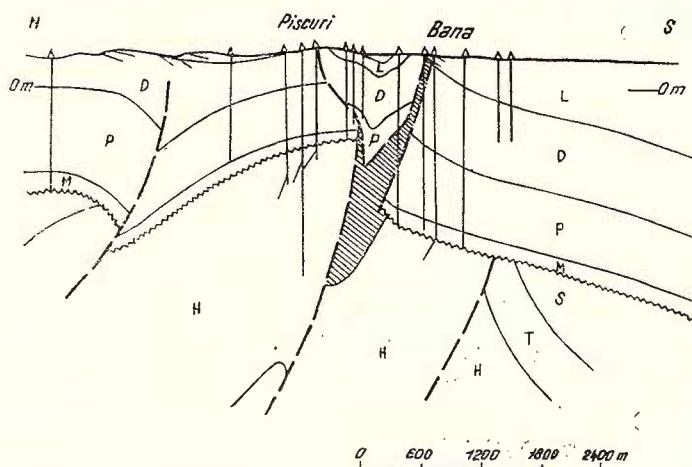


Fig. 10. — Secțiune geologică prin structura Moreni-Piscuri (N. Grigoraș).

Coupe géologique dans la structure Moreni-Piscuri (N. Grigoraș).



(Băbeni, Ticleni și Bălteni) este reprezentat prin Helvețian și Sarmațian. Anticlinalele au flancurile puțin înclinate (fig. 13), ceea ce indică mișcări tectonice slabe. Hidrocarburile grele ale acestor petroliuri au o structură parafinică sau slab intermediară, densitatea fractiei reprezentative fiind cuprinsă între 0,898—0,913.

Dependența dintre evoluția hidrocarburilor grele și migrația petrolurilor. Examinarea petrolurilor din zăcămintele secundare, existente în Miocen și Pliocen, ne permite să deducem evoluția lor sub acțiunea unor factori geologici legați de migrația transversală. În tabelul 1 putem urmări densitatea fractiei reprezentative de ulei, respectiv structura hidrocarburilor grele ale unor petroliuri din zăcămintele secundare.

În zona cutelor diapire revărsate este mai greu să deducem efectul migrației, deoarece în Meotianul de la Cîmpina și Mislea întîlnim cele trei tipuri de petroliuri fără să existe o separare clară între ele.

În zona cutelor diapire exagerate putem urmări efectul migrației transversale asupra structurii petroliurilor din Pliocen. Migrația la adâncimi mari, pînă în Meotian, nu a schimbat structura chimică, aceasta fiind aproape identică cu a petroliurilor din Miocen. Într-adevăr, petroliurile din Meotianul de la Băicoi, Tîntea, Moreni, Gura Ocniței, Ochiuri și Teiș au o structură parafinică ca și cele din Helvețianul sau Sarmațianul acestor structuri.

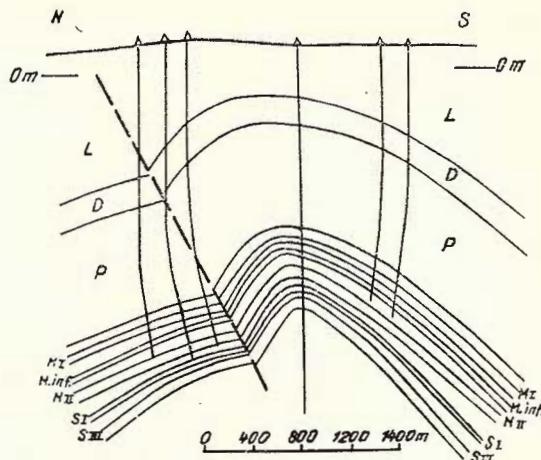


Fig. 11. — Secțiune geologică prin structura Boldești (N. Grigoras).

Coupe géologique dans la structure Boldești (N. Grigoras).

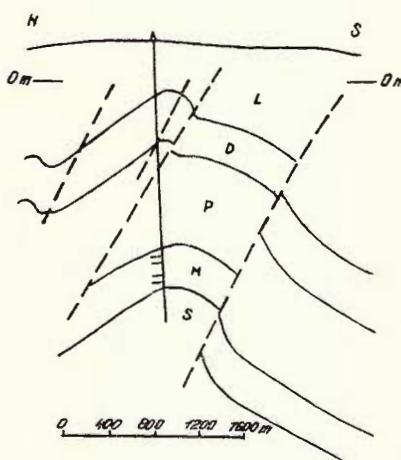


Fig. 12. — Secțiune geologică prin structura Ceptura—Urlați (N. Grigoras).

Coupe géologique dans la structure Ceptura—Urlați (N. Grigoras).

În urma migrației îndepărtate, pînă în Dacian și Levantin are loc cicлизarea hidrocarburilor grele, oxidarea petrolului și scăderea conținutului în ceară. Într-adevăr, densitatea fracției reprezentative de ulei este cuprinsă între $0,935 - 0,950$, conținutul în rășini crește la o valoare

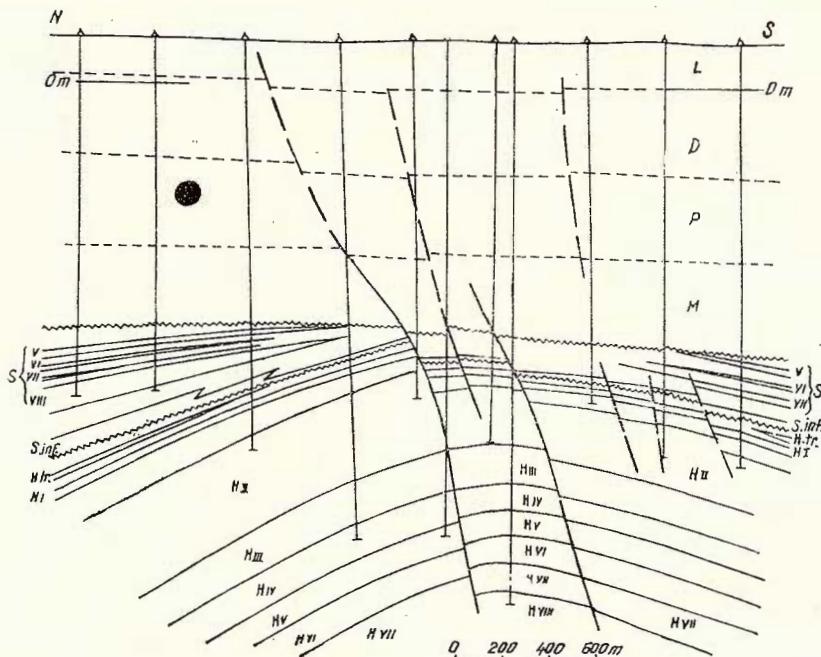


Fig. 13. — Secțiune geologică prin anticlinalul Ticleni (C. Teodorescu, L. Ponta, N. Grigoraș).

Coupe géologique dans l'anticlinal Ticleni (C. Teodorescu, L. Ponta, N. Grigoraș).

medie de 17% (în comparație cu 12% pentru petrolurile parafinoase), iar conținutul în ceară scade la cca 1%. De asemenea, fracțiile ușoare și medii devin octanice.

Admitînd că petrolurile din Meotianul și Dacianul cutelor diapire exagerate provin din materia organică a aceleiași roci mamă, este posibil ca diferențierea dintre ele să fi început încă din faza de formare, datorită condițiilor tectonice deosebite din perioade diferite de acumulare primară. În acest caz petrolurile au migrat decalat, folosind aceeași cale de migrație deschisă de sare și au avut o evoluție separată. În cazul petrolurilor din Dacian s-a adăugat efectul mișcărilor tectonice care au întreținut migrația pînă în această formățiune.

Un alt factor geologic care a accentuat procesul de cicлизare și oxidare al petrolului este potențialul de oxidare al rocilor magazin, dat de oxigenul din roci, sulfatii din ape, oxizii de fier din argile și marne. Aceste elemente lucrează ca acceptori de hidrogen.

Migrația și mai îndepărtată, pînă în Levantin, a dus la accentuarea procesului de cicлизare a hidrocarburilor medii și grele, ceea ce rezultă din creșterea densității fracției de ulei pînă la 0,960.

În zona cutelor diapire atenuate și a cripto-diapirelor migrația pînă în Meotian și acțiunea unor mișcări tectonice slabe nu a schimbat structura chimică a hidrocarburilor grele, fapt ce rezultă din densitatea fracției reprezentative de ulei, cuprinsă între 0,890 – 0,904.

Migrația petrolurilor din Oltenia pune în evidență fenomenul de deparafinare naturală. Caracterul de petrol parafinos sau neparafinos este dat mai mult de conținutul în ceară și mai puțin de gradul de cicлизare al hidrocarburilor grele. Migrația petrolurilor din Helvețianul de la Ticleni pînă în Sarmatian a avut, drept urmare, scăderea conținutului în ceară de la 7 – 8% pînă la 1% și o cicлизare slabă a hidrocarburilor grele, densitatea fracției de ulei crescind de la 0,890 pînă la 0,910. La Băbeni, migrația petrolului în diferite orizonturi ale Helvețianului a fost însotită de scăderea conținutului în ceară de la 3% la 1%, iar densitatea fracției de ulei crește de la 0,900 la 0,910, ceea ce dovedește un proces slab de cicлизare.

Datele din tabelul 1 pun în evidență faptul că petrolurile parafinoase sunt cele mai răspîndite și că acestea se găsesc întotdeauna la baza seriilor petrolieră sau chiar în formațiunile care conțin roci mame de petrol. Aceste observații, precum și faptul că petrolurile parafinoase conțin 7 – 12% ceruri, trebuie interpretat în sensul că hidrocarburile cu structură parafinică provin dintr-un bitumen cu structură asemănătoare, de tipul cerurilor. Considerăm chiar că hidrocarburile solide din petrol sunt o rămășiță din acest bitumen ceros.

Concluziile privitoare la evoluția hidrocarburilor grele pot fi rezumate astfel :

Materia organică inițială are o structură parafinică și este constituită dintr-un bitumen ceros, bogat în hidrogen ;

În condiții relativ statice, bitumenul ceros trece în petroluri cu structură parafinică și suferă o migrație apropiată ;

În condiții dinamice, mișcările tectonice favorizează formarea petrolului cu structură ciclică și migrarea sa îndepărtată. Potențialul de oxidare al rocii magazin accentuează procesul de cicлизare și oxidare al hidrocarburilor grele.



Formarea și evoluția hidrocarburilor ușoare. Conținutul în hidrocarburi ușoare și calitatea acestora reflectă gradul de evoluție al petrolului. Dependența dintre compozitia și structura chimică a hidrocarburilor ușoare și grele dovedește că benzinele octanice se formează paralel cu procesul de cicлизare al hidrocarburilor grele, iar benzinele neoctanice se formează în condițiile evoluției petrolurilor parafinoase.

J. G. Mc Nab et al. (1956) se folosesc de un mare număr de date privitoare la petrolurile americane și ajung la concluzia că pe măsură ce adâncimea, respectiv temperatura zăcământului, este mai mare, densitatea petrolului scade, iar conținutul în benzинă crește. De aici rezultă că unul din factorii geologici, care determină formarea benzinelor, este căldura internă a pământului, corespunzătoare adâncimii zăcământului. Din datele termodinamice prezentate de aceiași autori, rezultă că un petrol greu cu energie pentru cracare de 49.000 cal/mol, suferă o conversie totală abia la 121°C într-o perioadă de 400 milioane de ani. De aici deducem că pentru formarea hidrocarburilor ușoare sunt necesare adâncimi de peste 4000 m.

Varierea conținutului în benzинă cu adâncimea. În cazul petrolurilor românești din unele structuri petrolieri, variația conținutului în benzинă cu adâncimea este prezentată în fig. 14.

Din aliura curbelor se disting următoarele cazuri:

Structurile de la Băicoi, Tîntea, Berca și Ceptura (fig. 14) conțin petroluri al cărui conținut în benzинă scade cu adâncimea. Remarcăm în special că petrolurile cu structură ciclică din Dacianul de la Băicoi și Tîntea conțin 27%, respectiv 19% benzинă care distilă 40% la 100°C, pe cînd petrolul parafinos din Meotianul aflat la 2500–2900 m, conține numai 12% benzинă. La Berca și Ceptura, pentru o creștere a adâncimii de cca 1000 m, conținutul în benzинă scade cu 8%, respectiv 11%;

Conținutul în benzинă al petrolurilor de la Moreni și Filipești crește brusc la adâncimi mici și se menține constant pînă la adâncimi mari (fig. 14 b). În ambele cazuri Levantinul conține petroluri sărace în benzинă, iar Dacianul și Meotianul conțin petroluri cu un conținut în benzинă de cca 19%, deși adâncimea crește cu aproximativ 1000 m;

În fig. 14 c este prezentată variația conținutului în benzинă pentru petrolurile de la Gura Oeniței și Ochiuri. Dacă se ia în considerație petrolurile din Dacianul și Meotianul flancului sudic al structurilor, conținutul în benzинă se menține constant. Meotianul nescufundat de pe flancul nordic al structurii de la Gura Oeniței conține un petrol mai sărac în ben-



zină, de unde rezultă că scufundarea flancului sudic a determinat creșterea conținutului în benzină de la 13% la 19%.

Din rezultatele menționate mai sus nu se constată o creștere a conținutului în benzină cu adâncimea. Din contra, pentru o creștere a adâncimii de 1000–1500 m, conținutul în benzină sau se menține constant,

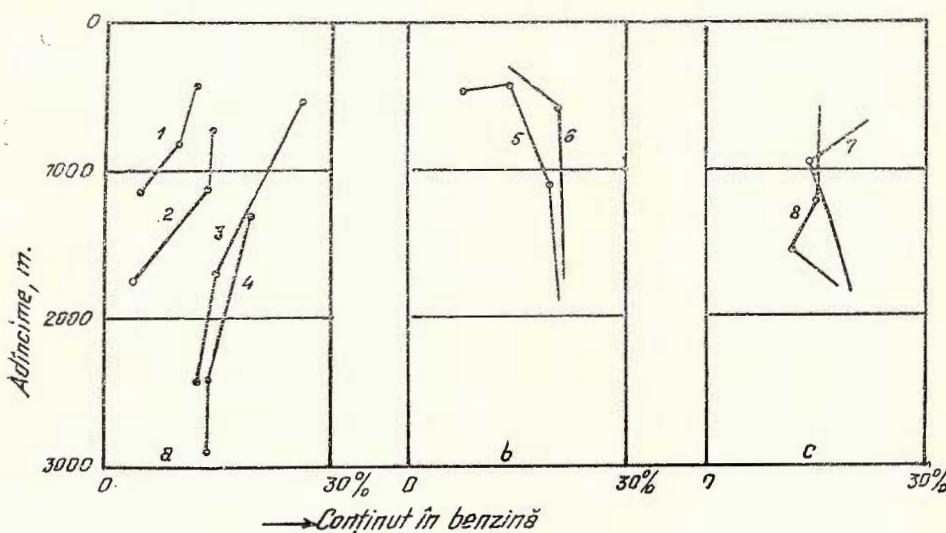


Fig. 14. — Variația conținutului în benzină cu adâncimea.

1, Berca ; 2, Ceptura ; 3, Băicoi ; 4, Tintea ; 5, Filipești ; 6, Moreni ; 7, Gura Ocnei ; 8, Ochiuri.

Variation de la teneur en essence selon la profondeur.

1, Berca ; 2, Ceptura ; 3, Băicoi ; 4, Tintea ; 5, Filipești ; 6, Moreni ; Gura Ocnei ; 8, Ochiuri .

sau scade. Acest fapt trebuie interpretat în sensul că formarea hidrocarburilor ușoare nu se face numai pe seama căldurii interne a pământului și că mai intervin și alți factori geologici, care modifică relația de proporționalitate dintre adâncime și conținutul în benzină.

Dependența dintre conținutul în benzină și tectonica formațiunilor petrolifere. Am arătat mai sus că există o dependență între intensitatea mișcărilor scoarței terestre, apreciată din tectonica formațiunilor petrolifere și structura hidrocarburilor grele din țări. În cele ce urmează ne propunem să urmărim dacă această dependență există și în cazul hidrocarburilor ușoare.

În tabelul 2 prezentăm conținutul în benzină al petrolierelor din diferite formațiuni aparținând unor zone petrolifere cu tectonică diferită. Din aceste date desprindem următoarele :

TABELUL 2

Conținutul în benzină al unor țărăi românești

Structura	Oligocen	Helvetician	Sarmatian	Meotian	Meotian	Dacian	Levantin
<i>Cute diapire revărsate</i>							
Cîmpina	—	—	—	19			
Mislea	—	20	—	14			
Buștenari	22	—	—	—			
<i>Cute diapire exagerate</i>							
Băicoi	—	—	—	13	—	27	—
Tintea	—	—	—	12	—	19	—
Filipești	—	—	—	18,5	—	16	6,3
Moreni	—	—	—	19	—	19	12,5
Gura Ocniței	—	—	—	18,5	13	19	16,5
Ochiuri	—	10,5	—	15,5	—	14	—
Teiș	—	13	—	17	—	—	—
<i>Cute diapire atenuate</i>							
Boldești	—	—	—	13	—	—	—
Bucșani	—	—	—	16	—	—	—
Arbănași	—	—	—	14	—	—	—
Berca	—	—	—	10	—	—	—
Ceptura	—	—	—	14	—	—	—
Șuța Seacă	—	—	13	—	—	—	—
<i>Cute-solzi</i>							
Moldova	8,5	—	—	10	—	—	—

Oligocenul puternic cutat de la Buștenari conține un țări cu 22% benzină, pe cind Oligocenul din Moldova, cu o tectonică mai simplă, conține un țări cu cca 8% benzină.

Helveticianul din zona cutelor diapire revărsate — de la Mislea, conține de asemenea un țări cu 20% benzină, spre deosebire de Helveticianul de la Ochiuri și Teiș, cu o tectonică simplă care conțin țări cu 10,5—13% benzină.

Sarmatianul productiv se găsește la adâncimi mari și are o tectonică simplă, atât în zona cutelor diapire exagerate, cât și în zona cutelor diapire



atenuate. Petrolul din Sarmățianul de la Șuța Seacă este sărac în benzină (aproximativ 13%).

În zona cutelor diapire revărsate Meotianul de la Gura Drăgănesei și de la Cîmpina are o înclinare mare, mai ales la adâncimi mai mici de 600 m pe cînd Meotianul de la Mislea, așezat transgresiv peste Helvețian, este aproape orizontal. La o tectonică atît de diferită corespund țițeiuri cu 19%, respectiv 14% benzină.

În zona cutelor diapire exagerate, la Filipești, Moreni și Gura Ocniței, pe lîngă înclinări medii ale Meotianului, a intervenit și scufundarea flancului sudic cu cca 1000 m, precum și străpungerea Pliocenului de către sare. La această tectonică destul de complicată corespund țițeiuri relativ bogate în benzină, adică în jur de 18%. Excepție face Meotianul de la Băicoi și Tîntea, care deși are o tectonică asemănătoare cu cea de la Moreni, totuși conține țițeiuri mai sărace în benzină, adică 12–13%. Considerăm că în evoluția petrolierelor intervin și alți factori geologici, cum sint cei legați de migrația selectivă a hidrocarburilor.

Dependența dintre conținutul în benzină și tectonica formațiunilor petrolieră apare evidentă dacă comparăm petrolierile din Meotianul zonei cutelor diapire atenuate cu cele din zonele cutelor exagerate și revărsate. La o tectonică simplă a structurilor de la Boldești, Aricești, Arbănași, Berca și Ceptura corespunde un conținut în benzină de 10–14%, pe cînd în celelalte zone întîlnim țițeiuri cu 18–22% benzină.

Petrolierile cu structură ciclică din Dacianul de la Tîntea, Băicoi, Filipești, Moreni și Gura Ocniței au un conținut ridicat în benzină. La formarea și evoluția lor contribuie mișcările tectonice ale tuturor formațiunilor prin care a avut loc migrația, începînd cu roca mamă de petrol și terminînd cu roca-magazin.

Petrolierile din Levantin sunt mai sărace în benzină. Ele au suferit probabil o degradare și au pierdut o parte din fracțiunile ușoare, protejînd în același timp petrolierile din Dacian. Un rol asemănător a avut, probabil, și petrolul din Meotianul de la Mislea.

Un alt aspect al evoluției hidrocarburilor ușoare constă în transformările calitative ale acestora. Judecînd după variația indicelui octanic, care este cuprins între 55–75 în cazul benzinelor și între 0–50 I.O. în cazul fracției de petrol lampant, ne putem da seama că evoluția hidrocarburilor ușoare se datorește unor intense reacții de izomerizare și de scindare a hidrocarburilor grele cu structură diferită.

Faptul că cele mai multe petrolieri octanice se găsesc în Dacianul cutelor diapire exagerate (Tîntea, Băicoi, Filipești, Moreni, Gura Ocniței), unde masivele de sare străbat Pliocenul pînă la suprafață, ne duce

la concluzia că formarea benzinelor octanice poate fi atribuită migrării în prezența sării. Este posibil ca în condiții dinamice și la temperaturi de cca 200°C, sarea și mai ales clorurile de calciu și de magneziu să fi generat acid clorhidric, care a jucat rolul de promotor al reacțiilor de izomerizare, disproportională, cracare și ciclizare. Aceste reacții duc la formarea petrolierelor octanice, cu conținut ridicat în benzină și puternic ciclate, pe care le considerăm cele mai evolute.

Formarea petrolierelor octanice din regiunea Argeș și a celor cu cîfră octanică medie din Oligocenul de la Buștenari sau din Moldova, poate fi pusă pe seama salinității rocilor mame de petrol, cu condiția ca acestea să aibă un caracter acid sau neutru, acțiunea acidului clorhidric putînd fi anihilată de rocile cu carbonat de calciu, cum sunt marnele și calcarele. Prin analogie deducem că petrolierile octanice din Dacian s-au format în roci bituminoase cu salinitate ridicată în perioade dominate de mișcări tectonice intense, iar migrația în prezența sării a făcut ca reacțiile de ciclizare și izomerizare să se continue.

Din cele menționate mai sus, desprindem următoarele concluzii : 1) evoluția hidrocarburilor ușoare este determinată, printre altele, de intensitatea mișcărilor tectonice ; 2) petrolierile cu structură ciclică au un conținut ridicat în fracții ușoare de calitate superioară, putînd fi considerate mai evolute decât petrolierile cu structură parafinică ; 3) salinitatea rocilor mame de petrol de natură silicioasă sau argiloasă și migrația în prezența sării, poate contribui la evoluția spre petrolieri octanice cu structură ciclică.

Interpretări, concluzii

În cele ce urmează vom reveni asupra următoarelor probleme: 1) acțiunea mișcărilor tectonice și 2) natura materiei organice și sensul transformărilor chimice.

Dacă ținem seama că acumulațiile de petrol din regiunile prenumtoase sunt legate de principalele faze orogene (alpină, laramică, chimerică, hercinică și caledoniană), putem deduce că acestea contribuie și la formarea hidrocarburilor. Dependența stabilită în cazul petrolierelor românești dintre tectonica formațiunilor petrolifere și structura hidrocarburilor, vine să confirme acest fapt.

Acțiunea mișcărilor tectonice asupra formării hidrocarburilor se manifestă, în primul rînd, prin faptul că, în urma scufundării formațiunilor petrolifere la diferite adîncimi, acestea pot fi puse în condiții de temperatură și presiune favorabile unor transformări mai intense ale substanței butuminoase.



În timpul mișcărilor tectonice de cutare și scufundare a stratelor este posibilă și o mișcare în toată masa rocilor datorită deformării, comprimării sau sfărîmării rocilor. Acest gen de mișcări, dacă au loc mai mult sau mai puțin bruse, pot fi considerate ca o sursă de căldură, care se dezvoltă în urma frecării dintre particolele în mișcare.

Sisturile bituminoase și în general rocile pelitice se comportă ca un material plastic. Sub acțiunea presiunii litostatice are loc deformarea sau comprimarea acestor roci și alunecarea stratelor de-a lungul suprafețelor de rezistență minimă. Cantitatea de căldură dezvoltată prin frecare, în toată masa rocii, depinde de spontaneitatea deformării sau comprimării, presiune etc.

Rocile dure, cum sunt gresiile și conglomeratele mai mult sau mai puțin cimentate, pot fi sfărîmate sub acțiunea presiunii. În cazul rocilor formate din materiale cu o duritate diferită, este posibil ca presiunea să fie preluată de o rețea de particole dure. În momentul sfărîmării acestora are loc o întrepătrundere a particolelor dure în materialul mai puțin dur, susceptibil la comprimare. Această mișcare în toată masa rocii poate da naștere la supraîncălziri locale și la transformarea substanței organice.

Mișcările tectonice creează o stare dinamică pentru fluidele existente în roci din cauza formării unor zone în care domină presiuni variante. În aceste condiții este posibil ca substanța bituminoasă, în asociatie cu apă, să treacă de la o stare dispersă la acumularea în zonele de presiune mică. În cazul cutării stratelor, de exemplu, în partea centrală a cutei se formează o zonă de presiune mare, unde rocile sunt deformată, comprimate sau sfărîmate, iar în zona de curbură maximă domină, temporar, o presiune mică datorită fisurării stratelor. Echilibrul dinamic se stabilește, în primul rînd, prin acumularea fluidelor în fisurile rocilor.

Scufundarea blocurilor tectonice este însoțită de deplasări de-a lungul faliilor și alunecări între stratele a căror înclinare se mărește. În aceste zone are loc fisurarea rocilor și acumularea fluidelor din roci. Stratele compacte, situate sub bolți, se pot scufunda succesiv în urma desprinderii de-a lungul stratelor neconsolidate, unde se creează zone de presiune mică și deci acumularea substanțelor fluide (gaze, bitumuri, apă).

Ipoteza că mișcările tectonice sunt o sursă de căldură, care contribuie la formarea și evoluția petrolului, face ca în sfera noțiunii de roeă mamă de petrol să fie cuprinse și acele roci sedimentare puternic dislocate, comprimate și fisurate, indiferent de conținutul în bitumen și caracteristicile litologice.

Din cele menționate mai sus nu trebuie să se înțeleagă că la formarea petrolului nu intervine și căldura internă a pământului. Din contră, con-



siderăm că în timp ce rocile pot să se scufunde la adâncimi mari, produsele de descompunere ale materiei organice, hidrocarburile, se ridică mereu la suprafață. În funcție de curbele de deshidratare ale rocilor, adică la temperaturi diferite și deci în perioade diferite, apa interstitială și de constituție a rocilor participă, sub formă de curenti hidraulici, la transportarea și acumularea hidrocarburilor. Faptul că Jurasicul și Cretacicul din Platforma moesică conțin petroli, permite să conchidem că faciesul bituminos ar putea fi prezent și în Mezozoicul scufundat din Depresiunea precarpatică. Petrolul generat la adâncimi mari, s-a acumulat în zonele de presiune mică, create prin scufundarea formațiunilor mio-pliocene.

O altă concluzie care se desprinde din materialul prezentat se referă la formarea petrolului parafinos dintr-un bitumen cu structură parafinică în condiții relativ statice, deci cu un aport de căldură mai mic. Este necesar să insistăm asupra răspândirii în rocile sedimentare a bitumenului cu structură parafinică.

Analiza a cca 1300 carote, recoltate, cu ocazia lucrărilor de explorare pentru hidrocarburi, ne-au permis să tragem concluzia că bitumenul extras cu cloroform din rocile sedimentare reprezintă, în medie, 700 g/m³ de rocă. Un număr restrins de analize ne-a arătat că acest bitumen se compune din 60% bitumen răšinos-asfaltic și 40% bitumen ceros, separat chromatografic cu *n*-heptan și benzen.

Pe baza unui studiu asupra rocilor mame de petrol din țara noastră, E. Casimir¹⁾ apreciază că acestea conțin hidrocarburi parafin-naftenice în cantitate de 400—850 g/m³ de rocă.

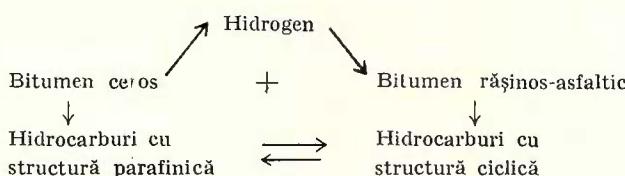
W. S. Meinshchein (1957) analizează bitumenul din probe de sol și identifică în fracția eluată cu benzen ceruri formate din acizi grași și alcoolii alifatici cu cca 30 atomi de carbon, precum și alcoolii de tipul colesterolului, care au fost găsiți de altfel și în petrol. Prezența în probele de sol a unui bitumen ceros dovedește că acesta este foarte rezistent la acțiunea de descompunere bacteriană sau la acțiunea de distrugere a aerului.

În privința provenienței bitumenului ceros este posibil să fie vorba de o ceară care acoperă frunzele pentru a le face impermeabile față de apă. Amintim că Smith găsește în sedimentele recente hidrocarburi și ceruri care provin probabil din algele marine.

¹⁾ E. Casimir. Cercetări pentru stabilirea de criterii pentru diagnosticarea rocilor mame de petrol (raport); 1962, Intrepr. laboratoare geologice M. I. P. Ch. București.



Mecanismul de formare al hidrocarburilor poate fi următorul : bitumenul ceros trece în hidrocarburi parafin-naftenice și mai departe, prin pierdere de hidrogen în hidrocarburi cu structură ciclică. Bitumenul răšinos-asfaltic este un acceptor de hidrogen și trece în hidrocarburi cu structură ciclică.



Schema se bazează pe transferul de hidrogen de la bitumen ceros la bitumen răšinos-asfaltic (asemănător protopetrolului), evitând intervenția hidrogenului din afară care este mai puțin probabilă. Echilibrul acestor reacții este dat de condițiile de temperatură. Un aport mai mic de căldură favorizează formarea hidrocarburilor parafinice, iar în condiții dinamice, cînd intervine o cantitate mai mare de căldură, predomină formarea hidrocarburilor cu structură ciclică. În formarea petrolului, bitumenul ceros aduce cel mai mare aport, deoarece fluiditatea sa este mai mare, iar adezivitatea față de rocă este mai mică decît a bitumenului răšinos-asfaltic.

Evoluția de la bitumen răšinos-asfaltic (de tipul protopetrolului) la țări parafinos, prin hidrogenare în timpul îmbătrînirii, se isbește de următorul paradox : dacă admitem că petrolurile din Dacian sunt slab evolute din punct de vedere al structurii hidrocarburilor grele, nu putem înțelege de ce sunt foarte evolute din punct de vedere al conținutului în benzинă. Pe de altă parte cele mai multe petroluri parafinoase sunt mai puțin evolute din punct de vedere al conținutului în benzine deși sunt considerate, după teoria lui B a r t o n , cele mai evolute din punct de vedere al structurii hidrocarburilor grele.

Considerăm că interpretarea și concluziile de mai sus trebuie confruntate cu datele privitoare la structura petrolurilor și tectonica formațiunilor din alte regiuni petrolifere, cu atît mai mult cu cît vin să confirme sau să infirme ipotezele referitoare la rocile mame de petrol, natura materiei organice, condițiile de temperatură, sensul evoluției și transformărilor chimice.

BIBLIOGRAFIE

- A tanasiu I. (1948). Zăcămintele de țărei din România. AGIR. București.
- Beca C. (1955). Geologia șantierelor petroliifere. Editura Tehnică. București.
- Brod I. O. (1953). Geologia zăcămintelor de țărei și de gaze. Editura Tehnică. București.
- Creangă C., Dumitrescu F., Negrescu V., Neacșu P., Rădulescu S. (1962). *Revue de Chimie*, Ed. Academiei R.P.R. București.
- Gavăt I. (1964). Geologia petrolului și gazelor naturale. Editura Didactică și Pedagogică. București.
- Grigoraș N. (1964). Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R. Editura Tehnică. București.
- Macovei G. (1938). Les gisements de pétrole. Paris.
- Macovei G. (1958). Geologia stratigrafică. Editura Tehnică. București.
- Meinschein W. S., Kenny S. S. (1957). *Anal. Chem.*
- Mc. Nab J. G., Smith V. P., Betts L. R. (1956) Ind. Eng. Chem. (2558).
- Mrazec L. (1927). Les plis diapirs, *C. R. Inst. Géol. Roum.* VI (1914–1915). București.
- Popescu-Voitești I. (1943). Petrolul Românesc. București.
- Rădulescu G. A. (1959). Proprietățile țăreiurilor românești. Editura Academiei R.P.R. București.
- Stevens N. P. (1956). *Bul. Amer. Assoc. Petr. Geol.* Ianuarie.

CONSIDÉRATIONS SUR L'ÉVOLUTION DES PÉTROLES ROUMAINS

PAR

C. DUMITRESCU

(Résumé)

Pour mettre en évidence quelques-uns des facteurs géologiques ayant déterminé l'évolution des pétroles roumains, nous avons considéré : 1. la structure chimiques des hydrocarbures lourdes et 2. la teneur en fractions légères du type de l'essence. Nous avons observé la variation de ces caractéristiques en rapport de la tectonique des structures pétrolifères.

L'Oligocène renversé de la zone des plis diapirs déversés, contient un pétrole à structure cyclique (Buștenari) ou bien à structure intermédiaire (Copăcenii). L'Oligocène fortement plissé de la région Pitești, a également engendré un pétrole à structure cyclique. A une tectonique moins intense des dépôts de l'Oligocène (Moldavie) correspond un pétrole à structure intermédiaire et à teneur élevée en cires (12%). L'Oligocène, enfin, à tectonique simple (à pendages réduits), tel celui de Teiș—Aninoasa ou de Șuța Seacă—Cobia N, a engendré un pétrole à structure paraffinique.



Le Miocène fortement incliné de la zone des plis diapirs déversés (Runcu, Cîmpina) a produit un pétrole à structure intermédiaire tandis que le Miocène plus faiblement affecté au point de vue tectonique de la zone des plis diapirs accentués (Băicoi, Tîntea, Filipești, Moreni, Gura Ocnîtei, Ochiuri) a engendré un pétrole à structure paraffinique déposé surtout dans les sables méotiens. De même que dans la zone des plis diapirs atténuerés, le Miocène peu sollicité a engendré un pétrole à structure paraffinique, déposé dans le Méotien (Berca, Căptura, Boldești, Arișești, Bucșani). La tectonique de ces structures relève que les pétroles se sont formés et ont évolué dans des conditions relativement statiques.

L'examen des pétroles des gisements secondaires montre que la migration a provoqué des changements de la composition et de la structure des pétroles. La migration proche, jusqu'au Méotien, ne change rien à la structure chimique du pétrole, à l'encontre de la migration lointaine, jusqu'au Dacien et au Levantin (Tîntea, Băicoi, Filipești, Moreni, Gura Ocnîtei, Ochiuri) qui est accompagnée par la forte cyclisation des hydrocarbures lourdes. Il est probable que ce processus ait été déterminé par le potentiel d'oxydation de la roche-magasin (teneur en oxygène, sulfates, oxydes de fer) en tant qu'accepteur d'hydrogène. Autre phénomène, allant de pair avec la migration, c'est le déparaffinage naturel du pétrole. À Ticleni la migration qui commence dans l'Helvétien et s'achève au Sarmatien ainsi que la migration dans les divers horizons de l'Helvétien de Băbeni, a provoqué la baisse de la teneur en cire jusqu'à 1 % et la formation des pétroles nonparaffiniques, sans que la structure chimique des hydrocarbures lourdes change trop.

La grande fréquence des pétroles à structure paraffinique dans la base des séries pétrolifères — ainsi que la présence, dans ce pétrole, des cires en pourcentages de 7—12, signifient que les hydrocarbures proviennent surtout d'un bitumen cireux à structure prédominant paraffinique. La cyclisation dégage l'hydrogène qui transforme, en partie, le bitumen résineux-asphaltique en hydrocarbures.

En ce qui concerne la formation et l'évolution des hydrocarbures légères on constate qu'il n'y a pas de relation de proportionnalité entre la teneur en fractions légères et la profondeur du gisement. Pour une profondeur accrue de 1000—1500 m, la teneur en essence baisse ou reste la même. Outre la chaleur interne de la terre, il paraît que d'autres facteurs géologiques participent également à la formation des hydrocarbures légères. On constate, en échange, une dépendance entre la tectonique des structures pétrolifères et la teneur en essence. En effet, les formations fortement plissées de la zone des plis diapirs déversés (Buștenari, Copăceni, Runcu



Cîmpina) contiennent des pétroles à 20 % environ d'essence tandis que, dans la zone des plis diapirs atténués on rencontre des pétroles à 13 % environ d'essence.

Vu que la plupart des pétroles octaniques se trouvent dans les sables du Dacien des plis diapirs accentués (Tintea, Băicoi, Moreni, Gura Ocniței, Ochiuri) là où les massifs de sel traversent le Pliocène jusqu'à la surface, on a supposé que le sel pourrait engendrer l'acide chlorhydrique, qui catalise les réactions d'isomérisation, cyclisation et craquage. La salinité de la roche-mère de pétrole joue peut-être un rôle semblable. L'acide chlorhydrique se forme facilement par l'hydrolyse des chlorures de magnésium et de calcium.

Conclusion. La dépendance entre la tectonique des structures pétrolières d'une part et la structure des hydrocarbures lourdes, respectivement la teneur en fractions légères d'autre part, constitue un argument pour l'hypothèse qui affirme que les mouvements tectoniques sont une source de chaleur qui se dégage à cause du frottement entre les particules en mouvement. Des surchauffages locaux peuvent survenir pendant la déformation et la compression des roches pélitiques et durant l'écrasement des roches dures ou faiblement cimentées. Les mouvements tectoniques de plissement et d'affaissement sont, eux-aussi, accompagnés par dégagement de chaleur qui contribue à la transformation de la matière organique en hydrocarbures et à leur évolution jusqu'aux pétroles. Les zones de pression réduite créées à la suite de l'affaissement successif des couches compactes ont un rôle important dans l'accumulation des pétroles. Mais c'est le bitumen cireux, représentant 40 % environ du bitumen total extrait au chloroforme, le reste étant un bitumen résineux-asphalтиque, qui contribue le plus à la formation du pétrole.



**STRUCTURA ZONELOR MANGANIFERE DIN REGIUNILE
CÎRLIBABA (MUNTELE DADU) ȘI COȘNA¹⁾**

DE
C. IONESCU²⁾

Abstract

Structure of the Manganese Zone in the Cîrlibaba (Dadu Mountain) and Coșna Regions. As a result of the geological researches carried out in the Cîrlibaba (Dadu Mountain) and Coșna regions, new manganese zones were discovered in the crystalline area of the East Carpathians. Stratigraphically, the crystalline schists in which the manganese rocks are included belong to the black-bluish quartzite horizon, which is a characteristic level of the epimetamorphic series.

În urma cercetărilor întreprinse în regiunea Cîrlibaba și Coșna, au fost puse în evidență noi zone manganifere în cristalinul Carpaților orientali.

Primele cercetări pentru mangan au fost efectuate în regiunea Ciocănești – Argeștru–Vatra Dornei înainte de primul război mondial de către geologii B. Walter, R. v. Mogilnicki și H. Quiring. Aceste cercetări au fost continue de către geologii români: V. Ianovici (1957), M. Savu (1957), Gh. Mastacan, (1948), D. Rădulescu, Gr. Cioflică, P. Ciornel⁴⁾, D. Constantinoiu, R. Dimitrescu⁴⁾, H. Savu⁵⁾, R. Stefan⁶⁾ și alții.

¹⁾ Comunicare în ședința din 19 decembrie 1963.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Cal. Griviței 64, București.

³⁾ D. Rădulescu, Gr. Cioflică, P. Ciornel, Al. Vasilescu, C. Drăghici. Raport asupra regiunii Ciocănești. 1954, Arh. Com. Stat. Geol.

⁴⁾ R. Dimitrescu, D. Constantinoiu, D. Dumitrescu, M. Borcoș, M. Lupu. Raport asupra prospecțiunilor din regiunea Iacobeni. 1954. Arh. Com. Stat. Geol.

⁵⁾ R. Dimitrescu, Al. Vasilescu, I. Gheorghita. Raport asupra regiunii Iacobeni. 1955. Arh. Com. Stat. Geol.

⁶⁾ H. Savu. Raport asupra regiunii Șarul Dornei-Pietrele Albe. 1954, Arh. Com. Stat. Geol.

⁷⁾ R. Stefan, S. Cosma, L. Vasilescu. Raport asupra regiunii dealul Rusului. 1954. Arh. Com. Stat. Geol.

Primele cercetări privind chimismul și originea rocilor cu mangan din cristalinul Carpaților orientali au fost executate de către profesorii M. Savul (1957) și V. Ianovici (1957). În urma unui studiu comparativ minuțios, M. Savul (1957) și V. Ianovici (1957) rezolvă problema atât de dificilă a chimismului și originii zăcămintelor cu mangan din Carpații orientali.

Stratigrafic, șisturile cristaline în care sunt incluse rocile cu mangan din Carpații orientali se găsesc situate în orizontul cuarțitelor negre vineții al Seriei epimetamorfice. Acest orizont are extindere mare în regiunea Cîrlibaba–Coșna, reprezentând un orizont reper al cristalinului Carpaților orientali. Este constituit din două nivele discontinu de cuarțite negre-vineții ce sunt însoțite de șisturi silicioase manganifere, între care se află șisturi clorito-sericito-grafitoase și un nivel discontinuu subțire, cu grosimi ce variază între 0,5 m și 15 m de șisturi calcaroase cenușii. Șisturile silicioase manganifere ajung uneori la grosimi de ordinul zecilor de metri.

Așa cum au arătat profesorii M. Savul și V. Ianovici și în regiunile Cîrlibaba și Coșna concentrațiunile manganifere sunt cuprinse în roci cu predominantă cuarțului, de tipul șisturilor cuarțito-clorito-sericitoase. Atât la Cîrlibaba cât și la Coșna, rocile purtătoare cu mangan sunt însoțite de cuarțite negre cu grosimi variabile.

Profesorii M. Savul și V. Ianovici au subliniat că cuarțitele negre reprezintă echivalentul metamorfic al unor jaspuri, demonstrând clar, că, în timpul formării depozitelor manganifere din Carpații orientali au existat condiții pentru constituirea de formațiuni silico-vulcanogene. Totodată au demonstrat că, chimismul rocilor cu mangan din Carpații orientali se găsește într-o poziție de tranziție după schema: minereuri lacustre → concrețiuni marine de fund puțin adânc → minereuri din Carpații orientali → minereu sedimentar-vulcanogen tip Șoimus-Buceava → minereu sedimentar-vulcanogen tip Pîrnești.

Pentru a încadra cele două zone manganifere în structura generală a părții de nord a cristalinului Carpaților orientali, voi căuta să trec în revistă, destul de sumar, mișcările tectonice care au dus la decroșarea și compartimentarea lor.

În timp ce în nordul regiunii, respectiv în sectorul Cîrlibaba ne găsim într-o zonă de structuri majore orientate NW–SE, structuri obișnuite pentru cristalinul Carpaților orientali mai la SE în regiunea Ciocănești-Coșna se remarcă existența și a unor structuri cu orientări diferite, dispuse aproape perpendicular (NE–SW) față de vechile structuri. Astfel de situa-



ații am întîlnit și în regiunea Tulgheș¹⁾, în urma cercetărilor pe care le-am efectuat în anul 1962 împreună cu geologii O. Gheruci, C. Micu, V. Puiu, M. Arion, Gh. Popa, Maria Puiu.

Structurile orientate NE—SW din regiunea Coșna și Tulgheș, considerăm că în mare parte se datorează unor mișcări tectonice care au dus la decroșarea și compartimentarea cristalinului și totodată la caborirea sau ridicarea unora din compartimente. Se pare că, aceste compartimentări au luat naștere prin reactivarea unor vechi zone de minimă rezistență.

Cu ajutorul studiului microtectonic am reușit să pun în evidență două sisteme de liniații principale suprapuse în bazinul văii Bistriței Aurii în aceleași aflorimente: o liniație L_1 dată de orientarea mineralelor micacee (ce corespunde în linii mari cu direcția generală a structurii) cu direcția $320^\circ/37^\circ$, o a doua liniație dată de microcute centrimetrice cu direcția $230^\circ/47^\circ$ și a treia liniație L_3 corespunzătoare unor flexuri cu direcția $200^\circ/12^\circ$.

În afara mișcărilor de cutare și metamorfism, mișcări tectonice mai noi, au dus la fracturarea, decroșarea și compartimentarea formațiunilor epimetamorfice și chiar la dispunerea acestora prin răsturnare sau încălcare locală, peste formațiuni sedimentare triasice, cretacice sau eocene.

În regiunea muntelui Dadu peste mișările tectonice ce au dat naștere cunei anticlinale inclinate spre nord, mișcări tectonice mai noi, au dus la decroșarea și compartimentarea acesteia și respectiv a zonei manganifere.

Structura de anticlinal înclinat spre NE, a fost pusă în evidență pe baza liniaților, desenelor și microcutelelor. Cu ajutorul acestor elemente structurale s-a determinat că zona manganiferă conturată cu ajutorul lucherărilor miniere, este cuprinsă în șisturile cuarțito-clorito-sericitoase de pe flancul sudic al anticlinalului Dadu.

Atât șisturile cuarțito-clorito-sericitoase cît și cuarțitele negre sunt puternic cutate, încit desenele de pe cele două flancuri anticlinale ajung pînă la microcute cu amplitudini de peste 1 m. Intensitatea mișcărilor de cutare, au dus la forfecarea și deplasarea microcuteelor, printr-o serie de clivaje de alunecare, care, în rocile de competență diferită, în cazul nostru, al cuarțitelor negre, rocilor cu concentrații manganifere și șisturilor cuarțito-clorito-sericitoase au dat naștere la procese de budinare, încit atât cuarțitele

¹⁾ C. Ionescu, O. Gheruci, C. Micu, V. Puiu, P. Costache, M. Arion, Gh. Popa, I. Teuca, V. Nedelcu. Raport geologic asupra regiunii Tulgheș-Borsoc. 1962. Arh. Com. Stat. Geol.

cît și concentrațiile manganifere au fost lentilizate. Din această cauză, în sectorul cercetat pînă acum, cu lucrări miniere, grosimea reală a concentrațiilor manganifere din zona muntelui Dadu, variază între 4 m și 40 m.

Mișcările tectonice mai noi care au decroșat și compartimentat anticlinalul Dadu au afectat și zona manganiferă pe care au compartimentat-o. Aceste mișcări au reactivat și clivajele de alunecare transformîndu-le uneori în adevărate plane de alunecare. Lucrările miniere, de explorare, deschise în urma propunerilor făcute de noi, sunt amplasate pe zona pălăriilor de mangan și fier a celor cinci lentile manganifere.

Aceste pălării, reprezintă zone de oxidare a unor roci cu mangan în care predomină seria izomorfă de carbonați de mangan și fier asemănătoare celei descrise de D. Rădulescu (1955) pentru carierele din valea Puiu.

Conținutul mediu pentru cele cinci lentile manganifere este pentru mangan de 27% iar pentru fier de 8%, deci, un conținut mediu în util de 35%.

Avînd în vedere conținutul mediu în util (35%) și dimensiunile lentilelor a căror grosime variază între 4 m și 40 m și faptul că pot fi exploatare ușor, în carieră, considerăm că în zona muntelui Dadu, lucrările de prospecție și explorare vor pune în evidență, un nou zăcămînt de mangan în cristalinul Carpaților orientali.

În regiunea Coșna, zona manganiferă este discontinuă, lenticulară și urmăreste o serie de cufe anticlinale și sinclinale. Pînă acum lucrările miniere de explorare au conturat zona de oxidare în bazinele pîraielor Făgetel și Bancu. Grosimea reală a zonelor din pălăriile de mangan și fier, cercetate cu lucrări miniere variază între 2,5 m și 5 m. Probele informative recoltate din pălăria de mangan și fier din sectorul Făgetel au dat conținuturi ce variază între 22% și 39% pentru mangan și 8% pînă la 11% pentru fier.

Spre deosebire de zona Dadu, aici, pălăriile de mangan și fier au luat naștere pe lentile în care cu toate că predomină seria izomorfă de carbonați de mangan și carbonați de fier se găsesc mai des silicați de mangan.

În unul din puțurile de explorare, executate în sectorul Făgetel, au fost întîlnite minerale care se prezintă în fibre de culoare albă, cu lungimi de ordinul centimetrilor, asociate cu cuart, cu aspecte asbestiforme, asemănătoare celor citate de M. Savula la Șarul Dornei și de D. Rădulescu (1955). Acest mineral reprezintă termenul manganifer al amfibolilor monoclinici, dannemoritul.



BIBLIOGRAFIE

- A t a n a s i u I. (1928). Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII.
- I o n e s c u C. (1960). Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba – Ciocănești – Iacobeni. *D. S. Com. Geol.* XLVII. București.
- M a s t a c a n G h. (1848). Beiträge zur Kenntnis der kristallinen Gegend zwischen Ciocănești – Vatra Dornei (Ostkarpathen) *Rev. științif. V. Adamachi*, XXXIV, 3. Iași
- P o n i P., Cădere D. (1882). Fapte pentru a servi la descrierea mineralologică a României. *An. Ac. Rom. Mem. secf. șt. Seria III*, III, IV, V.
- P o n i P., Cădere D. (1881–1882). Cercetări asupra mineralelor din masivul cristalin de la Brosceni. *An. Ac. Rom. II. Mem. Serv.* II, IV.
- R ă d u l e s c u P. D a n (1955–1956). Contribuții la cunoașterea mineralelor din zăcăminte de mangan din Moldova de Nord *D. S. Com. Geol.* XLIII.
- S a v u l M., I a n o v i c i V. (1957). Chimismul și originea rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriței. *Bul. Șt. Ac. R.P.R. Secția Geol. – Geogr.* II, 1.
- S a v u l M., I a n o v i c i V. (1957). Le chimisme des roches à manganèse du Cristallin des Carpathes Orientales et Méridionales de la Roumanie. *Geochimica et cosmochimica Acta (Report of Symposium of Geochimistry)* Paris, 22–24, July 1957, XIV/1–2, p. 1964. London.
- W a l t e r B. (1876). Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jb. d.k.k. geol. R.A.* Wien.

STRUCTURE DES ZONES MANGANÉSIFÈRES DES RÉGIONS CÎRLIBABA (MONTAGNE DE DADU) ET COŞNA

PAR

C. IONESCU

(Résumé)

Les recherches géologiques effectuées dans la région Cîrlibaba et Coşna ont mis en évidence de nouvelles zones manganésifères dans le cristallin des Carpates Orientales.

Au point de vue stratigraphique les schistes cristallins incluant les roches à manganèse, dans la région de Cîrlibaba (Montagne de Dadu) et dans la région de Coşna, appartiennent à l'horizon des quartzites noir violacé, horizon-repère de la Série épimétamorphique.

Dans la région de la Montagne de Dadu, des mouvements tectoniques ayant engendré le pli anticlinal incliné vers le N ont été suivis par des mouvements tectoniques plus récents qui ont provoqué le décrochement et le compartimentage du pli et, donc, de la zone manganésifère.

Dans la région de Coşna, la zone manganésifère est discontinue, lenticulaire et se trouve dans une série de plis anticlinaux et synclinaux.





Institutul Geologic al României

**NOTĂ ASUPRA MINERALIZAȚIEI DE SULFURI POLIMETALICE
DIN REGIUNEA BILBOR–HÄRLÄGIA¹⁾**

DE

V. PUIU, MARIA PUIU²⁾

Abstract

On the Mineralization of the Polymetallic Sulphides in the Bilbor-Härlägia Region. The mineralization of the polymetallic sulphides in the region of the Härlägia river sources is to be found in crystalline schists formed in the conditions of the epizone metamorphism. This mineralization is represented by a compact complex ore having a thickness of 1,5–2 m and contents which vary between 4–10% Zn, 2–5% Pb and 0,35–0,65 Cu. Rich contents of Au and Ag can also be observed. The mineralization shows a complex genesis. It is the result of the sedimentogene, metamorphic and hydrothermal processes.

Introducere. Prin cercetările de prospecțiuni geologice executate de noi în anul 1964 în regiunea Bilbor, a fost pusă în evidență o zonă mineralizată cu sulfuri polimetalice.

Sectorul în care a fost identificată mineralizația este situat la izvoarele pîrîului Härlägia, fiind delimitat la N de culmea Härlägia, la W de Pîrîul cu Troci, la E de culmea dintre ramificația stîngă a pîrîului Härlägia cu pîrîul Huruba, iar la S de o linie ce traversează de la W spre E porțiunea mediană a pîraielor Härlägia și Huruba.

Din punct de vedere morfologic sectorul la care ne referim se caracterizează printr-un relief exclusiv muntos, cu înălțimi de pînă la 1600 m. În partea nordică el este delimitat de o culme principală orientată E–W, numită culmea Härlägia, din care se desprind o serie de culmi secundare orientate N – S, care separă între ele ramificațiile principale ale pîraielor Härlägia și Huruba.

¹⁾ Comunicare în ședință din 23 februarie 1965.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Calea Griviței nr. 64, București.

Geologul Lucia Dlujnewski (1958)¹⁾ a efectuat lucrări de prospectiuni geologice în regiunea Borsec-Bilbor și din informațiile localnicilor, menționează existența urmelor unor vechi lucrări miniere sub vîrful Hărălgia, menționând totodată că „în apropierea lor nu au fost găsite nici un fel de urme, oricât de slabe, de mineralizație”. Din relataările acelorași localnici, am aflat că mica galerie de coastă a fost executată în jurul anului 1914 de către o oarecare persoană particulară. Lucrările au fost abandonate în cursul aceluiași an, de pe urma lor nerămnind nici un fel de documentație.

Geologia sectorului

La alcătuirea structurii geologice a sectorului iau parte roci cristalo-filiene, formate în condițiile metamorfismului epizonal.

Principalele tipuri de roci pe care le-am separat, în urma studiului macroscopic și microscopic, ținîndu-se seama de caracterul lor net deosebit de cel al șisturilor din jur sănt: roci porfirogene albe, șisturi sericitoase-grafitoase, cuarțite negre și gnaisse porfiroide de tip Pietrosul.

Restul șisturilor cristaline cuprinse în acest sector sănt reprezentate prin șisturi sericito-cloritoase, șisturi cuarțoase-sericitoase și șisturi clorito-sericitoase mai mult sau mai puțin cuarțitice. Separarea cartografică a acestora este foarte dificilă datorită frecvențelor treceri de la un tip la altul și a grosimilor mici pe care le au.

Rocile porfirogene. Apar destul de frecvent în sectorul prospectat formînd corpuri lenticulare, puternic alungite, care nu depășesc însă grosimea de cîțiva zeci de metri. Au structură blastoporfirică și textură orientată pînă la șistoasă. Pe măsură ce șistozitatea este mai avansată, crește și cantitatea de minerale micacee (sericit, muscovit, clorit) și scade cantitatea de fenoblaste.

Roca are culoare albă, mai rar pal-verzuie, iar atunci cînd cloritul formează elementul predominant în cadrul mineralelor micacee, roca capătă o culoare verzuie.

La microscop roca apare formată dintr-o masă fundamentală granulară, în care se observă fenocristale relicte de cuarț și feldspat.

Fenocristalele feldspatice sunt constituite din albit, cu habitus tabular și feldspat potasic. Fenocristalele de cuarț variază dimensional,

¹⁾ Lucia Dlujnewski. Raport geologic asupra prospectiunilor de sulfuri complexe din regiunea Bilbor-Borsec, 1958.

rezintă forme bipiramidale cu coroziuni, frecvent fiind cataclazate și sericitizate.

Masa fundamentală în care sunt situate fenoblastele de feldspat și cuarț este constituită din cuarț, sericit, clorit, albit și microclin.

De foarte multe ori în porfiogenele șistoase alb-verzui se întâlnesc faciesuri mai fine (hällefinta), macroscopic asemănătoare unor cuarțite feldspatiche rubanate, în care însă apar frecvent fenoblaste fine de cuarț și feldspat.

Datorită faptului că intercalațiile de hällefinte din porfiogenele șistoase sunt de grosimi reduse, de ordinul metrilor, nu a fost posibilă separarea cartografică a acestora.

Aspectele microscopice și macroscopice, compoziția mineralologică și relațiile lor cu celelalte roci, trădează originea lor eruptivă. Considerăm deci, că aceste roci au provenit din metamorfismul unor curgeri de lave, sau tufuri de porfire cuarțifere.

Cuarțitele negre și șisturile grafitoase cuarțitice. Ele formează pături metrice sau de mai mulți zeci de metri grosime, care se pot urmări pe distanțe de cîțiva zeci de metri, sute de metri sau kilometri lungime, fiind intercalate în cadrul șisturilor cuarțitice sericito-cloritoase.

Pe alocuri cuarțitele negre sunt străbătute de filonașe milimetrice sau centimetrice de cuarț alb.

La microscop cuarțitele negre apar formate dintr-o masă fundamentală mozaicată, formată din granule de cuarț îndințate între ele, asociate cu lamele mici de sericit orientate paralel cu șistozitatea.

Întreaga masă a rocii este impregnată cu o pulbere fină grafitoasă, dispusă în benzi discontinui, paralele cu șistozitatea, care imprimă roci culoarea neagră.

În cazul șisturilor grafitoase cuarțitice, se observă o masă filitoasă alcătuită din sericit și clorit, pigmentată cu o pulbere opacă grafitoasă, intreruptă din loc în loc de aglomerări de cuarț. Alteori cuarțul se dispune sub formă de benzi subțiri care alternează cu pături constituite din sericit, clorit și grafit.

Gnaisele porfiroide de tip Pietrosul. Acestea au o mare răspândire în cristalinul Carpaților orientali, dezvoltîndu-se de la N (bazinul Vaserului) spre S, cuprinzînd și regiunea prospectată de noi.

M. Savul și G. H. Mastacan (1952) au descris aceste roci și le-au dat denumirea de gnais porfiroide de tip Pietrosul. În cadrul

acestui tip petrografic au fost separate două tipuri în funcție de compoziția mineralologică și a formelor de zăcămînt: gnaisse porfiroide biotitice și gnaisse porfiroide cloritoase.

În cadrul perimetrlui prospectat de noi, au fost identificate numai gnaissele porfiroide ce fac parte din al doilea tip (cloritoase). Ele reprezintă roci care se găsesc în corpuri mai mici, lenticulare și sunt mult mai șistoase decât gnaissele porfiroide biotitice.

Fenocristalele de feldspat și cuarț de culoare violacee caracteristică, sunt prinse într-o masă fundamentală constituită din cuarț, albit, sericit, clorit și zoizit. Masa fundamentală are structură granolepidoblastică și textură orientată, ușor șistoasă.

Șisturile sericito-cloritoase ± cuarțitice. Au cea mai mare răspîndire, alcătuind roca de bază în sectorul prospectat. În funcție de filosilicatul predominant, există o întreagă gamă de roci de tranziție, ajungîndu-se astfel la șisturi predominant sericitoase sau predominant cloritoase. În unele tipuri se constată o cantitate destul de însemnată de feldspat.

Cantitatea de cuarț este foarte variabilă, ajungîndu-se astfel de la tipuri ca șisturile sericito-cloritoase, șisturile sericitoase și șisturile cloritoase, la cuarțite cu sericit și clorit sau cuarțite cu sericit.

În funcție de raporturile cantitative dintre mineralele leucocrate și clorit, culoarea acestor roci variază de la verde închis la verde cu reflexe argintii și chiar alb-argintii. Mai intotdeauna roca intens cutată, avînd cute de diverse amplitudini, care variază de la dimensiuni milimetrice, la metrice și chiar la ordinul zecilor de metri. Prezintă frecvente budine și tulpi de cuarț.

În secțiunile perpendiculare pe șistozitate, în majoritatea cazurilor se observă o alternanță de pături alcătuite din cuarț, cu pături fine de sericit și clorit. În unele cazuri sericitul și cloritul se întâlnesc sub formă de lamele sau solzișori răspîndite în toată masa rocii. La microscop roca se caracterizează printr-o structură granolepidoblastică, uneori cu treceri la structură lepidogranoblastică, iar textura este șistoasă.

Aceste roci s-au format prin metamorfismul unor sedimente reprezentate prin gresii fine, și argile.

Structura și tectonica regiunii

Structura generală a șisturilor cristaline din acest sector se prezintă sub forma unui mic anticinal orientat NW—SE, al cărui ax se situează în partea centrală a sectorului.



Atât în flancul nordic al anticlinalului, cât și în cel sudic, se mențin aceleași roci, iar căderile variază între 50° – 80° .

În urma măsurării elementelor lineare, reprezentate prin lineații și axe B, se constată că în sectorul respectiv sătem în prezență unei ridicări axiale; linia de zero este orientată NE–SW, iar structura se afundă de la această linie de zero spre NW și respectiv spre SE.

Schimbarea sensului de înclinare a axelor B și a lineațiilor ar putea fi amplificată în sectorul respectiv și de existența unei fracturi transversale pe structură, aceasta neputind fi considerată însă ca factor determinant, deoarece linia de zero poate fi urmărită spre S pe o mare distanță, unde structura nu mai este afectată de asemenea fracturi.

Mineralizația

Zona mineralizată a fost pusă în evidență în urma unor lucrări de dezvelire, executate în versantul drept al pârâului Hărălgia, la cca 150 m spre E de halda unei vechi galerii, despre care am amintit la începutul expunerii.

Ea este cantonată în cadrul unei fâșii înguste de șisturi sericito-cloritoase cuarțitice, care este prinsă într-o bandă mai groasă de cuarțite negre și șisturi grafitoase.

Menționăm faptul că partea superioară a acestei benzi este alcătuită predominant din șisturi sericito-grafitoase, cu intercalării subțiri de cuarțite negre, în timp ce partea sa inferioară este alcătuită predominant din cuarțite negre; această situație se menține și în flancul sudic al anticlinalului, unde au fost întâlnite blocuri din același minereu.

De la zona de minereu compact se trece la o zonă de șisturi sericito-cloritoase cu limonitzări, iar pe direcția structurii spre W, la mică distanță de locul unde a fost pusă în evidență zona mineralizată, într-un mic ogaș, se întâlnesc numeroase blocuri din aceleași șisturi sericito-cloritoase puternic limonitizate.

În halda vechii galerii se observă blocuri din același minereu complex compact, găsit de noi în pârâul Hărălgia.

În versantul sudic al anticlinalului, la cca 600 m în aval de pârâul Hărălgia, într-un mic ogaș, au fost întâlnite de asemenea blocuri de minereu complex compact.

Din cele arătate, aşa cum se vede și din profilul geologic, se poate presupune că mineralizația alcătuiește un orizont continuu, care prezintă un interes din punct de vedere economic.

Mineralizația este constituită din minereu complex compact, care, în zona în care au fost executate lucrările, are o grosime de 1,5–2 m.

Studiul calcografic al probelor colectate din zona mineralizată și din halda vechii galerii, precum și din blocurile din flancul sudic al anticlinișului, indică următoarele caractere :

Minereul are o structură grăunțoasă și textură masivă.

Mineralele constituente sunt formate din pirită, în proporție de 50–70 %, blendă = 4–10 %, galenă = 3–5 %, calcopirită = 1–3 %, marcasită = 1 %, pirotină și tetraedrit = sporadic.

Mineralul predominant este pirlita, care se prezintă în majoritatea cazurilor în cristale alotriomorfe sau în plaje întinse, cu conture neregulate, de cele mai multe ori sinuoase sau chiar zdrențuite. În unele zone cristalele de pirită, cu conture cubice, se aglomerează în mici cuiburi.

Uneori cristalele de pirită, în care se observă un accentuat fenomen de corodare, care le imprimă conture total neregulate, sunt dispuse oarecum în benzi, separate de minerale de gangă, ceea ce dă minereului, în acest caz, un aspect ușor rubanat.

Pirlita a suferit fenomene tectonice care au cauzat brecifierea ei, imprimîndu-i aspecte colțuroase. Din punct de vedere cantitativ, pirlita este urmată de blendă, care întotdeauna se prezintă în cristale alotriomorfe, în plaje și mai rar în cristale care prezintă incluziuni de calcopirită și tetraedrit.

În unele cazuri blenda mulează pirlita, fiind insinuată printre cristalele și plajele de pirită, precum și printre fisurile acesteia. Această situație se datorește faptului că blenda, fiind mai nouă, a găsit pirlita formată și ca o consecință, prin cristalizare a ocupat spațiile rămase printre cristalele de pirită, precum și fisurile acesteia.

Blenda exercită aproape întotdeauna un slab proces de înlocuire a piritei, atunci cînd se găsește în contact direct cu ea. Alteori blenda formează o bandă continuă din cristale alungite, de dimensiuni variabile. Uneori blenda formează dezamestecuri cu calcopirita, aceasta din urmă formînd picături sau granule colțuroase în masa blendei.

Galena, ca și blenda, se prezintă alotriomorfă, în plaje de dimensiuni reduse, formate în interstițiile plajelor și cristalelor de pirită.

Alteori galena înlocuiește vizibil pirlita și chiar blenda. Trebuie menționată asociația frecventă a galenei cu blenda, în care caz galena apare ca mici granule sau ca borduri la periferia blendei. În ambele cazuri se pare că avem de-a face chiar cudezamestecuri de galenă în blendă, în acest caz o parte din galenă fiind contemporană cu blenda, deși în mod normal, ea se formează ulterior acesteia.



Din înlocuirea mai avansată a blendei de către galenă, uneori au rămas numai picături rotunjite de blendă într-o plaje de galenă.

Calcopirita apare în granule ușor rotunjite, în mici plaje și ca filonașe în sulfurile mai vechi. De asemenea sunt întâlnite concreșteri între calcopirită și galenă.

În unele secțiuni a fost identificată și marcasita, în aggregate caracteristice, cu conture dantelate, situate în apropierea unor cristale de blendă.

Pirotina apare sporadic, în granule rotunjite de dimensiuni reduse, dispuse în blendă sau galenă.

Din studiul calcografic amănușit, rezultă că ordinea de depunere a mineralelor este următoarea : pirita, blenda și calcopirita, galena și celelalte.

Analizele chimice ale probelor informative, colectate din diferite puncte ale zonei mineralizate, arată conținuturi destul de interesante.

Astfel zincul variază între 4—10%, plumbul între 2—5%, iar cuprul între 0,35—0,65%, nefiind exclus ca în adâncime aceste conținuturi să crească considerabil.

Paralel cu aceasta se remarcă și conținuturi în aur și argint, care ating pînă la 2,2 g/t pentru Au și 285 g/t Ag.

Geneza

În ceea ce privește geneza, deși nu posedăm încă elemente suficiente, putem să afirmăm că mineralizația are o geneză complexă, la formarea căreia a contribuit procesul sedimentogen, metamorfic și hidrotermal.

Astfel în perioada sedimentării formațiunilor argilo-nisipoase, pe alocuri bogate în substanțe cărbunoase, s-au format primele geluri sulfuroase și oxizi de fier, pe seama căror, ulterior, în decursul procesului de metamorfism, s-a format orizontul piritos.

În timpul metamorfismului regional, complexul de roci a fost eutat, creindu-se linii de slabă rezistență, pe care s-au insinuat soluțiile hidrotermale. În drumul lor, soluțiile hidrotermale au întâlnit orizontul piritos, care, jucînd rol de catalizator, a înlesnit depunerea mineralelor hidrotermale ca : blendă, calcopirită, galenă.

BIBLIOGRAFIE

- Savul M., Mastacan Gh. (1952). Contribuții la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații orientali. *Bul. St. al Acad. R.P.R.* IV, 2.



NOTE SUR LA MINÉRALISATION DE SULFURES POLYMÉTALLIQUES DE LA RÉGION DE BILBOR – HÄRLÄGIA

PAR

V. PUIU, MARIA PUIU

(Résumé)

Les prospections géologiques exécutées en 1964 dans la région de Bilbor, ont mis en évidence une zone minéralisée à sulfures polymétalliques aux sources du ruisseau Härlägia.

La structure géologique du secteur minéralisé est constituée de roches cristallophylliennes formées dans les conditions du métamorphisme épizonal. On a séparé les types pétrographiques suivants : roches porphyrogènes blanches, schistes sériciteux-graphiteux, quartzites noirs, porphyroïdes du type Pietrosul et schistes séricito-chloriteux-quartzitiques.

La minéralisation est cantonnée dans une bande étroite de schistes séricito-chloriteux-quartzitiques incluse dans une autre bande plus large de schistes graphiteux et de quartzites noirs. La minéralisation est constituée d'un minerai complexe compact, dont l'épaisseur est, dans l'affleurement, de 1,5–2 m.

Les minéraux constituants sont : la pyrite pour 50–70 %, la blende 4–10 %, la galène 3–5 %, la chalcopyrite 1–3 %, la marcassite 1 %, la pyrite et le tétraédrite — sporadiquement.

Les analyses chimiques informatives indiquent des teneurs élevées. Le zinc varie entre 4–10 %, le plomb entre 2–5 % et le cuivre entre 0,35–0,65 %, tandis que pour l'or et pour l'argent on remarque des teneurs élevées (2,2 g/t pour l'or et 285 g/t pour l'argent).

La minéralisation a une genèse complexe à laquelle ont contribué les processus sédimentogène, métamorphique et hydrothermal.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique du secteur minéralisé Bilbor – Härlägia.

1, schistes cloriteux –tufogènes ; 2, schistes cloriteux à porphyroblaste d'albite ; 3, schistes graphiteux ; 4, quartzites noirs ; 5, porphyrogènes blancs ; 6, gneiss porphyroïdes du type Pietrosul ; 7, 8, schistes quartzitiques à lamprophyres ; 9, zone minéralisée ; 10, positions ; 11, axe B et linéations ; 12, faille ; 13, lignes de 0 des axes B ; 14, axe anticinal ; 15, lignes profil ; 16, limite géologique ; 17, galerie proposée.



ZĂCĂMINTE

PIRITELE DIN IZVORUL CEPELOR (MUNȚII RODNEI)¹⁾

DE

I. RĂDULESCU, LUDMILA RĂDULESCU, I. TEUCA²⁾

Abstract

Pyrites in the Izvorul Cepelor Region (Rodna Mountains). The paper refers to several copper-pyrite mineralizations in the central part of the crystalline schist massif in the Rodna Mountains. The position of the mineralized horizon, the sizes of the ore lenses, the chemical and mineralogical compositions of the ore and the possibilities of the extension of the known mineralization along the vertical and horizontal directions are analyzed. On the basis of the data obtained, the ore accumulations are assigned a mixed origin (sedimentogene + hydrothermal). These deposits may be compared with those previously known in the region.

Introducere. Prezenta lucrare cuprinde rezultate parțiale ale prospecțiunilor din munții Rodnei și anume cele referitoare la sectorul mineralizațiilor din Izvorul Cepelor. Ea reprezintă un succint studiu tehnico-economic informativ, asupra valorii zăcămintelor de pirite cuprifere din partea centrală a masivului de șisturi cristaline, având ca scop completarea cunoștințelor asupra acestor mineralizații, în vederea dirijării cu succes a lucrărilor de explorare.

Mineralizațiile la care ne referim sunt situate în bazinul cursului superior al văii Anieșul Mare, în imediata apropiere a culmii principale a munților Rodnei, ce constituie cumpăna apelor între afluenții râurilor Someș și Vișeu, ocupînd versantul stîng al Izvorului Cepelor, între altitudinile 1250–1530 m, la W de vîrful Omul. Regiunea, situată pe clina sudică a masivului muntos, se caracterizează printr-un relief foarte accidentat, cu pante abrupte, greu accesibile, dar bine deschise, facilitînd observațiile geologice. Poate tocmai datorită accesului dificil se datează informațiile geologice sumare și incomplete asupra geologiei din această zonă, precum și foarte tîrzie semnalare a existenței acestei mineralizații.

¹⁾ Comunicare în ședință din 19 decembrie 1963.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecții, Calea Griviței nr. 64, București.



În 1919 Karl v. Papp menționează existența mineralizației de la Izvorul Cepelor, indicând un conținut de 1,14 și 1,50% Cu și datând începerea exploatarii piritei în scopuri industriale în anul 1913. Micos Vendl (1939) indică începutul prospectării zăcământului în 1907 și caracterizează zăcământul ca fiind constituit din „lentile în bancuri suprapuse sau impregnații bogate de pirită cuprinse într-un micașist grafitic-cuarțos cu strate intercalate de calcar cristalin”. Grosimea minereului ajunge pînă la 8 m. Este constituit dintr-o „masă densă fin granulară, cu granule de cuarț și calcit, uneori vărgată în brun de blendă”, și are următoarea compoziție medie: S = 45,21%; Fe = 45,56%, Cu = 0,47%, Pb = urme, Zn = 0,60%, Ni + Co = 0,20%, Mn = 0,58%, CaO = 2,42%, MgO = 1,01%, SiO₂ = 4,39%, Al₂O₃ = 0,60% și Au + Ag = 0,004%.

Alte informații asupra zăcământului nu ne-au parvenit, astfel că datele cuprinse în cele ce urmează, sunt furnizate de către lucrările noastre de prospecțiune din anii 1962¹⁾ și 1963²⁾.

Mentionăm că zăcământul a fost exploatat pînă în timpul celui de-al doilea război mondial, minereul fiind utilizat exclusiv la producerea acidului sulfuric (conținut de sulf între 38—49%).

Situația geologică și structurală

Alcătuirea geologică a sectorului ce cuprinde mineralizația din Izvorul Cepelor, se caracterizează prin participarea în exclusivitate a șisturilor cristaline cu un grad scăzut de metamorfism și o situație structural-tectonică relativ simplă. Șisturile epimetamorfice de aici constituie flancul normal al unui sinclinal larg, orientat WNW—ESE, ușor înclinat spre N, cu direcția cuprinsă între 50—80° spre W și căderi de 25—50° spre S. Transversal pe direcția structurii s-au produs o serie de fracturi cvasiparalele ce produc decroșarea formațiunilor pe 50—100 m în plan orizontal, fără a împiedica asupra unității stratonomice și structurale a întregii zone, implicit a orizontului purtător de mineralizație. Dislocațiile amintite nu produc scufundări mari de compartimente, astfel că urmărirea pe direcție, ca și în adîncime, a șisturilor mineralizate nu este prejudiciată. În plus mentionăm faptul că structura amintită prezintă afundări constante de 10°—15°C atât spre W cît și spre E, indiferent de

¹⁾ I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu. Raport geologic privind prospecțiunile pentru minereuri neferoase în munții Rodnei (bazinul Anieș). Arh. Com. Stat Geol. 1962.

²⁾ I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, I. Teucă. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în munții Rodnei (sectorul Anieș). Arh. Com. Stat Geol. 1963.



compartimentarea tectonică, prezentind o boltire axială în zona mediană a zăcământului. Acest lucru ne îndreptățește să presupunem și o extindere direcțională a zăcământului în ambele extremități, în ciuda faptului că linia de afloriment urmărită se întrerupe.

Tipurile de roci care alcătuiesc în principal masa șisturilor epimetamorfice din sector, sunt: șisturi sericito-cuarțoase, calcare și șisturi calcaroase, șisturi grafitoase și cuarțite negre, precum și o serie de șisturi tufogene și tufitogene cu caracter variat. La acestea se adaugă intercalații neînsemnante de șisturi sericito-cloritoase, clorito-amfibolice și cuartite albe.

Şisturile sericito-cuarțoase și sericitoase. Acestea formează pachete cu grosimi mari (uneori depășind 100 m) ce găzduiesc intercalații metrice din toate celelalte tipuri de roci, precum și mineralizațiile pirotoase. Ele formează mai multe nivele în alternanță cu calcarele și șisturile tufogene și grafitoase, nivelul cu grosimea cea mai mare găzduind orizontul mineralizat. Această alternanță este bine evidențiată de apariția diferitelor tipuri de roci în benzi paralele, orientate conform șistuozității.

Calcarele și șisturile calcaroase. Au o dezvoltare însemnată, formând în principal două stive separate prin pachetul de șisturi sericito-cuarțoase care găzduiește concentrații de pirite cuprifere, și orizonturi subțiri de șisturi grafitoase și cuarțite negre. Calcarele se caracterizează prin tentă cenușie, conținut ridicat de granule de cuarț și lamele de muscovit și frecvențe de pelicule de malachit pe fisuri.

Şisturile tufogene și tufitogene. Aceste șisturi alcătuiesc o gamă întreagă de roci de la șisturi verzi tipice la filite tufitogene calcaroase. Sunt dezvoltate în special sub stiva inferioară de calcare cristaline, unde formează alternanțe de pachete cu celelalte tipuri de roci. Sporadic apar și sub formă de intercalații metrice în calcarele superioare.

Toate celelalte tipuri amintite, cu numeroase varietăți de tranziție, au o pondere limitată în regiune, constituind intercalații lentiliiforme mai mult sau mai puțin dezvoltate în special sub calcarele inferioare sau deasupra celor superioare, ieșind din cadrul strict al zonei ocupate de mineralizație.

Mineralizația

După cum am menționat, acumulările de pirită din Izvorul Cepelor au constituit, între cele două războaie mondiale, obiectul unor intense exploatari, minereul fiind utilizat exclusiv la fabricarea acidului sulfuric. Amploarea extracției se poate deduce dintr-o statistică publicată în 1931 de T. Ghițulescu și I. Gavăt, din care reiese că între 1924 –

1929 (pe o perioadă de 6 ani) producția medie anuală de minereu piritos a fost de 9.724 tone. În parte, vechile lucrări de exploatare constind din galerii de coastă pornite din afloriment de-a lungul întregii zone de apariție a mineralizației, sănt accesibile încă, oferindu-ne bune posibilități de observație; acestea cumulate cu datele de suprafață din imediata apropiere sau din zonele învecinate cu zăcămîntul ne permit să facem aprecierile ce urmează.

Distribuția spațială a mineralizației, extindere, dimensiuni. În cadrul complexului de șisturi cuprins între cele două nivele de calcare și șisturi calcaroase din versantul stîng al văii Izvorul Cepelor, se dezvoltă un orizont cu o grosime de 40–50 m, în care sănt situate mineralizațiile. Orizontul purtător de mineralizații este plasat aproximativ la egală distanță între calcarele superioare și cele inferioare, urmărindu-se direcțional paralel cu valea, pe cca 1500 m lungime de afloriment, între altitudinile 1250 m (extremitatea vestică) și 1350 m (est). Este alcătuit din șisturi sericito-cuarțoase grosiere, cu rare intercalații decimetrice de calcare și șisturi calcaroase cenușii, silicioase în mare parte, precum și de șisturi grafitoase foioase, cu direcția cuprinsă între N 50–70° C W și căderi 35–50° C spre S. În acest orizont se dezvoltă, concordant cu șisturile, lentile de minereu masiv piritos, cu zone de impregnații bogate între ele. Lentilele de minereu masiv formează 1–2 nivele suprapuse, însiruindu-se direcțional și paralel, cu efilări și îngroșări pe direcție, însotite în culcuș și coperiș de zone bogate de impregnație în șisturi. Lentilele au lungime de 5–30 m și grosimi cuprinse între 1–6 m, după care minereul compact se efilează sau se răsfiră în 2–3 bâncuri de grosimi decimetrice (20–80 cm) separate între ele prin zone șistoase bogat-impregnate, groase pînă la 1 m. Zonele de impregnație ce însotesc lentilele de minereu masiv au grosimi cuprinse între cîțiva centimetri și 1–2 m atît în culcușul cît și în coperișul lentilelor sau bancurilor de minereu masiv. Grosimea minereului masiv crește treptat de la W spre E atingînd valori maxime în affluentul stîng al Izvorului Cepelor, la altitudinea 1440 m, unde măsoară 6 m. În zona mediană a orizontului mineralizat, în versantul stîng al affluentului amintit, lentilele de minereu apar suprapuse, formînd 2–3 nivele, iar șisturile impregnate au dezvoltare maximă. Galeriile de coastă prin care a fost exploatat zăcămîntul se însiruie de-a lungul zonei mineralizate, fiind pornite direct din afloriment, de la extremitatea de est pînă în affluentul Izvorului Cepelor (altitudine 1440 m); de aici spre E au fost executate numai lucrări cu caracter de cercetare, amplasate în același fel.



Caracteristiciile minereului. După cum am amintit, mineralizația de pirite cuprifere de aici este reprezentată prin două tipuri de minereu: masiv și de impregnație în șisturi și calcare.

Minereul masiv. Este reprezentat printr-o aglomerare haotică și concreștere intimă de cristale individualizate de pirită ce formează cuburi a căror dimensiuni variază de la 1–1,5 cm pînă la cristale mărunte, care formează o masă compactă fin cristalizată, incluzând frecvent granule de cuart. Spațial se constată că pirlita este mai fin cristalizată în zona de dedublare a lentilelor. În extremitatea de E a zonei mineralizate minereul prezintă o vagă tendință de orientare, pusă în evidență de benzi mai închise la culoare, constituite dintr-un amestec de blendă și gangă cuarțoasă.

Sisturile bogat impregnate. Acestea sunt de obicei foarte cuarțoase. Conțin puțin sericit și pirlita sub formă de cristale izolate sau aglomerări oculare foarte dense, care uneori se însiruie conform șistozitatii rocii pînă la formarea de benzi fine milimetrice interstratificate. Aceiași situație se prezintă și la impregnațiile în șisturile calcaroase, aici fiind prezente și peliculele de malachit.

Analiza calcografică a 15 probe de minereu masiv colectate informativ de-a lungul întregii zone de apariție a mineralizației arată o proporție medie între mineralele metalice și de gangă cuprinsă între 1/1 și 3/1 (50–75% minerale metalice), uneori ajungîndu-se în special în minerurile compacte fin cristalizate, la 98% minerale metalice. Compoziția mineralogică a minereului este relativ simplă: între mineralele metalice predomină pirlita, alături de care apar în proporție redusă calcopirita și blendă, iar ca gangă apare cuarț, sericit, calcit și mai rar clorit și grafit.

Pirlita constituie peste 95% din mineralele metalice îmbrăcînd două forme: fie ca grăunțe alotriomorfe, colțuroase sau rotunjite, fie idiomorfe (proporțional inferioare primului aspect). Granulele alotriomorfe de pirlita formează aglomerății compacte, uneori reticulare, închiîzînd între ele cuarț și sericit; sunt frecvent fisurate și zdrobite, iar golurile și fisurile sunt umplute frecvent cu calcopirita și mai rar cu blendă și cuarț. În tipurile fin cristalizate pirlita formează mase granulare compacte, cu fisurile umplute cu calcopirita și blendă, iar marginile corodate de calcopirita. Cristalele idiomorfe de pirlita apar mai rar, izolate sau în cuiburi, cimentate de gangă, cu contururi nete, perfecte, sau mulate de plajele de blendă și calcopirita ce le înconjoară. Mai rar se observă fenomene de cataclază a maselor de pirlita, fragmente de granule rotunjite fiind incluse într-o masă cuarțoasă.

C a l c o p i r i t a alcătuiește de obicei în jur de 2% din masa minereului, excepțional ajungînd la 3—3,5% (în extremitatea de E a zăcămîntului). Apare fie ca plaje neregulate umplînd golurile dintre aggregatele granulare ale piritei sau cimentînd cristalele izolate, fie ca filonașe sub-milimetrice (foarte rar cu grosimi peste 1 mm), insinuate pe fisurile din pirită. Uneori se observă cum corodează pirita sau umple golurile punctiforme de pe suprafața acesteia. Plajele de calcopirită înglobează uneori minerale de gangă sau apar sub formă de separații în plajele de blendă.

B l e n d a apare cu totul subordonat, ajungînd numai în probele cu abundență de calcopirită (extremitatea estică a zăcămîntului) să formeze peste 1% din masa minereului. Apare sporadic, sub formă de mici plaje cu contururi sinuoase, în general asociate cu cele de calcopirită. Plajele mai bine dezvoltate de blendă conțin incluziuni mici de calcopirită. Exceptional se observă coroziuni ale blendei asupra piritei.

G a n g a alcătuită predominant din cuarț, formează fie mase compacte ce înglobează cristale izolate de pirită, fie aggregate granulare ca umplutură a spațiilor mai mari dintre masele pirotoase.

Analizînd raporturile existente între diferitele minerale componente ale minereului masiv, rezultă că minereul primar este format din pirită, peste care s-au suprapus veniri ulterioare de calcopirită, blendă și pirită însotite de minerale de gangă (în ordinea indicată).

Analizele chimice parțiale a 11 probe de minereu masiv, luate informativ din aflorimente situate de-a lungul întregii zone de apariție a mineralizației, ne permit să tragem unele concluzii asupra valorii economice a zăcămîntului, precum și asupra genezei minereului. Se observă cum conținutul de cupru al minereului crește continuu de la W la E avînd o depresiune în zona de maximă grosime a lentilelor, însă se menține constant deasupra conținutului industrial limită pentru acest tip de zăcăminte. Conținutul variază între 0,45—2,36% Cu, în cele mai multe probe fiind între 0,60—1,34%. Privind comparativ conținutul metalic rezultat din analizele chimice și proporțiile în care apare calcopirita se constată un paralelism perfect : probele cu conținut ridicat de cupru relevă și în secțiuni lustruite un procent mare de calcopirită și invers. De aici rezultă că numai calcopirita este mineralul care furnizează cuprul din minereu și îmbogățirea acestuia în cupru este un proces ulterior formării marilor mase de pirită.

Toate probele analizate indică prezența aurului și argintului în minereu precum și un oarecare conținut în zinc, iar unele mai au și cantități mici de plumb.

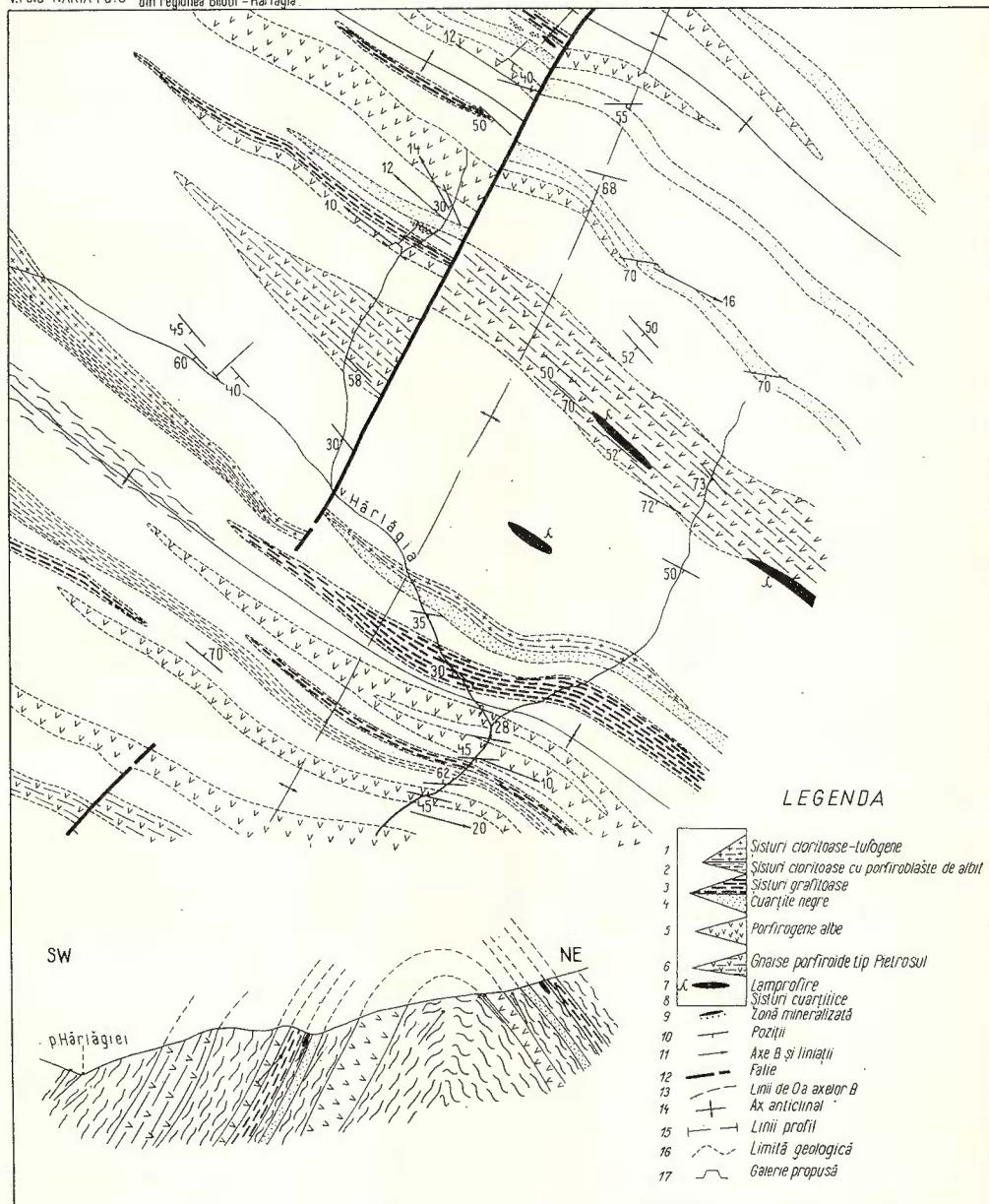


V.PUIU-MARIA PUIU

SCHITĂ GEOLOGICĂ A SECTORULUI MINERALIZAT BILBOR-HÂRLĂGIA

0 100 200 m.

V.PUIU-MARIA PUIU : Notă asupra mineralizării de sulfuri polimetale din regiunea Bilbor-Hârlăgia



Considerații genetice. În ce privește geneza minereului, din analiza structurii, texturii și a raporturilor dintre mineralele componente este evident că acumulările de pirită primară au origină sedimentogenă, iar calcopirita, blenda și o parte foarte mică de pirită sunt venite ulterior, printr-un proces hidrotermal tîrziu. Într-adevăr, pirlita primară s-a format în procesul de sedimentare într-un mediu reducător, iar concentrarea ei în lentile și bancuri interstratificate a avut loc în timpul proceselor de metamorfism regional. Venirile ulterioare cu caracter hidrotermal au avut loc după metamorfism, ca un proces epigenetic, acumulările de pirită existente favorizând depunerea celorlalte minerale metalice. Neomogenitatea depunerii calcopiritei cuprinsă în zăcămîntul de pirită favorizează ipoteza îmbogățirii minereului în cupru cu cît crește adîncimea și în special spre E. Existența în apropiere (spre S și E) a unor mineralizații cu caracter net hidrotermal, precum și situaarea acestui zăcămînt într-o regiune în care magmatismul neogen s-a manifestat destul de intens, este o premiză favorabilă pentru identificarea în continuare (în adîncime) a unor acumulări de minereu cu valoare economică ridicată.

Unele particularități ale acumulărilor de minereuri piritoase cu conținut de cupru din zona Izvorului Cepelor le deosebesc de zăcămintele cunoscute de mult timp în partea de SE a muntîilor Rodnei (Rodna Veche, Cobășel, Blazna), legate exclusiv de magmatismul neogen. Astfel în contrast cu acestea, zăcămîntul de la Izvorul Cepelor prezintă: dispoziție spațială simplă; dezvoltare regulată cu tectonizare ușoară; compozitie mineralologică relativ simplă; geneza combinată sedimentogen-hidrotermală.

BIBLIOGRAFIE

- Ghițulescu T. P., Gavăt I. (1931). Privire generală asupra situației zăcămintelor de fier, crom, mangan și pirită din România. *Inst. Geol. Rom. Stud. tehn. și econ.* XV, I.
- Papp K. (1919). Die Eisenerz-und Kohlevorräte des Ungarischen Reiches. Budapest.
- Vendl M. (1939). Die technisch wichtigen Mineralschätze Ungarns mit Ausnahme der Kohlen und Erdöle vor und nach dem Zusammenbruch. Sopron.



LES PYRITES DE IZVORUL CEPELOR (MONTS DE RODNA)

PAR

I. RĂDULESCU, LUDMILA RĂDULESCU, I. TEUCA

(Résumé)

Cet ouvrage est une brève étude sur les minéralisations pyriteuses de Izvorul Cepelor (bassin de la vallée Anies) dans le versant méridional des Monts de Rodna. Karl von Papp (1919), Miklos Vendl (1939), T. Ghîțulescu et I. Gavăt (1931) ont fourni des indications sur ces minéralisations dont la prospection date de 1907 et l'exploitation, employée uniquement à la fabrication de l'acide sulfurique, de 1913. Les gisements, que l'on considérait épuisés, ont été abandonnés, durant la guerre mondiale. Les travaux de prospection pourtant, exécutés par les auteurs, ont prouvé que le minerai était propre à l'extraction du cuivre, et que son extension en direction et en profondeur était possible.

Le constitution géologique du secteur de la minéralisation se distingue par la participation exclusive des schistes épimétamorphiques à situation structurale-tectonique relativement simple. Les schistes cristallins constituent le flanc normal d'un large synclinal, orienté WNW-ESE et légèrement incliné vers le N, faillé transversalement; sa structure s'affaisse constamment de 10° — 15° tant vers l'W que vers l'E, présentant une voûte axiale dans la zone médiane du gisement. En principal, le cristallin épimétamorphique du secteur est constitué par des schistes séricito-quartzzeux, calcaires et schistes calcaires et schistes tufogènes et tuffitogènes auxquels s'ajoutent de minces intercalations de schistes graphiteux et de quartzites graphiteux, de schistes séricito-chloriteux, chlorito-amphiboliques et quartzites blanches.

La minéralisation est localisée dans un horizon épais de 40—50 m de schistes séricito-quartzitiques, inclus dans une assise de schistes située, à son tour, entre deux bancs de calcaires et schistes calcaires. Ce sont des lentilles-couches de minerai compact, entourées de schistes richement imprégnés, rangés en file dans un horizon continu que l'on observe en affleurement le long de 1,5 km environ entre les altitudes de 1250 m et 1530 m, dans le versant gauche de Izvorul Cepelor. Les lentilles de minerai compact atteignent à des longueurs entre 5—30 m et à des épaisseurs de 1 à 6 m; les schistes imprégnés ont jusqu'à 2 m d'épaisseur. L'analyse calcographique des échantillons de minerai indique une proportion de 1/1 jusqu'à 3/1 entre les minéraux métalliques et ceux de gangue — le minerai finement granulaire atteint jusqu'à 98% minéraux métalliques.



Parmi les minéraux métalliques c'est la pyrite qui prédomine (plus de 95 %), suivie par la chalcopyrite (jusqu'à 3,5 %) et la blende aussi ; la gangue est constituée, pour la plupart, de quartz. Les analyses chimiques informatives indiquent des teneurs en cuivre comprises entre 0,45 — 2,36 % qui relèvent une corrélation directe entre l'abondance de la chalcopyrite et la teneur élevée en cuivre.

Pour ce qui est de la genèse du minéral, l'analyse de la structure, de la texture et celle des rapports entre les minéraux composants on peut conclure qu'en partie du moins, le minéral s'est formé par un processus de sédimentation (surtout dans les grandes masses de pyrite) et que l'enrichissement en chalcopyrite s'est produit ultérieurement, provoqué par des processus hydrothermaux.





Institutul Geologic al României

ZACĂMINTE

**STUDIUL PETROGRAFIC AL ZĂCĂMINTELOR DE GRAFIT
DIN VALEA OLTEȚULUI¹⁾**

DE

M. TRIFULESCU, N. DRAGOMIR, V. NEDELCU²⁾

Abstract

Petrographical Study of the Graphite Deposits in the Olteț Valley. By means of the geological prospections carried out in the Parâng and Căpățina Mountains between 1960–1963 the authors discovered in the Olteț Valley the existence of numerous perimeters mineralized with graphite which are found in the mass of the metamorphic rocks such as boudines and lenticular beds. The ore bodies are conformable with the geological structure represented by a granitical batholith surrounded by metamorphic rocks. The formation of the complex in which the graphite is accumulated was caused by the folding and transformation of some antepaleozoical coal sediments, in the conditions of the regional and contact metamorphism. Due to erosion the ore bodies crop out in three alignments. The high proportions and the medium concentration of 33% C changed into graphit, permitted the geological evaluation of some reserves which exceed 100,000,000 tons. These results justified the necessity of the mining in view of the exploiting these important deposits.

Introducere. Acumulările de grafit sunt cunoscute în mai multe localități din România, în special în Carpații meridionali, încă înainte de anul 1900. Asemenea iviri au fost citate de Gh. Munteanu-Murgoci (1899) în muntele Cerbu, din partea centrală a munților Parâng. Mineralizația de grafit din valea Oltețului, de la limita dintre munții Parâng și Căpățina, a fost cercetată mai târziu și face obiectul prezentului studiu petrografic.

Prima sesizare asupra existenței unor iviri de grafit în valea Oltețului a fost făcută de H. Stuchlick (1919), probabil la sesizarea țăranilor din localitatea Baia de Fier, după care au fost efectuate cîteva escavații miniere ușoare de către G. Damaschin (1942), pentru

¹⁾ Comunicare în ședința din 23 februarie 1965.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospectingiuni, Calea Griviței, nr. 64, București.



obținerea unei concesiuni în vederea unei eventuale exploatari locale și recunoașteri geologice de către Șt. Ghika-Budești (1941)¹, D. Giușcă (1941)² și C. Gheorghiu (1951)³. În urma acestor lucrări au fost puse în evidență șase iviri izolate de grafit: Beleoaia, Cujba (Sud), Preluca, Aninătoarea, Tancul lui Gheorghe și Rîbari. În urma acestor cercetări a fost inițiată deja o exploatare de grafit în muntele Cătălinul, din bazinul văii Galbenului, situată la vest de valea Oltețului.

În timpul lucrărilor de prospecțiuni geologice pentru fier și sulfuri din munții Căpăținii, executate de M. Trifulescu și C. Micu, în 1960⁴ și 1961⁵), au fost identificate și delimitate nu numai iviri izolate, ci numeroase și importante zone mineralizate cu grafit (Negovanu, Izvorul Beleoaia, Izvorul Fântinii, Sivu, Cujba-Nord, Olteț, Preluca etc.).

Acest fapt a determinat efectuarea de către M. Trifulescu, N. Dragomir și V. Nedelcu, în 1963⁶), a unor lucrări de mare detaliu în bazinul superior al văii Oltețului, care au condus la conturarea, descifrarea structurii geologice și estimarea economică a mai multor zăcăminte de grafit (M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu, 1963⁷), (M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu, I. Stoica, 1964⁸) distribuite în 11 zone de mineralizație, cu o importanță deosebită.

Rezultatele geologice obținute au fost confirmate prin prospecțiuni geofizice de către I. Stoica (1963⁹).

¹) Șt. Ghika-Budești. Raport de prospecțiuni geologice a regiunii Baia de Fier-Valea Galbenului-Valea Oltețului. 1941. Arh. Com. Stat. Geol.

²) D. Giușcă. Raport asupra zăcămintelor de grafit din munții Oltețului. 1941. Arh. Com. Stat. Geol.

³) C. Gheorghiu. Raport asupra ivirilor de grafit din munții Gorjului. 1951. Arh. Com. Stat. Geol.

⁴) M. Trifulescu, C. Micu. Prospecțiuni geologice pentru fier în munții Parâng. Raport geologic 1960. Arh. Com. Stat. Geol.

⁵) M. Trifulescu, C. Micu. Prospecțiuni geologice pentru fier în munții Parâng. Raport geologic. 1961. Arh. Com. Stat. Geol.

⁶) M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu. Prospecțiuni geologice pentru grafit în regiunea bazinelor Galbenului și Oltețului (munții Căpăținii). Raport geologic. 1963. Arh. Com. Stat. Geol.

⁷) M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu. Program de explorări. Lucrări miniere pentru explorarea grafitului din valea Oltețului. 1963. Arh. Com. Stat. Geol.

⁸) M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu, I. Stoica. Program de explorare a zăcămintului de grafit din valea Olteturui (Polovragi). 1964. Arh. Com. Stat. Geol.

⁹) I. Stoica. Prospecțiuni electrometrice pentru grafit în valea Oltețului (munții Căpăținii) și pentru cărbune în regiunea Berbești-Alunul. 1963. Arh. Com. Stat. Geol.

Din 1964, zăcăminte de grafit se află în curs de explorare minieră (I. Tănăsucă, 1964¹)), lucrările fiind executate de Comitetul Geologic prin noul şantier Polovragi — ISEM.

Regiunea are un relief montan, cu vîrfuri care depăşesc 2 000 m, văi profunde și o rețea hidrografică abundantă care alcătuiește bazinul superior al văii Oltețului, din raza comunei Polovragi, raionul Gilort, regiunea Oltenia.

Geologia regiunii

Zăcăminte de grafit din valea Oltețului sunt situate, din punct de vedere geologic, în flancul de NW al unui anticlinoriu de roci metamorfice, din Carpații meridionali centrali, străbătut axial de un batolit granitic (M. Trifulescu, C. Micu, 1960²), 1961³), M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu, 1963⁴).

Rocile metamorfice. După criterii genetice, se împart în ectinite și migmatite.

Ectinitete. Sunt rocile metamorfice neafectate de fenomene de granitizare, încadrate în faciesul amfibolitic și reprezentate prin : paragnaise micacee, amfibolite, gnais amfibolice, paragnaise diafitoritice, paragnaise grafitoase și calcare cristaline.

Structura lor variază de la un tip de rocă la altul. Paragnaisele au structură de la porfirogranoblastică pînă la granolepidoblastică și grano-homeoblastică, dacă este prezent grafitul. Amfibolitele și gnaisele amfibolice sunt nematoblastice sau granonematoblastice, iar calcarele au structură macrogranoblastică sau granolepidoblastică în cazul cipolinelor.

Textura este în general orientată, cu excepția calcarelor cristaline și a amfibolitelor, care prezintă uneori aspecte masive. Dintre aceste ectinite, cele mai răspîndite sunt paragnaisele, în special cele cu biotit și apoi calcarele cristaline.

¹) I. Tănăsucă. Proiect de explorare a grafitului din V. Oltețului-Polovragi. 1964. Arh. Com. Stat. Geol.

²) M. Trifulescu, C. Micu. Prospecțiuni geologice pentru fier în munții Parâng. Raport geologic 1960. Arh. Com. Stat. Geol.

³) M. Trifulescu, C. Micu. Prospecțiuni geologice pentru fier în munții Parâng. Raport geologic 1961. Arh. Com. Stat. Geol.

⁴) M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu. Prospecțiuni geologice pentru grafit în regiunea bazinelor Galbenului și Oltețului (M. Căpățînii). Raport geologic. 1963. Arh. Com. Stat. Geol.

Întregul complex de ectinite provine dintr-un pachet de depozite detrito-pelitice, cu nivele cărbunoase și carbonatice, transformat de metamorfismul regional precambrian al catenei carpatiche.

Migmatitele. Sunt rocile metamorfice afectate de fenomenele de granitizare produse de magma granitică. Ele au fost puse în evidență de Șt. Ghika-Budești, 1941.

Granitizarea s-a produs frecvent sub formă de aport mecanic de magmă, alteori pe cale metasomatică (M. Trifulescu, C. Micu, 1960¹), 1961²), M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu, 1963³).

După intensitatea granitizării paleosomei, care variază adesea proporțional cu distanța de la corpul generator, am separat următoarele tipuri de migmatite:

Anatexitele reprezintă treapta cu cea mai intensă granitizare, cu o compoziție granitică aproape omogenă și relicte mineralogice și texturale din materialul paleosomatic. După natura relictelor, anatexitele oferă varietăți amfibolice, grafitoase sau cloritoase (în ultimul caz cind au intervenit fenomene de diaftoreză autohidrotermală), precum și varietăți granitoide, cu diverse grade de orientare.

Embrechitele întâlnite mai rar, ca pachete heterogene de paleosoma injectate de soluții magmatice acide, care au dat naștere la corpuri sub formă de benzi paralele și lentiliforme, au o textură rubanată.

Diadizitele, foarte răspândite, s-au format în zonele periferice ale aureolei de granitizare, în care însă au avut loc numai fenomene metasomatice. În funcție de natura paleosomei se individualizează varietăți amfibolice, micacee, grafitoase și calcaroase.

Structura acestui tip este frecvent porfirogranoblastică, variind uneori pînă la porfirolepidoblastică și porfironematoblastică, iar textura este orientată.

Rocile magmatische. Principala masă de roci magmatice este reprezentată printr-un corp endogen granitic, de proporțiile unui batolit care apare la SE de zăcămîntul de grafit, în axul anticlinorului de roci

¹) M. Trifulescu, C. Micu. Prospecțiuni geologice pentru fier în M. Parîng. Raport geologic. 1960. Arh. Com. Stat. Geol.

²) M. Trifulescu, C. Micu. Prospecțiuni geologice pentru fier în M. Parîng. Raport geologic. 1961. Arh. Com. Stat. Geol.

³) M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu. Prospecțiuni geologice pentru grafit în regiunea bazinelor Galbenului și Oltețului (M. Căpășinii). Raport geologic. 1963. Arh. Com. Stat. Geol.



metamorfice. Acestea prezintă subordonat și separațiuni granodioritice, dioritice și uneori chiar gabbroice. Roca predominantă este un granit peracid hipidiomorf-echigranular, în care se observă frecvența varietăților micacee și alaskitice.

În flancul de NW al anticlinoriului, în care este situat grafitul, apar sill-uri, dyke-uri, filoane și apofize ale acestui pluton, prinziind între ele petece de cristalin.

De această fază magmatică sunt legate majoritatea fenomenelor de granitizare.

Ulterior, au fost puse în loc apofize, filoane, dyke-uri și sill-uri de granite porfirice, mai alcaline, cu feldspat potasic fumuriu, care străbat atât rocile metamorfice cât și granitele din prima fază magmatică, fapt menționat în valea Galbenului de I. Bercia și Elvira Bercia²⁾.

Filoanele de pegmatite, aplite și cuarț sunt legate, majoritatea, de granite porfirice și uneori sunt purtătoare de sulfuri, între pîriul Beleoaia și pîriul Urlieșii (M. Trifulescu, C. Micu, 1960¹⁾) sau de oxizi de fier în jurul vîrfurilor Nedeu și Dracu (M. Trifulescu, A. Postol, C. Micu, 1964).

Peste fundamentul cristalin apar numai depozite cuaternare de morene, grohotiș, conuri de dejecție și aluvioni.

Tectonica

Direcția generală a structurii geologice este NE-SW, cu înclinări de 30–90° spre NW (vezi harta și profilele). Elementele de poziție indică existența unor cute strînsse și deversate spre SE, către batolitul granitic (fig. 2). Acest fapt este reliefat prin modul cum sunt cutate orizonturile de calcare cristaline și de grafit. Distanțele dintre cute sunt variabile (200–1 300 m). Granitele sunt intruse concordant cu structura, în axele cutelor anticlinale, sau au pătruns paralel cu sistozitatea.

Elementele microtectonice indică o afundare spre NE cu 20–30° a structurii geologice. Posterior punerii în loc a batolitului, s-au produs fenomene disjunctive de mică amploare, care au deplasat pe direcția NW–SE sau N–S diversele compartimente, deranjînd inclusiv zonele mineralizate cu grafit.

¹⁾ M. Trifulescu, C. Micu. Prospecții geologice pentru fier în munții Parâng. Raport geologic. 1960. Arh. Com. Stat. Geol.

²⁾ I. Bercia, Elvira Bercia. Cercetări geologice în bazinul văii Galbenului. Raport geologic. Arh. Inst. Geologic, 1958. București.

Descrierea mineralizației

Răspîndire. Mineralizația de grafit se află în ambii versanți ai văii Oltețului, începînd de la vîrfurile Huluzu, Nedeiu și Dracu, traversînd diagonal toată valea și înaintînd către cumpăna apelor dintre rîurile Olteț și Galbenu.

Din cauza cutării și erodării parțiale a complexului grafitos, perimetrele zăcămintelor apar deschise în trei aliniamente.

A l i n i a m e n t u l n o r d i c , extins între pîrîul Ungurelu la SW și culmea Negovanului la NE, cuprinde perimetrele : Pîrîul la Magazie (A/2) din zona Olteț (IX) ; perimetrele Țancul lui Gheorghe (A), Aninătoarea (B), Ungurelașu (C), Pietrele lui Urs (D) din zona Ungurelu (VIII) ; cît și perimetrele : muchia Negovanului (F și G) și pîrîul Dracului (H) din zona Negovanu (I).

A l i n i a m e n t u l m e d i a n , dezvoltat între izvoarele pîrîului Popii la SW și vîrful Nedeiu la NE, este alcătuit din perimetrele : Gura Potecului (C), Pîrîul de la Magazie (A) și Magazie (B) din zona Olteț (IX) ; Poiana lui Marș (C), Hoaga lui Drăgușin (B), Izvorul Iepei (A) din zona Strîmtoi (X) ; culmea Paltinului (A și B) din zona Sîvu (VI) ; pîrîul Zgauca inferioară (A și B/7) din zona Zgauca (V) ; pîrîul Cujba inferioară (A)culmea Beleoaiia (B) din zona Cujba (VI) ; Cracul Stînii Beleoaiia (A și B) și Izvorul Fîntînii inferior (C și D) din zona Izvorul Fîntînii (III) ; Izvorul Beleoaiia (A) și Cracul Dracului (B) din zona Izvorul Beleoaiia (II) ; Nedeiu (I) din zona Negovanu (I).

A l i n i a m e n t u l s u d i c , situat între izvoarele pîrîului Ivăneasa din SW și vîrful Beleoaiia la NE, este compus din perimetrele : pîrîul Ivăneasa (B), Poiana Mică (A) și pîrîul Fetelor (C) din zona Ribari (XI) ; pîrîul Preluca, Pîrîul Rău din zona Preluca (VII) ; Cracul Sîvului (J), Culmea Paltinului (C și A), P. lui Ilie (E, F, G și H) și Izvorul Sîvului (I) din zona Sîvu (VI) ; pîrîul Zgauca superioară (C, D și E) din zona Zgauca (V) ; pîrîul Cujba superioară (C și D) din zona Cujba (IV) ; Izvorul Fîntînii superior (E) din zona Izvorul Fîntînii (III) ; Cracul Stîna Beleoaiia (D) și Izvorul Beleoaiia (C) din zona Izvorul Beleoaiia (II).

În vederea sistematizării lucrărilor de explorare și exploatare, am separat, în funcție de rețea hidrografică și posibilitățile de acces, următoarele zone de mineralizație : I. zona Negovanu (9 perimetre), II. zona Izvorul Beleoaiia (4 perimetre), III. zona Izvorul Fîntînii (5 perimetre), IV. zona Cujba (4 perimetre), V. zona Zgauca (5 perimetre), VI. zona Sîvu (10 perimetre), VII. zona Preluca (1 perimetru), VIII. zona Ungurelu



(4 perimetre), IX. zona Olteț (3 perimetre), X. zona Strîmtori (3 perimetre) și XI. zona Rîbări (3 perimetre).

Caracteristicile de zăcămînt. Forma de zăcămînt. Complexul grafitos, datorită discontinuității inițiale de sedimentare, deranjamentelor tectonice și postmetamorfice, cît și frecvențelor intruziuni magmatice din regiune, se prezintă actualmente în formă de strate, lentile și cuiburi (vezi harta geologică).

În zonele în care intervenția fenomenelor mai sus amintite a fost slabă, grafitul este dispus în formă de strate efilate, cu lungimi pînă la 2 km și grosimi frecvente între 2–20 m, ajungînd uneori la 100 m. Astfel de strate sunt reprezentate de perimetrele : Muchia Negovanu (I-A), Hăul Negovanu (I-F), Zgauca superioară (V-D) continuat cu Cujba superioară (IV-C), Cujba superioară (IV-A), Țancul lui Gheorghe (VIII-A) și pîrîul Ivăneasa (XI-B). Aceste perimetre se încadrează în două orizonturi grafitoase principale cutate.

Cînd discontinuitatea de sedimentare a fost frecventă sau fenomenele tectonice și magmatice mai puternice, grafitul apare în formă de lentile, cu lungimi care variază între 200–500 m și grosimi frecvente de 1–10 m, mai rar de 10–20 m. Asemenea lentile sunt, de exemplu, în perimetrele : Izvorul Muchiei (I-E), Izvorul Beleoaia (II-A), Cracul Dracului (II-B), Culmea Paltinului (VI-A), Pîrîul lui Ilie (VI-E), Izvorul Sîvului (VI-I), Cracul Sîvului (VI-J), Pîrîul de la Magazie (IX-A/2).

Cu totul excepțional apar acumulări de grafit în granite, însotînd filoanele de cuart, sub forma unor cuiburi de dimensiuni centimetrice.

Petrografie, chimism, tectonică. Datorită condițiilor complexe de metamorfism, grafitul apare în multe varietăți de roci, prin transformarea unui complex inițial detrito-calcaro-cărbunos unitar.

Studiul microscopic al rocilor purtătoare de grafit indică existența unor compozitii mineralogice care reflectă geneza grafitului. Astfel, frecvențele sunt paragenezele inițiale de origine detritică și carbonatică :

Pentru gnaise și calcare grafitoase	<table border="0" style="width: 100%;"> <tr> <td>cuară + plagioclaz + grafit ± pirită</td></tr> <tr> <td>cuară + plagioclaz + biotit + grafit ± pirită</td></tr> <tr> <td>cuară + plagioclaz + grafit + biotit + muscovit ± pirită</td></tr> <tr> <td>cuară + grafit + biotit + plagioclaz + clorit ± pirită</td></tr> <tr> <td>cuară + hornblendă + grafit + plagioclaz + epidot</td></tr> <tr> <td>calcit + grafit ± biotit ± muscovit</td></tr> </table>	cuară + plagioclaz + grafit ± pirită	cuară + plagioclaz + biotit + grafit ± pirită	cuară + plagioclaz + grafit + biotit + muscovit ± pirită	cuară + grafit + biotit + plagioclaz + clorit ± pirită	cuară + hornblendă + grafit + plagioclaz + epidot	calcit + grafit ± biotit ± muscovit
cuară + plagioclaz + grafit ± pirită							
cuară + plagioclaz + biotit + grafit ± pirită							
cuară + plagioclaz + grafit + biotit + muscovit ± pirită							
cuară + grafit + biotit + plagioclaz + clorit ± pirită							
cuară + hornblendă + grafit + plagioclaz + epidot							
calcit + grafit ± biotit ± muscovit							

Subordonat însă apar și parageneze, în care grafitul este asociat cu feldspați potasici (ortoză sau microclin), amfiboli, piroxeni, cuart și



sulfuri de origină hidrotermală care corespund unor roci magmatice, de exemplu :

Pentru granite și filoane de cuarț cu grafit { cuarț + ortoclaz + plagioclaz + mice ± grafit; ortoclaz ± plagioclaz ± cuarț ± mice ± grafit; cuarț hidrotermal ± grafit + pirită ± epidot

sau aparțin unor roci care au suferit un aport granitic, cărora le corespund parageneze mixte, de injectie :

Pentru migmatite grafitoase { cuarț + ortoclaz + plagioclaz + grafit; cuarț + ortoclaz + plagioclaz ± biotit ± muscovit + grafit; calcit + grafit + ortoclaz ± piroxeni ± amfiboli ± mice

Cele mai răspândite roci cu grafit și în același timp cele mai bogate în substanță utilă (tabelul 1) sunt paragnaisele micacee și diaftoritice (pl. I, fig. 1, 2, 3), alcătuite din cuarț, plagioclaz, biotit, muscovit, clorit, sericit, epidot, zoizit, apatit și grafit. Structura lor este granohomeoblastică sau lepidogranohomeoblastică și textură totdeauna sistoasă. De remarcat este diferența de cristalinitate a grafitului, care apare în paragnaisele micacee grafitoase din zona Negovanu și perimetrele Cujba inferioară, Zgauca superioară, Pîriul lui Ilie, Tancul lui Gheorghe și Olteț.

TABELUL 1

Concentrația mineralologică și chimică pe tipuri și varietăți de roci

	Roca purtătoare de grafit	Concentrația mineralologică %	Concentrația chimică %
Roci metamorfice	Ectinite { paragnaise micacee grafitoase paragnaise diaftoritice grafitoase calcare cristaline cu grafit gnaise amfibolice cu grafit	5—60	9,5 — 49,90
		2—60	10 — 60,20
		3—20	12,55 — 20,40
	Migmatite { anatexite grafitoase diadiomite cu grafit embrechite calcaroase grafitoase	5—15	9,5
Roci magmatische	{ granite micacee cu grafit granite porfirice cu grafit cuarț filonian cu grafit	1—20	16,15
		5—18	13,7 — 22,15
		2—25	10 — 20
		1—6	3 — 10
		1—8	2 — 5
		1—10	3 — 10



Paragnaisele diaftoritice grafitoase apar în zona Izvorul Beleoaia, perimetrele Izvorul Fîntînii inferior și zonele Preluca și Ribari.

În acoperișul calcarelor grafitoase sunt situate frecvent calcare cristaline, adesea cipolinice, care în bază au un conținut apreciabil de grafit (pl. II, fig. 1). Compoziția mineralogică este reprezentată prin : calcit, grafit, biotit, muscovit, uneori chiar piroxeni și amfiboli. Structura lor este granohomeoblastică și textură orientată. Adesea apar alternanțe de nivale de calcare grafitoase cu paragnaise micacee grafitoase. Ele apar în perimetrele : Muchia Negovanului, Hăul Negovanului, Izvorul Fîntînii superior, Cujba superioară, Zgauca superioară, Pîrîul lui Ilie, Țancul lui Gheorghe, Aninătoarea, Izvorul Iepei și pîrîul Ivăneasa.

Gnaisele amfibolice cu grafit (pl. II, fig. 2) apar în perimetru Cujba inferioară, Culmea Paltinului și Pietrele lui Urs. Roca este alcătuită din : cuart, plagioclaz, hornblendă, clorit, epidot și grafit. Structura este granonematohomeoblastică și textură orientată.

Un conținut mai slab în grafit se află în migmatite, din care mai frecvente sunt anatexitele și diadizitele. Dintre migmatite, diadizitele și anatexitele prezintă uneori concentrații în grafit cu importanță economică. Ele sunt caracterizate printr-o compoziție granitică, cu structură relictă porfirogranohomeoblastică și textură gnaisică. În acestea este frecvent feldspatul potasic, la care sunt asociate : mice, cuart, plagioclaz și grafit. Acesta din urmă face parte din mineralele relicte, care reprezintă paleosoma. Șt. Ghîka - Budăstî (1941) a descris prezența incluziunilor de grafit în metablastele de plagioclaz. Astfel de migmatite cu grafit apar în Culmea Paltinului.

În perimetru Izvorul Fîntînii superior apar calcare cristaline grafitoase microgranoblastice injectate sub forma unei rețele anastomozate de granite micacee sau alaskitice, care se încadrează în altă varietate de migmatite (embrechite calcaroase) (pl. II, fig. 3).

Acumulările de grafit din granite sau din filoanele de cuart au rezultat prin antrenarea grafitului din rocile preexistente de către magmele acide și soluțiile lor în timpul intruziunii. Condițiile de temperatură înaltă au favorizat ridicarea cristalinitatei grafitului. Asemenea iviri se găsesc în văile : Sîvu, Cujba, Izvorul Fîntînii, etc.

Din punct de vedere fizic grafitul din acest zăcămînt prezintă următoarele proprietăți :

Grafitul cristalizează rareori cu forme idiomorfe, avînd clivaj basal perfect ;



După gradul de cristalizare apar două varietăți : una macrocristalină, cu dimensiuni pînă la 4 mm și alta microcristalină, cu dimensiuni submilimetrice ;

Greutatea specifică a grafitului pur este 1,9–2,3 ;

Greutatea volumetrică a rocii grafitoase variază după cristalinitatea grafitului, varietatea microcristalină are valori cuprinse între 2,3–2,47, iar cea macrocristalină are valori cuprinse între 2,6–2,87 ;

Culoarea variază de la cenușie (la grafitul macrocristalin) pînă la cenușie neagră (la grafitul microcristalin) ;

Luciu variază, tot în funcție de cristalinitate, de la metalic de oțel pînă la pămîntos ;

Este insolubil față de acizi și foarte bun conductor de electricitate, ajungînd pînă la 1000 mV (I. Stoica, 1963¹⁾.

Din punct de vedere chimic probele de roci grafitoase recoltate din principalele perimetre mineralizate (tabelul 2) și analizate pentru conținutul lor în carbon, cenușe, sulf, vanadiu, și germaniu, arată adesea concentrații în carbon care variază între 10–60 %, depășind deci minimum de exploataabilitate (20–25 % C). În afară de substanțele analizate în rocile grafitoase mai sunt și substanțe volatile în cantități reduse, care nu au fost luate în considerație. Prin analizarea gradului de transformare a grafitului în acid grafitic, s-a constatat că în acest zăcămînt carbonul este grafitizat în proporție de 96,80–98,20 % (Sandu Bălănescu, 1941), excelent din punct de vedere calitativ. Concentrația în carbon grafitizat variază de la o zonă de mineralizație la alta, uneori chiar în cadrul aceleiași zone și mai ales după varietățile de roci. Astfel, principalele roci purtătoare de grafit sunt paragnaisele (fig. 1 și tabelul 1). Migmatitele și calcarele cristaline oferă concentrații relativ reduse. Zonele cu cea mai mare concentrație în grafit sunt : Negovanu (I), Izvorul Fîntînii (III), Cujba (IV), Sîvu (VI), Ungurelu-Ungurelașu (VIII) și Ribari (XI), cu valori cuprinse între 10–60 %. Concentrația medie în grafit este în jur de 35 %.

Tectonic, zăcămîntele sunt concordante cu structura geologică atât regional, fiind orientate N 30–70° E cît și plicativ, prin participarea complexului grafitos la alcătuirea cutelor deversate spre SE, cu înclinări de 30–90° spre NW și distanța dintre axul culei anticlinale și cel al culei sinclinală de 200–1300 m. Prin eroziune, zăcămîntul apare dispus în trei aliniamente paralele, distanțate între ele la 500–1500 m. Aliniamentul

¹⁾ I. Stoica. Prospecțuni electrometrice pentru grafit în valea Oltețului (munții Căpățînii) și pentru cărbune în regiunea Berbești-Alunul. Raport geologic. 1963. Arh. Com. Stat. Geol.



TABELUL 2¹⁾

Nr. probei	Perimetru	Carbon %	Cenușă %	Sulf %	Vanadiu %	Germaniu %	Umiditate %	Greutate volumetrică	Grafit transf. în acid grafitic
100-T	Muchia Negovanului	16,00	86,25	0,09	-	- ²⁾	-	2,87	-
200-D	Hăul Negovanului	42,20	52,60	0,09	0,0136	0,00027	-	-	-
100-A-T	Muchia Negovanului	10,95	87,00	-	-	-	-	-	-
-	Izv. Fintinii inferior	43,48	56,52	-	-	-	-	2,38	-
73-T	Izv. Fintinii inferior	13,70	83,85	1,13	-	-	-	-	-
80-T	Izv. Fintinii superior	15,70	83,30	0,09	-	-	-	-	-
76-T	Izv. Fintinii superior (Nord)	20,40	73,25	0,07	0,0154	0,00017	-	2,35	96,80
77-A-T	Izv. Fintinii superior (Nord)	27,75	68,90	-	-	-	-	-	-
-	Izv. Fintinii superior (Sud)	41,85	58,15	-	-	-	-	2,30	96,80
77-T	Izv. Fintinii superior (Nord)	53,70	40,67	0,10	-	-	-	-	-
68-B-TO	P. Cujba inferior (Nord)	48,65	49,55	0,09	0,010	0,0004	-	-	-
38-T	P. Cujba inferior (Sud)	24,30	73,75	0,33	-	-	-	2,87	-
68-A-TO	P. Cujba inferior (Nord)	40,25	56,05	0,10	0,023	0,0004	-	-	-
43-D	P. Cujba inferior (Nord)	15,95	81,20	-	-	-	-	-	-
-	P. Cujba inferior (Sud)	15,83	84,17	-	-	-	-	-	-
70-D	Pîrîul Zgauca superior	12,00	85,40	0,08	-	-	-	-	-
29-T	Pîrîul lui Ilie (Sîvu)	10,05	87,80	0,09	-	-	-	-	-
36-T	Pîrîul lui Ilie (Sîvu)	14,10	84,20	0,08	-	-	-	2,70	-
28-T	Pîrîul lui Ilie (Sîvu)	10,63	86,85	0,15	-	-	-	-	-

Tabelul 2 (urmăre)

Nr. probei	Perimetru	Carbon %	Cenușă %	Sulf %	Vanadiu %	Germaniu %	Umiditate %	Greutate volu- metrică	Grafit transf. în acid grafitic
32-T	Pirul lui Ilie (Sivu)	46,64	51,60	0,09	0,016	0,0003	-	-	2,35
37-N	Izvorul Sivului	16,25	84,80	-	-	-	-	-	-
13-T	Pirul Prelucă-								
	Pirul Rău	16,15	82,15	-	-	-	-	-	-
124-D	Tancul lui Gheorghe	22,65	75,30	0,09	-	-	-	-	-
122-D	Tancul lui Gheorghe	49,90	46,95	0,11	0,019	urme	-	0,35	97,20
75-N	Ungurelașul	10,95	97,85	-	-	-	-	-	-
	Aninătoarea	45,62	54,38	-	-	-	-	-	-
	Pirul Ivăneasa (Răbări)	51,65	48,21	-	-	-	0,14	-	-
	Pirul Ivăneasa (Răbări)	49,82	50,18	-	-	-	-	-	-
108-D	Pirul Poiana Mică (Răbări)	60,20	35,75	0,08	0,080	0,0011	-	2,35	98,20
107-D	Pirul Ivăneasa (Răbări)	22,15	76,70	-	-	-	-	-	-
	Pirul Ivăneasa (Răbări)	44,53	55,45	-	-	-	-	-	-

¹⁾ Compoziția chimică, umiditatea, greutatea volumetrică și gradul de transformare al grafitului în acid grafitic.

²⁾ Liniuța arată că substanța sau proprietatea respectivă nu a fost analizată.

de NW (Negovanu-Ungurelu) și cel median (Belenoaia-Cujba-Oltet) reprezintă flancurile unei cute anticlinale, având între ele un ax de anticlinal, în timp ce aliniamentul median cu cel de SE (Zgauca-Sivu-Răbări) alcătuiesc flancurile unei cute sinclinale, care se sprijină pe corpul granitic amintit.

Faptul că nivelele de grafit au formă frecventă de strate lenticulare este o dovedă a efectelor unui stress exercitat dinspre NW către SE, care a produs deversarea cutelor spre SE și budinarea (strangularea) rocilor competente tectonic, pînă la decroșări de mică amploare.

Din profilele geologice reiese că grafitul are în acoperiș de obicei calcară cristaline, mai rar gnaisse, migmatite și granite. În culcuș apar

frecvent gnaise micacee sau amfibolite, granite și mai rar calcare cristaline. Totodată se observă că în afară de un nivel mai important de grafit, mai apar, atât în acoperiș, cât și în culcușul acestuia, încă 2–3 nivele

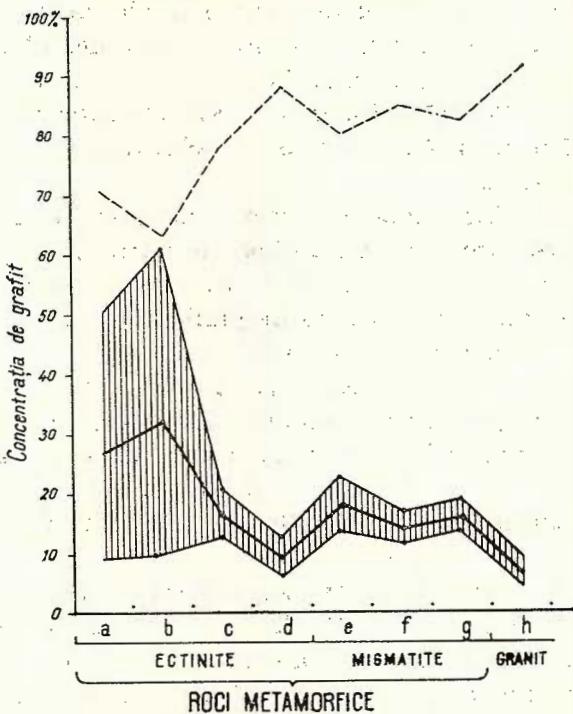
de grafit, care sunt situate la distanțe de 10–15 m. În acoperișul de gnaise micacee se observă deosebit de multă cantitate de grafit, care este în formă de granule, de dimensiuni mari, de 10–15 mm, și de formă de lăzări, de dimensiuni mici, de 1–2 mm.

Fig. 1. — Variația conținutului în grafit și cenușă pe tipuri de roci.

a, paragnaise cu biotit; b, paragnaise cu biotit și muscovit; c, calcare cristaline; d, amfibolite; e, anatexite; f, embreecite; g, diadiomite; h, granite.

Variation de la teneur en graphite et cendre par types de roches.

a, paragneiss à biotite; b, paragneiss à biotite et muscovite; c, calcaires cristallins; d, amphibolites; e, anatexites; f, embrécites; g, diadiomites; h, granites.



secundare de lentele de grafit, separate de primul prin gnaise, calcare, migmatite și chiar granite.

Posterior fazelor plicative antepaleozoice s-au insinuat magme acide, care prin punerea lor în loc au deranjat sau au asimilat părți din pachetul cutat de ectinite. Astfel, mai ales în axele anticlinalelor, apar adesea dyke-uri sau apofize granitice, care cuprind enclave de grafit puternic cristalizat.

Prezența grafitului în paragenezele de origine detritică sau carbonatică, reflectate în compozițiile mineralogice ale gnaiselor și calcarelor cristaline, modul de zăcămînt stratiform-lenticular și totala concordanță tectonică cu structura geologică a regiunii, ne determină să considerăm că grafitul din valea Oltețului este de origine biogenă. Complexul sedimentar detrito-carbonato-cărbunos antepaleozoic a fost supus metamorfismului regional și în ultimă instanță puternicelor influențe exercitate de intruziunea magmelor acide consolidate sub forma unui batolit, care a ridicat grafitul la un înalt grad de cristalinitate.

Importanța economică

Este cunoscută utilitatea grafitului în industriile siderurgică, metalurgică, electrotehnică, etc., mai ales acum în cadrul economiei sociale, cind aceste ramuri au luat o mare dezvoltare. Acest fapt a determinat încadrarea grafitului între cele 16 substanțe minerale utile prevăzute în HCM 767/1963, în vederea intensificării cercetărilor geologice pentru identificarea acestora în subsolul țării noastre și evaluarea lor economică urgentă.

Prin lucrările noastre de prospecțiuni geologice executate între 1960—1963 în munții Căpăținii și Parâng, în cadrul Întreprinderii Prospețuni a Comitetului Geologic, am detectat, delimitat și evaluat economic zăcăminte importante de grafit în valea Oltețului.

În urma definitivării acestor lucrări s-a constatat că dimensiunile ariei generale în care apar zăcămintele sunt de 10 km lungime și 3 km lățime, formând o suprafață de 30 km², din care suma ariilor de aflorare a perimetrelor mineralizate este de 0,526 km². Lungimile perimetrelor mineralizate variază între 100—2 000 m, grosimile între 2—20 m, iar înălțimile între 50—400 m (M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu, 1963¹).

Aceste proporții au fost confirmate și prin prospecțiuni electrometrice (propuse de M. Trifulescu în 1961), care au arătat în plus că între perimetrelle mineralizate ale unui aliniament există continuitate în adâncime, deși rocile grafitoase nu apar la zi sau sunt acoperite de grohotișuri (I. Stoica, 1963²), (M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu, I. Stoica, 1964³). Asemenea situații s-au observat între perimetrelle Pîrîul lui Ilie din zona Sîvu și zona Preluca și între zonele Ungurelu și Negovanu.

Concentrația medie pe perimetru variază între 10—45% grafit, iar pe zăcămînt este de 30—35% grafit, cu gradul de transformare în acid grafitic de 96—98%.

Comparativ cu grafitul din alte părți ale lumii (tabelul 3), zăcăminte din valea Oltețului se încadrează în rîndul zăcămîntelor mari prin proporții și cu o concentrație mijlocie în grafit de foarte bună calitate.

¹) M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu. Prospecțiuni geologice pentru grafit în regiunea bazinelor Galbenului și Oltețului (munții Căpăținii). Raport Geologic. 1963. Arh. Com. Stat. Geol.

²) I. Stoica. Prospecțiuni electrometrice pentru grafit în valea Oltețului (munții Căpăținii) și pentru cărbune în regiunea Berbești-Alunul. Raport 1963. Arh. Com. Stat. Geol.

³) M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu, I. Stoica. Program de explorare a zăcămîntului de grafit din valea Oltețului (Polovragi). 1964. Arh. Com. Stat. Geol.



TABELUL 3
Concentrația în grafit din diverse zăcăminte

Nr. probei	Tara, regiunea, perimetru	Carbon %	Cenușă %
—	Grafit din comerț (1)	56,55	43,44
—	Grafit citat de H. Thiele (1)	57,90—59,70	42,00—40,20
—	<i>Madagascar</i>		
	— după prima fază de flotare, grafit preconcentrat	50,00	— ²⁾
	— după rafinare avansată	85	
medie	<i>Coreea de sud</i> (grafit amorf după rafinare avansată)	75	
medie	<i>Statele Unite</i> (după rafinare avansată)		
	— Alabama	81,82	
	— New York	88,97	
	— Pennsylvania	88,80	
	<i>Ceylon</i> ¹⁾	88	
	<i>România</i>		
	Baia de Fier (Cătălinu)		
—	Panoul 6	26,70—64,80	—
—	Panoul 7	29,40—57,50	—
24	Panoul 9	52,50	—
32	Panoul 11	57,10	—
36	Panoul 14	69,20	—
53	Panoul 16	59,30	—
—	Panourile 6—17	20,60—59,20	79,50—30,00
medie	Lentila Cătălinu	33,85	65,50
medie	Polovragi (valea Oltețului)		
200—D	Hăul Negovanului (probă naturală informativă reprezentativă)	42,20	52,60
1—B	Izvorul Flintinii (probă naturală informativă reprezentativă)	43,48	56,52
77—T	Idem	53,70	40,67
68—TO	Cujba inferioară nord (probă naturală informativă reprezentativă)	48,65	49,55
68—A—TO	Idem	42,25	56,05
32—T	Piriul lui Ilie (probă naturală inform. reprez.)	46,65	51,60
122—D	Ungurelul (probă naturală inform. reprez.)	49,90	46,95
200—D	Piriul Poiana Mică (Răbări) — Idem	60,20	35,75
6—B	Piriul Ivăneasa — Idem	51,65	48,21
7—B	Idem	49,82	50,18
8—B	Idem	44,53	55,45
5—B	Aninătoarea — Idem	45,61	54,38
medie	Zăcămîntul de grafit din valea Oltețului	30—35	69—64

¹⁾ Grafit din pegmatite (de origine anorganică).

²⁾ Conținuturile în cenușe necitate.



În conformitate cu STAS 1903/1955, se recomandă în industrie roci grafitoase cu o concentrație în grafit de 25% (tabelul 4). Exploatarea de grafit existentă la Baia de Fier flotează cu succes și roci cu 18—20%.

TABELUL 4

*Cu banderolă de recomandare**STASS 1903/1955*

Caracteristici	Grafit brut		Grafit concentrat								
	Bul-gări	Praf	A		B		Praf	Fulgi			
			I	II	I	II					
							I	II			
Umiditate max. %	—	—	2	2	1	1	2	2	2	2	2
Mărimea bulgărilor (dim. max. în mm)	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granulație											
— rezidu sită nr. 006 % max.	—	—	0,2	0,2	—	—	—	—	—	—	—
— rezidu sită nr. 012% max	—	—	—	—	—	—	20	20	20	50	50
— rezidu sită nr. 015% max.	—	—	—	—	5	5	—	—	—	—	—
— rezidu sită nr. 020 % max.	—	—	—	—	70	70	—	—	—	—	—
Carbon % min.	25	25	90	87	87	84	85	65	45	75	71
Cenușă % max.	75	75	5	8	8,5	10	10	30	50	20	24
Fe ₂ O ₃ solubil HCl % max.	—	—	—	—	1,7	1,7	1,7	—	—	—	—

Prin încercările de preparare efectuate asupra unor roci grafitoase din bazinul Galbenului, I. Marinescu, la Brad, înainte de 1942 (G. h. D. a m a s c h i n, 1942, 1964), folosind medii dense și flotația, au obținut concentrate cu 85—92% C la probele mai bogate și 72% la problele mai sărace.

Rezultatele preliminare ale preparării minereului de grafit în Laboratorul de specialitate al Institutului Geologic, arată că probele din varietatea microcristalină (valea Ungurelului), care avea o concentrație inițială de 40,65% C au ajuns după prima flotație la maximum de 67% C, iar după a doua flotare, la 84% C.

O probă cu grafit macrocristalin din Culmea Paltinului, care avea inițial numai 17% C, după prima flotare a ajuns la 57% C, iar după a doua flotare, la 80% C.



Proba tehnologică medie dată de ISEM, în urma executării lucrărilor miniere de suprafață, care avea inițial 34,5% C, a ajuns după prima flotare la 65% C, iar după a doua a depășit 80% C.

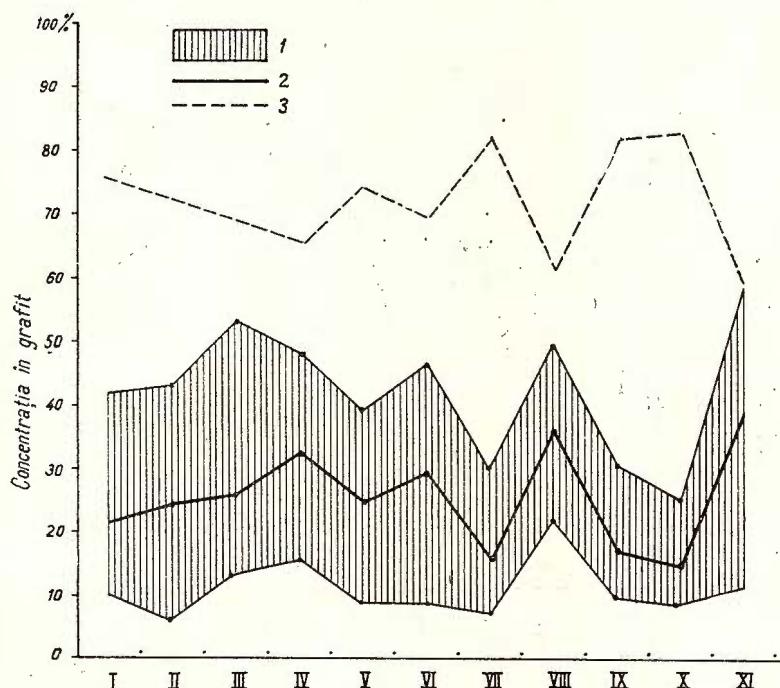


Fig. 2. — Variația conținutului în grafit pe zona de mineralizație.
1, domeniul de variabilitate a conținutului în grafit; 2, concentrația medie în grafit; 3, conținutul în cenușă.

Variation de la teneur en graphite par zones de minéralisation.
1, domaine de variabilité de la teneur en graphite; 2, concentration moyenne en graphite;
3, teneur en cendre.

Caracteristicile grafitului din valea Oltețului sunt relativ asemănătoare cu acelea ale grafitului din munțele Cătălinu, unde predomină însă variația microcristalină (M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu, V. Nedelcu, A. Andrei, 1964^{1,2}) și care se exploatează din 1949 prin sectorul minier de la Baia de Fier.

¹) M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu, V. Nedelcu, A. Andrei. Prospecțiuni geologice pentru grafit în munții Căpățini-munții Parâng-Olténia de N. Raport 1964. Arh. Com. Stat. Geol.

²) M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu, V. Nedelcu, A. Andrei. Program de explorare a grafitului din valea Galbenului. 1964. Arh. Com. Stat. Geol.

Având în vedere toți parametrii citateți, am evaluat rezerve importante de roci grafitoase din care majoritatea cu conținut exploatabil, care variază de la o zonă de mineralizație la alta.

Principalele zăcăminte, cu o concentrație mai ridicată și rezerve mari sînt: Negovanul (I), Izvorul Fîntinii (III), Cujba (IV), Sîvu (VI), Ungurelu (VIII) și Rîbări (IX) (fig. 2, 3).

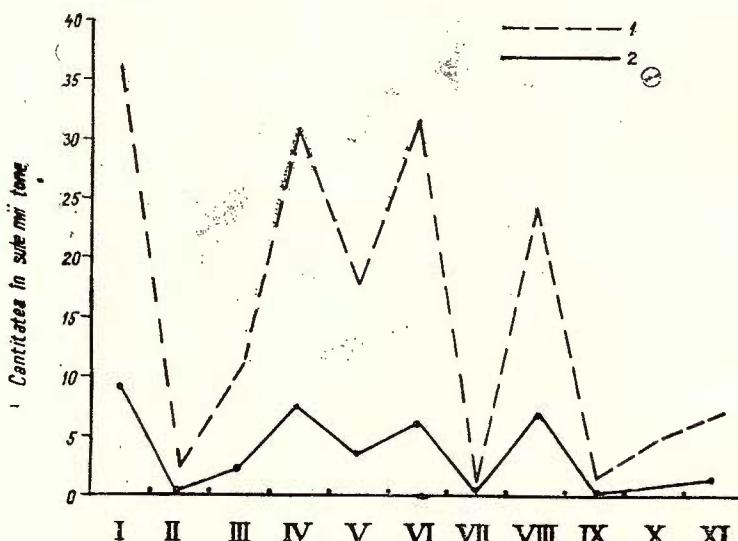


Fig. 3. — Variația rezervelor de roci grafitoase și de grafit concentrat pe zone de mineralizație.

1, rezerve de roci grafitoase; 2, rezerve de grafit concentrat.

Variation des réserves de roches graphiteuses et de graphite concentré par zones de minéralisation.

1, réserves de roches graphiteuses; 2, réserves de graphite concentré.

În urma acestor rezultate pozitive am propus deschiderea unui șantier nou — Polovragi — pentru efectuarea unui vast program de lucrări de explorare minieră (M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu, I. Stoica, 1964¹)). Zăcămîntul se află actualmente în prima etapă de explorare, lucrările fiind executate de către Comitetul de Stat al Geologiei prin IGEX. Aceste lucrări au fost favorizate și de construirea unei șosele forestiere (între 1960—1962) pe valea Oltețului, care traversează zăcămîntul, înlesnind circulația autovehiculelor pînă la Polovragi, localitate situată la 15 km spre S de Colonia Minieră a IGEX-ului.

¹) M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Nedelcu, I. Stoica. Program de explorare a zăcămîntului de grafit din valea Oltețului (Polovragi). 1964. Arh. Com. Stat. Geol.

PLANŞA I



Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Fig. 1. — Paragnais micaceu cu grafit.

1, muscovit ; 2, grafit ; 3, biotit. Nic. II, $\times 10$.

Paragneiss micacé à graphite.

1, muscovite ; 2, graphite ; 3, biotite. Nic. II, $\times 10$.

Fig. 2. — Paragnais micaceu cu grafit.

1, cuarț ; 2, feldspat plagioclaz ; 3, muscovit ; 4, grafit. Nic. II, $\times 10$.

Paragneiss micacé à graphite.

1, quartz ; 2, feldspath plagioclase ; 3, muscovite ; 4, graphite. Nic. II, $\times 10$.

Fig. 3. — Paragnais grafitos diaftorizat.

1, cuarț ; 2, feldspat plagioclaz ; 3, muscovit ; 4, grafit. Nic. II, $\times 10$.

Paragneiss graphiteux diaphorisi.

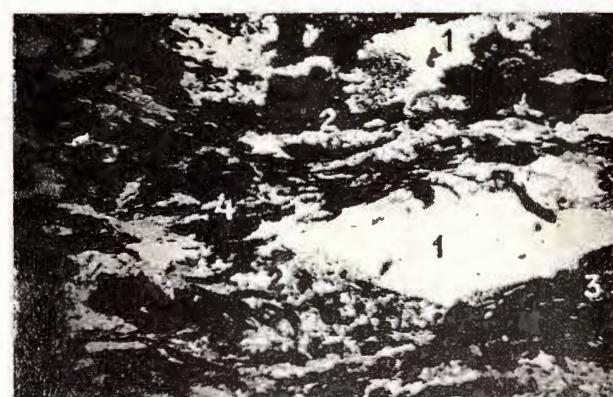
1, quartz ; 2, feldspath plagioclase ; 3, muscovite ; 4, graphite ; Nic. II, $\times 10$.

184-2



Institutul Geologic al României

M. TRIFULESCU, N. DRAGOMIR, V. NEDELCU. Zăcăminte de grafit din valea Oltețului. Pl. I.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/3

PLANŞA II



Institutul Geologic al României

PLANSĂ II

Fig. 1. — Calcar grafitos.

1, cuarț ; 2, calcit ; 3, grafit. Nic. ||, $\times 10$.

Calcaire graphiteux.

1, quartz ; 2, calcite ; 3, graphite. Nic. ||, $\times 10$.

Fig. 2. — Gnais amfibolic cu grafit.

1, cuarț ; 2, muscovit ; 3, hornblendă ; 4, grafit. Nic. ||, $\times 10$.

Gneiss amphibolique à graphite.

1, quartz ; 2, muscovite ; 3, hornblende ; 4, graphite. Nic. ||, $\times 10$.

Fig. 3. — Embrechit calcaros cu grafit.

1, calcit ; 2, grafit ; 3, feldspat potasic. Nic. ||, $\times 10$.

Embrêchite calcaire à graphite.

1, calcite ; 2, graphite ; 3, feldspath potassique. Nic. ||, $\times 10$.

M. TRIFULESCU, N. DRAGOMIR, V. NEDELCU. Zăcăminte de grafit din valea Oltețului.

Pl. II.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/3

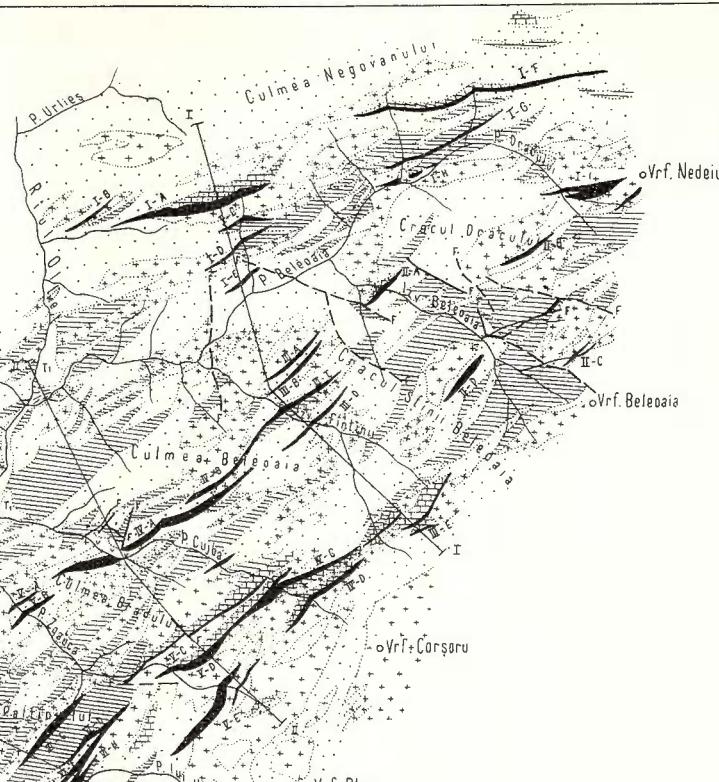


Institutul Geologic al României

M. TRIFULESCU - N. DRAGOMIR

HARTA GEOLOGICĂ A ZĂCĂMINTULUI DE GRAFIT DIN V. OLTEȚULUI (MTII PARÎNG ȘI CĂPĂȚINA)

0m 500m 1000m



LEGENDA

- 1 Terase: 2 con de deflecție; 3 grohotiș; 4 terase aluviale
- 5 Migmatite granitice
- 6 + + + Granite
- 7 Calcare cristaline
- 8 Rocă grafitoasă
- 9 Paragneise micacee, gneize amfibolice, amfibolite
- 10 Profil geologic
- 11 Fazile

I ZONA NEGOVANU	II ZONA IZVORUL BELEOAIA	III ZONA IZVORUL FINTINIU	IV ZONA CUJBA	V ZONA ZGAUCA
Perimetru I A (Munții Negovanu) I B (Izv. Huchier) I C () I D () I E () I F () I G () I H ()	Perimetru II A (Izv. Beloaia) II B (Cracul brăzător) II C (Izv. Beloaia) II D (Cracul Sâlnă Beloaia)	Perimetru III A (Cracul Sâlnă Beleoaia) III B (Izv. Fintinu inf.) III C (Izv. Fintinu sup.) III D () III E ()	Perimetru IV A (P. Cujba inf.) IV B (Culmea Beloaia) IV C (P. Cujba sup.)	Perimetru V A (P. Zgaica inf.) V B () V C () V D () V E ()
I NE ()		sup)		sup)
VI ZONA SIVU	VII ZONA PRELUCA	VIII ZONA UNGURELUL	IX ZONA OLTEȚ	X ZONA STRIMTORI
Perimetru VI A (Culmea Pallinului) VI B () VI C () VI D () VI E () VI F () VI G () VI H ()	Perimetru VII A (P. Preluca - P. Râu) VII B () VII C () VII D () VII E () VII F () VII G () VII H ()	Perimetru VIII A (P. Iui Urs) VIII B () VIII C (Ungurelăsu) VIII D (Piatră Urs)	Perimetru IX A (P. delă Magazie) IX B (Magazie) IX C (Gura Pălecului)	Perimetru X A (Izv. Iopei) X B (Hoaga Drăgoiesc) X C (Pălănatul Mărs)
XI ZONA RIBARI				
		Perimetru XI A (Polana Mică) XI B (P. Igneasa) XI C (P. Felelor)		

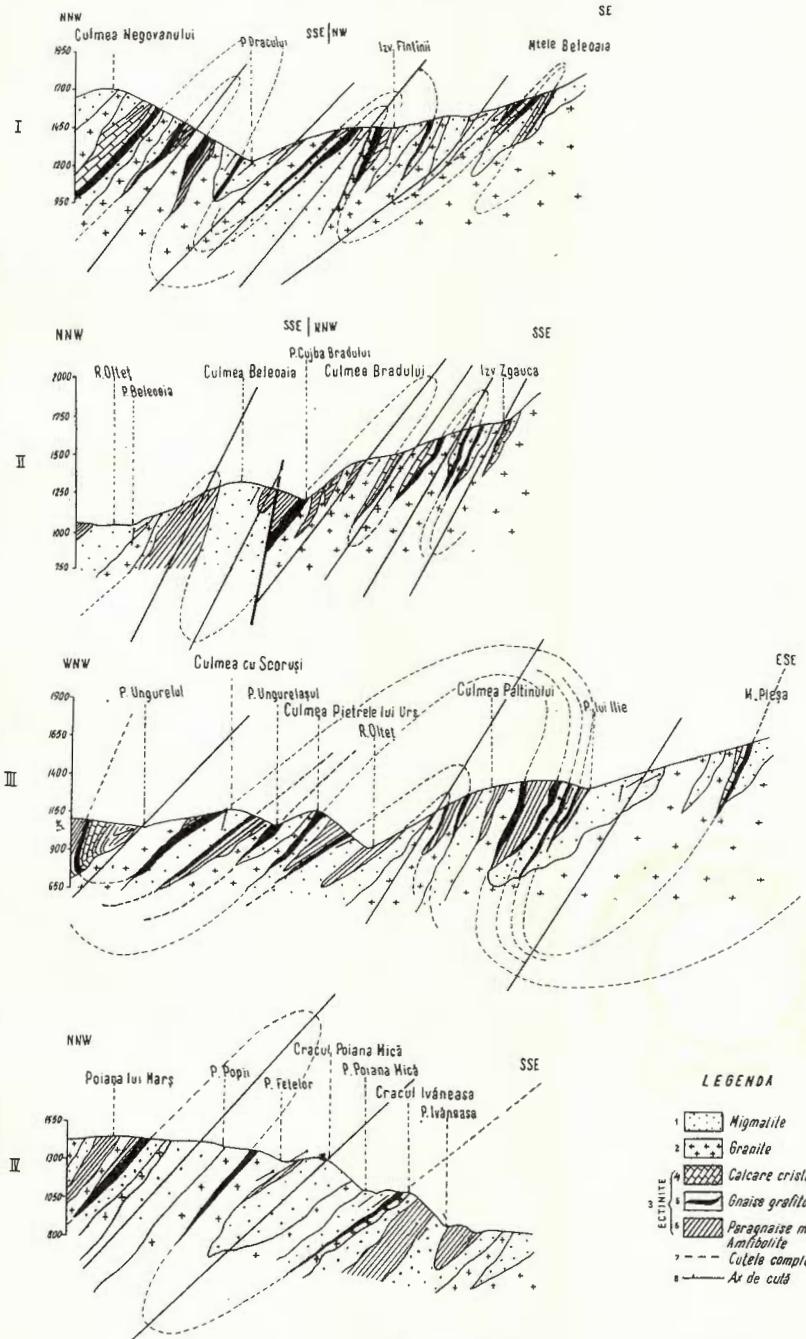


H.TRIFULESCU-N.DRAGOMIR

PROFILE GEOLOGICE ÎN ZĂCĂMÎNTUL DE GRAFIT

DIN V. OLTEȚULUI

0 500 m 1000 m



Cercetările noastre în extinderea zăcământului spre NE (M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu, 1962¹), în valea Cernei și valea Luncavățului spre SW, în valea Galbenului (M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu, V. Nedelcu, A. Andrei, 1964²) au identificat și alte zone mineralizate cu grafit, însă cu o importanță economică mult mai redusă.

În concluzie, zăcămintele de grafit din valea Oltețului prin proporție și concentrație, au o însemnatate economică deosebită pentru satisfacerea cu grafit a cerințelor crescînd ale industriei socialiste, putînd înălatura importul în acest domeniu. În acest scop sunt necesare o explorare judicioasă și instalații moderne de exploatare și flotare, pentru realizarea unui concentrat superior.

BIBLIOGRAFIE

- Bălănescu Sanda (1941). Conținuturi în grafit ale șisturilor cristaline din M. Oltețului (Gorj). *Inst. Geol. Rom. Studii tehn. și econ. Ser. B*, 6. Pag. 21–29. București.
- Damaschin Gh. (1942). Grafitul, un nou bun minier în România. *Bul. Institut. Rom. de Energie*. Pag. 243.
- Ghika-Budești Șt. (1941). Les plagioclases farcis et la métablastèse de granogneiss. *Ann. Inst. Geol. Roum.* XXI. București.
- Damaschin Gh. (1964). Din istoria mineritului românesc. *Rev. Minelor*, XV, 2. București.
- Ladoo B., Raymond M., W. (1951). Nonmetallic minerals. Second edition, McGraw-Hill Book Company, Inc. New-York.
- Munteanu-Murgoci Gh. (1899). Grupul superior al cristalinului din Masivul Parîngului. *Bul. Soc. Ing. și Industriașilor de Mine din România*, III, pag. 37–32. București.
- Stuchlick H. (1919). Ivirile de grafit de la Baia de Fier. *An. Min. din România*, 6–7, Pag. 119–122. București.
- Trifulescu M., Apostol A., Micu C. (1964). Mineralizația de fier din M. Căpăținii. *Rev. Min.* XV, 3, pag. 136–143. București.

¹) M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu. Prospecțiuni geologice pentru fier și neferoase în munții Căpăținii (perimetrele Izvoarele Luncavățului). Raport geologic 1962. Arh. Com. Stat. Geol.

²) M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu, V. Nedelcu, A. Andrei. Prospecțiuni geologice pentru grafit în munții Căpăținii-munții Parîng – Oltenia de N. Raport geologic 1964. Arh. Com. Stat. Geol.

M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu, V. Nedelcu, A. Andrei. Program de explorare a grafitului din valea Galbenului. 1964. Arh. Com. Stat. Geol.

**ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES GISEMENTS DE GRAPHITE
DE LA VALLÉE DE L'OLTEȚ**

PAR

M. TRIFULESCU, N. DRAGOMIR, V. NEDELCU

(Résumé)

Les travaux de prospections géologiques destinés à détecter diverses substances utiles dans les Monts de Parîng et de Căpățina, entre 1960 — 1963, ont relevé dans la Vallée de l'Olteț l'existence de nombreuses apparitions, souvent reliées entr'elles, constituant de véritables périmètres minéralisés à graphite. Les cristaux millimétriques ou sous-millimétriques de graphite sont accumulés dans la masse des paragneiss, des calcaires, des migmatites et rarement, des granites ou des filons de quartz, sous la forme de couches boudinées, lentilles surtout, et parfois, en nids et enclaves.

Ces corps de mineraï sont concordants à la structure géologique, constituée d'un batholite granitique, qui supporte dans la coupole ou sur les flancs, des roches métamorphiques ectinitiques en faciès amphibolitique et des migmatites formées par voie magmatique.

Tout le complexe métamorphique, dans lequel s'accumule la plupart du graphite, provient du plissement et de la transformation, dans les conditions du métamorphisme régional et ensuite sous l'influence du contact avec les produits du magmatisme acide d'un paquet de sédiments détritiques, carbonatiques et charbonneux, antépaléozoïques. Les plis sont orientés NE — SW et déversés vers le SE, ayant des pendages entre 30°—90° vers le NW. À cause de l'érosion les corps de mineraï apparaissent disposés en trois alignements relativement parallèles.

La concentration moyenne en charbon graphitisé est de 30 %, le degré de graphitisation étant de 90 à 98 %. Les grandes proportions des accumulations de graphite (longues de 100 à 1000 m, épaisses de 2 à 10 m, et profondes de 50 à 400 m) et la limite d'exploitabilité ont permis l'évaluation d'importantes réserves géologiques.

Ce sont ces résultats qui nous ont autorisés à programmer un grand volume de travaux miniers destinés à l'exploration de ces gisements importants.



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique du gisement de graphite de la Vallée de l'Olteț.

1, terrasses ; 2, cône de déjection ; 3, éboulis ; 4, terrasses alluviales ; 5, migmatites granitiques ; 6, granites ; 7, ectinites ; 8, calcaires cristallins ; 9, roches graphiteuses ; 10, paragneiss micacés, gneiss amphiboliques, amphibolites ; 11, section géologique ; 12, faille.

Planche II

Coupes géologiques dans le gisement de graphite de la Vallée de l'Olteț.

1, migmatites ; 2, granites ; 3, ectinites ; 4, calcaires cristallins ; 5, gneiss graphiteux ; 6, paragneiss micacés et gneiss amphiboliques — amphibolites ; 7, plis du complexe graphiteux ; 8, axe de pli.





Institutul Geologic al României

**STUDIUL GEOLOGIC AL MINEREURILOR DE FIER DIN MUNTII
CĂPĂȚINEI¹⁾**

DE

M. TRIFULESCU, C. MICU²⁾

Abstract

Geological Study of the Iron Mineralization in the Căpățina Mountains. In the north-western part of the Căpățina Mountains two iron mineralized zones (Izvoarele Pîrului Repede and Comanda-Plesă-Luncăvăț) made up of oligiste and magnetite veins (52—67 % Fe) were identified. This mineralization, situated in an anticlinorium of metamorphic Algonkian rocks penetrated axially by a granitical batholith which created vast migmatite aureolas, is genetically connected with the pneumatolytic-hypothermal phase of some more recent porphyric granites.

Introducere. În vederea asigurării ritmului de dezvoltare industrială a țării, conform Directivelor Congresului al VIII-lea al P.C.R., s-au efectuat cercetări sistematice pentru mărirea bazei materiale de minereu de fier în diverse regiuni: Poiana Ruscă, Transilvania de nord-vest, Banat, Carpații meridionali centrali, Harghita, Dobrogea de est etc.

În Carpații meridionali centrali, afară de silicații fero-manganiferi din munții Sebeșului, au fost semnalate iviri de minereuri de fier în partea de nord-vest a munților Căpăținei, care formează obiectul prezentului studiu.

Prima sesizare a fost făcută de inginerul topograf N. Mitulescu în 1952, în urma căreia echipele de prospecțiuni și explorări ale Comitetului Geologic (R. Stefan, 1953³⁾), M. Trifulescu

¹⁾ Comunicare în ședință din 19 decembrie 1963.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Calea Griviței nr. 64, București.

³⁾ R. Stefan. Raport geologic asupra regiunii Nedeiu și Bistrița Olteană. Arh. Com. Stat. Geol. București, 1953.



și C. Micu, 1960¹⁾ și 1961²⁾, M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu, 1962³⁾ și ale Ministerului Minelor și Energiei Electrice (A. Apostoloiu și S. Prunescu, 1958⁴⁾, M. Grădin, 1961⁵⁾ M. Klein, 1962⁶⁾, M. Tănăsescu, 1960⁷⁾ au cercetat aria de răspândire a minereului de fier în bazinile superioare ale Oltețului, Cernei, Lunca-vățului și Repedei. Regiunea are un relief tipic alpin, în care apar numeroase urme ale glaciației pleistocene, mineralizația fiind situată la altitudini între 1.300 – 2.130 m. Aceasta se găsește în raionul Gilort (regiunea Oltenia) și raioanele Horezu și Vilcea (regiunea Argeș) (fig. 1).

Geologia regiunii

Partea vestică a munților Căpățînei se încadrează din punct de vedere geologic în fundamentul cristalin al Carpaților meridionali centrali, care este constituit dintr-un meganticlinoriu complex, alcătuit din roci metamorfice și magmatice.

Acest fundament cristalin suportă sedimente mezozoice în culmea Milescu-Zăvidanu, în „culoarul mezozoic Polovragi-Lotru” (M. Trifulescu, C. Micu, 1961²⁾) și depozite cuaternare glaciare în versanții crestei principale.

Rocile metamorfice. În funcție de faptul că sînt sau nu afectate de fenomene de granitizare, se împart, după clasificarea lui Young și Rook : ectinite (roci metamorfice negranitizate) și migmatite (roci metamorfice granitizate) (vezi harta).

¹⁾ M. Trifulescu, C. Micu. Prospecțiuni geologice pentru fier în Munții Parâng. Raport geologic. Arh. Com. Stat Geol. București, 1960.

²⁾ M. Trifulescu, C. Micu. Prospecțiuni geologice pentru fier în Munții Căpățînei. Raport geologic. Arh. Com. Stat Geol. București, 1961.

³⁾ M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu. Prospecțiuni geologice pentru minereuri de fier și neferoase în munții Căpățînei, perimetru „Izvoarele Lunca-vățului”. Raport geologic. Arh. Com. Stat Geol. București, 1962.

⁴⁾ A. Apostoloiu, S. Prunescu. Raportul lucrărilor geologice din sectorul Lotru-Sebeș. Arh. M.M.E.E., București, 1958.

⁵⁾ M. Grădin. Raportul lucrărilor geologice din munții Căpățînei. Arh. M.M.E.E., București, 1961.

⁶⁾ M. Klein. Raportul lucrărilor geologice în regiunea Coșana. Arh. M.M.E.E., București, 1962.

⁷⁾ M. Tănăsescu. Raportul lucrărilor geologice la Baia de Fier. Arh. M.M.E.E. București, 1960.

Ectinitete. Conform criteriului de separare a rocilor metamorfice după faciesuri mineralogice pot fi împărțite în :

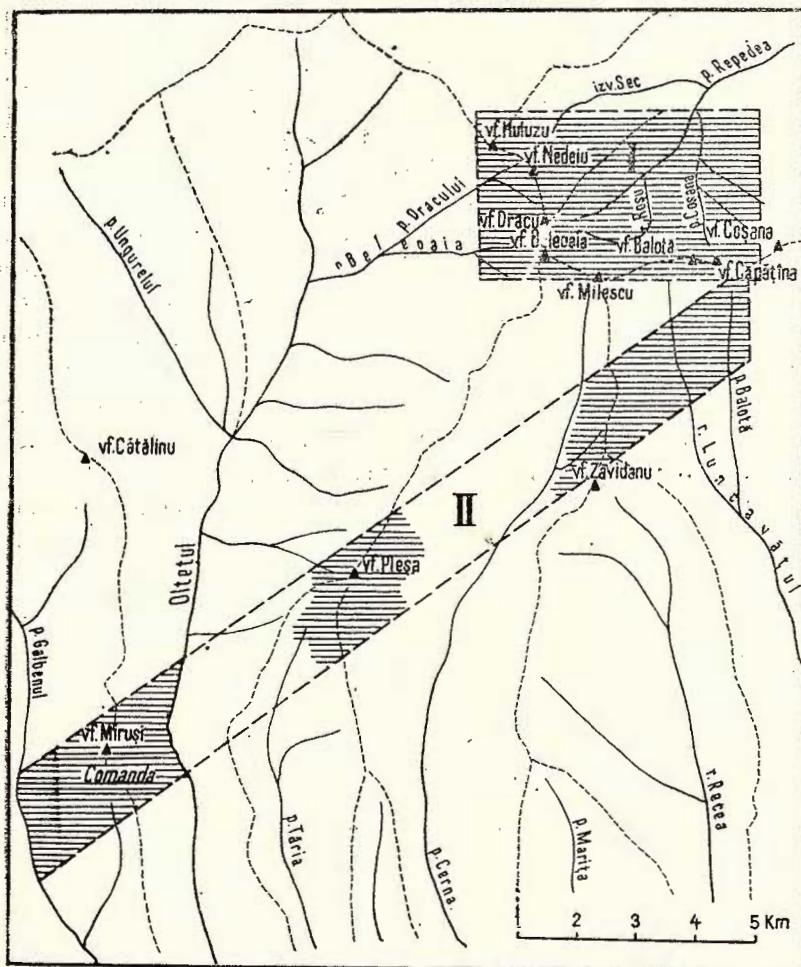


Fig. 1.—Delimitarea geografică a zonelor cu minereuri de fier din munții Căpățînei.

I, zona „Izvoarele Pîrului Repedea”; II, zona „Comanda-Plesă-Luncavăț”

Délimitation géographique des zones à minéraux de fer des Monts Căpățînei.

I, zone „Izvoarele Pîrului Repedea”; II, zone „Comanda-Plesă-Luncavăț”

F a c i e s u l a m f i b o l i t i c , reprezentat prin paragnaise cu biotit, paragnaise cu biotit și muscovit, în care apar intercalări de micasisturi, amfibolite, calcare cristaline zaharoide (adesea cipoline), caracterizate prin conținutul în biotit, hornblendă, tremolit, diopsid și grafit.

Faciesul de șisturi verzi, situat peste pachetul de roci din faciesul amfibolitic, este alcătuit din șisturi sericito-cloritoase, șisturi cuarțitice, șisturi sericito-grafitoase, șisturi tufogene actinolitice și calcare microcristaline.

Migmatitele. Sunt reprezentate prin anatexite, embrechite și diadi-zite. Ele sunt alcătuite din roci preexistente (gnaise, amfibolite, calcar cristaline), care au suferit diferite grade de granitizare.

Cu prilejul injectiei de metasoma, uneori sub forma unui aport mecanic de magmă granitică, ulterior numai cu efecte metasomatic, n-au rămas din termenii paleosomei (ectinitete) decât reliete mineralogice și texturale, încit roca rezultantă poate fi socotită un anatexit (W. F. T. Barth, 1952). Ulterior, efectele granitizării se manifestă prin îmbogățirea paleosomei în feldspați potasici, dind așa-zisele „diadizite”. Printre efectele ei poate fi socotită ridicarea cristalinitatei rocilor din aureola pluto-nului granitic, prin formarea piroxenilor, amfibolilor și micelor sau transformarea șisturilor grafitoase în paragnaise cu grafit.

Ectinitetele și migmatitele existente în zonele mineralizate reprezintă actualmente petece din cupola corpului granitic, rămase neerodate încă între apofizele acestuia (fig. 2).

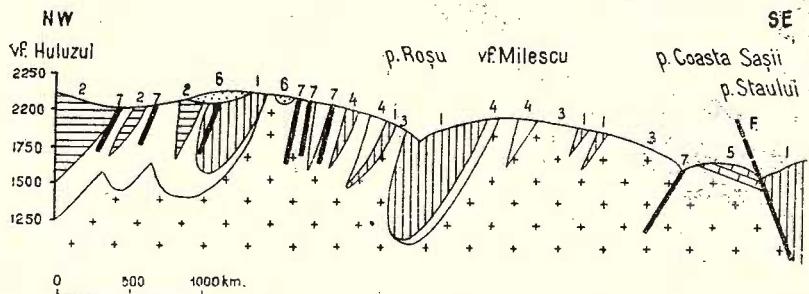


Fig. 2. — Profil geologic între vîrful Huluzu și Rîul Luncavăț.
1, faciesul amfibolitic; 2, faciesul de șisturi verzi; 3, granite; 4, migmatite; 5, sedimente mezozoice;
6, grohotiș; 7, filoane de minereu de fier.

Coupe géologique entre le sommet Huluzu et Rîul Luncavăț.
1, faciès amphibolitique ; 2, faciès de schistes verts ; 3, granites ; 4, migmatites ; 5, sédiments méso-zoïques ; 6, éboulis ; 7, filons de mineraux de fer.

Rocile magmatische. Dintre rocile magmatice existente în regiune, cele mai răspândite și mai importante sunt rocile acide.

În zona axială a meganticlinorului cristalin apare un corp granitic, de proporțiile unui batolit, alcătuit din două tipuri corespunzătoare la două faze granitice succesive :

Granitul normal cu biotit. Prezintă pe alocuri variații alaschitice, amfibolice și aplitice, cu structură echigranulară-hipidiomorfă și compoziție chimică peracidă.

Granitul porfiric. Mai puțin acid decât primul, în schimb mai alcalin, cu structură porfirică, străbate primul tip de granit și rocile metamorfice, inclusiv migmatitele.

De faza intruziunii granitelor porfirice este legată întreaga suită filoniană alcătuită din pegmatite, aplite, carbonatite și silexite, care străbat fie discordant, fie concordant rocile preexistente.

Cele mai răspândite sunt pegmatitele cu muscovit, bogate în fenocristale decimetrice cenușii sau negre de microclin și ortoză, cu impurități de grafit și metale rare. Carbonatitele nu apar decât în vîrful Pleșa-Polovragi. Cu totul rar mai apar filoane de spessartite în culmea Beleoai-Corșoru, fără legătură cu mineralizația.

Rocile sedimentare. La sud-est de zona mineralizată „Comanda – Pleșa – Arvat – Luncavăț” apar petece de conglomerate vișinii tip „Verrucano”, probabil permiene, marno-calcare cărbunoase negre, de vîrstă liasică („Formațiunea de Schela”) și calcare jurasic-superioare-neocomiene, care repauzează transgresiv, inclusiv pe contactul dintre granite și rocile metamorfice de la sud-est.

Aceste depozite fac parte din culoarul de sedimente mezozoice format prin transgresiunea post-kimmerică veche, în care unele zone din munții Căpățînei, Lotrului și Parig au suportat o îndelungată fază submersă, pînă la finele Cretacicului inferior. Local apar solzi (fig. 2) în care sedimentele respective de pe rocile metamorfice de la sud-est sunt prinse sub falii inverse.

Cuaternarul apare sub formă de depozite morenice pleistocene și grohotișuri glaciare în zona izvoarelor pîraielor Repedea, Dracu, Beleoai și Luncavăț.

Direcția generală a formațiunilor este ENE-WSW. În valea Repedei, rocile inclină cu $50 - 80^\circ$ către NW, formînd cîte deversate spre SE, adică spre granitul din axul anticlinoriului, în timp ce direcția filoanelor de minereu deși concordantă cu a rocilor metamorfice deviază uneori spre NW – SE (fig. 3). În zona „Comanda – Pleșa – Luncavăț” filoanele sunt orientate ENE – WSW, dar sunt verticale sau inclinate spre NW, deși rocile metamorfice inclină spre SE. Înclinările acestea sunt relativ concordante cu foliația și lineația marginală de pe ambele flancuri ale plutonului granitic, care s-a insinuat pe direcția unor dislocații antehercinice regionale, concordante

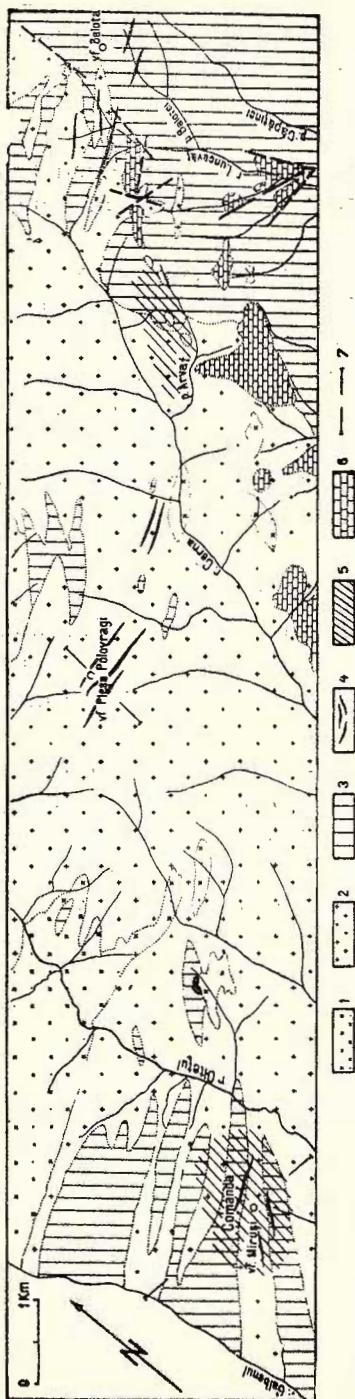


Fig. 3. — Hartă geologică a mineralizației de fier din zona „Comanda - Pleșa - Luncavăț”.
1. granită porfirioice; 2. granită normală cu biotit; 3. roci metanorfice (migmatite și faciesul amfibolitic); 4. filoane cu minereu de fier; 5. nălărie de fier; 6. sedimente permo-mezozoice; 7. profil.

Carte géologique de la minéralisation de fer de la zone „Comanda - Pleșa - Luncavăț”.
1. granites porphyriques; 2. granites normaux à biotite; 3. roches métanorphiques (migmatites et facies amphibolitique); 4. filons à mineraux de fer; 5. charbon de fer; 6. sédiments permomesozoïques; 7. coupe.

cu catena cristalină a Carpaților. Regiunea este însă frecvent afectată de fracturi care o deranjează în mod disjunctiv, în ambele flancuri ale anticlinorului, creind în unele locuri structura în solzi deversați spre nord (la N de vîrful Balota și în valea Luncavățului). În cadrul acestei structuri, la Polovragi, este afectat prin falii inverse deversate spre nord și un fliș cretacic inferior, ceea ce demonstrează că presiunile tangențiale din orogeneza austrică s-au produs de la sud spre nord.

Mineralizația

Regiunea este mineralizată cu oxizi de fier concentrați în două zone distincte (fig. 1):

Zona Izvoarele Pîrîului Repedea. Aria acestei zone este delimitată la vest de versanții vestici ai crestei principale cu vîrfurile: Dracu, Nedeu și Huluzu; la nord de pîrîul Sec, pînă la confluența sa cu pîrîul Coșana; la est, Culmea Coșana; la sud, linia

care unește bifurcația superioară a izvoarelor Coșanei cu izvorul pîrîului Roșu și izvoarele pîrîului Beleoaia. Această zonă se împarte spațial sub forma a trei aliniamente.

Aliniamentul „C u c u l e i c i — G r o p i ”, situat în bazinul pîrîul Sec, începe din custura glaciară „Cuculeici” dintre vîrfurile Nedeiu și Huluzu, în care apar trei grupe de filoane și continuă pînă la punctul „Zănoaga Stînii”, la vest de Stîna din Gropi. Întregul aliniament a fost detectat magnetometric, fiind acoperit de depozite morenice și de grohotiș (M. G r a d i n , 1961¹) și M. K l e i n , 1962²).

Aliniamentul „Vîrful D r a c u—Pîrîul Rău” este extins în platoul alpin de la est de acest vîrf, traversează izvoarele pîrîului Zăngoguța, affluent al pîrîului Roșu, unde apar mai multe filoane de minereu și cîteva centre de volburi filoniene vizibile în aflorimente naturale sau detectate magnetometric. De asemenea aflorimente mai apar și în pîraiele Rău și Sec, pînă în valea Funicelului.

Aliniamentul „C u l m e a F u n i c e l u — Pîrîul C oș a n a ”, situat în versantul nordic al crestei Balota-Ursu, la est de pîrîul Funicelu, unde apar două filoane, care se extind spre est pînă în pîrîul Coșana, aproape de bifurcația lui superioară.

Zona Comanda—Pleșa—Luncavăț. Se extinde între punctul numit „Comanda”, situat sub vîrful Miruși de pe culmea dintre rîurile Olteț și Galbenu, aval de muntele Cătălinu (fig. 4), reapare în vîrful Pleșa-Polovragi (fig. 5) de pe culmea dintre Olteț și rîul Cernă, apoi în zona izvoarelor

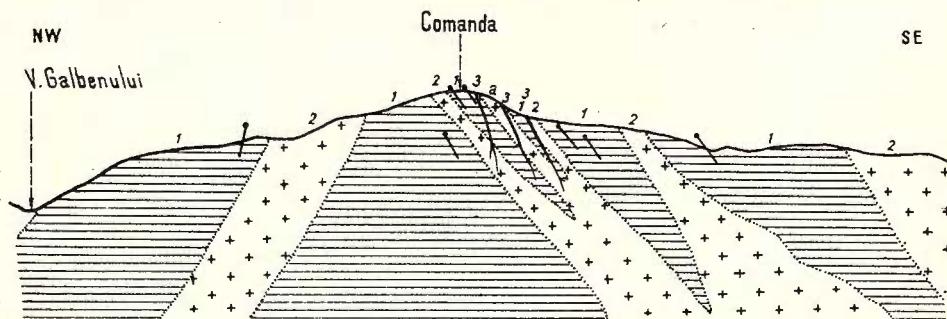


Fig. 4.—Profil prin zona „Comanda” de la nord de Baia de Fier (după Elvira Bercia și I. Bercia).

1, roci metamorfice (faciesul amfibolitic și migmatite); 2, granite; 3, filoane de minereu de fier.

Section à travers la zone „Comanda” au N de Baia de Fier (d'après Elvira Bercia et I. Bercia).

1, roches métamorphiques (facès amphibolitique et migmatites); 2, granites; 3, filons de minéral de fer.

¹) Vezi nota 5, pag. 190.

²) Vezi nota 6, pag. 190.

Pîriului lui Arvat, trece peste culmea Milesescu, se dezvoltă în pîriul Coasta Șasii și în izvorul Luncavățului.

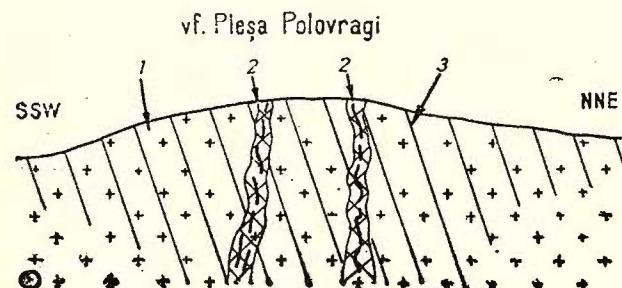


Fig. 5. — Zona mineralizată cu fier din vîrful Pleșa.

1, granite cu biotit; 2, filoane cu magnetit; 3, pălării de fier.

Zone minéralisées à fer du Sommet Pleșa.

1, granites à biotite; 2, filons à magnétite; 3, chapeaux de fer.

Forma de zăcămînt predominantă este filoniană, avînd lungimi variind între 10 — 200 m și grosimi minore cuprinse între 1 — 150 cm. Principalele filoane sunt situate în aliniamentul „Vîrful Dracului—Pîriul Rău”, unde ajung rareori pînă la 1 m grosime (fig. 6), în aliniamentul cu grosimi

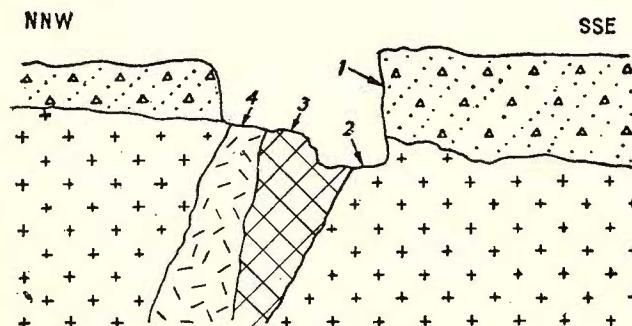


Fig. 6. — Profil prin filonul din vîrful Dracu (munjii Căpătinei)

1, girohotis; 2, granite; 3, filon de magnetit; 4, filon de cuarz.

Coupe dans le filon du Sommet Dracu (Monts de Căpătina)

1, éboulis; 2, granites; 3, filon de magnétite; 4, filon de quartz.

de 1 — 1,5 m și în punctul „Comanda” din zona II-a unde depășesc 2 m. Toate celelalte iviri nu oferă decît filoane cu grosimi sub 20 cm. În aliniamentul doi și în rîul Luncavăț apar și volburi filoniene divergente în timp ce filoanele amintite mai sus sunt orientate și relativ paralele între ele. În arii restrînse au fost întîlnite volburi filoniene în platoul de pe vîrful Dracului și impregnații de magnetit legate de paragnaisele cu biotit din versanții vîrfului Milesescu, de calcarale cristaline din Pîriul Roșu, de migmatitele din culmea Beleoiaia, de carbonatitele și pegmatitele din vîrful Plesă, cît și de amfibolitele de la Comanda.

Compoziția mineralologică a filoanelor de minereu este reprezentată prin cristale de magnetit idiomorfe, octaedrice, cimentate într-o masă de oligist lamelar sau fibros din care cauză structura este porfirică, iar tex-

tura este masivă, cînd predomină magnetitul sau este orientată cînd predomină oligistul (fig. 7, 8, 9, 10)).

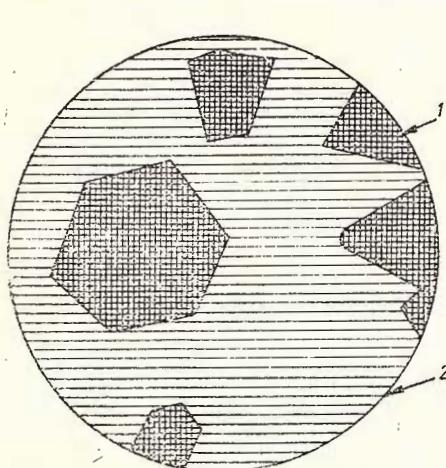


Fig. 7. — Secțiune lustruită în minereul din vîrful Dracului.

1, cristale de magnetit; 2, oligist lamelar.

Section lustrée dans le minerai du Sommet Dracu.

1, cristaux de magnétite ; 2, oligiste lamellaire.

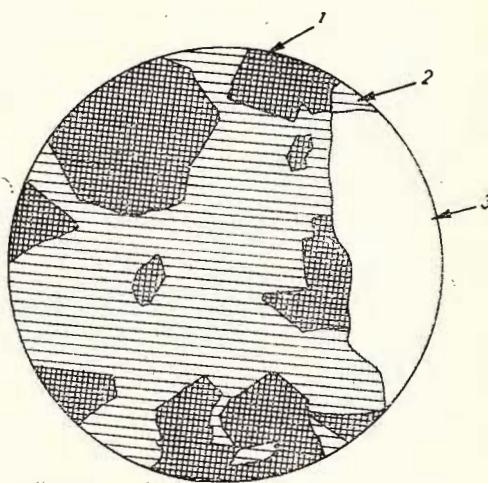


Fig. 8. — Secțiune lustruită în minereul din vîrful Dracului.

1, magnetit; 2, oligist lamelar; 3, cuart.

Section lustré e dans le minerai du Sommet Dracu.

1, magnetite ; 2, oligiste lamellaire ; 3, quartz.

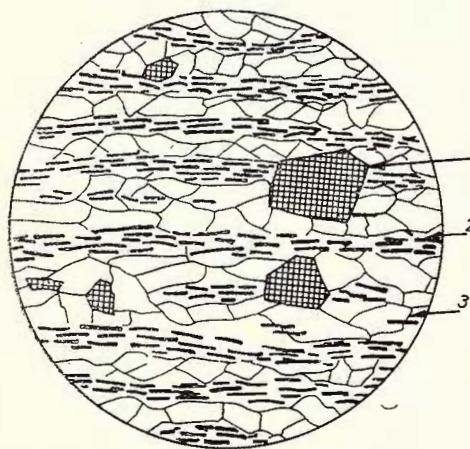


Fig. 9. — Secțiune lustruită în minereul din pîrul Coșana.

1, magnetit; 2, oligist fibros; 2, cuart.

Section lustrée dans le minerai du Ruisseau Coșan.

1, magnétite ; 2, oligiste fibres ; 3, quartz.

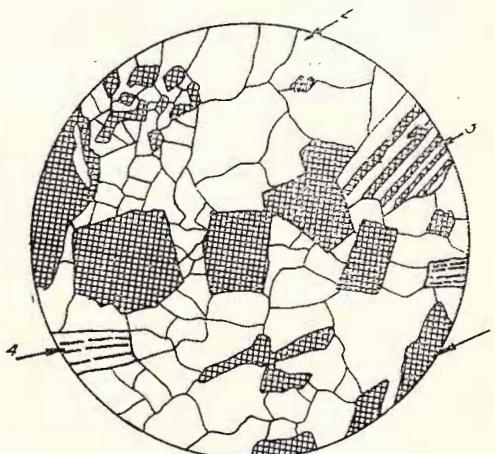


Fig. 10. — Secțiune subțire în minereul din Pîrul Rău.

1, magnetit; 2, cuart; 3, feldspat; 4, muscovit.

Mince section dans le minerai du ruisseau Rău.

1, magnétite ; 2, quartz ; 3, feldspath ; 4, muscovite.

Mărimea cristalelor de magnetit variază de la 0,5 la 5 mm în diametru și sunt dispuse fie haotic în masa de oligist sau în roca gazdă din pereții filonului, fie alcătuind șiruri compacte. Cristale mari sunt evidente mai ales în impregnații.

Roca-gazdă este de obicei granitul normal cu biotit, alteori filoanele străbat migmatite, sisturi verzi actinolitice sau paragnaise, calcare cristaline, amfibolite, serpentinite și chiar conglomerate de tip „verrucano” (M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu, 1962¹⁾.

Paragenezele de minerale metalifere frecvente sunt :

- a) magnetit + oligist lamelar ± hematit
- b) oligist lamelar + magnetit ± hematit ± limonit
- c) oligist fibros + magnetit ± oligist lamelar + hematit.

La aceste parageneze se adaugă în mod curent : cuarț hidrotermal, epidot, feldspat și calcit.

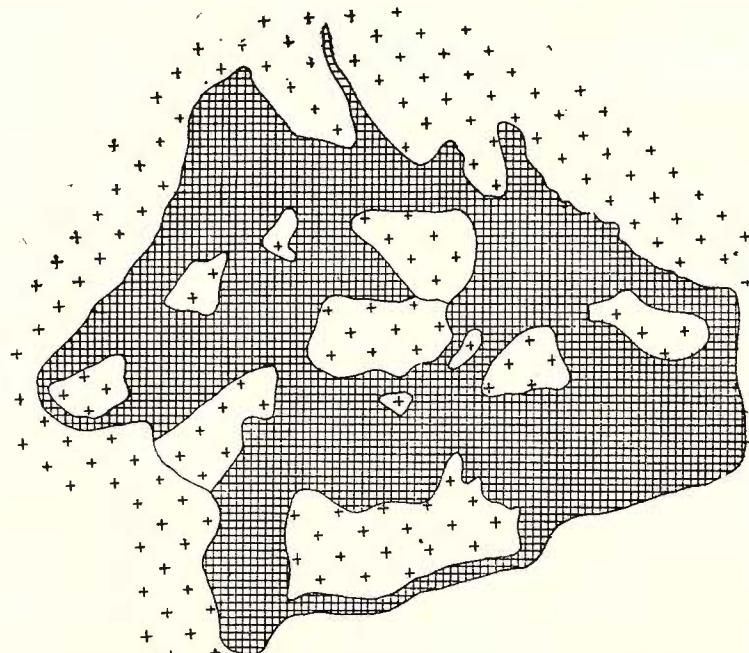


Fig. 11. — Brecie granitică cimentată cu oligist în bazinul Luncavăț.
1, granit cu biotit; 2, oligist.

Brèche granitique cimentée à l'oligiste dans le bassin de Luncavăț.
1, granite à biotite; 2, oligiste.

¹⁾ Vezi nota 3, pag. 190.

Pe teren și mai ales microscopic au fost observate enclave din rocile-gazde prinse în corpurile filoanelor de minereu, alcătuite din cristale de plagioclaz, cuarț, muscovit, biotit, sericit. În versantul vestic al văii Lunca-vățului, minereul de oligist cimenteaază o brecie granitică (fig. 11). Acest

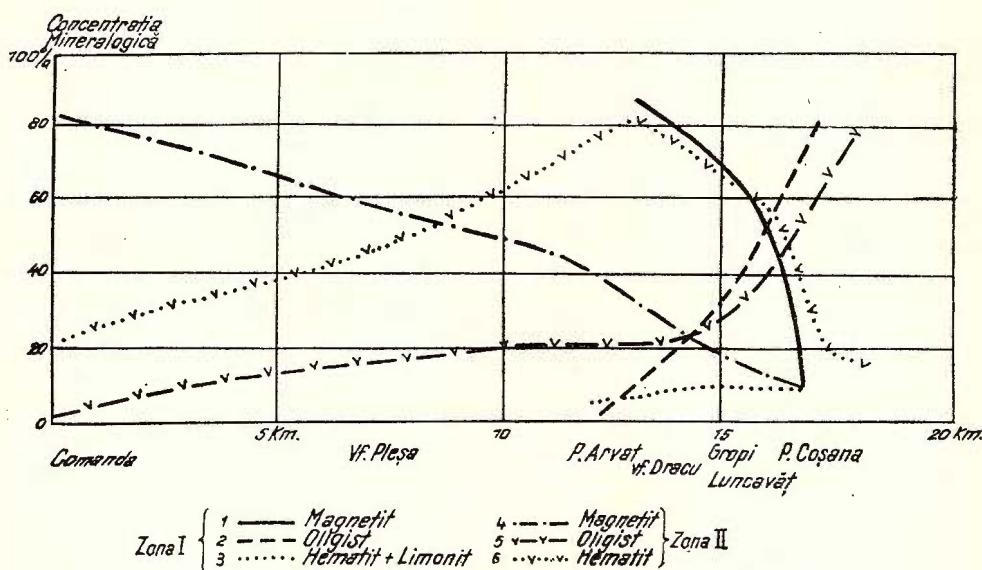


Fig. 12. — Variația direcțională a conținutului mineralogic.
Zonă I: magnetit, oligist, hematit + limonit; Zonă II: magnetit, oligist, hematit + limonit.

Variation directionnelle de la teneur minéralogique.
Zone I : magnétite, oligiste, hématite + limonite ; Zone II : magnétite, oligiste, hématite + limonite.

fapt, cît și acela că filoanele de minereu străbat și conglomeratele verrucanice, indică momentul punerii în loc a mineralizației de fier într-o fază magmatică post-permiană, însă anteroară Liasicului, care se află transgresiv pe mineralizația de fier și peste conglomeratele permiene.

În majoritatea cazurilor minereul este însoțit de filoane de silexite (fig. 6), pegmatite și carbonatite (fig. 5).

În ceea ce privește răspîndirea cantitativă a celor doi oxizi de fier în zonele mineralizate, se observă un raport invers între magnetit și ceilalți oxizi. În zona „I” predomină magnetitul spre vest, în vîrful Dracu și vîrful Nedeiu, apoi scade spre E, pîriul Coșana, unde oligistul, în special varietatea fibroasă se află în cantități mai mari (fig. 12). În zona II, cantitatea de oligist, la care se adaugă oxizi formați prin alterație vadoasă atinge valori mai mari în Pîriul lui Arvat și în pîriul Lunca-văț, în timp ce magnetitul este preponderent numai în vîrful Miruși, la Comanda.

Un asemenea raport cantitativ invers apare și pe verticală, de exemplu în zona I (fig. 13), unde minereul a fost interceptat pe o altitudine de 700 m (de la 1300 la 2 100 m). Diagrama arată că magnetitul este dezvoltat în nivelele superioare ale regiunii (vîrful Dracu și vîrful Nedeu) în timp ce oligistul este frecvent întâlnit în nivelele inferioare.

Analizele chimice indică un conținut major de fier pur în filoanele și volburile din vîrful Dracu (50,55% – 66,90%), vîrful Pleșa (65%), și de la Comanda (61%), unde predomină magnetitul dar mai slab în filoanele din Pîrîul Rău, pîrîul Sec, pîrîul Coșana, rîul Lunca-văt și custura Cuculeici, unde predomină oligistul, cu 47–50% fier pur și cu atît mai redus în pălăriile de fier de la Comanda și din Pîrîul lui Arvat (5–32%). Din diagrama variației conținutului în fier pe direcție reiese clar că zona I, deși mai redusă ca proporție este totuși mai concentrată (fig. 14).

În tabelul de analize chimice informative se observă că fierul este însotit și de alte elemente: mangan (0,02 – 0,81%), vandaiu (0,012 – 0,020%), germaniu¹⁾ (0,0010%) și wolfram (urme).

Fig. 13. — Variația conținutelor mineralogice pe verticală în zona I: „Izvoarele Pîrîului Repede” : magnetit, oligist, hematit + limonit.

Variation des teneurs minéralogiques en plan vertical dans la zone I: magnétite, oligiste, hématite + limonite.

Prin analiza spectrală a două probe de minereu de fier din vîrful Dracu a fost constatată prezența următoarelor elemente :

¹⁾ Analiza chimică informativă pentru germaniu a fost efectuată în probele de minereu re coltate din valea Lunca-vătului și din vîrful Dracu.

Elemente preponderente = Fe

Elemente secundare = Al, Ti, Si, Mg, Mn

Elemente minore = Ca, Ba, Na, V, W, Ni, Cr, Cu, Ge, Zn, Pb, Be.

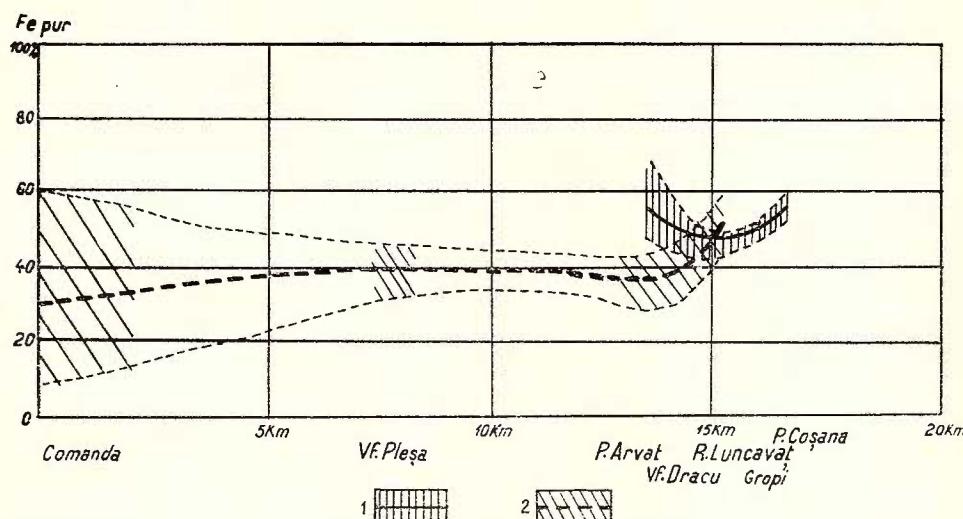


Fig. 14. — Variația direcțională a conținutului în fier : 1, zona I „Izvoarele Piriului Repedea” ; 2, zona II „Comanda-Pleșa-Luncavăț”.

Variation directionnelle de la teneur en fer : 1, zone I „Izvoarele Piriului Repedea” ; 2, zone II „Comanda-Pleșa- Luncavăț”.

Compoziția chimică și aceia spectrală, care concordă între ele, indică prezența a două grupe de elemente, corespunzătoare temperaturii de formare a minereului. Prezența Mn, V, W, Ni, Cr și Be indică stadiul de temperatură mai înaltă — pneumatolitic — iar Ba, Cu, Zn, și Pb — stadiul de temperatură mai joasă, hidrotermal.

Germaniul, de data aceasta, apare ca GeO , cu proprietăți siderofile (de temperatură înaltă). Studiile recente (L. A. Z a g h e a n s c h i, 1962) arată că germaniul este un element dezoxidant deci are cea mai mare afinitate față de oxigen, datorită valorilor apropiate ale razelor lor ionice, ale energiilor lor libere de formare, cît și ale oxizilor lor ($\text{GeO}_2 = 132,7$ kcal/mol ; $\text{GeO} = 80,5$ kcal/mol ; $\text{FeO} = 59,07$ kcal/mol). Valorile citate sunt mai apropiate decât cele din raportul dintre GeS și sulfurile de Zn, Pb, Cu, Sn. În cazul de față germaniul apare ca un compus izomorf al fierului bivalent, în formă bivalentă, care volatilizează la $700 - 800^\circ$ (prin degajare din rețeaua magnetitului). Degajarea se produce ușor și GeO trece sub formă de sulfuri bi și trivalente, stabile pînă la temperaturi de 380°C , care prin oxidare trec în GeSO_4 (în zonele de oxidații ale zăcămin-

TABEL
Analize chimice informative

Zona de mineralizație și numărul probei		Fe %	Mn %	V %	Ge %	W %	Ni %	S %
I. Zona „Izvoarele pârâului Repedea”								
Proba nr.	1	Funicelul ²⁾	51,40	lipsă	0,020	- ¹⁾	lipsă	-
„	2	Coșana ²⁾	66,65	0,04	0,012	-	lipsă	-
„	6	Coșana ²⁾	50,55	0,07	0,013	-	lipsă	-
„	34	Vf. Dracu	66,10	0,02	0,020	urme	lipsă	-
„	35	Vf. Dracu	66,90	0,02	0,020	lipsă	urme	-
„	39	Pârâul Rău	59,52	0,09	urme	-	urme	-
„	101	Pârâul Sec	50,65	urme	urme	-	urme	-
„	102	Pârâul Zănuoguța	65,28	0,03	urme	-	urme	-
„	103	Vf. Dracu	64,53	urme	0,010	0,0010	-	lipsă
II. Zona „Comanda-Pleșa-Luncavăț”								
Proba nr.	7	Comanda ²⁾	45,25	-	-	-	-	-
„	70	Comanda ²⁾	7,93	-	-	-	-	-
„	72	Comanda ²⁾	61,50	-	-	-	-	-
„	152	Comanda ²⁾	6,69	0,06	-	-	-	0,960
„	32	Luncavăț	58,41	-	-	0,0010	urme	0,081
„	171	Arvat	32,36	0,61	urme	-	urme	-
„	172	Arvat	57,50	0,81	0,012	-	urme	-
„	196	Pleșa	29,60	0,40	lipsă	-	lipsă	-

¹⁾ Liniuță arată că elementul respectiv n-a fost analizat.

²⁾ Analize chimice efectuate de T.P.E.M., celelalte fiind efectuate de Intreprinderea Prospecțiuni a Comitetului Geologic.

telor) și apoi prin temperatură înaltă se descompune în $\text{GeO}_2 + \text{SO}_2$.

Toate aceste caracteristici geologice și chimice ne determină să considerăm că minereul de fier din zonele descrise este de origine pneumato-litico-hipotermală. Faptul că filoanele de minereu străbat granitele vechi și că sănătoșite de roci filoniene acide mai tinere, leagă momentul punerii lor în loc de faza filoniană a magmatismului granitelor porfirice, în intervalul dintre Permian și Liasic, indicate în fig. 6.

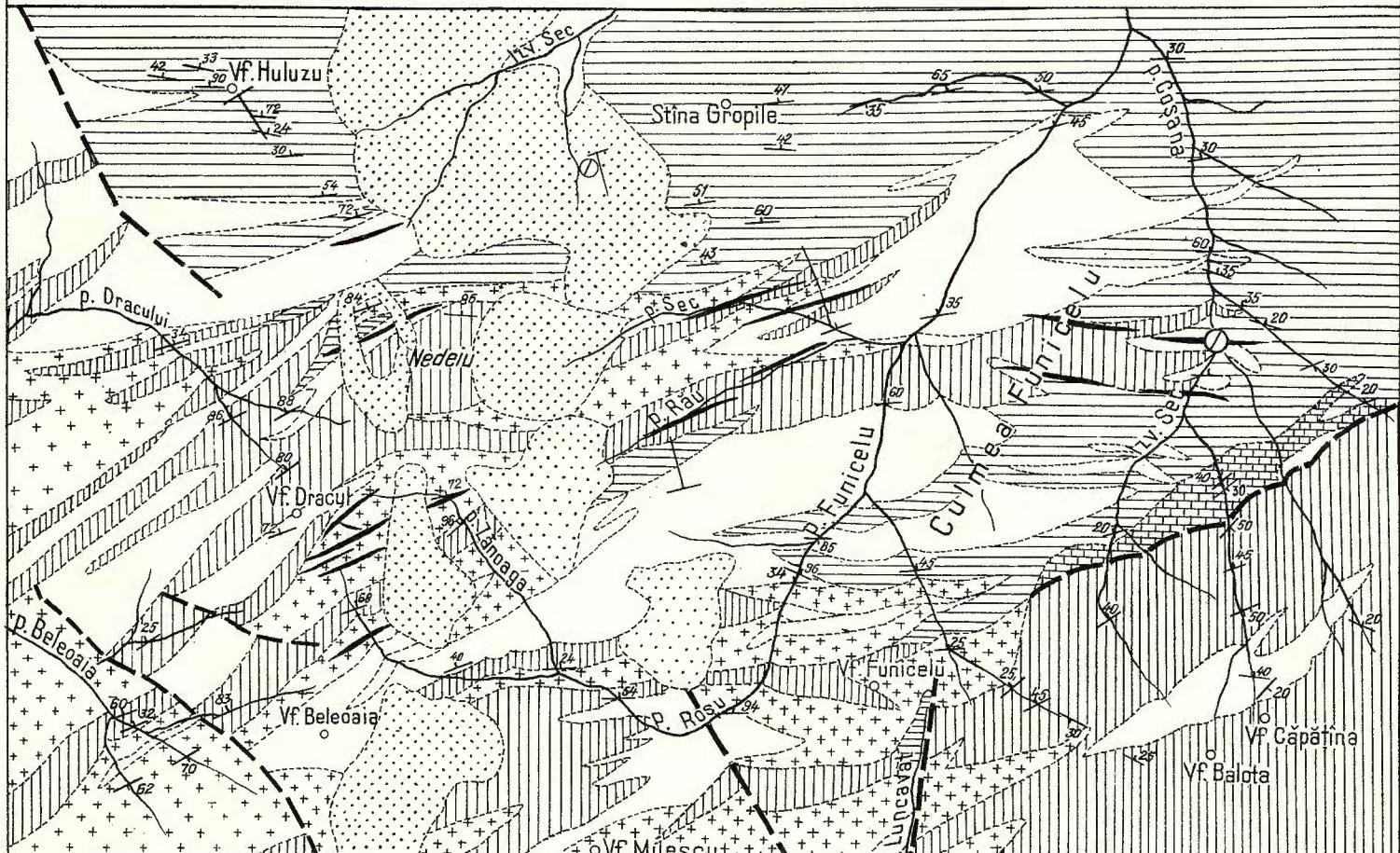
Concluzii

Lucrările foarte detaliate de prospecțiuni pentru minereuri de fier în partea de vest a munților Căpățînei au scos în evidență o nouă structură geologică, diferită de interpretările mai vechi (G. Munteanu -

M. TRIFULESCU

HARTA GEOLOGICĂ A MINERALIZAȚIEI DE FIER DIN ZONA IZVOARELE PÎRÎULUI REPEDEA

0 500 1 Km.



LEGENDA

- | | | | |
|---|------------------------------|----|----------------------|
| 1 | Depozite cuaternare glaciare | 9 | Pozitie |
| 2 | Depozite jurasice și cretace | 10 | — — Falie |
| 3 | Mineralizația de fier | 11 | ○ Virf |
| 4 | Silexite și pegmatite | 12 | → Profil |
| 5 | Migmatite | 13 | ∅ Anomalie magnetică |
| 6 | Granite | | |
| 7 | Faciesul de sisturi verzi | | |
| 8 | Faciesul amfibolitic | | |
| | | | } Ectinite |

Murgoci, 1962, St. Ghica-Budești, 1940), alcătuită dintr-un meganticlinoriu cristalin străpuns axial de un batolit granitic paleozoic. În aureola de contact a acestui plutonit s-au produs vaste fenomene de granitizare, care au generat o arie largă de migmatite, atât în cupolă, cît și pe flancurile structurii, suportând depozite mezozoice transgresive. Orogeniza austrică a creiat disjuncțuni și deversări, ajungînd uneori pînă la forma de solzi, sub presiunea forțelor tangențiale exercitate de la sud spre nord (M. Trifulescu, C. Micu, 1961¹).

Mineralizația de fier (necunoscută pînă în 1952), legată de faza pneumatolitico-hipotermală a granitelor porfirice, este alcătuită din oxizi de fier și a constituit obiectul a numeroase cercetări geologice și magnetometrice recente.

Deocamdată au fost făcute numai cîteva analize pentru metale rare și germaniul deja oferă un conținut de 10 g/tonă, situat la limita inferioară de exploatabilitate. Astfel a fost identificat pentru prima dată germaniu în minereurile oxidice de fier din Carpații meridionali.

Compoziția chimică și mineralologică indică un minereu cu conținut foarte ridicat de fier (peste 60%) asociat cu Mn, V, W, și Ge, care îi ridică importanța economică. Totuși, grosimile reduse ale filoanelor, intermitența extinderii lor și morfologia alpină greu accesibilă fac ca această mineralizație să nu reprezinte un zăcămînt de fier exploatabil în actualele condiții de rentabilitate.

Faptul că mineralizația se află în imediata apropiere a zăcămintelor de grafit din bazinul superior al Oltețului, care intră în faza de explorare în 1964, cît și conținutul său în metale rare, ar putea să motiveze explorarea acesteia.

BIBLIOGRAFIE

- Barth W.F.T. (1952). *Theoretical Petrology*, p. 367 New-York.
 Ghika-Budești S. t. (1940). *Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi. An. Inst. Geol. Rom. XX*. București.
 Grigore I., Superceanu C., Maier O. (1960). Noi iviri de minereuri de fier în Carpații Meridionali. „*Revista Minelor*”. 6. București.
 Munteanu-Murgoci Gh. (1912). The geological synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI, Congrès géol. inter.*, 1910. Stockholm.
 Turner F. r. (1949). The evolution of the metamorphic rocks. Washington.
 Zagheanschi L. A. (1962). Geochimia germaniului. *Analele Româno-Sovietice, Seria Geologie — Geografie*, decembrie. București.

¹) Vezi nota 2, pag. 190.

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA MINÉRALISATION DE FER DES MONTS CĂPĂȚINA

PAR

M. TRIFULESCU, C. MICU

(Résumé)

Les travaux de prospection géologique exécutés entre 1953 — 1962, dans les Monts Căpățina (Carpates Méridionales Centrales), ont déchiffré une structure géologique sous la forme d'un anticlinorium de roches métamorphiques orienté NE - SW, constitué par des gneiss, amphibolites, calcaires cristallins et schistes que l'on pourrait attribuer au faciès amphibolitique et au faciès de schistes verts.

Cet édifice plicatif est traversé le long de son axe par un batholite acide, qui a affecté les roches voisines en formant une vaste auréole de migmatites granitiques, représentées, selon l'intensité de l'apport granitaire, par nombre de variétés d'anatexites et de diadiques micacés et amphiboliques.

Ultérieurement ont été mis en place des granites porphyriques dont la phase pneumatolito-hypothermale est liée génétiquement à l'existence de deux zones minéralisées à minéraux de fer („Izvoarele Pîrîului Repedea” et „Comanda-Pleșa-Luncavăț”). Le minéral est distribué dans plusieurs alignements de filons, concordants, plus rarement sous forme de stockwerk à moins de 2 m épaisseur et 10—200 m longueur formés d'une masse d'oligiste dans laquelle se trouvent dispersés des cristaux de magnétite.

La concentration chimique en fer pur est de 52 — 67 % à laquelle s'associe le vanadium, le germanium et le manganèse. On observe une variation quantitative inverse entre l'oligiste et la magnétite, tant en direction qu'en profondeur.

Les dimensions réduites, la discontinuité spatiale des filons et les conditions morphologiques défavorables de la région (altitudes entre 1 200 — 2 000 m) n'assurent pas, actuellement, à cette mineralisation une rentabilité efficiente, malgré la concentration appréciable.

EXPLICATION DE LA CARTE

Carte géologique de la minéralisation de fer de la zone „Izvoarele Pîrîului Repedea”.
 1, dépôts quaternaires glaciaires ; 2, dépôts jurassiques et crétacés ; 3, minéralisation de fer ;
 4, silexites et pegmatites ; 5, migmatites ; 6, granites ; 7, faciès de schistes verts et 8, faciès
 amphibolitique = ectinites ; 9, position ; 10, faille ; 11, sommet ; 12, profil ; 13, anomalie
 magnétique.



**ÎNCERCĂRI PENTRU IDENTIFICAREA ROCILOR GENERATOARE
DE PETROL PRIN METODE GEOCHIMICE¹⁾**

DE

M. N. FILIPESCU, V. NEGRESCU, D. TINTILĂ, SILVIA APOSTOL²⁾

Abstract

Tests for Determining Oil Generating Rocks by means of Geochemical Methods. Y. Khalifeh's and M Louis's method is used for determining the characteristics of the Oligocene parent rocks i.e. disodilic schists, of the Cretaceous black schists and of a Senonian argillite belonging to the flysch in the Romanian East Carpathians. By means of this geochemical method we tried to identify the parent rocks of various geological formations in Romania.

Cercetarea rocilor generatoare de petrol este strîns legată de problema originii petrolului și a modului de formare în scoarța terestră.

Cunoștințele noastre în domeniul originii petrolului, cu toate eforturile făcute pînă în prezent, continuă să rămînă nesatisfăcătoare : cîteva ipoteze contradictorii, în jurul cărora se grupează un anumit număr de adepti.

Din lipsa unor concepții clare asupra originii petrolului, a genezei lui, a modului de deplasare în scoarță, precum și asupra legilor de formare și răspîndire a zăcămintelor de hidrocarburi, lucrările de prospectare și explorare au mult de suferit.

Cea mai populară și care are și cei mai mulți adepti este părerea că petrolul se formează numai în anumite roci aşa-zise „roci-mamă de petrol”, îmbogățite în material organic care s-a acumulat concomitent cu compoziția minerală ai rocii. Astfel de roci sunt considerate argilele care s-au depus în zonele de litoral ale mărilor, ale golfurilor și lagunelor. În procesul de compactizare a rocii și transformare a materialului organic prin fenomene de diagnoză și catageneză, pe măsura creșterii de sedimente acoperitoare,

¹⁾ Comunicare în ședința din 18 decembrie 1963.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecționi, Șos. Kiseleff nr. 2, București.



petrolul dispersat împreună cu apa, este stors și împins în stratele poroase adiacente. În cazul unor condiții tectonice și litologice favorabile el se acumulează sub formă de zăcămînt de petrol. Ideile de mai sus sunt formulate și dezvoltate în lucrările lui A. D. Arhangelski (1927), I. M. Gubkin (1932) și alții. La baza lor stă premiza formării rocilor-mame de petrol în condiții speciale : mediu marin de litoral, puternic reducător și îmbogățit în material organic.

Totuși lucrările efectuate pînă acum în diferite laboratoare de peste hotare nu au fost încununate de un succes deplin. Metodele propuse pentru identificarea acestei roci, nu au dat rezultate satisfăcătoare.

A. D. Arhangelski, pe baza unei serii de cercetări efectuate în Caucazul de nord, consideră că argilele contaminate cu H_2S care conțin peste 2% carbon organic și cantități însemnante de pirită și calcită, ca urmare a formării lor în bazine de sedimentare, pot fi considerate ca roci-mame de petrol.

N. M. Strahov (1937) crede că contaminarea cu H_2S a bazinelor de sedimentare și procentul de carbon organic nu sunt condiții obligatorii și suficiente pentru caracterizarea rocilor generatoare de petrol.

și Lucrări interesante în acest domeniu sunt acele ale lui P. D. Trask

H. W. Kuite (1937), precum și P. D. Trask și Patnode (1942). După acești autori calea indicată pentru determinarea criteriilor de diagnosticare a rocilor-mame, ar fi analiza sedimentelor cunoscute ca roci-mame, în comparație cu altele, cunoscute ca nefiind roci mame.

Autorii au luat ca punct de plecare, faptul că sedimentele stratigrăfice apropiate de zonele petrolifere, ar fi mai curînd roci-mamă decît cele depărtate.

În lucrările lor, cercetarea sedimentelor este făcută după așa-zise „mijloace de atac promîțătoare”, care constau din următoarele determinări : cantitatea de materie organică totală ; culoarea sedimentelor ; puterea reducătoare a rocii determinată prin tratare cu acid cromic ; volatilitatea ; raportul dintre volatilitate și puterea reducătoare ; raportul carbon/azot ; raportul putere reducătoare/carbon ; raportul azot/putere reducătoare.

Acest din urmă raport este singurul indice din cei opt încercări de autor, care diferă în sedimentele apropiate de zonele petrolifere de indicii sedimentelor din afara acestor zone. De aceea autorii îl consideră ca cel mai interesant pentru caracterizarea rocilor-mame.

Lucrările executate de Z. I. Main (1955), în regiunea Ural-Volga, au dus de asemenea la concluzia că metodele citate în literatură nu sunt suficiente pentru identificarea rocilor-mame în depozitele devoniene din regiunea Ural-Volga.



L. A. Guliaeva (1962) care studiază Devonianul petrolifer din aceeași regiune, crede că rocile generatoare de petrol sunt argilele, marnele și calcarele argiloase de origine marină de culoare verzuie, cenușie sau neagră, care conține peste 0,5% carbon organic, 0,5% sulf sub formă de sulfuri, 0,2 – 0,3% clor, o cantitate mică de sulfați, 1 – 2% fier solubil în acid clorhidric diluat, substanțe bituminoase de ordinul sutimilor de procent, iar raportul C/N în limitele 15 – 40.

I. A. Urkevici (1959, 1962) propune pentru caracterizarea rocilor formate în mediu reducător valoarea capacitatii de reducere a părții minerale din rocă. Pentru determinarea acestui indice, el determină mai întâi capacitatea totală de reducere a rocii, apoi capacitatea de reducere a substanței organice și făcind diferența între aceste două mărimi el află capacitatea de reducere a părții minerale.

Cu ajutorul acestui indice se poate obține o imagine despre efectul total al proceselor de oxido-reducere care au avut loc în rocă în perioada întregei ei existențe și deci și asupra caracterului ei de rocă-mamă.

După E. Casimir (1962), pentru determinarea caracterului de rocă-mamă de petrol, este mai important raportul între capacitatea reducătoare minerală și capacitatea reducătoare organică CRm/CRo, deoarece aceasta caracterizează mediul paleogeochimic în care s-a depus și s-a transformat substanța organică din rocă pînă la stadiul final al evoluției ei.

V. Simanek (1962) caracterizează gradul de metamorfoză a bitumenelor reziduale din roca-mamă cu ajutorul unui coeficient de bituminozitate.

Acesta se calculează după formula :

$$K_{bit.} = \frac{\% C_{bit.}}{\% C_{rez.} + C_{humus}} \cdot C_{org} \text{ unde,}$$

$K_{bit.}$ coeficientul de bituminozitate ;

$C_{bit.}$ carbonul corespunzător conținutului de bitum din rocă ;

$C_{org.}$ carbonul corespunzător substanței organice ;

$C_{rez.}$ carbonul corespunzător substanței rămasă în rocă după extragerea substanțelor bituminoase și a acizilor humici ;

C_{humus} carbonul corespunzător acizilor humici.

Cu ajutorul acestui indice se pot deosebi după Simanek rocile-magazin de rocile-mamă care au un coeficient de bituminozitate mult mai mic decît primele și de rocile sedimentare obișnuite, ale căror indici de bituminozitate au valori intermediare. V. Simanek (1962) stabilește prin acestă metodă o serie de formațiuni geologice din bazinul Vienei care pot fi considerate ca roci sursă pentru petrol.



Y. Khalifeh și M. Louis (1955, 1961), încearcă să identifice rocile generatoare de petrol prin cercetarea materiei organice fixe (bitum C) din rocă. Autorii consideră că substanța organică din rocile-mamă, trebuie să fie diferită de substanța organică din rocile obișnuite.

Pentru studiul substanțelor organice fixe, ei folosesc o serie de oxidări succesive și progresive. Substanța organică din roca rămasă după fiecare oxidare este caracterizată prin raportul dintre capacitatea de reducere și carbonul organic.

P R, puterea reducătoare, reprezintă în cazul de față cantitatea de oxigen necesară pentru oxidarea completă a materiei organice din rocă pînă la bioxid de carbon, apă și bioxid de azot.

Indicele de mai sus ne dă o imagine directă a stadiului de reducere a substanței organice din rocă, în decursul timpului geologic, deoarece la aceeași cantitate de carbon indicele P R va fi mai ridicat cu cât conținutul în hidrogen va fi mai mare. În felul acesta se poate diferenția substanța organică din rocile sedimentare obișnuite, de substanța organică din rocile-mamă de țărăi.

Prin această metodă Khalifeh și Louis (1961) cercetează o serie de roci cu caracter litologic diferit, din cîteva regiuni ale globului, unele din ele fiind considerate de geologi ca roci-mamă de petrol.

Roci silicioase. Diatomitul marin de la Sidi Brahina (Algeria) este considerat roca-mamă a zăcămîntului Ain Zeft. Autorii au găsit că această părere concordă cu rezultatele obținute prin metoda propusă.

Diatomitul continental de la Veyssiere (Franța) provine dintr-un fost lac din regiunea vulcanică a masivului central și în consecință nu a fost niciodată rocă-mamă. Aplicarea metodei Khalifeh a condus la aceleași rezultate.

Roci șistoase. O probă de șist a Gothlandianului din Sahara, considerată ca rocă-mamă posibilă, metoda Khalifeh a confirmat acest lucru.

Șisturi ale Toarecanului din Suderbruch (Germania) formătie care este considerată ca o rocă-mamă, fiind în același timp și productivă. S-a confirmat aceasta prin metoda de mai sus.

Un șist dintr-o formătie continentală a Permianului de la St. Hilaire (Franța) care nu pare să fie în legătură cu un zăcămînt de petrol. Metoda utilizată a arătat că roca nu face parte din grupa rocilor-mamă.

Roci calcaroase. Proba de calcar din La Luna (Venezuela) este considerată de numeroși geologi ca fiind roca-mamă a numeroase zăcăminte de petrol și un reper important pentru verificarea metodei. Rezultatele obținute au fost puternic pozitive.



Calcare ale Kimmeridgianului din St. Champ (Franța), formațiune marină depusă într-un atol, nu a avut condiții pentru a genera petrol. Metoda Khalifeh confirmă acest lucru.

Sedimente actuale. Nămol de pe fundul Mării Baltice în care substanța organică nu a putut suferi transformări importante. Metoda a confirmat acest lucru, curba de oxidație fiind apropiată de o linie dreaptă.

Până în prezent, în țara noastră, în afară de lucrările lui E. Casimir (1962) și colaboratorii, executate în cadrul Intreprinderii de Lab. geologice ale M.I.P. nu s-au făcut lucrări de acest gen, caracterul de rocă-mamă stabilindu-se numai pe criterii geologice și conținutul în bitumen.

Astfel L. Mrazek (1931) crede că majoritatea zăcămintelor de petrol din Oligocen ar avea ca origină șisturile bituminoase din această formațiune, iar petrolul din Neogen ar avea ca roci-mamă stratele de Cornu ale Acvitanianului. Profesor G. Macovei (1938) este de părere, că rocile-mamă ale petrolului din Carpați sunt șisturile negre cretacice și că toate zăcămintele de petrol din zona marginală a flișului și din zona neogenă au ca origină șisturile menilitice din Oligocen.

În lucrarea de față, noi am încercat să utilizăm metoda Khalifeh la cercetarea gheochimică a rocilor-mamă de țigăi.

Metoda de lucru

Materialul supus cercetării trebuie să fie proaspăt recoltat, fie cu ajutorul forajelor de adâncime, fie din aflorimente. Circa 20 g din acest material, se usucă, se macină și se supune extracției cu cloroform timp de 24 ore, pentru a se îndepărta substanța organică solubilă (bitum A).

După extragerea și îndepărarea solventului, proba este supusă unui tratament cu soluție de HCl 10% pentru îndepărarea carbonaților și clorurilor solubile. Se spală bine până la reacția neutră, se filtrează și se usucă până la greutate constantă. Din probă astfel preparată se ia câte 1,5 g care se introduce într-un vas conic de 250 cc cu dop rodat. Se prepară astfel 4—5 probe. Se tratează fiecare probă cu 2—3 cc acid sulfuric 0,15 N și 3—4 cc soluție de permanganat de potasiu 3%.

Vasele conice sunt introduse într-o etuvă la 60°C și sunt lăsate până la reducerea completă a permanganatului. Prima probă este analizată, iar la celelalte se adaugă o nouă cantitate de permanganat. Operația este continuată până ce 80% din materialul organic din probă este oxidat.

Conținutul vaselor conice este tratat cu apă distilată și apoi cu SO_2 pentru a îndepărta oxidul de mangan format.

Se filtrează printr-un Gooch cîntărit, se spală cu apă caldă. După uscare și cîntărire se procedează la determinarea raportului PR/C printr-o determinare a puterii reducătoare după metoda Trask și a carbonului organic pe cale uscată.

Valorile acestui raport pentru diferite stadii de oxidare ale substanței cercetate au fost trecute pe o diagramă, pe care în ordonată s-au trecut valorile raportului PR/C, iar în abscisă procentul de carbon neoxidat.

În felul acesta se obține pentru fiecare probă cercetată o curbă care reprezintă variația puterii reducătoare a substanței organice din roca cercetată, în diferite stadii de oxidare. Forma curbei PR/C ne dă indicații asupra caracterului rocii respective.

Rezultate

Pentru verificarea metodei de lucru, s-au făcut cîteva determinări pe roci ale căror caractere de rocă-mamă este astăzi admis de cea mai mare parte dintre geologi : șisturile disodilice și șisturile negre din flișul Carpaților orientali.

Metoda a fost încercată și pe un argilit de vîrstă senoniană extras din sonda 2361 Mușa la N de localitatea Negoiașu. Roca nu a fost studiată pînă în prezent din acest punct de vedere.

La probele cercetate s-a determinat puterea reducătoare și carbonul organic atît pe probe ca atare cît și pe probe oxivate în laborator în mai multe faze : oxidarea s-a făcut în condițiile arătate. Din valorile PR și carbon organic s-a calculat valoarea raportului PR/C. Rezultatele tuturor determinărilor sunt trecute în tabel.

Cu ajutorul valorilor raportului PR/C din coloana 10 și ale carbonului neoxidat din coloana 11 s-a trassat pentru fiecare probă curba variației raportului PR/C în funcție de valoarea carbonului rămas neoxidat.

După cum am mai arătat această curbă reprezintă o imagine indirectă a stadiului de reducere a substanței organice din rocă în decursul timpurilor geologice. După evoluția substanței organice se pot diferenția rocile sedimentare obișnuite de rocile mamă de țîței. Într-adevăr în timpul genezei, în cazul rocilor-mamă de țîței, substanța organică a suferit o serie de reacții de reducere care au avut ca rezultat o creștere a cantității de hidrogen față de cantitatea de carbon. Această creștere e redată în cazul de față printr-o curbă ascendentă.

În cazul rocilor sedimentare obișnuite, în care substanța organică a suferit diferite reacții de oxido-reducere, cantitatea de hidrogen a scăzut față de cantitatea de carbon organic sau a rămas neschimbată ; această situație este reprezentată în diagramele noastre printr-o curbă descendenta.



Să analizăm mai departe fiecare diagramă corespunzătoare probelor de rocă cercetată.

D i a g r a m a 1 (fig. 1) reprezintă variația raportului PR/C într-o probă de carotă furnizată de M.I.P. de la sonda nr. 4 Geamăna de la adâncimea de 818,3—818,9 m. Sonda se găsește pe structura Geamăna, pe marginea de SW a semiferestrei Bistrița — Piatra Neamț, 32 km sud de P. Neamț.

Carota este formată din șisturi disodilice fin micacee de vîrstă oligocenă.

Examinând modul cum variază curba PR/C se vede că la început se menține aproape orizontală, cu o cădere foare slabă pînă la un procent de 62,3% carbon neoxidat, din acest punct curba marchează o cădere bruscă ca apoi de la un procent de 52% carbon neoxidat curba să ia o formă ascendentă.

După forma acestei curbe, roca cercetată poate fi considerată că în trecut a funcționat ca o rocă generatoare de petrol.

Această concluzie este în concordanță cu datele geologice obținute prin forajul a mai multor sonde din acest perimetru, unde s-a găsit țiței într-o gresie silicioasă asemănătoare cu gresia de Kliwa, la 150 m deasupra șisturilor disodilice cercetate de noi.

Mai jos Oligocenul se continuă printr-o alternanță de șisturi disodilice și gresii de Kliwa în care sunt cantonate însemnate acumulări de țiței.

D i a g r a m a 2 (fig. 2) reprezintă variația aceluiasi raport într-o probă de carotă furnizată de I.S.E.M. din cadrul Comitetului Geologic, de la sonda 2361 Mușa, de la adâncimea de 1580,5—1581,5 m. Sonda se găsește la circa 30 km nord de localitatea Nehoiaș. Carota este formată dintr-un argilit cenușiu de vîrstă senoniană.

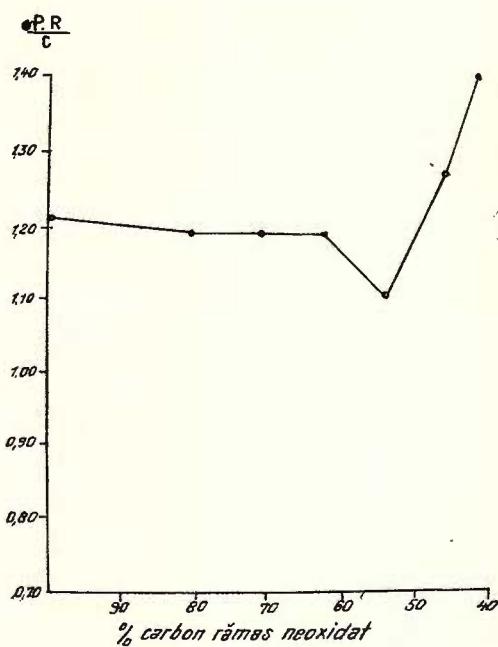


Fig. 1. — Variația raportului PR/C pentru un șist disodilic oligocen. Sonda 4 Geamăna.

Variation du rapport PR/C pour un schiste dysodique oligocène. Sonde 4 Geamăna.

TA-

Proveniență	Sonda	Adăncimea	Formațiunea geologică	Tipul petrografic	Sor-organic	Faza de tratare a probei
1	2	3	4	5	6	7
1. Geamăna	4	818,3 – 818,9	Oligocen	șist disodilic	3,2	neoxidat oxidat I " II " III " IV " V " VI
2. Mușa I.S.E.M.	2361	1580,5 – 1581,5 m	Senonian	argilit	2,2	neoxidat oxidat I " II " III " IV " V
3. Valea Bughea	—	0,6 m	Oligocen superior	șist disodilic	2,0	neoxidat oxidat I " II " III " IV " V
4. Valea Uzului Moinești	—	0,6 m	Cretacic inferior	șisturi negre	2,04	neoxidat oxidat I " II " III " IV " V
5. Valea Bistriței	—	0,6 m	Oligocen	șist disodilic	6,7	neoxidat oxidat I " II " III " IV " V " VI



BEL

P R	C organic %	P R/C	C rămas neoxidat	Observații
				8 9 10 11 12
3,49	2,88	1,21	—	A putut funcționa ca rocă-mamă
2,90	2,43	1,19	80,6	
2,59	2,17	1,19	70,80	
2,28	1,91	1,19	62,3	
1,88	1,69	1,11	54,4	
1,84	1,45	1,27	46,3	
1,96	1,40	1,40	41,2	
1,375	1,99	0,69	—	Nu a putut funcționa ca rocă-mamă
1,128	1,85	0,61	92,95	
0,96	1,78	0,54	89,45	
0,90	1,74	0,52	87,45	
0,77	1,71	0,45	85,95	
0,56	1,60	0,35	60,3	
1,625	1,65	0,98	—	A putut funcționa ca rocă-mamă
1,136	1,33	0,85	77,4	
0,83	0,92	0,90	53,5	
0,68	0,72	0,95	41,9	
0,58	0,596	0,98	34,4	
0,60	0,52	1,15	33,0	
2,0	1,76	1,146	—	Nu a putut funcționa ca rocă-mamă
1,2	1,20	1,001	68,2	
0,73	0,91	0,802	51,7	
0,55	0,73	0,764	41,5	
0,44	0,56	0,780	31,8	
0,28	0,40	0,70	28,1	
3,336	2,93	1,139	—	A putut funcționa ca rocă-mamă
2,488	2,219	1,126	75,75	
2,071	1,525	1,358	52,05	
1,509	1,05	1,437	35,85	
1,162	0,69	1,690	23,55	
1,127	0,525	2,147	17,90	
1,063	0,338	3,146	11,55	



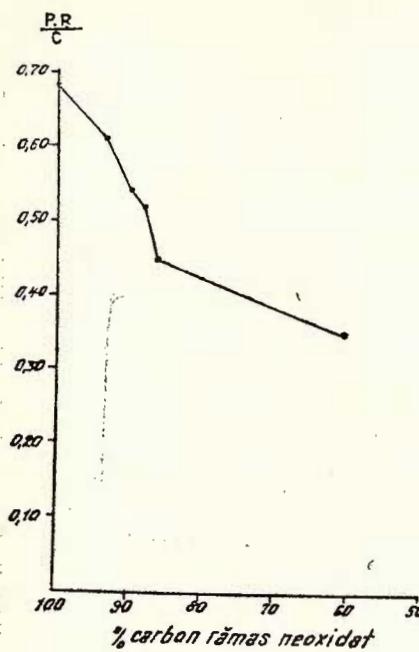


Fig. 2. — Variația raportului PR/C pentru un argilit senonian. Sonda 2361 Mușa.

Variation du rapport PR/C pour un argilite sénonien. Sonde 2361 Mușa.

Examinînd curba, care ne arată variația raportului PR/C, se vede că are o alură net descendentă, indicîndu-se că roca respectivă nu a funcționat ca rocă generatoare de țiței.

D i a g r a m a 3 (fig. 3), reprezintă curba variației raportului PR/C a unui șist disodilic de vîrstă oligocen-superioară, recoltat dintr-o deschidere de pe valea Bughea la SW de localitatea Vălenii de Munte.

Depozitele oligocene se dezvoltă în această regiune sub faciesul gresiei de Kliwa. Șisturile disodilice au aspectul litologic cunoscut.

Examinînd curba caracteristică se vede că la început, cînd carbonul neoxidat este peste 40 %, ea are o alură descendentă, apoi indică o creștere remarcabilă pentru carbonul rezidual sub 30 %.

Această formă a curbei ne indică funcția de rocă-mamă a șisturilor disodilice oligocene pentru acumulările de hidrocarburi cantonate în Meotianul din această regiune.

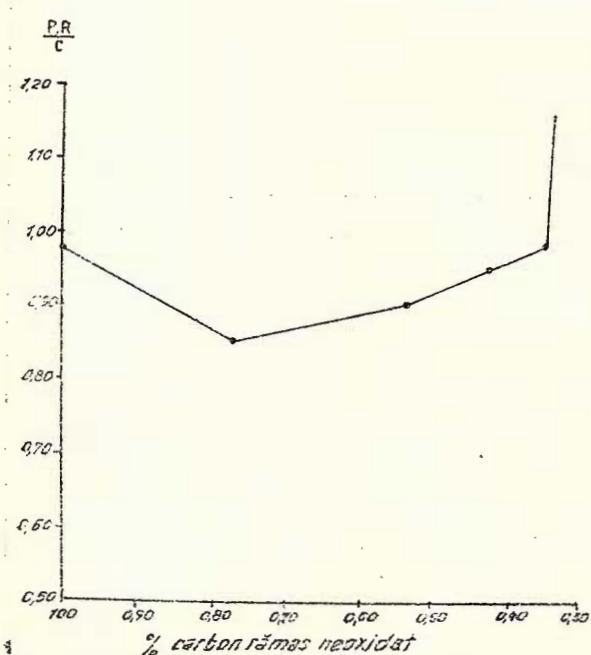


Fig. 3. — Variația raportului PR/C pentru un șist disodilic oligocen, valea Bughea.

Variation du rapport PR/C pour un schiste dysodilique oligocène, Vallée de Bughea.

Fig. 4.—Variația raportului PR/C pentru o probă de șisturi negre, Cretacic inferior valea Uzului-Dărmănești.

Variation du rapport PR/C pour un échantillon de schistes noirs, Crétacé inférieur Vallée Uzul-Dărmănești.

D i a g r a m a 4 (fig. 4).
Curba reprezintă variația raportului PR/C pentru o probă de șisturi negre de vîrstă cretacic-inferioară, recoltată pe valea Uzului, lîngă localitatea Dărmănești, raionul Moinești.

Şisturile negre constituie o zonă caracteristică de-a lungul arcului Carpaților orientali.

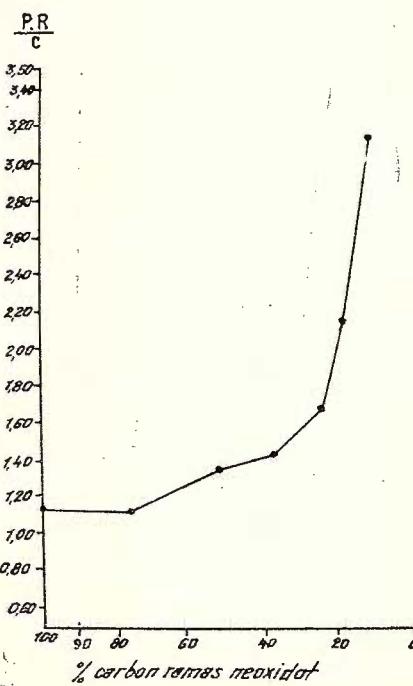
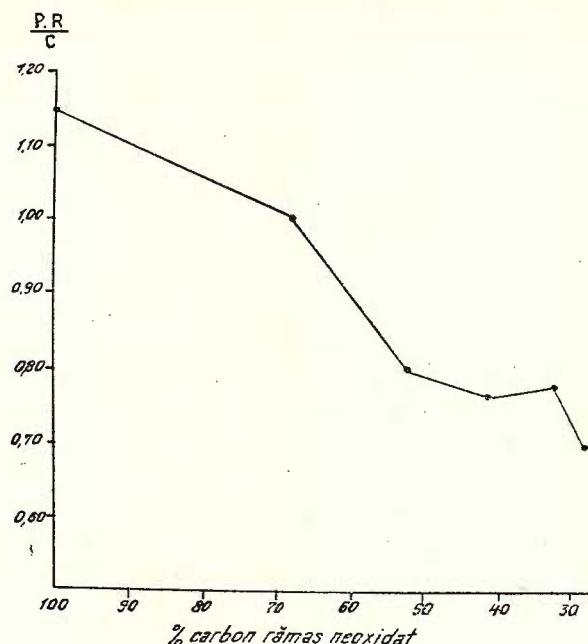
În prezent nu se cunosc acumulări industriale de hidrocarburi cantonate în aceste formațiuni. Ele însă joacă un rol important de rocă protectoare în formațiunile mai noi peste care apar în raporturi de șariaj.

Forma curbei indicative are un aspect net descendant, ceea ce denotă lipsa caracterelor de rocă-mamă pentru șisturile negre din valea Uzului.

D i a g r a m a 5 (fig. 5). Curba din această diagramă reprezintă variația raportului PR/C pentru o probă de șisturi disodilice, de vîrstă oligocenă, recoltată pe valea Bistriței în dreptul gării Piatra Neamț.

Fig. 5. — Variația raportului PR/C pentru un șist disodilic oligocen de pe valea Bistriței.

Variation du rapport PR/C pour un schiste dy sodilique oligocène dans la Vallée de Bistrița.



Cercetind aspectul curbei se vede că ea are o formă net ascendentă, ducind la concluzia că șisturile disodilice examineate au funcționat ca rocă-mamă generatoare de țiței.

De aceea zăcămintele de țiței cunoscute în aceste regiuni, Lucăcești, Zemeș, Solonț și cantonate în orizonturile gresiei de Kliwa trebuie presupuse că au ca rocă-mamă șisturile disodilice oligocene. Desigur că și alte roci din regiunile cercetate au putut funcționa ca roci generatoare de petrol. Cercetările viitoare ne vor arăta aceasta.

Concluzii

Din cele arătate se vede că metoda geochemicală prezentată poate fi aplicată pentru caracterizarea rocilor sedimentare, în ceea ce privește caracterul lor de roci generatoare de hidrocarburi. Metoda este destul de simplă. Pentru a fi concludentă, rezultatele geochemicalice trebuie interpretate, corelându-se cu datele stratigrafice, litologice și tectonice ale regiunii cercetate, precum și cu alte rezultate geochemicalice.

Metoda propusă ar putea fi utilizată cu succes în cercetarea rocilor mamă a zăcămintelor de țiței din diferite unități structurale ale țării. Acest lucru ar avea atât o importanță științifică, contribuind la o cunoaștere mai bună a originii și a modului de formare a țițeiului din țara noastră, cît și un scop practic, acela al prospectării geochemicalice, cu caracter regional a perspectivelor de țiței cu ajutorul rocilor mame.

BIBLIOGRAFIE

- Arhangelski A. D. (1927). Condițiile de formare a țițeiului în nordul Caucazului. *Izd. Sovieta Neftianoi Promușlenosti*
- Gubkin I. M. (1932). Studiul țițeiului. Gostoptehizdat.
- Guliaeva Y. A. (1962). Geochemicalia formațiilor terigene din regiunea Urali-Prevolga. *Lucrările Institutului de Petrol al Acad. de Științe a U.R.S.S.*
- Khalifeh Y., Louis M. (1955) Contribuții la recunoașterea rocilor mame de petrol. *Rev. Inst. France Petrol* 10, 5. 340.
- Khalifeh Y., Louis M. (1961). Studiul materiei organice din rocile sedimentare. *Geochemicala și Cosmochimica Acta* II, 22.
- Iurkevici L. A. (1959). Caracteristicile geochemicalice de facies a formațiunilor meso din porțiunea vestică a Preuralului. *Izd. Acad. de Științe a U.R.S.S.*
- Iurkevici L. A. (1962). Geochemicalia zăcămintelor de țiței. Cercetări geochemicalice ale faciesurilor în vederea caracterizării rocilor mame de țiței. Acad. de Științe a U.R.S.S. Moscova.
- Macovei G. (1938). Les gisements de pétrole. Paris.
- Maimin Z. I. (1955). Unele rezultate ale lucrărilor referitoare la studiul condițiilor de formare ale țițeiului. *Trudi V.N.G.S.R.I., Seria nouă*, Ediția 82.



- Mrazec L. (1931). Aperçu sur le caractère des gisements de pétrole de la Roumanie. *Publication de la Faculté des Sciences de l'Université Charles Praha.*
- Simanek V. (1962). Contribuții la identificarea geochemicală a rocilor mamă și a colectoarelor de petrol în Câmpia Dunării. *Comunicare la Congresul de petrol.* Budapest.
- S trahov N. M. (1937). Despre importanța bazinelor contaminante cu H_2S , ca regiuni de formare a rocilor bituminoase și a rocilor producătoare de țărei. *Izv. A.N.U.R.S.S. seria geologică* 5.
- T rask P. D., Keyte W. R. (1937). Gradul de reducere ca indice a rocilor mame în bazinul din E Texasului. *Amer. Petrol Ind.*
- T rask P. D., Patnode H. W. (1942). Rocile generatoare de Petrol. *Amer. Ass. Petr. Geol.* Tusla Oklahoma.

ESSAIS D'IDENTIFICATION DES ROCHES GÉNÉRATRICES DE PÉTROLE PAR DES MÉTHODES GÉOCHIMIQUES

PAR

M. FILIPESCU, V. NEGRESCU, D. TINTILĂ, SILVIA APOSTOL

(Résumé)

Ayant dénombré les méthodes utilisées aujourd'hui pour la détermination du caractère de roche mère des roches sédimentaires, les auteurs appliquent la méthode Y. K h a l i f e h et M. L o u i s à l'étude des roches du flysch des Carpates Orientales : les schistes dysodiliques et les schistes noirs ainsi qu'un argilite d'âge sénonien.

Les diagrammes 1, 2, 3, 4, 5, indiquent la variation du rapport PR/C pour les échantillons étudiés.

Le diagramme 1 (fig. 1) représente la variation de ce rapport pour un schiste dysodilique d'âge oligocène de la structure G e a m ă n a. Selon la forme ascendante de la courbe de la roche examinée on peut considérer que par le passé elle fonctionnait comme roche mère de pétrole.

Le diagramme 2 (fig. 2) représente la variation du même rapport pour un argilite d'âge sénonien près de Nehoiaș. L'allure de la courbe montre que cette roche n'a pas été une roche génératrice de pétrole brut.

Le diagramme 3 (fig. 3) indique la variation du rapport PR/C d'un schiste dysodilique d'âge oligocène de la Vallée Bughea — Vălenii de Munte. Descendante au commencement, la courbe de la variation de ce rapport s'élance brusquement lorsque le charbon résiduel baisse au-dessous de 30 % et témoigne du caractère de roche mère de cette roche.

Le diagramme 4 (fig. 4) représente la variation du rapport PR/C pour un échantillon de schistes noirs d'âge crétacé sur la Vallée Uzul



(Dărmănești). La courbe a un aspect nettement descendant qui relève l'absence des caractères de roche mère pour ces roches.

Le diagramme 5 (fig. 5) représente la variation de ce même rapport PR/C pour un échantillon de schistes dysodiliques d'âge oligocène dans la vallée de Bistrița. La courbe a une forme nettement ascendante qui dénote que les schistes dysodiliques examinés ont fonctionné comme roches génératrices de pétrole brut.

La méthode géochimique présentée peut être employée pour caractériser les roches sédimentaires en ce qui concerne leur caractère de roches génératrices de hydrocarbures.

Pour que la méthode, pourtant simple, soit efficiente, on doit interpréter les résultats en considérant aussi les données stratigraphiques, lithologiques et tectoniques.



INTERPRETAREA UNOR REZULTATE OBȚINUTE PRIN METODA HIDROGEOCHIMICĂ DE PROGNOZĂ A Săruriilor de POTASIU¹⁾

DE

N. GEAMĂNU, VERONICA GEAMĂNU, N. NĂSTASE, I. LAZU, P. LUNGU, I. OCHEA²⁾

Abstract

Interpretation of Some Results Obtained by means of the Hydrogeochemical Method of Prognosis of Potassium Salts. The paper presents several conclusions resulted from the application of the hydrogeochemical method to the prospecting for potassium salts. The method elaborated by S. M. Korenevski, D. P. Gorkun, A. V. Roller and R. E. Sleimovich was applied for the interpretation of the laboratory analysis of the mineralized waters generated by natural sources. The results obtained were used for the drawing up of hydrogeochemical parallelization maps which, according to their importance, were classified as follows: direct levigation anomalies, tectonic anomalies, contamination anomalies. The various types of anomalies were verified in zones where the existence of potassium salts is certain. A perfect concordance between the surface hydrogeochemical prospecting data and the data resulting from the mining work was observed.

Metoda hidrogeochimică de prognoză a sărurilor de potasiu și magneziu este folosită în cadrul prospecțiunilor complexe privind depozitele de evaporite din Miocenul avant-fosei carpatică și cel al zonelor marginale din bazinul Transilvaniei.

Zăcăminte de sare și indicații privind existența sărurilor de potasiu au fost semnalate de cercetările geologice încă din perioada anilor 1900—1912 (P. Poni, 1900; L. Mrázec, 1912; S. Athanasiu, 1912).

Plecînd de la indicațiile lucrărilor anterioare, din 1959 s-a trecut la o cercetare sistematică a zonelor interesante prin prospecțiuni complexe: geologice, geofizice și hidrogeochimice.

¹⁾ Comunicare în ședință din 26 februarie 1965.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Calea Griviței nr. 64. București,

Prospecțiunea geologică, prin lucrări de detaliu, precizează geologia și tectonica, indicând diferite zone cu acumulații posibile de săruri, iar lucrările geofizice pun în evidență minime ce ar putea indica prezența acelorași tipuri de acumulații.

Prospecțiunea hidrogeochimică dă posibilitatea conturării zonelor anomale care indică și precizează existența, în cadrul zăcămintelor de sare, acumulației sărurilor de potasiu și magneziu (T. Bandrabur și colaboratorii, 1964).

Metoda de prospectare hidrogeochimică se bazează pe o cartare combinată litologică-hidrogeologică, pe încercări chimice de teren și pe interpretarea rezultatelor obținute din analizarea probelor de apă recoltate.

Prin cartarea litologică-hidrogeologică se separă complexe litologice și se stabilesc condițiile hidrogeologice ale regiunii. În această privință se exclud din cercetarea detaliată complexele litologice psamo-psefítice, prospectarea efectuându-se asupra complexelor pelito-aleuritice, care sunt în realitate depozite lagunare finale purtătoare de evaporite. Cercetarea se dirijează spre urmărirea nivelelor în care apar gipsuri, roci gipsifere, eflorescențe saline, argile sărate etc., elemente ce indică vecinătatea evaporitelor.

Tectonica, în general complicată a zonelor miocene, face necesară efectuarea unui studiu amănunțit din acest punct de vedere. Cercetarea atentă a accidentelor tectonice conduce la evitarea erorilor în stabilirea naturii unora dintre anomalii hidrogeochimice.

Aspectul hidrogeologic al regiunii interesante din punctul de vedere al sărurilor de potasiu, î se acordă o deosebită atenție, deoarece datele ce ni le oferă vor sta la baza interpretării cauzelor anomaliei hidrogeochimice. În această privință se stabilesc condițiile hidrogeologice generale ale regiunii care se obțin prin studierea amănunțită a tuturor manifestărilor la zi a apei subterane.

Prin detalierea hidrogeologiei în zonele interesante se urmărește obținerea tuturor datelor hidrogeologice și litologice în vederea stabilirii raportului rocă—apă, insistându-se în special asupra dinamicei apelor subterane precum și a modului de drenaj al acestora.

În zonele cercetate se execută încercări chimice pe teren cu scopul de a pune în evidență prezența și răspândirea ionului potasiu din apele subterane. Încercările se efectuează cu ajutorul tetrafenilborului (reacțivul kalignost), obținându-se numai rezultate calitative.

Pe baza acestor încercări se conturează anumite zone anomale-informative — asupra căror este îndreptată atenția la recoltarea probelor de apă pentru analiza chimică cantitativă.



Recoltarea probelor de apă se face și din teritoriile imediat vecine zonelor anomale, în vederea stabilirii atît a conturului exact al anomaliei hidrogeochimice, cît și pentru obținerea de date privind aspectul general hidrochimic al apelor subterane din regiune.

În prelucrarea rezultatelor analizelor, care prezintă interes din punctul de vedere al existenței sărurilor de potasiu, se folosește metoda elaborată de cercetătorii sovietici (S. M. Korenevski et al. 1960) care pornesc de la presupunerea că zăcămintele de săruri de sodiu și potasiu s-au format prin concentrarea apei de mare.

Variația chimismului apei de mare în diferite stadii de concentrare pînă la evaporare totală a fost reprezentată grafic folosindu-se următoarele rapoarte între ioni :

$$\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} : \frac{\text{K} \cdot 10^3}{\sum \text{ioni}} : \frac{\text{Mg} \cdot 10^2}{\text{Cl}} : \frac{\text{SO}_4 \cdot 10^2}{\text{Cl}}$$

Curbele etalon astfel obținute sunt reprezentate pe grafice.

Pentru studierea chimismului apelor din regiunea prospectată se calculează aceleași rapoarte și se compară cu curbele etalon construite pentru apa de mare.

După lucrarea citată, grupele de valori ale coeficienților pe baza căror se pot face aprecieri asupra existenței sărurilor de potasiu și magneziu dintr-o regiune sunt următoarele :

A) Valori ale coeficienților care indică prezența sărurilor de potasiu :

$$\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} < 1200 ; \frac{\text{K} \cdot 10^3}{\sum \text{ioni}} < 10 ;$$

$$\frac{\text{Mg} \cdot 10^2}{\text{Cl}} < 1,25 ; \frac{\text{SO}_4 \cdot 10^2}{\text{Cl}} \text{ cu } 1,5 - 2$$

unități deasupra curbei punctate de pe grafic (fig. 4).

B) Valori ale coeficienților care indică o poziție intermediară :

$$1500 > \frac{\text{Cl}}{\text{Br}} > 1200 ; 6 < \frac{\text{K} \cdot 10^3}{\sum \text{ioni}} < 10 ;$$

$$1,25 > \frac{\text{Mg} \cdot 10^2}{\text{Cl}} > 1 \text{ și } \frac{\text{SO}_4 \cdot 10^2}{\text{Cl}}$$

deasupra curbei punctate, dar cu mai puțin de 1,5 unități (fig. 4).

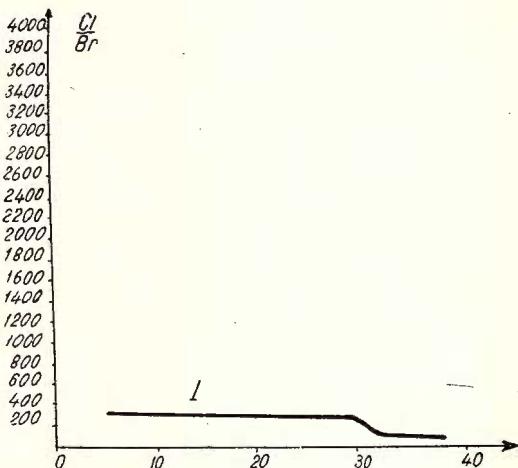


Fig. 1. — I, variația coeficientului $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$ al apei de mare la concentrația ei.

Variation du coefficient $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$ de l'eau marine pour sa concentration.



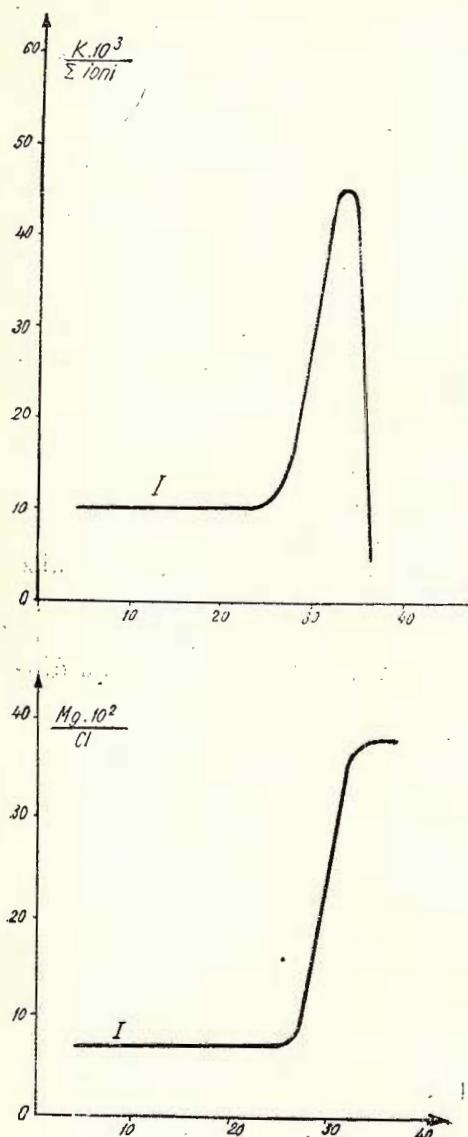
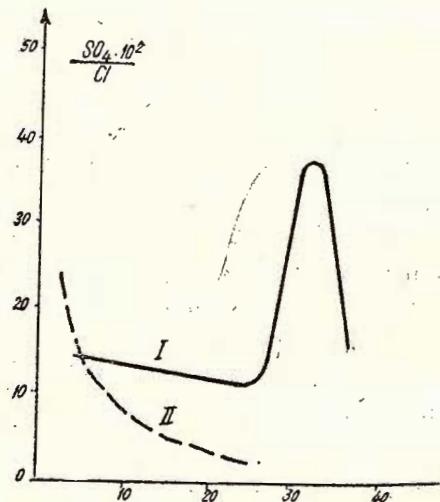


Fig. 3. — I, variația coeficientului $\frac{Mg \cdot 10^2}{Cl}$ al apei de mare la concentrația ei.
I, variation du coefficient $\frac{Mg \cdot 10^2}{Cl}$ de l'eau marine pour sa concentration.

Fig. 2. — I, variația coeficientului $\frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ioni}}$ al apei de mare la concentrația ei.

I, variation du coefficient $\frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ions}}$ de l'eau marine pour sa concentration.



I, variation du coefficient $\frac{SO_4 \cdot 10^2}{Cl}$ de l'eau marine pour sa concentration; II, variation du coefficient $\frac{SO_4 \cdot 10^2}{Cl}$ pour solutions de NaCl à différentes concentrations, saturées en CaSO₄.

I, variation du coefficient $\frac{SO_4 \cdot 10^2}{Cl}$ de l'eau marine pour sa concentration; II, variation du coefficient $\frac{SO_4 \cdot 10^2}{Cl}$ pour solutions de NaCl à différentes concentrations, saturées en CaSO₄.

C) Valori ale coeficienților care nu dău indicații asupra prezenței sărurilor de potasiu :

$$\frac{\text{Cl}}{\text{Br}} > 1500; \frac{\text{K} \cdot 10^3}{\sum \text{ioni}} < 6; \frac{\text{Mg} \cdot 10^2}{\text{Cl}} < 1; \frac{\text{SO}_4 \cdot 10^2}{\text{Cl}}$$

sub curba indicată pe grafic (fig. 4).

Metoda sovietică a fost aplicată în exclusivitate asupra apelor cu mineralizație ridicată și îndeosebi asupra apelor provenite din sonde, neinfluențate de apele de infiltratie slab mineralizate. Noi am adaptat metoda și pentru apele mai puțin mineralizate specifice unei prospecțiuni hidrogeochimice de suprafață.

Mai mult, pe baza datelor obținute prin lucrările de cartare hidrogeologică-hidrogeochimică, litologică și folosind rezultatele analizelor de laborator, a fost întocmită harta de prognoză ce reprezintă imaginea la suprafață a acumulărilor de săruri de potasiu dintr-o regiune. În cadrul acestei operațiuni am separat cartografic zone care reprezintă grupele de valori enumerate. Pe harta de prognoză apar astfel trei zone corespunzătoare celor trei grupe de valori ale coeficienților. Zonele reprezintă cartografic grupele A și B ce se suprapun în general peste anomalii informative conturate pe teren pe baza reactivului kalignost. Sunt cazuri când anomalii conturate pe teren cu ajutorul acestui reactiv nu sunt confirmate de analizele chimice cantitative. Reactivul, foarte sensibil, pune în evidență și ionul de potasiu din apele care se mineralizează în zonele ce conțin numai acumulări de halită (NaCl) și pentru care coeficientul $\frac{\text{K} \cdot 10^3}{\sum \text{ioni}}$ este foarte mic, arătând lipsa totală a sărurilor de potasiu.

Ionul potasiu, sesizat de reactiv este prins probabil mecanic în masa halitei la depunerea acesteia din soluție. Substituția izomorfă între Na și K nu este posibilă din cauza diferențelor mari de rază ionică, la temperaturile destul de joase la care se depun din soluție sărurile.

În interpretarea hărții hidrogeochimice de prognoză, legat de structura geologică a zonei prospectate, am ajuns la separarea următoarelor anomalii : anomalii de levigare directă, anomalii tectonice și anomalii de contaminare.

A n o m a l i i e d e l e v i g a r e d i r e c t ă sunt provocate de ape subterane care circulă și apar la zi în cadrul formațiunii salifere.

Pe hartă anomalia de levigare directă prezintă un contur neregulat în funcție de forma acumulării sărurilor de potasiu, de căile de acces a apei mineralizate spre suprafață și de condițiile hidrogeologice ale stratului freatic.

În general se observă o dispunere concentrică a celor trei zone stabilite pe baza coeficienților avuți în vedere la prognoză. Astfel, zona A se va situa în partea centrală a anomaliei cu treceri în exterior spre zonele B și C. Uneori însă din lipsa unui număr suficient de iviri de ape, sau datorită diluției accentuate a apelor mineralizate se poate ajunge la următoarele situații: zona A să vină în contact direct cu zona C, sau să fie prezentă numai una din cele trei zone.

Pentru exemplificarea anomaliei de levigare directă prezintăm zona anomală conturată deasupra acumulării de sare și săruri de potasiu de la Tazlău. Imaginea anomaliei a fost obținută pe baza rezultatelor analizelor a 17 probe de apă recoltate din zonă (pl. I).

Zăcământul de sare și săruri de potasiu de la Tazlău, aşa cum reiese din studiile geologice de teren și lucrările miniere, este cantonat în depozitele formațiunii salifere inferioare (O. Mirăuță și Elena Mirăuță, 1964), reprezentate litologic prin argile brecioase salifere precum și argile negricioase cu gipsuri și intercalații de gresii cenușii. Întreaga formătione prezintă un aspect tectonizat, brecios.

Anomalia hidrogeochimică de la Tazlău este localizată în cea mai mare parte pe malul stîng al văii Tazlăului Mare, în zona satului. Conturul anomaliei depășește spre est depozitele formațiunii salifere inferioare, extinzîndu-se și pe aria de dezvoltare a orizontului roșu (strate de Tescani) și chiar a orizontului cenușiu, datorită vehiculării ionului potasiu de către apele subterane. În cadrul anomaliei se separă toate cele trei grupe de valori. În grupa A a fost necesară o subdivizare, funcție de mineralizația totală a apelor analizate, în subgrupele A₁ și A₂. Subgrupa A₁ este conturată pe baza apelor cu mineralizații ridicate, iar subgrupa A₂ pe baza apelor cu mineralizații mai scăzute ce apar ca rezultat al diluării apelor subgrupei A₁ în stratul acvifer freatic al teraselor văii Tazlăului Mare.

Grupa B bordează parteaestică a anomaliei, accentuind deplasarea generală a acesteia spre est. Restul apelor analizate din zonă se încadrează în grupa C.

Anomaliiile de levigare directă prezintă cel mai mare interes în viitoarele lucrări de explorare.

A n o m a l i i e t e c t o n i c e sunt provocate de ivirile de ape cu concentrații anomale dispuse în imediata vecinătate a unui accident tectonic.

Acste anomalii apar în depozite străine formațiunilor salifere și au de regulă o formă alungită sau apar ca iviri punctiforme urmărind îndeaproape un accident tectonic.



N.GEAMĂNU-VERONICA GEAMĂNU-N.NĂSTASE-I.LAZU-P.LUNGU-I.OCHEA
HARTA ANOMALIEI HIDROGEOCHIMICE
DE LA TAZLĂUL MARE

SCARA

0 250 500 750 1000m.

LEGENDA

GEOLOGIE

CUATERNAR 1	[Dotted pattern]
HELVETIAN 2	[Vertical lines]
MIOCEN INF _a	[Horizontal lines]
OLIGOCEN 4	[Cross-hatch]
5 —————	Folie, contact diapir
6 -----	Limita între formațiuni

HIDROCHIMIE

GRUPA	Sub grupa	Cl / Br	K 10 ³ / ioni	Mg 10 ² / Cl	SO ₄ 10 ² / Cl	
A	A ₁	< 1200	> 10	> 1,25	1,5-2 unități peste curba punctată. Mineralizare ridicată.	
	A ₂	< 1200	> 10	> 1,25	1,5-2 unități peste curba punctată. Mineralizare scăzută.	
B		1600, Cl / Br > 1200	6 (K 10 ³ / ioni) > 1,25, Mg 10 ² / Cl	Deasupra curbei punctate cu mai puțin 15 unități		
C		> 1500	< 6	< 1	Sub curba punctată.	

7 $\frac{24,50}{25,00}$ • Proba de apă $\frac{K 10^3 / \text{ioni}}{\text{mineralizare totală g/l}}$

8 () Limita zonelor anomale conturate pe baza rapoartelor

9 () Limita zonei anomale informative conturate cu ajutorul reactivului kaliglosit



N. GEAMĂNU-VERONICA GEAMĂNU-N. NĂSTASE—I. LAZU—P. LUNGU—I. OCHEA
HARTA ANOMALIEI HIDROGEOCHIMICE
DE LA REȚENI-SCHITU FRUMOASA

SCARA:

0 250 500 750 1000 m.

LEGENDA

GEOLOGIE

CUATERNAR ¹	[• • •]
sup.	[]
HELVETIAN ²	[]
inf.	[]

3 ——— Fale

4 - - - - Limită între formațiuni

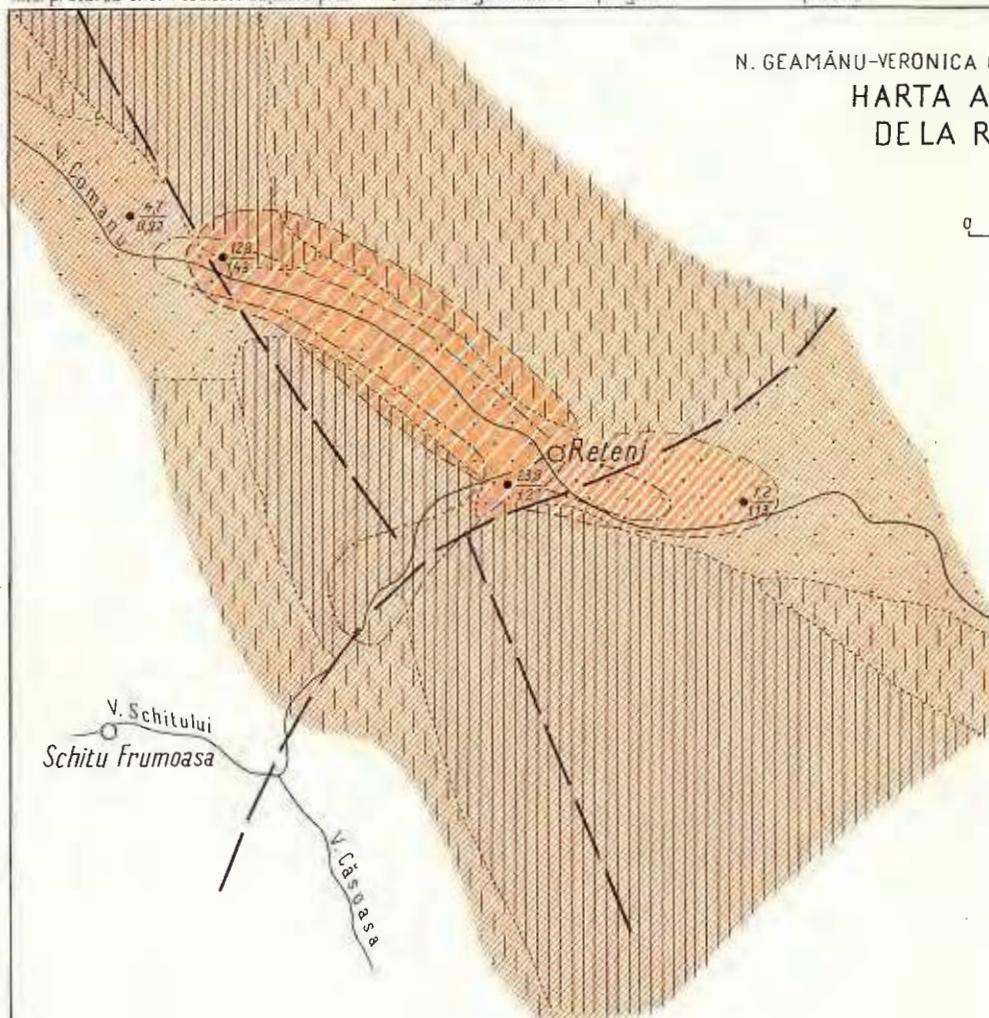
HIDROCHIMIE

GRUPA	Sub grupa	$\frac{Cl}{Br}$	$K \cdot 10^3$ ξ ioni	$Mg \cdot 10^2$ Cl	$\frac{SO_4 \cdot 10^2}{Cl}$	
A	A ₁	< 1200	> 10	> 1,25	1,5-2 unități deasupra curbei punctată mine realizată scăzută	
	A ₂	< 1200	> 10	> 1,25	1,5-2 unități deasupra curbei punctată mine realizată scăzută	
B		$1500 > \frac{Cl}{Br} > 1200$	$6 < K \cdot 10^3 < 10$ ξ ioni	$1,25 > \frac{Mg \cdot 10^2}{Cl} > 1$	deasupra curbei punctată cu mai puțin de 1,5 unități	
C		> 1500	< 6	< 1	Sub curba punctată	

5 $\frac{12,8}{1,43}$ • Proba de apă $\frac{K \cdot 10^3 / \xi \text{ ioni}}{\text{mineraliz. totală g/l}}$

6 () Limita zonei anomale conturate pe baza rapoartelor

7 () Limita zonei anomale conturate cu ajutorul reactivului kalig-nost



Ca exemplu cităm anomalia de la Schitu Frumoasa — Rețeni conțurată de-a lungul unui accident tectonic local (pl. II).

În cadrul acestei anomalii au fost separate, pe baza coeficienților, toate cele trei zone.

Având în vedere circulația foarte complicată a apei pe accidentele tectonice, acest tip de anomalii au o importanță mai mică prezentând doar un caracter de informare asupra prezenței depozitelor cu sare fără a preciza adâncimea la care se situează acumulările de săruri, fapt care poate fi indicat numai prin foraje.

A n o m a l i i l e d e c o n t a m i n a r e apar de regulă în cadrul formațiunilor cuaternare reprezentate prin depozite de terasă și aluviu-nile luncilor, depozite ce cantonează strate acvifere având o mineralizație inițială nespecifică zăcămintelor de săruri de potasiu și care primesc un aport de ioni K vehiculați de apele superficiale mineralizate.

Asemenea anomaliu a fost întîlnită pe valea Tazlăului Sărat între localitățile Măgirești—Leontinești—Ardeoani.

În concluzie, subliniem importanța acestui tip de prospecțiune hidrogeochimică ca metodă de prognoză, ea reușind să localizeze în depozitele purtătoare de evaporite, acumulările de săruri de potasiu și magneziu.

Metoda adaptată în condițiile unei prospecțiuni hidrogeochimice de suprafață a fost confirmată de lucrările miniere de la Tazlău.

BIBLIOGRAFIE

- Athanasiu S. (1912). Discuții asupra existenței sărurilor de potasiu în România. *D. S. Inst. Geol. Rom.* III.
- Bandrabur T., Opran, G., Mocanu V., Mocanu Maria (1964). Cercetări hidrogeologice în vederea stabilirii prezenței sărurilor de potasiu în regiunea Bălțătești—Nechitu. *An. Com. Geol. Rom.* XXXIV, 2.
- Korenevski S. M., Gorkun O. P., Roller A. V., Sleimovici R. E. (1960). Perspectivele prezenței potasiului pe suprafetele din avanfosa precarpatică. *An. rom. sov. (Geol.-Geogr.)* 2 — Traducere.
- Mirăuță O., Mirăuță Elena (1964). Structura geologică a molasei miocene dintr-o Bistriței și Tazlău. *D. S. Com. Geol.* XLIX (1961—1962), 1.
- Mrazec L. (1912). Discuții asupra existenței sărurilor de potasiu. *D. S. Inst. Geol. Rom.* III.
- Poni P. (1900). Fapte pentru a servi la descrierea mineralologică a României, *Acad. Rom., Mem. Secț. Științ.* Seria II-a, XXII.

INTERPRÉTATIONS DES RÉSULTATS OBTENUS PAR LA MÉTHODE HYDROGÉOCHIMIQUE DE PROGNOSÉ DES SELS DE POTASSIUM

PAR

N. GEAMĂNU, VERONICA GEAMĂNU, N. NĂSTASE, I. LAZU, P. LUNGU,
I. OCHEA

(Résumé)

On emploie la méthode hydrogéochemique de prognose des sels de potassium et magnésium dans les prospections des évaporites simultanément aux méthodes géologiques et géophysiques qu'elle complète par des précisions sur l'existence de l'ion K^+ sous la forme de minéraux stables dans la masse des accumulations de sel.

La méthode comporte des travaux en terrain qui tentent d'élucider le très difficile problème de la circulation des eaux dans les complexes lithologiques pélito-aleuritiques fort tectonisés pour la plupart, qui représentent des dépôts lagunaires finals, souvent à évaporites. Ce complexe de travaux comprend aussi des essais chimiques de terrain destinés à mettre en évidence, par un indicateur chimique très sensible (tétraphén-nil-bohr) la présence de l'ion de potassium et sa distribution dans les eaux qui jaillissent après une circulation souterraine plus ou moins longue.

Pour interpréter les résultats des analyses chimiques on a adapté aux conditions des prospections hydrochimiques de surface une méthode soviétique (S. M. Korenevski et al. 1960) qui n'a été appliquée jusqu'ici qu'à des saumures fortement minéralisées provenues des forages et sur lesquelles les eaux superficielles à minéralisations réduites n'avaient pas agi.

Les scientifiques soviétiques se sont étayés de la prémissse que les gisements de sels de sodium et de potassium se sont formés par concentration de l'eau de mer en représentant — par graphique — la variation de quelques rapports entre ions

$$\left\{ \frac{Cl}{Br}, \frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ions}}, \frac{Mg \cdot 10^2}{Cl}, \frac{SO_4 \cdot 10^2}{Cl} \right\}.$$

En calculant ces mêmes rapports pour les eaux naturelles et en les comparant aux graphiques de leur variation de concentration de l'eau marine, on peut présumer sur l'existence des sels de potassium et de magnésium dans une région.



Les critéria de prognose sunt les suivants :

A) Valeurs des coefficients indiquant la présence des sels de potassium :

$$\frac{Cl}{Br} < 1200 ; \frac{K \cdot 10^3}{\sum \text{ions}} > 10 ; \frac{Mg \cdot 10^2}{Cl} > 1,25 ; \frac{SO_4 \cdot 10^2}{Cl} \text{ avec } 1,5-2$$

unités au-dessus de la courbe pointillée sur le graphique.

B) Valeurs des coefficients indiquant une position intermédiaire :

$$1500 > \frac{Cl}{Br} > 1200 ; 6 \frac{K \cdot 10^3}{\sum \text{ions}} < 10 ; 1,25 > \frac{Mg \cdot 10^2}{Cl} > 1 ; \text{ et } \frac{SO_4 \cdot 10^2}{Cl}$$

au-dessus de la courbe pointillée à moins de 1,5 unités.

C) Valeurs des coefficients qui n'indiquent rien sur la présence des sels de potassium :

$$\frac{Cl}{Br} < 1500 ; \frac{K \cdot 10^3}{\sum \text{ions}} < 6 ; \frac{Mg \cdot 10^2}{Cl} < 1 ; \frac{SO_4 \cdot 10^2}{Cl}$$

au-dessus de la courbe du graphique.

En rapportant ces données d'analyse à la géologie et hydrogéologie de la région les auteurs ont rédigé une carte de prognose concernant les accumulations de sels de potassium de la région ; ils y ont mis en évidence : des anomalies de lessivage direct ; des anomalies tectoniques ; des anomalies de contamination.

Les anomalies de lessivage direct sont provoquées par les eaux souterraines qui circulent et affleurent dans les formations salifères. Elles offrent le plus grand intérêt pour les futurs travaux d'exploration.

Les anomalies tectoniques sont la conséquence des apparitions d'eaux à concentrations anomalies disposées le long d'un accident tectonique ou dans son voisinage ; elles fournissent des renseignements sur les dépôts de sels du sous-sol.

Les anomalies de contamination apparaissent d'ordinaire dans les formations quaternaires (terrasses, luncas) et n'offrent guère d'intérêt.

Les divers types d'anomalies ont été vérifiés sur des zones où l'existence des sels de potassium est certaine, et on a constaté la parfaite concordance entre les données de la prospection hydrochimique de surface et celles fournies par les travaux miniers.



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte de l'anomalie hydrogéochimique de Tazlăul Mare

1, Quaternaire ; 2, Helvétien (horizon grisâtre) ; 3, Miocène inférieur : a, horizon rouge (couches de Tescani) ; b, formation salifère inférieure ; 4, Oligocène ; 5, faille, contact diapir ; 6, limite entre formations ; 7, échantillon d'eau ; 8, limite des zones anomalies contournées à partir des rapports ; 9, limite de la zone anomale informative contournée à l'aide du réactif Kalignost.

Planche II

Carte de l'anomalie hydrogéochimique de Rețeni-Schitu Frumoasa

1, Quaternaire ; 2, Helvétien : a, Helvétien supérieur ; b, Helvétien inférieur ; 3, faille ; 4, limite entre les formations ; 5, échantillon d'eau ; 6, limite de la zone anomale contournée à partir des rapports ; 7, limite de la zone anomale contournée à l'aide du réactif Kalignost.



DETERMINAREA COLORIMETRICĂ A STANIULUI ÎN ROCI ȘI MINEREURI¹⁾

DE

A. KIZYK²⁾

Abstract

Colorimetical Determination of Tin in Rocks and Ores. The determination of tin in rocks and ores by means of the coloured complex obtained with the phenyl-fluoron reagent in the presence of the tin is presented. The modes of disintegration, the separation of the interference elements and the necessary conditions for the carrying out the colorimetical reaction were studied.

Istoric. Determinarea cantităților mici de staniu se face în general prin metode colorimetriche. Dintre acestea unele folosesc proprietatea reducătoare a SnII față de indicatori redox. Aceste metode însă sunt puțin precise și nu permit dozarea unor cantități mici de staniu. Metoda cu „Dithyol” (Toluen — 3,4 — dithiol) prezintă dezavantajul unei slabe stabilități a reactivului, reacția fiind și puțin selectivă.

Rezultate bune au fost obținute cu fenil-fluoron (2, 3, 7-trihydroxy-9-phenyl-6-fluoron), care formează cu staniu un complex colorat portocaliu. Această reacție a fost studiată de unii cercetători și apoi folosită la determinarea colorimetrică a staniului.

Astfel C. L. Luke (1956) a elaborat metoda pentru determinarea spectrofotometrică a staniului în aliaje de plumb și antimoni. Staniu se separă în prealabil prin extractie cu carbamat-chloroform și reacția colorimetrică se efectuează la pH 1,8, stabilizată cu gumă arabică în mediu tampon de acetat-acid acetic. Absorbția se determină la 510 μm imediat după efectuarea reacției colorimetriche. Roy L. Bennett și Hilton A. Smith (1959) au stabilit că la pH 3,8 cele mai bune determi-

¹⁾ Comunicare în ședință din 25 februarie 1965.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecții, Calea Griviței nr. 64, București.



nări ale densității optice se fac la $530 \text{ m}\mu$. Extincția se măsoară la $10'$ după efectuarea reacției, colorația fiind stabilă cca $30'$.

Pentru determinarea staniului în fero-molibden a fost elaborată o metodă de către E. V. Silaeva și V. Kurbatova (1961). Autorii separă staniul de elementele însotitoare sub formă de acid metastanic și efectuează reacția colorimetrică în mediu tampon de acetat-acid acetic. Densitatea optică este stabilită fotocolorimetric pe intervalul de $500 - 530 \text{ }\mu\text{m}$.

După acești cercetători principalele elemente de interferență sunt Ge^{IV} , Zr^{IV} , Fe^{III} , Mo^{VI} , Sb^{III} .

Rezultatele bune obținute cu fenil-fluoron la dozarea colorimetrică a staniului în aliaje, au determinat experimentarea acestei metode în vederea adaptării ei la roci și minereuri.

Partea experimentală

Ca aparatură s-a folosit un fotocolorimetru FEK-M cu filtre de culoare.

Ca etalon de staniu s-a luat o soluție clorhidrică cu un conținut de $5\gamma \text{ Sn}/\text{ml}$.

Reacția colorimetrică s-a efectuat în mediul tampon de acetat-acid acetic, complexul fiind stabilizat cu gelatină.

Experimentări colorimetrice. Încercările preliminare au arătat că performanțele fotocolorimetrului permit sesizarea la limita inferioară a cca $0,2 \gamma \text{ Sn}/\text{ml}$ la cuva de 20 mm , obținând extincția cea mai mare pe filtru de culoare verde.

S-a constatat de asemenea că în mediu de acetat-acid acetic, complexul colorat se alterează destul de repede, fapt care îngreunează folosirea metodei în bune condiții. Aceste constatări au impus experimentări în vederea găsirii unor condiții prielnice unei stabilități mai bune a complexului staniu-fenil-fluoron.

În acest scop s-a studiat desfășurarea reacției colorimetrice în soluții de acid clorhidric de diferite concentrații.

La patru probe etalon, conținând fiecare cîte $50 \gamma \text{ Sn}$, s-a adăugat soluție de NaOH 20% în prezența indicatorului fenolftaleină pînă la reacția alcalină. S-a adăugat apoi HCl 5 N exact pînă la virarea indicatorului și apoi la fiecare probă un exces de $1,0 \dots 4,0 \text{ HCl}$ 5 N. După adăugare de 1 ml soluție de gelatină 1% s-a efectuat reacția colorimetrică cu 2 ml soluție de fenil-fluoron 0,05%, completîndu-se cu apă la un volum total de 50 ml .



Extincțiile s-au citit din oră în oră, pe filtru de culoare verde, folosind cuva de $20 \mu\text{m}$.

TABELUL 1

Desfășurarea reacției colorimetrice în soluții de acid clorhidric de diferite concentrații

$\gamma\text{Sn}/50$ ml	HCl 5 N ml	Extincția						
		1 oră	2 ore	3 ore	4 ore	5 ore	6 ore	24 ore
50	1.0	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48
50	2.0	0,43	0,44	0,45	0,46	0,46	0,46	0,46
50	3.0	0,36	0,41	0,42	0,42	0,42	0,42	0,43
50	4.0	0,29	0,35	0,37	0,38	0,39	0,39	0,41

Rezultatele acestor experimentări arată că atât viteza de reacție precum și concentrația complexului la echilibru final scad pe măsură ce concentrația în acid clorhidric crește. După 24 ore toate soluțiile erau limpezi, dovedind o stabilitate bună și îndelungată a complexului staniu-fenil-fluoron. Pe baza acestor rezultate s-a fixat aciditatea mediului de reacție la 1 ml HCl 5 N/50 ml, care permite determinarea extincției după cel puțin 1 oră, complexul fiind stabil mai bine de 24 ore.

Pentru întocmirea curbei colorimetrice s-au folosit soluții etalon cu $10,0\dots70,0 \gamma \text{ Sn}$, efectuându-se reacția în modul arătat. Extincțiile au fost citite după 2 și 5 ore.

TABELUL 2

Rezultatele experimentale pentru întocmirea curbei colorimetrice

Soluție etalon : $5\gamma \text{ Sn}/\text{ml}$. Aciditatea 1 ml HCl 5 N.

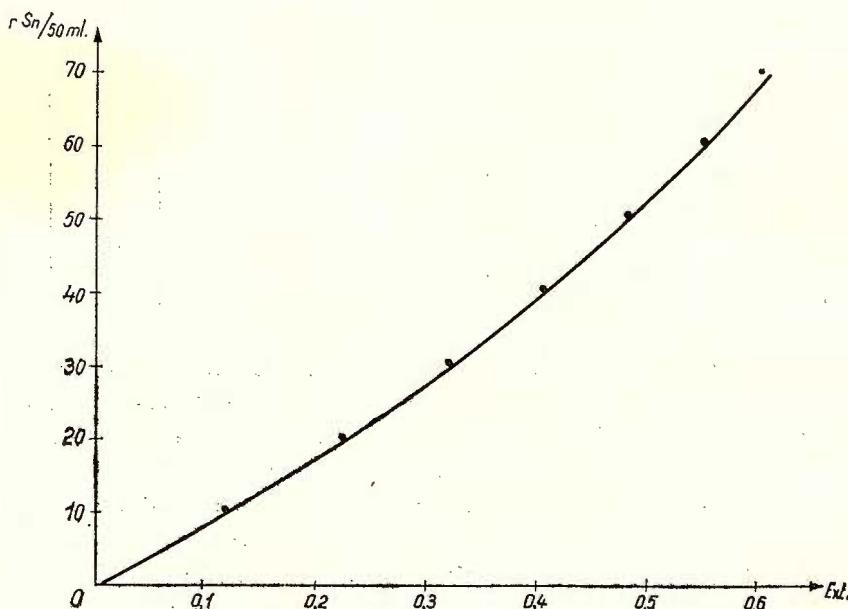
Volum total 50 ml. Filtru de culoare verde.

Cuva 20 mm. Soluția de referință : martor de reactivi.

Soluție etalon ml	γSn	Extincția		
		2 ore	5 ore	media
2.0	10	0,12	0,12	0,120
4.0	20	0,22	0,23	0,225
6.0	30	0,32	0,32	0,320
8.0	40	0,40	0,41	0,405
10.0	50	0,48	0,48	0,480
12.0	60	0,55	0,55	0,550
14.0	70	0,61	0,60	0,605



Curba colorimetrică întocmită pe baza acestor rezultate este arătată în figura de mai jos. Ea permite o bună folosire pînă la un conținut de $60 \gamma \text{ Sn}/50 \text{ ml.}$



Experimentări de dezagregare. S-a experimentat topirea cu un amestec de carbonat de sodiu și sulf, care asigură trecerea în soluție a staniului ca sulfosare, separîndu-se în același timp numeroase elemente ce pot influența reacția colorimetrică.

Ge, Mo și Cu trebuie separate înainte de a se face dezagregarea prin topire. Pentru aceasta se face o dezagregare la cald cu acid azotic și clorhidric, cînd Ge se volatilizează. Prin precipitare Sn ca hidroxid cu amoniac se realizează separarea lui de Cu și Mo. După filtrare reziduul este dezagregat prin topire cu carbonat de sodiu și sulf.

Pentru trecerea staniului din combinația de sulfosare într-o formă adecvată efectuării reacției colorimetrice, s-a experimentat oxidarea lui atît în mediu de acid clorhidric prin tratare cu perhidrol la cald cît și oxidarea la rece în mediu alcalin.

Mersul analizei

Reacțivi:

Acid clorhidric 5 N



Amestec de carbonat de sodiu și sulf 1 :1 fin pulverizat

Soluție de gelatină 1% proaspăt preparată

Soluție de fenil-fluoron: 0,05 g fenil-fluoron se dizolvă la cald în 50—60 ml alcool etilic și 0,5 ml HCl conc. Se aduce la semn cu alcool etilic într-un balon cotat de 100 ml.

Soluție etalon de staniu: se dizolvă 0,0567 g SnO în cca 20 ml HCl 5 N și se aduce cu apă la semn într-un balon cotat de 500 ml.

Această soluție conține 100 γ Sn/ml. Prin diluare potrivită se prepară o soluție cu un conținut de 5γ Sn/ml.

0,5—1,0 g minereu fin pulverizat se tratează într-un pahar de laborator cu 10 ml acid azotic conc. și 20 ml acid clorhidric conc. Se evapora pe o baie de apă pînă ce rămîn cca 10 ml (SnCl_4 fiind volatilă la 140—150° soluția nu se va evapora la sec pe o baie de nisip).

Se diluează cu cca 100 ml apă, se adaugă 2—3 g clorură de amoniul și se precipită hidroxizii prin alcalinizare cu amoniac. Se filtrează printr-o hîrtie cu bandă neagră și se spală precipitatul în 2—3 rînduri cu apă caldă. Hîrtia de filtru cu precipitat se usucă într-un creuzet de porțelan și se calcinează apoi la bec. Rezidiul se fărâmițează bine cu o vergea de sticlă și se amestecă cu 5—6 g amestec de carbonat de sodiu și sulf. (În cazul cînd proba nu conține Ge, Mo sau Cu se va face direct topirea cu carbonat de sodiu și sulf).

Pentru ca dezaggregarea să se facă în bune condițiuni, creuzetul se așează cît mai adînc într-o baie de nisip, astfel ca nisipul să ajungă la cca 5 mm mai jos de marginea creuzetului. Se acoperă cu un capac de porțelan și se încălzește cu foc tare. După cca 20' amestecul sinterizează, trecînd apoi într-o topitură vîscoasă. Se continuă astfel dezaggregarea încă cca 15'.

Topitura se dizolvă apoi la cald în cca 150 ml apă și se aduce împreună cu ganga într-un balon cotat de 250 ml, completîndu-se cu apă pînă la semn.

După omogenizare soluția se filtrează printr-o hîrtie de filtru uscată cu bandă albastră și din filtrat se măsoară o cotă parte de 50—100 ml într-un pahar de laborator. Se adaugă 20 ml soluție de hidroxid de sodiu 20% și se așează paharul într-o capsulă cu apă rece. Se adaugă apoi perhidrol cîte 2—3 ml la intervale de 1—2' pînă ce din soluție se degajă bule de oxigen. Se încălzește apoi soluția la fierbere timp de 4—5' pentru îndepărtarea oxigenului. Soluția limpede și incoloră se aduce după răcire într-un balon cotat de 100 ml sau 250 ml, completînd cu apă pînă la semn.

Oxidarea cu perhidrol se poate face și în mediu acid. Pentru aceasta o cotă parte din filtrat se tratează cu 5—10 ml perhidrol și se acidulează

cu acid clorhidric. Se fierbe pînă la limpezire și după răcire se filtrează într-un balon cotat de 100 ml sau 250 ml.

Pentru efectuarea reacției colorimetrice se ia o cotă parte potrivită, eventual și un multipul de 5 a acesteia și se introduc în baloane cotate de 50 ml. Se adaugă indicatorul fenolftaleină și apoi HCl 5 N exact pînă la virarea indicatorului. Se acidulează apoi cu un exces de 1,0 ml HCl 5 N și se aduce cu apă pînă aproape de semn. Se adaugă 1 ml soluție de gelatină 1% și se agită bine. Se lasă să stea 2–3' pînă ce spuma formată a dispărut și se adaugă apoi 2 ml soluție de fenilfluoron. Se omogenizează imediat, se completează cu apă pînă la semn și se omogenizează din nou.

Extincția se citește după cel puțin 1 oră.

Întocmirea curbei colorimetrice

Se măsoară din soluția etalon de staniu cote cu un conținut de 10,0 ... 70,0 γ Sn și se introduc în baloane cotate de 50 ml. Se adaugă indicatorul fenolftaleină și se alcalinizează slab cu soluție de NaOH 20%. Se adaugă HCl 5 N pînă la virarea indicatorului și apoi încă un exces de 1,0 ml. Se aduce cu apă pînă aproape de semn și se efectuează reacția colorimetrică în modul arătat.

Pentru soluția de referință se măsoară 1–2 ml HCl 5 N într-un balon cotat de 50 ml, se diluează cu puțină apă și se efectuează reacția colorimetrică cu reactivii folosiți.

Extincția se citește după cel puțin 1 oră la 510–530 μm.

Metoda a fost verificată prin aplicarea întregului procedeu analitic pe probe etalon sintetice. Ca matrice liberă de staniu s-a folosit o

TABELUL 3

Rezultatele determinărilor de staniu din probe etalon sintetice

g probă	g Sn adăugat	g Sn % teoretic	g Sn % găsit	Diferență
1.000	0,0002	0,020	0,019	-0,001
1.000	0,0005	0,050	0,053	+0,003
1.000	0,001	0,100	0,097	-0,003
1.000	0,003	0,300	0,288	-0,012
1.000	0,005	0,500	0,490	-0,010



probă de minereu de la Moldova Nouă, adăugindu-se la 1 gr material luat la analiză diferite cantități de etalon de staniu.

Prin această metodă se pot determina la limită inferioară cca 0,01 g% staniu, efectuarea analizei necesitând 4—5 ore.

BIBLIOGRAFIE

- Bennett R. L., Smith H. A. (1959). Spectrophotometric Determination of Tin with Phenylfluorine. *Anal. Chem.* 31, 1441. Washington.
- Luke C. L. (1956). Photometric determination of Tin with Phenylfluorine. Determination of Tin in Lead and 1% Antimony-Lead Alloys. *Anal. Chem.* 28, 1276. Washington.
- Silaeva E. V., Kurbatova V. I. (1961) Determinarea staniului în feromolibden. *Zavod. Lab.* 27, 1462. Moscova.

DÉTERMINATION COLORIMÉTRIQUE DE L'ÉTAIN EN ROCHES ET MINERAIS

PAR

A. KIZYK

(Résumé)

On y décrit la détermination de l'étain en roches et minéraux à partir du complexe coloré que l'on obtient en présence de l'étain avec le réactif phénil-fluoron. On a étudié les modalités de désagrégation, la séparation des éléments d'interférence et les conditions requises par la réalisation de la réaction colorimétrique.





Institutul Geologic al României

**EXPERIMENTAREA METODEI BIOGEOCHIMICE
ÎN PROSPECTAREA ZĂCĂMINTELOR DE URANIU¹⁾**

DE

OLIMPIA MAMULEA, O. BURACU²⁾

Abstract

Experimenting the Biogeochemical Method in Prospecting of the Uranium Deposits. The results of the experimenting of the biogeochemical method in prospecting of the uranium deposits are presented in the paper. The methods used in the prospecting field and in the laboratory are described. The results obtained are interpreted as a function of the local geological conditions.

În ultimul timp lucrările geologice de identificare a noi zăcăminte de minereuri radioactive au căpătat un avînt considerabil. Pentru rezolvarea acestor probleme, în afara prospectiunii geologice directe limitată la deschideri naturale și a metodelor radiometrice a căror importanță este unanim recunoscută, în ultimul timp se acordă o deosebită importanță lucrărilor de prospectare geochemicală. În acest sens au fost inițiate și în țara noastră lucrări experimentale pentru prospectarea zăcămintelor de uraniu, urmărind dozarea acestui element în probe de sol, ape și plante.

Posibilitatea folosirii acestei metode de prospectare a pornit de la o serie de constatări privind modul de comportare a uraniului în timpul procesului de transformare a rocilor ce conțin minerale uranifere. Prin alterarea acestor minerale se formează oxizi de uraniu hidratați destul de solubili, ce sunt reținuți în mică parte în sol, de către argilele bogate în hidroxizi de Fe, Al, Mn, în timp ce cea mai mare parte a uraniului este prezent în soluții sub formă de săruri bazice ce conțin ioni de U și care intră în circuitul hidrogeologic general. Ioni de uraniu reținuți în sol, sunt la rîndul lor solubilizați și îndepărtați de apele descendente și de șiro-

¹⁾ Comunicare în ședință din 18 decembrie 1963.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecțuni, Calea Griviței nr. 64, București.



ire sau sănătății de plante. Ca urmare, s-a ajuns la concluzia că zăcămintele de uraniu nu pot fi prospectate cu ajutorul metodei geochemice prin intermediul analizei chimice executate asupra probelor de sol, ape sau plante, colectate din regiuni în care roca purtătoare de minereu este acoperită de formațiuni secundare. Încercări de prospecțiuni geochemice de uraniu au fost executate și la noi în țară, dar rezultatele obținute pentru determinarea conținutului de uraniu în sol și ape nu au condus la obținerea unor date satisfăcătoare. Astfel, s-a constatat că într-un sector în care se cunosc mineralizații de uraniu localizate la cca 20 m adâncime, datorită levigării, acest element nu apare în sol, nici măcar ca urme. Aceleași rezultate negative au fost obținute și în prospectarea hidrogeochemicală, prin analizarea unor probe de ape colectate din izvoarele situate în zona concentrațiilor de uraniu. Singura posibilitate de investigare în aceste cazuri o oferă prezența radonului, un gaz foarte solubil în apă, ce rezultă din dezintegrarea uraniului și care poate fi ușor detectat prin metode radiometrice.

Față de aceste încercări nereușite s-a trecut la experimentarea prospectării uraniului cu ajutorul metodei biogeochimice. Pentru aceasta s-a ales un sector unde lucrările miniere au stabilit existența unor mineralizații de uraniu localizate într-un complex de conglomerate și gresii metamorfotate de vîrstă permiană. Această metodă se bazează pe proprietatea plantelor de a reține în rădăcină, tulipină sau frunze, anumite elemente chimice ce intră în compoziția rocilor sau a solului. Cantitatea de ioni absorbiți de rădăcinile plantelor depinde de influența pe care o exercită asupra acestora mediul înconjurător (temperatură, umiditate, vînt, debitul apelor de suprafață și subterane, etc.). Conținutul metalelor în plante crește în funcție de concentrarea și adâncimea la care se află corpul mineralizat, de gradul de concentrare a soluțiilor de ioni metalici și de influența pe care o exercită asupra plantei compoziția chimică, capacitatea de absorbție și pH-ul solurilor și rocilor. Se constată că în general există o apropiere în ceea ce privește compoziția chimică a rocii și a plantelor din același sector, conținutul chimic obținut prin analizarea cenușei plantelor, reflectând în general conținutul chimic al rocilor. O mare influență asupra concentrării metalelor în plante, o are proprietatea de absorbție a solului.

Această proprietate constă în faptul că diversele particole coloidale cu sarcini electrice diferite pot absorbi și fixa ionii de semn contrar, aceștia fiind apoi greu de asimilat de către plante. Un rol de asemenea important în concentrarea metalelor în plante îl are pH-ul solului. Se constată că la un pH scăzut se acumulează în special cationii și mai puțin anionii diverselor săruri, în timp ce la un pH ridicat acest fenomen este invers.

Metoda de lucru pe teren

Prospecțiunea cu ajutorul plantelor se aplică fie prin identificarea unor plante indicatoare ce se dezvoltă preferențial în zone în care se găsesc concentrațiuni de anumite elemente — metoda geobotanică, fie prin analiza chimică a cenușei unor plante obișnuite ce se dezvoltă în zone presupus mineralizate — metoda biogeochimică. În literatura de specialitate se citează rare exemple de plante indicatoare pentru anumite combinații naturale ale uraniului (*Astragalus pattersonii*, *Oryzopsis mymenoides*) și care nu apar în zona cercetată de noi. Din această cauză pentru determinarea uraniului a fost folosită cenușa a diverse specii de plante ce fac parte din vegetația obișnuită a regiunii. În acest scop au fost colectate frunze de : stejar, fag, carpen și ferigă de-a lungul unor profile orientate perpendicular pe direcția de dezvoltare a zonei mineralizate. Distanța între cele două profile de pe același profil a fost de 20 m. Au fost alese mai multe genuri de plante pentru a trage concluzii dacă există o selectivitate în ceea ce privește acumularea uraniului. Menționăm că în prospecțiunea biogeochimică pot fi folosite în unele cazuri și rădăcinile sau tulpinile plantelor. Acestea sunt însă mai greu de colectat și prelucrarea lor pentru analiză este mai dificilă, diminuând substanțial randamentul metodei. Din aceste motive lucrările de prospectare ce au fost executate s-au bazat pe analiza de frunze. Colectarea frunzelor s-a făcut din arbori aproximativ de aceiași vîrstă și totdeauna de la aceeași înălțime de sol (cca 1 m), în aceeași zi după o ploaie de scurtă durată, precedată de o secetă de 5—6 zile. S-au ales aceste condiții pentru ca posibilitățile de acumulare ale uraniului să fie optime (diluție în sol minimă și evaporare în frunze suficient de mare). În același timp ploaia a contribuit la o curățire naturală a frunzelor de eventualele urme de praf care ar putea afecta rezultatele. S-a evitat astfel spălarea frunzelor în laborator cu apă decationizată ce ar fi putut duce la o scădere a conținutului de uraniu datorită solubilității mari a compușilor acestuia. Probele astfel colectate au fost uscate în aer, având grijă să nu sufere o contaminare.

Metoda de lucru în laborator

Pentru dozarea uraniului în cenușa plantelor s-a utilizat metoda cromatografică a lui Charles E. Thomson și S. W. Lekin aceeași ca pentru dozarea uraniului în roci și soluri.

Principiul metodei este următorul : ionul UO_2 se separă de Li, Na, K, Mg, Ca, Sr, Ba, Fe, prin migrarea selectivă ascendentă în amestec de acetat de etil și acid azotic. Pentru eliminarea interferențelor anionilor



PO_4 , Cl , F , SO_4 , proba se dezagregă cu o soluție saturată de azotat de aluminiu în acid azotic.

După separare spoturile sunt identificate cu o soluție $\text{K}_4\text{Fe}(\text{CN})_6$. Uraniul formează în aceste condiții complexul brun de forma $(\text{UO}_2)_x \text{K}_2\text{Fe}(\text{CN})_6$. Prin compararea culorii brune a complexului cu aceia a unei serii de etaloane cuprinse între 0,1—6 micrograme, se determină conținutul acestuia în proba analizată. Metoda poate fi aplicată la conținuturi de uraniu variind între 4—1200 p.p.m.

Dezagregarea rocilor silicatați. Se cîntărește un gram rocă fin divizată într-o capsulă de platin, și se tratează cu un amestec de acid fluorhidric și acid azotic. Se lasă în repaus 4 ore și apoi se evaporă la sec pe baia de apă. Rezidiul se trece cantitativ într-o eprubetă și se tratează cu 2 ml soluție de azotat de aluminiu în acid azotic. Se digeră timp de una oră pe baia de apă.

Dezagregarea solurilor. Deoarece solurile conțin materii organice, este necesară o îndepărțare prealabilă a acestora fie prin calcinare în cupitor la 450° — 500°C , fie la flacăra unui bec Bunzen. În acest caz proba calcinată se tratează direct în eprubetă cu 2 ml soluție de azotat de aluminiu în acid azotic și se procedează la fel.

Pentru dozarea uraniului în plante a fost necesară ca în primul rînd să se obțină cenușa acestora. În acest scop din proba uscată s-au cîntărit cca 50 gr. frunze fin măcinate și s-au calcinat timp de 8 ore în cupitor la 500° — 600°C , după îndepărțarea gudroanelor.

Dezagregarea cenușei plantelor. Deoarece cenușa conține cantități importante de carbonați, a fost necesar ca aceștia să fie îndepărtați prin tratare cu acid azotic diluat pînă la încetarea efervescenței. Rezidiul obținut, liber de carbonați, s-a evaporat pe baia de apă și apoi s-a procedat ca în cazul dezagregării rocilor silicatați.

Indiferent care ar fi proba de analizat, rocă, sol sau plantă, dozarea cromatografică se efectuează în același mod și anume: din soluția lîmpede obținută din dezagregarea probei cu $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$ în HNO_3 , se aplică o alicotă pe hîrtia cromatografică Wathmann nr. 1. Pentru probele cu conținut pînă la 240 p. p. m. (gr./t) uraniu, alicotă folosită a fost de 0,05 ml, iar pentru probele cu conținut mai mare, este de 0,01 ml. Hîrtia se rulează în formă de cilindru și se usucă într-un exicator pe clorură de calciu. După uscare se introduce într-un pahar ce conține amestecul solvent compus din: acetat de etil, acid azotic $d = 1,42$ apă, și se ține pînă ce limita de sus a solventului se ridică la 8 cm deasupra bazei hîrtiei. În acest moment se scoate hîrtia din pahar, se usucă și se pulverizează cu

ferocyanură de potasiu. Dacă uraniul este prezent se formează o pată brună $\text{Fe}(\text{CN})_6\text{K}_2\text{UO}_2$ la punctul cel mai înalt la care s-a ridicat solventul.

Trebuie menționat că există un grad de umezeală optim al hîrtiei la care uraniul se mișcă în fruntea solventului. Dacă hîrtia este prea umedă, uraniul rămîne în urma frunții solventului și dacă este prea uscat uraniul nu se mai mișcă sau se mișcă încet. Uscare excesivă a hîrtiei, după adăugarea alicotei, are drept rezultat ascunderea uraniului în bandă largă albastră a complexului de fier, deoarece fierul în acest caz, are o viteză de migrare ridicată. Se compară pata brună a complexului de uraniu obținut în alicota probei cu standardele preparate în același timp și în aceleași condiții.

Rezultate obținute

Rezultatele sunt trecute pe hărți geologice și interpretate în funcție de condițiile geologice locale.

Datorită faptului că în regiunea cercetată mineralizațiile de uraniu sunt asociate unor filoane cuprifere, în afara prospecțiunii geochimice de sol s-au efectuat și dozări de Cu în plante.

Din datele obținute se constată existența în sol a unei anomalii geochimice pentru Cu, marcată prin valori cuprinse între 60—450 p.p.m. Cu, ce contrastează net cu valoarea de fond a acestui element (cca 30 p.p.m. Cu). Analizele executate pentru determinarea cuprului în cenușa frunzelor de : fag, stejar, carpen, arată un conținut ridicat constant (100—212 p. p. m), ce se dezvoltă pe o zonă mai largă decât anomalia geochimică din sol. Două analize executate pentru determinarea cuprului în cenușa de ferigă arată un conținut mai mic decât în cenușa frunzelor de stejar, fag, carpen.

Analizele executate pentru determinarea uraniului în sol, arată lipsa acestuia în toate probele colectate. În același timp se constată prezenta ridicată a uraniului în cenușa plantelor, în zona ce corespunde conținutului anomaliei geochimice pentru cupru în sol (vezi tabelul).

În frunzele de stejar și fag colectate în afara zonei mineralizate, se constată lipsa totală a uraniului, în timp ce în cadrul ei, valorile pentru uraniu sunt cuprinse între 120—320 p.p.m.U. Se observă astfel deplina concordanță între anomalia uraniferă în plante și anomalia geochimică pentru Cu în sol, precum și aceea între anomalia biogeochimică pentru U și sursa mineralizată ce a provocat concentrarea acestui element în plante.

Deoarece anomalia biogeochimică pentru U corespunde cu zona în care lucrările miniere de explorare au identificat acumulări de minereu

TABEL

Rezultatele analizelor chimice executate asupra probelor de sol și plante, colectate în cadrul a două profile

N. prob.	Profilul I				Uraniu %				Cupru %				Profilul II				Cupru %					
	Uraniu %		Cupru %		Uraniu %		Cupru %		Fag		Stejar		Fag		Stejar		Fag		Stejar		Cupru %	
	Fag	Stejar	Carpen	Ferigă	Sol	Fag	Stejar	Sol	Fag	Stejar	Carpen	Ferigă	Sol	Fag	Stejar	Carpen	Ferigă	Sol	Fag	Stejar	Cupru %	
1						—	0,0176		0,0035					—	0,0152						0,0008	
2	0,0160					—	0,0212		0,0030	0,0240				—	0,0152	0,0128					0,0088	
3	0,0240					—	0,0128		0,0045	0,0320	0,0240			—	0,0176	0,0164					0,0072	
4	0,0240	0,0240				—	0,0128	0,0164	0,0035	0,0320	0,0120			—	0,0152	0,0128					0,0300	
5	0,0320					—	0,0152	0,0152	0,0060	0,0280	0,0120			—	0,0140	0,0100					0,0050	
6	0,0320	0,0320				—	0,0176	0,0164	0,0080	0,0160	0,0240			—	0,0176						0,0033	
7	0,0320	—				—	0,0164	0,0188	0,0450	—				—	0,0164						0,0047	
8	—	—				—	0,0188	0,0128	0,0250	—				—	0,0152						0,0040	
9	—					—	0,0176		0,0010					—							0,0140	
																					0,0084	
																					0,0047	



uranifer, se poate constata că metoda de prospectare biogeochimică dă rezultate pozitive în condițiile existenței unor mineralizații ce se găsesc în scoarță la adâncimi ce nu depășesc 20–30 m.

Importanța acestei observații apare și mai mult în evidență arătând că în sectorul cercetat au fost executate și prospecțiuni radiometrice în mai multe etape de către diferite unități geologice, fără a se obține rezultate satisfăcătoare.

În concluzie, se poate sublinia faptul că în prospectarea zăcămintelor de uraniu a căror extremitate superioară nu se află situată la adâncimi ce depășesc 20–30 m și care nu apar la suprafață datorită formațiunilor secundare acoperitoare, metoda biogeochimică poate furniza informații superioare celor obținute prin metoda de prospectare radiometrică, litochimică sau hidrogeochimică. Acest fapt indică necesitatea extinderii metodei biogeochimice în activitatea de prospectare a uraniului din țara noastră.

BIBLIOGRAFIE

- Ginsburg I. I. (1960). Principles of Geochemical prospecting. London.
- Vinogradov A. P. (1943). Principiile biogeochimice. Lucrările sesiunii jubiliare pentru comemorarea a 100 de ani de la moartea lui Docuceaev. Trad. I. rusă.
- Vinogradov A. P. (1954). Geochemie seltener und nur in Spuren vorhandener chemischer Elemente im Boden. Akademie Verlag. Berlin.
- Tkalici S. M. (1961). Indreptar practic pentru metoda biochimică de prospectare a zăcămintelor de minereuri. Editura tehnică.
- Rankama K., Sahama T. h. (1949). Geochemistry. Chicago. Edit.
- Roubault M. (1958). Géologie de l'uranium. Paris Edit.
- Thompson Ch. E., Lakin H. W. (1957). A field chromatographic method of determination of uranium in soils and rocks. A contribution to geochemistry. *Geological survey. Bulletin* 1036 L.

L'APPLICATION DE LA MÉTHODE BIOGÉOCHIMIQUE À LA PROSPECTION DES GISEMENTS D'URANIUM

PAR

OLIMPIA MAMULEA, O. BURACU

(Résumé)

Les auteurs présentent les résultats obtenus par l'application de la méthode biogéochimique à la prospection des gisements d'uranium. Ils expliquent le travail en terrain et les conditions de prélèvement des échan-



Institutul Geologic al României

tillons, ainsi que l'analyse des échantillons par la méthode cromatographique. Les résultats obtenus correspondent aux données géologiques d'un gisement connu parce que les anomalies biogéochimiques ont indiqué les zones à concentrations uranifères. On mentionne que, dans ce gisement, toutes les autres méthodes de prospection employées (radiométriques, émanométriques, lithochimiques) n'ont pas abouti.

Vu les résultats préliminaires obtenus, les auteurs proposent l'extension de la méthode biogéochimique dans la prospection des gisements d'uranium.



CONTRIBUȚII LA APLICAREA METODEI SPECTRALE
DE ANALIZĂ ÎN PROSPECTIUNEAL GEOCHIMICĂ¹⁾

DE

ALEXANDRINA ȘTEFĂNESCU, MELANIA ANUȘCA, I. AXINTOVICI²⁾

Abstract

Contributions to the Application of Spectral Analysis in Geochemical Prospecting. The paper presents spectral semiquantitative methods for the determination of Hg, Ba and Ge in soils. For geochemical prospecting the alternating current was used as an excitation source. Different burning conditions and apparatuses were used for each element. For Ge and Hg the sensibility of the method is of 1 p. p. m. By means of this method Ba is determined even in contents of only 1%.

Pentru punerea în evidență a aureolelor de dispersie secundară în soluri, ape și plante, în laboratoarele de Geochemie sunt necesare metode de analiză sensibile, economice și cît mai productive, având în vedere numărul mare de probe ce trebuie analizate.

O metodă modernă, folosită pe scară mondială în analizele geochemice de serie, este analiza spectrală de emisie, aplicată și în laboratoarele Întreprinderii Prospecțiuni pentru determinarea calitativă și semicuantitativă a urmelor de elemente în probe.

Scopul acestei expuneri este de a prezenta cîteva metode spectrale caracterizate prin condiții speciale de expunere, necesare fie pentru mărirea sensibilității (Ge, Hg), fie pentru înlocuirea unor metode chimice laborioase, prin procedee simple (Ba).

Principiul metodei. Analiza spectrală de emisie constă în determinarea unui element cu ajutorul spectrului său de emisie obținut prin excitarea acestuia într-o sursă convenabilă. Sursa de excitare folosită în laboratorul de Geochemie, este arcul de curent alternativ întrebuită în special pentru analiza pulberilor, (soluri, roci, minereuri, cenușile plantelor, etc.).

¹⁾ Comunicare în ședință din 24 februarie 1965.

²⁾ Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni. Sos. Kiseleff nr. 2. București.

Spectrele obținute sunt înregistrate pe plăci fotografice, iar concentrația elementului se determină prin compararea intensității unei linii caracteristice, cu intensitatea aceleiași linii dintr-un etalon preparat sintetic, având o compoziție asemănătoare cu a probelor de analizat. Măsurarea densităților de înegrire se face la microfotometru.

Determinarea Hg în soluri. Conținutul normal al Hg în sol, este de $1 \cdot 10^{-4}\%$ conținut ce nu poate fi determinat spectrografic în condiții de ardere normale. În acest sens, s-au studiat condițiile de lucru care să permită mărirea sensibilității metodei spectrale. Pentru aceasta s-au folosit electrozi de fier cu următoarele dimensiuni : $I = 25$ mm ; $\varnothing = 10$ mm ; H crater = 20 mm ; \varnothing crater = 6 mm. Capătul superior al craterului de fier este prevăzut cu un filet care să permită înșurubarea etanșe a unui vîrf de cărbune spectral prevăzut cu o capilară centrală de $\varnothing = 1$ mm. Drept contraelectrod se folosește un vîrf de cărbune spectral cu diametrul de 6 mm și cu vîrful ascuțit conic.

Modul de lucru. Se cintăresc 0,5 gr. probă fin pulverizată, se introduc în craterul de fier, se astupă cu un tampon de vată pentru a evita astuparea capilarei și se înșurubează vîrful de cărbune. Pentru a nu pierde căldura prin radiație, electrodul de fier se fixează într-un manșon de asbest. Arderea probei se face în curent alternativ de 12 A, cu o expunere de 2,5 minute la o deschidere a fantei de 6 microni, și o blendă de 2 mm. Spectrele probelor și a etaloanelor se înregistrează pe o placă sensibilă în ultraviolet. Linia analitică folosită pentru determinarea concentrației este Hg 2536, 52 Å.

Reproductibilitatea metodei a fost verificată prin determinări în dublu pentru o serie de probe ale căror rezultate sunt trecute în tabelul 1. De asemenea, rezultatele spectrale au fost comparate cu rezultatele obținute prin metoda colorimetrică în picătură (tabelul 2).

În medie, eroarea constatată este de 20 %, eroare ce satisface exigențele analizelor geochemice semicantitative.

Determinarea Hg s-a făcut la spectrograful U.V.Q. 24 — Karl Zeiss Jena, cu un domeniu spectral de 5.800—2000 Å și cu o dispersie liniară pentru lungimea de undă de 3000 Å de 13,5 Å/mm.

Determinarea semicantitativă a Ba în soluri

Analiza spectrală a Ba, constituie soluția cea mai comodă și sigură pentru determinarea acestui element, întrucât folosirea metodelor chimice prezintă dificultăți la separarea lui de calciu și stronțiu, cu care se găsește asociat ca urmare a valorilor apropiate a razelor lor ionice : Ca 1,06 Å, Sr 1,27 Å, Ba 1,43 Å.



TABELUL 1

Rezultatele analizelor spectrale semicanititative pentru Hg, executate în dublu pentru aceeași probă de sol

Nr. profilului și probei	Conținutul în Hg determinat spectral p.p.m.		Diferența + -
	1	2	
<i>Bz. 1</i>	— 2	12	- 10
	4	12	- 11
	6	8	- 7
	10	18	+ 20
	12	3	- 3
	18	6	+ 7
	40	15	- 12
<i>Bz. 2</i>	— 2	3	+ 5
	4	10	- 8
	6	12	+ 12
	8	20	- 18
	38	1	- 1
	40	< 0,8	< 0,8

TABELUL 2

Rezultatele analizelor spectrale semicanititative pentru Hg, comparativ cu rezultatele analizelor colorimetriche

Nr. profilului și probei	Hg determinat spectrografic p.p.m.	Hg determinat colorimetric p.p.m.	Diferența + -
<i>B.T. 81</i>	— 26	0,8	0
	52	0,8	+0,2
<i>B.T. 45</i>	— 1	0,8	+0,2
	3	0,8	0
<i>B.T. 49</i>	5	0,8	0
	7	0,8	0
<i>B.T. 42</i>	— 46	1	0
<i>B.T. 42</i>	— 45	2	-0,4
	1	0,8	+0,2
<i>B.T. 40</i>	2	0,8	0
	3	0,8	-0,2
<i>B.T. 40</i>	5	1	-0,2
	6	1	-0,2
<i>B.T. 40</i>	79	4	-0,8
	139	3	-0,2



Conținutul mediu al Ba în solurile analizate din şase perimetre diferite din țară este de 500 p.p.m. Dată fiind frecvența ridicată a acestui element în sol s-a studiat posibilitatea de determinare spectrală în sol a cantităților mai mari de 500 p.p.m. Ba, în vederea stabilirii anomalialor geo-chimice.

Din experiență, s-a văzut că liniile Ba la concentrații mai mari de 0,1%, prezintă fenomenul de autoabsorbție. Pentru înlăturarea acestui neajuns, provocat de concentrația ridicată a vaporilor de Ba în spațiul analitic, s-au cercetat diferite căi de remediere.

Soluția aleasă, a fost micșorarea cantității de probă introdusă în analiză prin folosirea unor electrozi de cărbune plați în locul electrozilor cu crater, folosiți în mod obișnuit în arderile spectrale. Electrozii plați duc la reducerea cantității de sol folosit în analiză și totodată supun contactului cu arcul de curent alternativ fiecare particulă din materialul analizat. Folosind această metodă de lucru, linia de Ba 4394,1 Å poate fi folosită și pentru concentrații de Ba de peste 0,1%.

Electrozii de cărbune folosiți au fost Su_{103} Ø 5 mm. Arderea s-a făcut la spectrograful cu trei prisme Karl Zeiss Jena, cu optică de sticlă, cu domeniul spectral cuprins între 3 600 – 10 000 Å și cu o dispersie liniară la 5000 Å de 47 Å/mm.

Condițiile de expunere au fost: 2,5 min. la 12 Å; distanța între electrozi 3 mm; blenda 1,2 mm deschiderea fantei = 2 microni.

Modul de lucru. Proba fin pulverizată în mojar de agat se analizează în dublu: o parte din materialul de analizat se introduce într-un electrod cu un crater de 3×5 mm. O altă parte din material se fixează cu o soluție de colodiu pe suprafața foarte bine șlefuită a electrodului de cărbune. Etaloanele având valorile 0,0013%, 0,0040%, 0,0120% și 0,0370% se introduc în electrozi cu crater; etaloanele de 0,1111%, 0,3333% și 1,0000% Ba se aplică pe suprafața electrozilor plați prin fixare cu colodiu.

După măsurarea înegririi liniei Ba 4394,1 Å, se examinează valorile pentru a stabili în ce grup de etaloane se încadrează și pe baza curbelor de etalonare trasate, se determină concentrațiile căutate.

Reproductibilitatea metodei s-a verificat prin efectuarea în dublu a analizelor pe o serie de probe sol. Datele obținute sunt trecute în tabelul 3.

Determinarea semicantitativă a Ge în soluri

Concentrația Ge în soluri este de $1 \cdot 10^{-4}\%$ (A. P. Vinogradov). Față de această concentrație redusă a Ge s-a căutat o metodă spectrală care să permită detectarea acestuia la conținuturi de 1 p.p.m.

TABELUL 3

Rezultatele analizelor spectrale semicantitative pentru Ba, executate în dublu, pe aceeași probă de sol

Nr. profilului și probei	Conținutul în Ba determinat spectral %		Diferență
	1	2	
Os. 59 — 2	0,1110	0,0850	-0,0260
4	0,4000	0,4000	—
6	1,0000	0,8000	-0,2000
8	1,0000	0,9000	-0,1000
10	1,0000	1,0000	—
12	1,0000	1,0000	—
14	1,0000	1,0000	—
16	1,0000	1,0000	—
18	1,0000	1,0000	—
20	1,0000	1,0000	—
22	1,0000	1,0000	—
24	1,0000	0,8000	-0,2000
26	0,8500	0,8000	-0,0500
28	1,0000	1,0000	—
30	0,5900	0,5500	-0,0400
34	0,1100	0,1100	—
36	0,3800	0,3000	-0,0800
38	0,1100	0,1100	—

Aparatul folosit pentru determinarea acestui element a fost spectrograful sovietic D.F.S. — 8, cu domeniul spectral cuprins între 2 000—10 000 Å și o dispersie liniară de 6 Å/mm. Prin folosirea acestui spectrograf s-a putut separa linia Ge 3039,1 Å de linia Fe 3039,3 Å.

Modul de lucru. La determinarea Ge în soluri, s-au stabilit două alternative de lucru.

Arderea se efectuează în cărbuni spectrali cu \varnothing 8 mm, având un crater de 6×5 mm, în care se introduce proba fin pulverizată. Contraelectrod s-a folosit un cărbune spectral plat. Proba se expune timp de 2 minute la 12 Å, la o deschidere a fantei de 15 microni și o blendă de 3,2 mm. Sensibilitatea metodei prin acest procedeu este de 0,0001% Ge. Din 12 expuneri a etalonului de 0,0001% Ge, a apărut net linia de 3039,1 Å de 12 ori.

La a doua variantă s-au folosit cărbuni spectrali cu \varnothing 6 mm, cu un crater de 4×4 mm. Drept contraelectrod s-a folosit un cărbune spectral plat. Proba este introdusă în amestec cu Sb_2S_5 în proporție de 2 : 1.



Condițiile de ardere au fost : timpul de expunere 2 minute la 8 Å ; deschiderea fantei 15 microni ; blenda de 3,2 mm. Sensibilitatea analizei este de 0,0001 % Ge. Din 15 expunerii ale etalonului de 0,0001 % Ge, linia de 3039,1 Å a apărut în aceste condiții de 15 ori.

Reproductibilitatea metodei s-a verificat atât pe etaloane cât și pe probe analizate în dublu obținându-se rezultatele trecute în tabelul 4.

TABELUL 4

Rezultatele analizelor spectrale semicantitative pentru Ge, executate în dublu pe aceeași probă de sol

Nr. profilelor și probei	Conținutul de Ge % determinat spectral		Diferența ±
	1	2	
St. 17 – 3	0,00012	0,00010	-0,2
5	0,00010	0,00010	—
7	0,00010	0,00010	—
9	0,00010	0,00010	—
11	0,00010	0,00010	—
13	0,00012	0,00010	-0,2
15	0,00014	0,00012	-0,2
25	0,00014	0,00012	-0,2

În afară de metodele expuse, în cadrul laboratorului de Geochimie, se folosește curent metoda spectrală semicantitativă pentru dozarea în soluri, în scopul prospectării geochimice a unor elemente ca : Cu, Pb, Zn, Ag, Co, Ni, Mo.

Metodele spectrale aplicate, prezintă o serie de avantaje față de metodele chimice și anume : sunt rapide, eliminând operațiunile preliminare de preparare a probei (dezagregare, trecere în soluție și separarea elementului care interesează) ; sunt economice, consumul de reactiv fiind foarte redus ; metodica de lucru foarte simplă ; se poate determina simultan un număr mare de elemente.

Analiza spectrală depinde însă de o serie de factori, care variază în timpul lucrului, ceace are o influență negativă asupra reproducibilității. Dintre aceștia, amintim în special instabilitatea sursei de excitare, calitatea plăcilor (granulația), procesul de developare, etc.

Cu toate aceste deficiențe, datorită avantajelor expuse, spectrografia se folosește pe scară largă în prospecțiunea geochimică, deoarece



rezultatele analitice furnizate, nu prezintă importanță din punct de vedere al valorii lor absolute ci al posibilității utilizării acestora în conturarea anomalilor geochemice.

BIBLIOGRAFIE

- A h r e n s L. H., T a y l o r S. R. (1961). Spectrochemical analysis. Second Edition. Pergamon Press. London — Paris.
- R u s a n o v A. K., A l e k s e e v a V. M., H i s t r o v V. H. (1960). Determinarea spectrală cantitativă a elementelor rare și disperse în minereuri și minerale. Gosgeoltehizdat. Moscova.
- I n d i c e n k o J. N. (1960). Analiza spectrală a substanțelor minerale. Editura Academiei de Științe U.R.S.S. Moscova.
- W i n o g r a d o v A. P. (1954). Geochemie seltner und nur in Spuren vorhandener chemischer Elemente im Boden. Akademie Verlag. Berlin.
- B o r o v i k - R o m a n o v a T. F. (1956). Determinarea analitico — spectrală a elementelor alcaline și alcalino-pământoase. Izdatelstvo — Akademii Nauk SSSR.

CONTRIBUTIONS À L'APPLICATION DE LA MÉTHODE SPECTRALE D'ANALYSE DANS LA PROSPECTION GÉOCHIMIQUE

PAR

ALEXANDRINA ȘTEFĂNESCU, MELANIA ANUȘCA, I. AXINTOVICI

(Résumé)

L'ouvrage présente des méthodes spectrales semiquantitatives pour la détermination du Hg, du Ba et du Ge dans le sol.

Pour le Hg on a utilisé des électrodes en fer qui permettent l'emploi, pour l'analyse, d'une plus grande quantité d'échantillon (0,5 gr), augmentant ainsi la sensibilité de la méthode spectrale à 1 p.p.m. d'Hg. Le spectrographe employé a été UVQ 24 Karl Zeiss Jena.

Pour le Ba, on indique l'emploi d'un électrode plate de charbon de Ø 5 mm dont l'échantillon à analyser est fixé par une solution de collodium, la quantité d'échantillon introduit dans l'analyse étant par là même réduite. On a employé un spectrographe à optique de verre Karl Zeiss Jena. La méthode permet le dosage du Ba à des concentrations de 1%.



Institutul Geologic al României

Pour le Ge, on indique deux variantes : a) l'emploi d'électrodes à \varnothing 8 mm ; b) l'emploi d'électrodes de \varnothing 6 mm, dans lesquels on introduit un mélange d'échantillons et de Sb_2S_5 (2 :1). Pour les deux variantes l'appareil employé est le spectrographe DFS-8 à grande dispersion. La sensibilité de la méthode est de 1 p.p.m.



PROSPECTIUNI SEISMICE DE REFRACTIE ÎN REGIUNEA HÎRȘOVA – VADU OII¹⁾

DE

S. SPINOCHE, ELEONORA SPINOCHE²⁾

Abstract

Seismic Refraction Prospecting in the Hirșova – Vadu Oii Area. — In the north-western part of the Central Dobrogea between Hirșova and Vadu Oii, seismic prospecting of the limit between the calcareous basement and the covering alluvial formations was carried out with the object of making evident, at the level of this limit, the eventual fracture zones which would constitute access ways toward the surface of thermal waters. The result points to a central lowground zone and a western raised zone of the calcareous basement and fault zone striking NE–SW at the level of the limit between the limestone and the alluvial beds.

Introducere

În cadrul prospectiunilor seismice de refracție din Dobrogea, în lunile octombrie și noiembrie 1964, s-au executat în zona lunca Dunării, între Hirșova și Vadu Oii, lucrări de seismică-refracție, cu scopul de a pune în evidență eventualele fracturi din fundament, care ar fi putut constitui căi de acces pentru apele termale semnalate în această zonă.

Zona prospectată este traversată de la nord la sud de pîrîul Puturoasa, a cărui apă are un puternic miros de sulf. În prezent albia pîrîului este dragă și apa Dunării este adusă în această albie, în vederea irigării regiunii.

Cu ocazia lucrărilor de săpare pentru temelia stației de pompare a apei Dunării în pîrîul Puturoasa, la adîncimea de 4–5 m au apărut izvoare termale, cu debite destul de mari. Analiza probelor acestor ape a indicat și mineralizarea lor. De aici interesul pentru valorificarea acestor

¹⁾ Comunicare în ședință din 27 februarie 1965.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecțuni, București, Calea Griviței 64.



ape termale și pentru eventuala lor existență și descoperire în alte locuri, unde temperatura și debitul lor ar putea fi și mai mare.

SUPRAFAȚA prospectată seismic este restrânsă ca întindere, de forma unui patrat cu latura de 4 km, și se află la jumătatea distanței dintre Hîrșova și Vadu Oii, fiind limitată la vest și sud de Dunăre.

Altitudinea medie a suprafetei prospectate este de 6 m.

Zona de lucru este acoperită în întregime de formațiuni cuaternare, care ajung la grosimi în jur de 100 m și care sunt constituite din loessuri și aluviuni recente. Fundamentul regiunii, după M. Chiriac, este constituit din sisturi verzi, deasupra cărora se găsesc formațiuni aparținând Jurasicului (Callovian-Oxfordian) și Cretacicului (Aptian-Albian), reprezentate în majoritate prin calcare.

Prospecțiunii seismice i-a revenit sarcina de a pune în evidență adâncimea și relieful limitei dintre aluviuni și calcare, cu scopul de a evidenția și accidentele tectonice referitoare la această limită.

Tectonica regiunii. Depozitele jurasice, dispuse discordant peste șiscurile verzi, mulează un relief preexistent și formează o zonă sinclinală — cu caracter de sinclinorium — orientată NW—SE, între Hîrșova-Tichilești-Gălbiori-Băltăgești-sud Topalu. Acest sinclinal se afundă în partea de NW pe sub aluviuni, către Dunăre.

În dealul Baroi M. Chiriac a identificat o falie, cu direcție aproximativ E—W, marcată printr-un contact de front între Callovian și Oxfordian.

Lucrările geofizice anterioare — datorită caracterului lor regional — nu aduc informații suplimentare despre tectonica acestei regiuni.

Profilul seismo-geologic. Prospecțiunea geologică a pus în evidență două unde refractate, una corespunzătoare complexului calcaros, a cărei viteză de limită este de 4 000—5 000 m/sec și alta corespunzătoare complexului aluvionar, cu viteză medie, la nivelul calcarelor, de 1700 m/sec. Existând deci un contrast de viteză $V_2/V_1 = 2,9$, limita calcare - aluviuni apare foarte netă pentru prospecțiunea seismică de refracție. Zona de viteză mici are o grosime de 3—7 m.

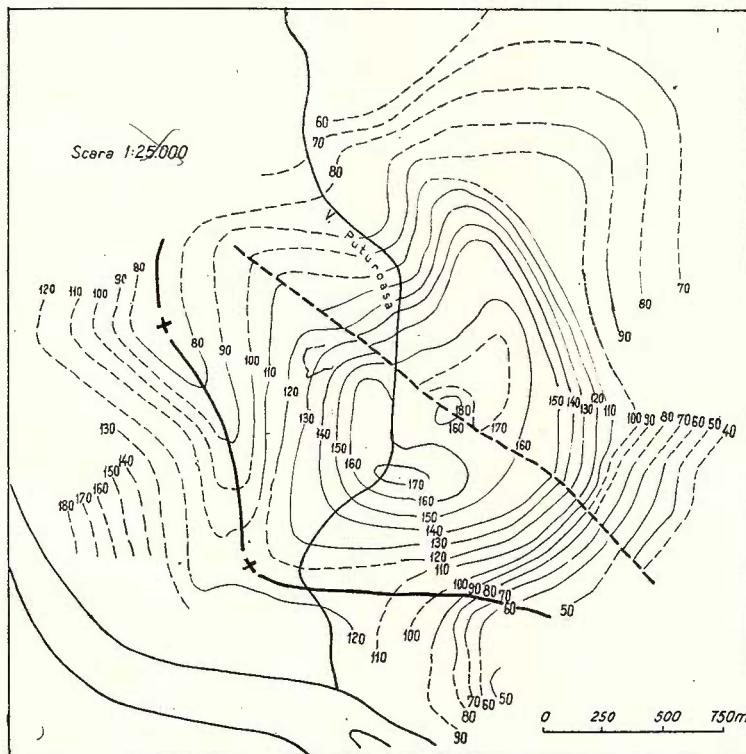
Aparatura și metodica de lucru

Aparatura folosită în lucrările de prospecție seismică de refracție a fost de fabricație ungurească, pentru frecvențe joase și anume o stație de tip G.M.G., cu 24 de canale și cu bandă de trecere cuprinsă între 16—120 Hz. Filtrele posibile au avut următoarele valori; 0,26,



32,42,57,70,95 Hz. Coeficientul de amplificare a fost de 105 db. Receptorii seismici au fost de tip 11 M, acordați pe frecvența de 8 Hz.

Legătura dintre punctul de explozie și stația seismică s-a efectuat cu stațiile de emisie – recepție de tip R.P.M.S., care au o putere de 1W.



Harta cu izobate la limita calcare-aluviuni a regiunii Hirșova-Vadu Oii.

Carte à isobates à la limite calcaires-alluvions de la région Hirșova-Vadu Oii.

Metodica de lucru. Condițiile de producere și receptie a undelor. Exploziile pentru generarea undelor au fost efectuate în sonde burate cu apă. Fiecare explozie a fost efectuată într-o sondă nouă, pentru a se îmbunătăți condițiile de producere a undelor. Adâncimea optimă de împușcare a fost de 28–30 m. Exploziile au fost produse cu trosul fulgi, folosindu-se cantități mici de exploziv, de ordinul a 0,1–10 Kg, rar întrebucințându-se 20–30 Kg. Indiferent de distanța față de punctul de explozie, la stația seismică s-a utilizat același filtru, 0–30 Hz. Distanța dintre receptorii seismici a fost de 20 m, iar mărimea profilelor de 2–4 Km, cu puncte de explozie doar la capete.

Sistemele de observație. Au fost executate doar profile longitudinale, în scopul de a descifra natura undelor înregistrate și de a obține date referitoare la caracterul cinematic și dinamic al undelor, în vederea construirii secțiunilor seismice. Aceste profile au fost trase perpendicular pe direcția stratelor.

Metodica de interpretare. Separarea undelor corespunzătoare diferențelor limite s-a efectuat folosindu-se criterii bazate pe studiul caracterelor cinematic și dinamice ale undelor. În acest sens, s-au comparat pentru diferite puncte de explozie particularitățile începutului undei pe seismograme, hodografii, graficele de amplitudine și formele de înscrriere ale undelor.

Identificarea undelor corespunzătoare uneia și aceleiași limite s-a făcut considerînd criteriile pentru cazul limitei orizontale : legarea undelor în punctele reciproce, apariția undelor în prime sosiri, egalitatea înclinării hodografiilor, etc.

Secțiunile s-au construit de la planul de referință + 6 m prin metoda cîmpurilor de timpi. Din valorile adîncimilor limitei obținute din secțiuni, s-a construit harta cu izobate.

Caracteristica generală a undelor înregistrate

După cum am văzut, au apărut pe seismograme două unde : prima undă (A) provenită de la complexul aluvionar și a doua undă (B) provenită de la complexul calcaros.

Unda A are viteze cuprinse între 1600—1800 m/sec și se urmărește atât în prime sosiri, cât și în sosiri ulterioare. Această undă apare de la locul exploziei și se urmărește în prime sosiri pe o distanță de 400—600 m, după care trece în sosiri ulterioare și se urmărește pînă la capătul profilelor.

Unda B, cu viteză aparentă de 4000—5000 m/sec, nu se urmărește în sosiri ulterioare, probabil din cauza intensității ei mici. De la 400—600 m de punctul de explozie, unda B trece în prime sosiri și se urmărește pe distanțe de 3—4 km. Pe unele dintre profile, această undă este interferată cu unde difractate, provenite de la zone de accidente tectonice.

Rezultatele lucrării

Pe cele nouă profile executate, s-au construit secțiuni prin metoda cîmpurilor de timpi, apoi s-au determinat valorile vitezei de limită pentru diferitele sectoare.



Adîncimea limitei calcare-aluviuni variază între 40 și 180 m, cele mai mari adîncimi fiind în centrul regiunii prospectate. Această zonă depresionară are pe margini adîncimi de 60—70 m, iar în centru 180 m. Se mai evidențiază o zonă de ridicare, situată la SW-ul zonei depresionare, adîncimile limitei calcare-aluviuni fiind aici de 80—120 m. Această zonă de ridicare este orientată NW—SE.

Valorile vitezei de limită sunt cuprinse între 4000—5000 m/sec și indică două lucruri importante : zonele coborîte au viteze de limită mai mici ; pe direcții diferite, vitezele de limită sunt diferite.

Diferențieri litologice nu pot fi puse în evidență prin studiul vitezelor de limită.

Cel mai interesant rezultat al lucrării seismice este că a pus în evidență la nivelul calcare-aluviuni, o zonă de accident tectonic, de o amplitudine mică, orientată NW—SE, de-a lungul căreia compartimentul estic este mai coborît cu cca 20 m.

Din studiile de amplitudine și frecvență, efectuate în anumite secțoare, cele mai reprezentative, au indicat în zona de falie, un nivel scăzut al amplitudinei și o zonă de salt al frecvenței.

Dacă accidentul tectonic pus în evidență prin prospecțiunea seismică reprezintă continuarea spre NW a faliei din dealul Baroi, descoperită în 1960 de către M. Chiriac și de-a lungul căreia vin în contact formațiuni calcaroase de vîrstă diferită (Bathonian + Callovian cu Oxfordianul) înseamnă că săritura faliei detectată seismic este mult mai mare de 20 m.

BIBLIOGRAFIE

- Ianovici V. și colab. Ghidul excursiilor. D. Dobrogea. 1961. Asoc. Geol. Carpatobalcanică.
 Simionescu I. (1910). Straturile jurasice dintre Hîrșova și Boasic. An. Inst. Geol. Rom. Vol. III, fasc. 1.

PROSPECTIONS SÉISMIQUES DE RÉFRACTION DANS LA RÉGION HÎRȘOVA — VADU OII

PAR

S. SPINOCHÉ, ELEONORA SPINOCHÉ

(Résumé)

Les auteurs présentent les résultats des prospections séismiques de réfraction entreprises en Dobrogea Centrale, dans la région de Hîrșova — Vadu Oii.

La surface restreinte, environ 16 km² de la zone prospectée, a été couverte par neuf profils de réfraction, orientés à peu près NE — SW.

Ces travaux ont été destinés à observer l'onde séismique provenue de la limite alluvions-calcaires, afin de mettre en évidence les éventuelles fractures du soubassement calcaire que les eaux thermales signalées dans la région auraient empruntées pour surgir.

Les résultats séismiques font ressortir une zone dépressionnaire centrale, où les profondeurs de la limite prospectée atteignent 180 m, entourée par des secteurs plus élevés dont la zone de soulèvement du SW des prospections se distingue surtout.

Le plus important résultat est la mise en évidence d'une zone d'accident tectonique, orientée NW — SE, qui passe dans le centre de la région et le long de laquelle la limite observée présente des dénivélations de 20 m au maximum.



PROBLEMA SOLURILOR FOSILE ÎNGROPATE
CU PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA DOBROGEI SUDICE¹⁾

DE

ANA CONEA²⁾

Abstract

On Buried Fossil Soils (with a special reference to the South Dobrogea). The first part of the paper presents several general observations. In the second part several Quaternary profiles situated in the South Dobrogea are discussed (4 of these profiles have already been described, 1 has not yet been described-fig. 2). In all these profiles there are three or four strips of buried soils which usually are made up of two kinds of soils. Chernozems and Forest soils were identified, the last ones presenting various stages of evolution. These buried soils are formed on loess having a similar mineralogical composition (see table 1). In the five sections which have already been discussed, the first strip of soils (the first under the present soil) is made up either of a weakly developed Forest soil and Chernozem or only of a Forest soil or Chernozem. The second strip is made up either of one or two Forest soils (weakly or moderately developed) and a Chernozem or of two Forest soils. The third strip is made up of a very well developed Forest soil and a Chernozem. In accordance with G. Haase (1963) and other researchers this last strip is considered to be an interglacial one (R-W). The other two represent the two interwürmian strips. The lower strips of the section, which are made up of soils with the pseudogleyed B horizon and with a very fine texture are supposed to be originated in Mindel-Riss interglacial. As a result of the ascertained facts, we come to the conclusion that in South Dobrogea well formed and preserved buried soils which may serve as a comparative term in studying other similar formations are to be found.

Studiul Cuaternarului a preocupat și preocupa, în egală măsură, pe cercetători din diferite domenii: geologi, geografi, pedologi. Fiecare urmărind și exprimând în studiile întreprinse punctul de vedere al disciplinei pe care o reprezintă și folosind metodele de cercetare proprii poate ajunge la rezultate care să confirme sau să completeze pe cele ale colegului de altă specialitate. În puține probleme colaborarea între geologie șipedo-

¹⁾ Comunicare în ședință din 25 februarie 1965.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecții. Calea Griviței nr. 64, București.



ologie se impune cu atită necesitate și rezultatele colaborării pot să fie atit de fructuoase, ca în problema studiului depozitelor cuaternare. Progresele realizate în acest domeniu în Europa centrală se explică în bună parte tocmai prin această colaborare.

Depozitele cuaternare reprezintă un obiect de studiu atit pentru geolog cît și pentru pedolog, pentru că ele reprezintă nu numai o formație geologică, ci constituie în același timp și materialul parental al solurilor actuale pe mari suprafețe. Frecvent, continuitatea pe verticală a acestor depozite este întreruptă de o serie de benzi, care reprezintă formațiuni pedogenetice fosile îngropate. Pe pedolog îl interesează așa dar aceste ultime formațiuni, ca obiect de studiu propriu disciplinei lui, iar stratele care despart solurile îngropate îl interesează, în egală măsură, ca formind materialul parental al acestor soluri. Solurile îngropate trebuie studiate în același mod în care sunt studiate și solurile la zi, ele păstrîndu-și intacte caracterele principale și reprezentînd o anumită fază în evoluția condițiilor bioclimatice din Cuaternar (G. M u r g o c i, 1912). Unele procese secundare, cărora pot fi supuse, nu modifică fundamental profilul de sol, ci cel mult îi adaugă sau sterg unele trăsături, care în cele mai multe cazuri pot fi ușor recunoscute ca nefiind contemporane formării solului respectiv. Nu sunt rare cazurile cînd solurile îngropate își păstrează profilul complet. În acest caz, morfologia profilului arată clar care au fost condițiile bioclimatice, în care s-a format solul. Comparînd apoi trăsăturile profilului de sol și ale stratului suprajacent se pot deduce modificările survenite în aceste condiții, modificări care au determinat întreruperea procesului de solificare și acumularea unui alt material într-un strat suprajacent.

Solurile îngropate pot prezenta însă și profile incomplete sau mai profund modificate. În cazul acesta a intervenit unul din procesele următoare :

1. *Eroziunea*. Solul a fost supus eroziunii, adică profilul lui a fost trunchiat, prin îndepărtarea unuia sau mai multor orizonturi. Eroziunea, indiferent de agentul care a provocat-o, s-a putut produce fie înainte de îngroparea solului (fiind deci contemporană cu acesta) și în acest caz ea afectează numai orizonturile profilului de sol, fie mai tîrziu, după ce solul a fost acoperit cu un alt depozit, și în acest ultim caz, ea poate să afecteze ambele formațiuni. Eroziunea slabă, uneori chiar puternică, în deosebi în profilele unor soluri bine evolute, prezintă o importanță mai mică, solul căruia îi lipsesc orizonturile superficiale putînd fi identificat și numai prin studiul orizonturilor inferioare. Eroziunea poate înlătura însă și complet profilul de sol, două depozite de acoperire de origini și cu caractere asemănătoare, putîndu-se prezenta cu un aspect de strat



continuu, în care nu mai pot fi deosebite ușor diferitele faze de depunere. Evident într-o cercetare trebuie ținut seama și de această posibilitate, spre a evita unele concluzii eronate.

2. *Alunecarea.* Solul a fost supus alunecării, proces ușor de recunoscut, fiindcă în acest caz orizonturile profilului de sol sunt deranjate, uneori întreg profilul fiind complet modificat, dar prezintând suficiente dovezi că a avut loc un proces mecanic de transformare. Trebuie precizat, ca și în cazul eroziunii, dacă alunecarea s-a produs în faza în care solul era la zi, și atunci studiul solului respectiv nu este cu nimic mai puțin important, solul putând fi urmărit ca strat, sau dacă alunecarea s-a produs mai târziu ducând la amestecarea profundă a unor strate diferite, în care e greu să mai reconstituie ceva.

3. *Solifluxiunea.* Afecțează în general orizonturile de suprafață, care îmbibate cu apă alunecă ușor pe un orizont inferior înghețat, chiar pe un relief în slabă pantă. Rezultă un material care conține fragmente grosiere antrenate pe pantă și care are o structură relativ foioasă. Poate forma deasemenea un relief caracteristic. Prezintă o importanță deosebită, fiind un indiciu sigur al existenței unui climat arctic. Asemenea fenomen a fost frecvent semnalat în solurile îngropate din domeniul periglaciar, din imediata vecinătate a ghețarilor.

4. *Carbonatarea secundară a unui sol îngropat.* În general nu modifică decât superficial morfologia profilului. Spre exemplu, în cazul unui sol silvestru, al cărui profil este caracterizat prin spălarea carbonațiilor la mare adâncime, o carbonatare secundară se recunoaște ușor prin prezența petelor de CaCO_3 pe fețele agregatelor structurale, aggregate care și păstrează formă, textura și, în mare măsură culoarea, specifice orizontului căruia aparțin. La un cernoziom, al cărui orizont A a fost sau nu inițial spălat de carbonați, dar care ca sol îngropat a putut fi recarbonatat prin spălarea carbonațiilor din stratul de deasupra, este mai greu de precizat în ce măsură carbonatarea este sau nu secundară. Aceasta este însă un fapt de minimă importanță, profilul de sol păstrându-și caracterele de cernoziom, deci de sol format în condiții bioclimatice de stepă.

5. *Suprapunerea de procese pedogenetice.* Duce la modificări mult mai importante în profilul de sol; în unele cazuri este foarte greu de identificat și de definit o asemenea suprapunere.

Materialul slab afectat (orizontul C) sau neafectat (orizontul D) de procesul de solificare este studiat ca și materialul parental al solurilor actuale, în comparație cu unele din caracterele lui fiind posibilă precizarea

relativă a duratei și intensității procesului de alterare în profilul solului format pe acest material.

Este indicat ca studiul solurilor îngropate să înceapă cu profile de sol neafectate sau slab afectate de vreunul din procesele menționate mai sus.

În deosebi loessul prezintă numeroase benzi de soluri îngropate, cele mai multe studii fiind efectuate asupra unor asemenea depozite în regiunile periglaciare.

Solurile (îngropate sau la zi) din loess se pot forma fie pe măsura depunerii materialului (soluri sinsedimentare, I. Lieberoth, 1964), fie după depunerea lui (soluri postsedimentare, id. ibid.). Solurile sinsedimentare sunt în general mai rare, discontinui și, în unele cazuri, imposibil de identificat, întrucât unei faze de depunere încetinită a materialului, supus paralel și unui proces de solificare, poate să urmeze o fază de intrerupere a sedimentării și de solificare postsedimentară. Solurile sinsedimentare se formează numai în cazul unei încetiniri a depunerii și sunt mai puțin evolute, întrucât se produc în condiții bioclimatice puțin modificate față de cele caracteristice sedimentării intense.

Solurile postsedimentare prezintă o importanță deosebită. Ele corespund unor perioade în care sedimentarea este practic întreruptă pentru o perioadă lungă sau foarte lungă de timp. În această categorie intră solurile interstadiale și interglaciare. Se formează pe suprafețe relativ liniștite, în condiții bioclimatice net diferite de cele din timpul sedimentării. Sunt soluri cu profil bine dezvoltat (în funcție de condițiile bioclimatice și de durată perioadei de liniște). O dată cu reînceperea sedimentării, ca urmare a schimbării profunde a condițiilor bioclimatice, solurile postsedimentare sunt acoperite de un alt loess, tranzitia între orizontul superior al solului și depozitul de deasupra făcându-se mai mult sau mai puțin abrupt (în general clar, frecvent abrupt și rareori treptat). Solurile actuale formate pe ultimul loess sunt soluri postsedimentare.

Solurile postsedimentare pot fi, la rîndul lor subdivizate, în soluri monogenetice și soluri poligenetice. Solurile monogenetice se formează în condiții bioclimatice care rămân aproximativ aceleași în timpul întregii perioade de solificare. Ca exemple de soluri monogenetice putem cita solurile actuale formate pe ultimul strat de loess depus. Ele prezintă orizonturi pedogenetice clare, așezate într-o succesiune normală. Solurile poligenetice sunt aceleia în care procesul de solificare, de durată foarte îndelungată, a avut loc în condiții bioclimatice diferite. Sunt profile în care solul mai vechi, nemaifiind acoperit de noi sedimente, constituie materialul parental al unui alt sol, corespunzător



alor condiții bioclimatice. În acest caz profilul prezintă unele caractere relicte, care aparțin primului proces de solificare și altele corespunzătoare noului proces. Asemenea soluri au, în general, profile dezvoltate pe o grosime mare și sunt caracteristice suprafețelor vechi de relief. Nu întotdeauna se pot deosebi însă caracterele relicte de cele actuale, după cum nu totdeauna se suprapun numai două procese de solificare. Există soluri care nu sunt numai poligenetice, ci care, pe drept cuvînt, pot fi denumite poligenetice¹⁾. În acest caz, problema e desigur mai complicată.

În orice caz, între solurile la zi, cele poligenetice sunt fără îndoială mai vechi decît cele monogenetice și nu sunt recunoscute asemenea soluri ca fiind formate pe depozite holocene²⁾. Evident, vîrstă este stabilită aici numai prin comparație, fiind subînțeleasă vîrstă relativă și nu cea absolută. Un indiciu prețios în stabilirea tot a vîrstei relative, este studiul gradului de alterare a materialului parental al solului, prin analize mineralogice. Solurile vechi și foarte vechi (ca solurile poligenetice în comparație cu cele monogenetice) prezintă un profil de sol în care se observă o intensă alterare a materialului. Este suficientă uneori numai consultarea și comparaarea datelor privind granulometria unor soluri și materiale parentale, pentru a aprecia vîrstă relativă și a stabili, care sol e mai vechi. Iar alteori însăși studierea macroscopică, a solurilor *in situ* indică diferențe în vîrstă relativă³⁾. În cazul studierii unor soluri îngropate, asemenea studiilor comparative sunt necesare pentru a separa, în primul rînd solurile interglaciare de solurile interstadiale. Solurile interglaciare se deosebesc printr-o alterare intensă a materialului pe care s-au format, dată fiind perioada lungă în care sedimentarea a fost întreruptă și în care s-a dezvoltat procesul de solificare. Nu se poate vorbi de un anumit tip de sol ca fiind oriunde și totdeauna interglacial; dar pe regiuni pot fi

¹⁾ Un exemplu tipic de soluri poligenetice, în profilul cărora se recunosc clar, cel puțin două faze de solificare, sunt solurile care acoperă, în mare parte Piemontul getic și partea nordică a Cîmpiei române de vest. Sunt așa numitele smoniți, smoniți podzolite și soluri podzolice cu orizont B negricios. În profilul acestor soluri se păstrează, ca relict, un orizont negricios, care se întâlnește începînd de la suprafață pe 120–140 cm la smoniți și din ce în ce mai subțire și mai în profunzime la smonițele podzolite și la solurile podzolice. Procesul actual de solificare este reflectat prin prezența unui orizont A_2 din ce în ce mai bine exprimat în profilele de sol menționate.

²⁾ E vorba de soluri cu profil evoluat, corespunzător anumitor condiții bioclimatice, care se modifică în ansamblu. Nu ne referim la soluri în care s-a modificat numai unul din factorii pedogenetici. Spre exemplu, înlocuirea vegetației naturale printr-o cultivată; sau tăierea pădurii și instalarea unei vegetații ierboase; sau modificarea regimului hidric, prin drenare, sau irigare etc.

³⁾ La soluri formate pe același material parental. În deosebi pe loess.

stabilite anumite tipuri de soluri caracteristice interglaciarelor. Astfel pentru Europa centrală (I. Lieberoth, 1964, p. 692) sunt indicate ca soluri interglaciare cele cu orizont B argilo-iluvial: solurile silvestre podzolite și podzolice, solurile pseudogleice. Solurile intersتابdiale se caracterizează prin profile cu mai slabă manifestare, corespunzătoare unui timp mai scurt și adeseori unor condiții pedogenetice diferite, a procesului de solificare. Pentru Europa centrală (id., ibid.) sunt citate ca soluri interstadiale, cele fără diferențiere texturală pe profil: cernoziomuri, soluri brune, soluri brune arctice, soluri gleice arctice, etc.

Studiile întreprinse în ultimii 10 ani au semnalat în diferite regiuni benzi complexe de soluri îngropate, adică formate nu numai dintr-un singur sol, ci din două sau mai multe soluri care se succed pe verticală. Aceste benzi sunt separate între ele prin strate mai groase de loess. Sunt cunoscute în literatura germană de specialitate sub numele de „Bodenkomplex” (termen introdus de J. Fink și F. Brandtner, 1954, în urma studierii solurilor fosile din regiunile acoperite cu loess din Austria) și „Pedocomplex” în studiile cercetătorilor cehi (Ložek și Kukla, 1959). Pentru asemenea benzi de soluri la noi în țară s-a folosit denumirea de „grupe de soluri” (M. Popovăț și colab., 1962)¹⁾. Grupe de soluri au fost descrise detaliat în Europa centrală și anume acele grupe caracteristice interglaciului R/W (fig. 1). Înțînd seama de solurile care intră în componența acestor grupe, a fost posibilă precizarea condițiilor bioclimatice proprii lor (G. Haase, 1963, p. 103). Astfel, pentru regiunile cu climat umed din Europa centrală este considerat caracteristic Linzer Bodenkomplex descris de J. Fink în Austria superioară (1954), sau Lomatzscher Bodenkomplex, descris de I. Lieberoth (1963) în mai mult de 20 profile în Saxonia. Este constituit dintr-un orizont B argilo-iluvial al unui Pseudogley, adesea dezvoltat pe un sol silvestru podzolic sau podzolit, acoperit de un sol arctic cu puternice manifestări de fenomene criergice (ultimul este format pe un depozit subțire de loess din Würmul vechi).

Pentru regiunile cu climat relativ uscat din centrul Europei este considerat caracteristic grupul de soluri descris de J. Fink (1956) sub numele de „Stillfrieder Komplex” și de F. Brandtner (1954, 1956)²⁾ sub numele de „Fellabrunner Komplex”, constituit dintr-un sol bazal de

¹⁾ Nu s-a folosit denumirea de „complex de soluri” (Bodenkomplex) pentru a evita confuzia între aceste benzi, în care solurile se succed pe verticală și „complexele de soluri” din învelișul de sol la zi, în care solurile se schimbă în suprafață. Denumirea, cu sensul ultim, este introdusă de mult și bine cunoscută în pedologie.

²⁾ Citați de G. Haase (1963).

tipul solului silvestru podzolit, acoperit de 2—3 soluri cernoziomice formate pe depunerile loessice din Würmul vechi.

Atât solul arctic, cât și solurile cernoziomice sunt acoperite cu loess din Würmul mediu, pe care s-a format în interstadialul W_1-W_2 un sol de

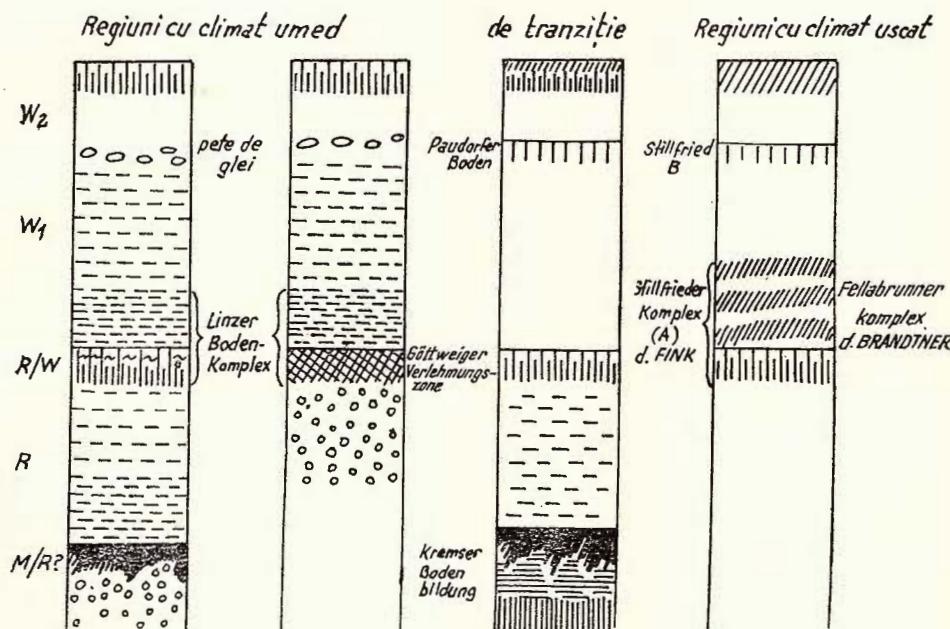


Fig. 1. — Profile caracteristice Pleistocenului superior în Europa centrală, după J. Fink, 1961 (reprodus de G. Haase, 1963).

Profils de sol caractéristiques au Pléistocène supérieur de l'Europe Centrale, d'après J. Fink, 1961 (reproduits par G. Haase, 1963).

culoare brună, adesea un sol arctic cu puternice manifestări de fenomene cierigice (cunoscut sub denumirea de Paudorfer Boden) sau un sol cu numeroase erotovine, aşa cum este cel descris de J. Fink (1956) sub numele de „Stillfrieder B-Horizont”¹⁾.

Rezultă din cele de mai sus că, sunt atribuite interglaciarelor (pe baza studierii în deosebi a ultimului interglacial) benzile formate din

¹⁾ Grupe de soluri din ultimul interglacial au mai fost descrise în Belgia (Gulledge, 1954 sub denumirea de „sol de Rocourt”; i se asociază „sol de Clypot”, format pe loessul din Würmul vechi, R. Tavernier, 1961), în Franță (Bordes și Müller-Brock, 1956, 1957), în Cehoslovacia (Ložek, Pelíšek, Kukla, 1953, 1959, 1961). Au fost descrise de asemenea și soluri corespunzătoare interstadialului W_1-W_2 , dintre care cităm numai pe cel numit în Belgia „sol de Kesselt” (format tot în condițiile unui climat de tundră).

două sau mai multe soluri separate între ele prin strate subțiri de loess sau neseparate, dintre care unul, în cazurile menționate totdeauna cel inferior, reprezentând un sol cu orizont B argilo-iluvial. Interstadialelor corespund numai benzile formate dintr-un sol (și respectiv fiecare sol mai slab evoluat din grupele de soluri).

La noi în țără solurile îngropate au fost studiate de geologi, pedologii și geografi. Descrieri amănunțite de profile cuaternare s-au făcut în deosebi în Dobrogea (C. Brătescu, 1933–1935, G. Haase și H. Richter, 1957; Ana Conea și I. Munteanu, 1962), regiune care oferă studiului nu numai groase strate de loess, ci și numeroase benzile de soluri îngropate. În deosebi în Dobrogea sudică, relieful precuaternar tabular și puțin fragmentat a oferit condiții optime de depunere a sedimentelor eoliene și de formare a solurilor. Aceasta este cazul părții estice a podișului sud-dobrogean, unde de altfel au fost descrise toate profilele menționate mai sus. Multe soluri îngropate din această regiune prezintă profile complete, ce se pot urmări pe zeci de km. Evident, apar și unele între-ruperi, sau dispariții de benzile, explicabile chiar în condițiile unui relief atât de neted. În general, însă, netezimea reliefului, a ferit aceste soluri de o spălare în suprafață, prin intermediul apei din precipitații. Acest proces se manifestă însă intens pe versanții văilor. Intreruperile în continuitatea benzilor, grosimea neegală a profilului același sol, păstrarea numai a unor orizonturi de sol, în unele cazuri dispariția unui întreg pachet de soluri și loessuri arată totuși că aceste soluri au fost supuse eroziunii (fie prin apă, fie prin vînt). Prin cunoașterea caracterelor profilelor de sol, prin compararea acestor profile, ele pot fi paraleлизate, iar benzile de soluri reconstituite.

Procese de alunecare nu au fost posibile, decât sub forma de prăbușiri, desprinse din pereții verticali, ca urmare a însușirilor loessului sau a alunecării stratelor pe argila de la bază.

Procese de solifluxiune, atât de des menționate și atât de caracteristice unor soluri îngropate din Europa centrală, nu s-au putut dezvolta în Dobrogea. Între calota glaciara și Dobrogea a existat totdeauna o distanță destul de mare ca să nu poată fi posibile asemenea fenomene criergice. Dobrogea a avut însă condiții caracteristice domeniului periglaciar (dovadă depunerea loessului), uneori suficient de reci pentru a se forma pene de ghiată, ale căror urme se păstrează azi ca franjuri, pene sau pungi de loess. Ele au fost semnalate la N de Constanța (G. Haase și H. Richter, 1937), la sud de Constanța (V. Mihăilescu și Ș. Dragomirescu, 1959), la Agigea și Costinești (T. Morariu, M.

P o p o v ă t , A n a C o n e a , 1964), la Mangalia (V. M i h ă i l e s c u , 1964).

Solurile îngropate din Dobrogea au fost supuse toate, aproape în întregime, carbonatării secundare, loessul care le acoperă fiind totdeauna carbonatic. Aceasta nu impiedică, desigur, distingerea unor soluri care au avut un profil caracterizat prin spălarea totală și adincă a carbonațiilor. În aceste soluri, carbonații îmbracă numai agregatele structurale, fețele acestor agregate făcând efervescență cu HCl, iar interiorul nu. Din datele analitice rezultă că în asemenea orizonturi, cantitatea de carbonați (într-o probă medie) este foarte mică : 5—6% uneori chiar 1% (față de 18—20% CO_3Ca în loess). Prezența carbonațiilor înlătură însă posibilitatea de a putea aprecia dacă solurile îngropate, secundar carbonatare au avut un orizont superficial cu un grad de saturatie scăzut, lucru foarte important pentru precizarea tipului de sol, cu atât mai mult cu cât acest orizont A nu-și păstrează prea bine nici caracterele morfologice. Nu poate fi însă precizat dacă sunt secundar carbonatare solurile care ar fi putut fi atât carbonatice cât și necarbonatice. Este cazul cernoziomurilor îngropate, la care nu se poate aprecia dacă s-au format într-un climat mai uscat (respectiv dacă au avut carbonații numai parțial spălați din orizontul superior), sau în condiții de stepă ceva mai umedă (respectiv dacă s-au format într-un climat asemănător celui al cernoziomurilor ciocolatii actuale, cernoziomuri din al căror orizont A, carbonații au fost total spălați). Se poate însă afirma că aceste soluri s-au format în condiții bioclimatice de stepă nu prea deosebite de cele actuale, pentru că în profilul lor se observă un orizont de acumulare a carbonațiilor (de unde rezultă că, cel puțin parțial, carbonații au fost spălați din orizontul superior).

Este caracteristică solurilor, cu orizont B argilo-iluvial, îngropate din Dobrogea, formarea lor pe depozite relativ subțiri, astfel că procesul de solificare a afectat în întregime sau aproape în întregime întregul strat, iar acumularea carbonațiilor spălați din profil se face în solul subiacent, de regulă un cernoziom. Creșterea bruscă a conținutului în CO_3Ca în orizontul A al solului subiacent se explică tocmai în acest fel. Apar, de asemenea, numeroase concrețiuni a căror formare este legată de procesul de solificare prin care s-a format solul supraiacent.

Înainte de a trece la o analiză, în sensul indicat în prima parte a lucrării, a solurilor fosile din Dobrogea, vom aminti care sunt principalele profile cuaternare descrise în regiune. Ne vom referi numai la cinci profile, toate prezintând trei sau patru benzi de soluri îngropate. Ele au fost descrise în puncte situate în podișul sud-dobrogean și pot fi conside-



rate caracteristice părții estice, slab fragmentate a acestui podiș. Cele cinci profile, reprezentate în fig. 2 sunt următoarele:

1. Profilul cel mai nordic (descriș și studiat de M. Popovăț, Ana Conea, I. Munteanu și P. Vasilescu, 1962) este situat

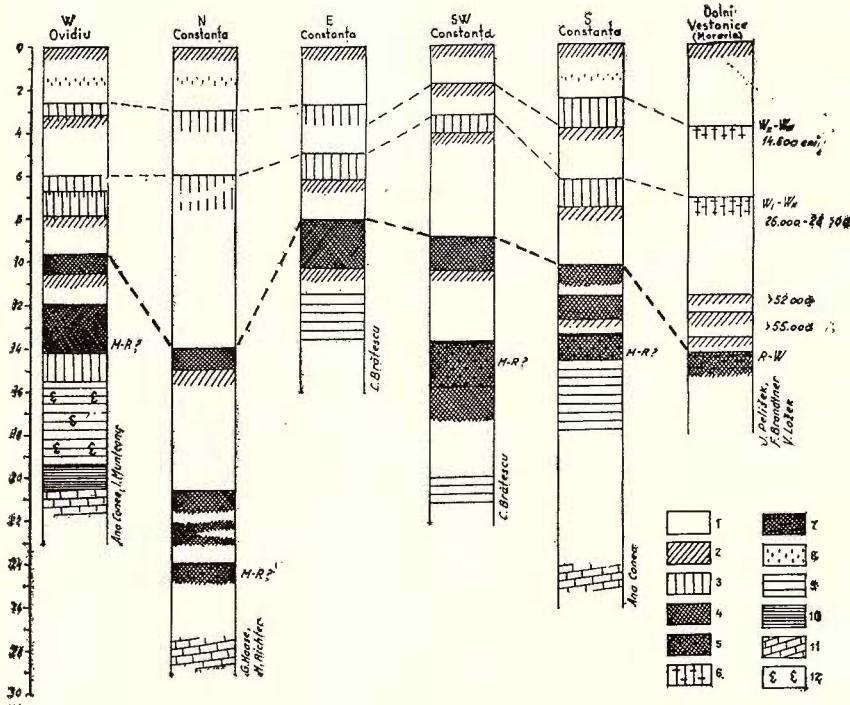


Fig. 2. — Profile caracteristice Pleistocenului, în podișul sud-dobrogean (în comparație cu profilul de la Dolni Vestonice-Moravia, descris de J. Pešek, F. Brandtner și V. Ložec și reprobus de G. Haase, 1963).

1, loess ; 2, cernoziom ; 3, sol silvestru cu orizont B slab roșcat, slab evoluat ; 4, sol silvestru cu orizont B roșcat, moderat evoluat ; 5, sol silvestru cu orizont B roșcat, puternic evoluat și pseudogleizat ; 6, sol silvestru brun, slab evoluat (Braune Bodenbildung) ; 7, sol silvestru podzolit brun (Parabraunerde) ; 8, regosol (foarte slab evoluat) ; 9, argilă roșie reziduală ; 10, argilă cenușie inclus ; 11, calcare ; 12, concrețiuni de gips.

Profils de sol caractéristiques au Pléistocène du plateau de la Dobrogea Méridionale (comparés au profil de Dolni Vestonice-Moravie, décrit par J. Pešek, F. Brandtner et V. Ložec et reproduit par G. Haase, 1963).

1, loess ; 2, chernozem ; 3, sol forestier (à horizon B rougeâtre), faiblement développé ; 4, sol forestier (à horizon B rougeâtre), modérément développé ; 5, sol forestier (à horizon B rougeâtre), fortement développé ; 6, sol forestier brun, faiblement développé (Braune Bodenbildung) ; 7, sol lessivé (Parabraunerde) ; 8, régosol (très faiblement développé) ; 9, argile rouge, résiduelle ; 10, argile gris sombre ; 11, calcaires ; 12, concrétions gypseuses.

în dreptul localității Ovidiu, pe cumpăna de ape dintre bazinul hidrografic al Mării Negre și al Dunării, la o alt. abs. de 59 m. Prezintă patru benzi de soluri îngropate, formate din grupări de două sau chiar trei soluri, separate între ele prin strate de loess groase de 1,30—2,85 m (inclusiv solul format pe acest strat). Au fost recunoscute două tipuri genetice de soluri net diferite: cernoziomuri — soluri formate în condiții bioclimatice de stepă, și soluri silvestre, caracterizate prin prezența unui orizont argilo-iluvial de culoare ușor roșcată (în sistemul de culori Munsell se încadrează în nuanțe de 10YR, 7,5YR și chiar 5YR).

În plus, în ultimul loess, se recunoaște, la adâncimea de 160—180 cm, o bandă de culoare ceva mai închisă, corespunzătoare și unui material cu o compoziție mecanică ceva mai fină, care reprezintă un sol slab evoluat, îngropat¹⁾. La bază (15,60 m) acoperind dolomite jurasice, apar argile roșii și cenușii închise, cu acumulări de gips.

2. Profilul situat în N orașului Constanța (descris și studiat de G. Haase și H. Richter, 1957) este situat în faleza Mării Negre. Prezintă tot patru benzi de soluri îngropate (plus solul slab evoluat existent la primul profil citat), în care se grupează de asemenea cernoziomuri și soluri silvestre. La bază (25 m) acoperind calcare sarmațiene, este indicat un loess vechi.

3. Profilul din E orașului Constanța în faleza Mării Negre (descris și studiat de C. Brătescu, 1933), prezintă trei benzi de soluri, după descriere rezultând existența acelorași soluri indicate mai sus, care se grupează însă numai în cele două benzi inferioare (banda a treia prezintă, se pare, numai un singur sol). La bază (11,50 m) apar argilele roșii cu concrețiuni gipsoase.

4. Profilul din SW orașului Constanța, în faleza Mării Negre (descris și studiat de C. Brătescu, 1933), prezintă patru benzi de soluri îngropate, cea inferioară constituită din două soluri silvestre, următoarele două din grupe de două soluri (cernoziom și, supraiacent, sol silvestru), iar ultimul dintr-un singur sol. La bază (20 m) apar argile roșii²⁾.

5. Profilul situat la 4 km S Constanța (la marginea orașului) în faleza Mării Negre (pl., fig. 1), prezentat cu ocazia excursiei I-a a Congresu-

¹⁾ Un argument în plus pentru separarea acestui sol este și faptul că în această bandă conținutul în CO_3Ca e ceva mai redus decât deasupra (unde maximul de acumulare este reprezentat prin orizontul C al solului actual) și dedesubt, unde se înregistrează o îmbogățire în carbonați, acumulați prin spălare tocmai din acest sol slab evoluat.

²⁾ C. Brătescu nu menționează dacă e vorba de cernoziomuri sau soluri silvestre. Identificările, făcute după descrierile autorului, ne aparțin.

lui Internațional al Științei Solului din 1964, încă nedescris. Prezintă patru benzi de soluri îngropate : cea inferioară alcătuită dintr-un sol silvestru, următoarea dintr-un cernoziom și, supraiacente, două soluri silvestre, ultimele două din grupe de două soluri (cernoziom și sol silvestru). În ultimul loess se remarcă aceeași bandă de sol slab evoluat, menționată la primele două profile. La bază apar, aproximativ la adâncimea de 15,50 m (limita exactă este greu de precizat, din cauza dărîmăturilor care acoperă mai mult de jumătate — în înălțime — deschiderea), argile roșii și apoi argile marinoase, acoperind la rîndul lor (la cca 25 m) calcare sarmatice.

Toate solurile menționate mai sus reflectă condiții de formare proprii (unele se asemănă între ele) și stadii de evoluție diferite. Astfel, referindu-ne numai la profilul 1 (W Ovidiu) pe care l-am studiat mai bine deosebim, în cadrul solurilor silvestre, cel puțin trei stadii de evoluție :

1. Solul din banda IV (SIV_2)¹⁾ și solul superior din banda III ($SIII_3$) sunt relativ slab evolute, în deosebi ultimul, la care se observă mai degrabă un orizont B coloristic și structural (rezintă o structură prismatică), decât textural. Conținutul maxim de argilă sub 0,002 mm în aceste soluri este de 45 % în primul (în partea inferioară a profilului, față de 44 % în orizontul superior) și 38 % la al doilea (în partea superioară, față de 36 % în partea inferioară a profilului). Ele sunt în același timp și cele mai puțin roșcate : corespund în sistemul Munsell nuanței 10YR 4/3, 4/4 sau 5/6 (brun pînă la brun-gălbui), la solul în stare umedă și 10 YR 5/3, 5/4, și 6/4 (brun pînă la brun-gălbui deschis) în stare uscată²⁾.

2. Solul $SIII_2$ reprezintă un alt stadiu, mai avansat de evoluție. Orizontul B este bine exprimat, atât structural, cât și textural : 49 % argilă față de 44 % în orizontul superior. Culoarea lui este mai intensă, rămînînd însă în cadrul aceleași nuanțe : 10YR 3/4, (brun-gălbui închis) la solul în stare umedă și 10YR 4/3, (brun) la uscare.

3. Celealte soluri silvestre, aparținînd benzilor inferioare, reprezintă al treilea stadiu de evoluție, cel mai avansat : au un orizont B cu 55 % (SII_2), 59 % (SI_2) și 52 % (SI_1)³⁾ argilă, structură prismatică tipică, iar în ceea ce privește culoarea, ele sunt mai roșii, încadrîndu-se fie în nuanța 7,5YR 5/6 (brun intens), atât solul umed cât și uscat (SI_1) fie chiar în

¹⁾ M. Popovăț, Ana Conea, I. Munteanu și P. Vasilescu, 1964.

²⁾ Dăm numai caracterele principale : textură, structură, culoare.

³⁾ De fapt diferențierea texturală e greu de apreciat, întrucât în solurile silvestre nu am putut identifica cu precizie un orizont A. Datele acestea indică mai degrabă o argilizare intensă a materialului, fără a putea aprecia în ce măsură e vorba de o translocare a argilei (lipsesc studii de micromorfologia solului). Prin studiu macroscopic, am remarcat totuși peliculă de argilă pe fețele agregatelor structurale.

5YR 4/6—4/8, (roșu-gălbui), stare umedă și 5YR 5/6 (roșu-gălbui), sau 7,5 YR 5/6 (brun-intens), la uscare (SII_2 și SI_2).

În această privință amintim și concluzia cercetătorilor germani G. Haase și H. Richter, care au observat existența unei serii al cărei stadiu cel mai puțin evoluat este denumit Ranker¹⁾-Rotlehm, iar cel mai evoluat Rotlehm tipic (ca stadiu de tranziție fiind menționat un rankerartiger Rotlehm).

Nici cernoziomurile nu prezintă același stadiu de evoluție. Spre exemplu în același profil de la W Ovidiu, cernoziomul $SIII_1$ este mai slab evoluat, decit celelalte. Aceasta rezultă din: grosimea mai mică a profilului (în care nu s-a putut recunoaște un suborizont de tranziție A/C), și din culoarea lui mai deschisă: 10YR 4/3 (brun-brun închis) în stare umedă și 19YR 5/3 (brun) la uscare, în orizontul A. Celelalte două prezintă aceeași cromă, dar cel puțin în pete, valori de 3 (brun-închis) în stare umedă și crome de 2 în valori de 4—5 la uscare (brun-cenușiu închis sau brun-cenușiu).

Atât solurile silvestre cât și cernoziomurile din deschiderile menționate sunt soluri postsedimentare. În timpul formării lor, depunerea de pulberi a fost practic întreruptă. Astfel în faza de formare a cernoziomurilor condițiile climatice trebuie să fi fost foarte asemănătoare celor care există azi, solul actual în acest sector, fiind un cernoziom. Unele aporturi eoliene ar mai fi putut fi aduse, întocmai ca și azi, dar ele nu erau constituite din material loessic, ci mai degrabă dintr-un material provenit din orizontul A al solurilor (puțin diferit de stratul peste care se depuneau). Comparativ, cantitatea aceasta de material depus a fost neînsemnată, față de cea din timpul formării loessului²⁾. Iar solurile roșii, care prezintă un profil mult mai evoluat, a cărui formare a durat o perioadă foarte îndelungată ne obligă cu atît mai mult să admitem o încetinire, pînă la o practic totală întrerupere a procesului de sedimentare în timpul formării lor. Condițiile bioclimatice au fost însă net diferite de cele din timpul formării cernoziomurilor (v. pentru aceasta G. Haase și H. Richter, 1957, p. 171 și M. Popovă și colab. 1964, p. 29). După fiecare fază în care a fost posibilă formarea de soluri aparținând celor două tipuri de care am vorbit mai sus, a urmat o reactivare a sedimentării. Numeroasele faze

¹⁾ Termenul de Ranker e folosit aici în sens impropriu: indică un sol nematur (Ranker-Rotlehm = Rotlehm tînăr, slab evoluat).

²⁾ O secțiune făcută în Valul lui Traian în apropierea localității cu același nume (*Guide des excursions*, 1964) a arătat că solul îngropat sub val este întru totul asemănător celui actual. El este situat la același nivel. Rezultă deci că în cca 1500 ani, în acest sector al Dobrogei, nu putem vorbi de aporturi eoliene.

(în profilul de la vest de Ovidiu se recunosc 10) de acest fel nu au avut aceeași durată, după cum e posibil, și ca mărime a particulelor, materialul adus și sedimentat să nu fi fost același.

Compoziția chimică, însă, a stratelor de loess (cel puțin a celor pe care s-au format cernoziomuri pentru care dispunem de date analitice) este aproape identică, așa cum indică rezultatele analizei globale a fracțiunii de nisip cu $0,05-0,01$ mm \varnothing , prezentate în tabelul 1. Acest fapt presupune un loc de origine comun pentru sedimentele care constituie diversele strate.

TABELUL 1
Analiza globală a fracțiunii $0,05-0,01$ mm, Profil W Ovidiu

Analist: Lucia Vlad

Adâncime cm	g %			Rapoarte moleculare		
	Recalculat la partea silicată					
	L _V 170-185	L _{IV} 500-515	L _{III} 890-905	170-185	500-515	890-905
SiO ₂	73,91	74,69	74,33	9,91	9,51	9,65
Al ₂ O ₃	12,65	13,32	13,07	1	1	1
Fe ₂ O ₃	4,58	4,30	4,55	0,23	0,21	0,22
TiO ₂	1,01	1,03	1,03	0,13	0,12	0,12
MnO	0,12	0,07	0,07	0,013	0,007	0,008
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,14	0,007	0,007	0,008
CaO + MgO	2,88	1,57	1,81	—	—	—
K ₂ O	2,03	2,05	2,03	0,17	0,17	0,18
Na ₂ O	2,68	2,83	2,97	0,34	0,34	0,37
Total	100,00	100,00	100,00	SiO ₂	8,05	7,68
				Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃		7,90

Interpretând secțiunile prezentate în fig. 2 și datele din tabelul 2, în care este redată grosimea diferitelor strate de loess, grupate după tipul de sol care s-a format în faza imediat următoare depunerii stratului, rezultă următoarele :

1. În general grosimea stratelor de loess nu este prea mare în acest sector al podișului sud-dobrogean : frecvent de 1 la 3 m. Sunt puține strate de loess mai groase. Prezența lor se explică fie prin existența unor condiții locale care au permis depunerea unei cantități de pulberi mai mare, fie prin acoperirea cu sedimente a unui strat de loess, al cărui sol a fost îndepărtat prin eroziune. Excepțional s-au întîlnit strate mai subțiri de 1 m.



TABELUL 2
Grosimea stratelor de loess

Profilul	W Ovidiu	N Constanța	E Constanța	SW Constanța	S Constanța
Grosimea în m a stratelor de loess pe care s-au format cernoziomuri	2,55	3,00	2,30	1,70	2,25
	2,85	7,00	2,00	1,50	2,40
	1,60	5,00	1,20	4,80	2,70
	1,30			3,10	0,70
Grosimea în m a stratelor de loess pe care s-au format soluri silvestre	0,60	3,00	2,70	0,80	1,65
	0,75	1,00	1,20	1,60	1,20
	1,25	1,50	2,20	2,20	1,45
	1,00	1,50		4,20	1,00
	2,35	1,50			2,10
	1,35	4,00			

2. Stratele de loess pe care s-au format cernoziomuri sunt, în medie, mai groase decât cele pe care s-au format soluri silvestre. Primele au frecvent 2–3 m grosime, celealte 1–2 m. Acestea din urmă sunt mai groase numai atunci când nu apar grupate în benzi împreună cu cernoziomuri. Aceasta presupune fie că, în descriere, cernoziomurile cu care se grupează de obicei în benzi solurilor silvestre nu au fost observate fiind slab exprimate, fie că ele în adevăr lipsesc, fiind probabil erodate. Acest lucru ar putea fi precizat, dacă am dispune de date analitice la toate profilele, întrucât din cele care există (profilul W Ovidiu; vezi tabelul anexat la lucrarea citată) rezultă că materialul pe care s-au format solurile silvestre are o textură mai fină decât cel pe care s-au format cernoziomurile.

3. În patru din profilele pe care ne bazăm interpretarea, grosimea ultimelor două strate de loess (cele mai recente) este aproape aceeași (profilul din SW Constanței este incomplet în partea superioară, fapt ce explică deosebirea). Rezultă că, în aceste faze, condițiile de sedimentare au fost aceleași pe toată această suprafață.

Unul singur dintre solurile îngropate semnalate în profilele de la W Ovidiu, N Constanța și S Constanța poate fi sinsedimentar. Acesta este solul slab evoluat semnalat în ultimul strat de loess (fig. 2 și descrierea sumară a profilelor la pag. 268–269). Acëst sol s-a format probabil într-o fază în care depunerea sedimentelor a continuat, dar cu o intensitate ceva mai mică.

Dintre solurile îngropate menționate, sigur monogenetice sunt cernoziomurile și solurile silvestre slab evolute. La unele din solurile silves-

tre puternic dezvoltate, cu intensă argilizare a materialului poate fi pusă în discuție suprapunerea unor procese pedogenetice¹⁾. Ceea ce se observă clar este acumularea carbonaților spălați în procesul de formare a solurilor silvestre în solul imediat subiacent, în cazurile în care stratul pe care s-a format solul silvestru e mai subțire de 2 m. și cum acesta e cazul cel mai frecvent, iar solul subiacent este un cernoziom, cernoziomurile constituie de obicei orizontul C al solurilor silvestre. Când grosimea depozitului pe care s-a format solul silvestru e în jur de 1 m, atunci parte din orizontul A al cernoziomului este modificat și coloristic și structural.

Care însă dintre solurile îngropate din Dobrogea sunt interglaciare și care interstadiale? În Europa centrală, după cum am arătat, sunt considerate interglaciare solurile cu orizont B argilo-iluvial: soluri silvestre podzolice și podzolite, pseudogleizate sau pseudogleice, soluri foarte asemănătoare adesea cu solurile postglaciare din regiunile respective (G. H. a. a. s. e., 1963). În Dobrogea, în egală măsură trebuie considerate ca putând fi interglaciare solurile cu orizont B, dintre acestea numai cele care au profil bine dezvoltat, care să presupună un lung și intens proces de solificare. Așadar, spre deosebire de Europa centrală, solurile interglaciare din această regiune sunt net diferite de solurile actuale. Totuși în secțiuni s-au întîlnit și cernoziomuri, deci soluri asemănătoare celor postglaciare, dar o simplă comparare, prin studiu macroscopic între profilele lor și ale solurilor silvestre, este suficientă pentru a exclude posibilitatea considerării lor drept soluri interglaciare. În consecință atât cernoziomurile, cât și solurile silvestre slab evolute ar corespunde interstadialelor.

Majoritatea benzilor (dacă nu toate, în cazul profilelor complete) de soluri îngropate din Dobrogea sunt alcătuite din două sau trei soluri. Caracteristica este gruparea: cernoziom subiacent, sol silvestru supraiacent; rareori apar două soluri silvestre suprapuse, dar în nici una din cele cinci secțiuni nu s-a întîlnit o bandă în care cernoziomul să se fi format imediat deasupra unui sol silvestru, constituind cu acesta un grup de soluri. Așadar, în Dobrogea un sol interstacial, ca cernoziomul, este situat totdeauna în partea inferioară a grupului de soluri din bandă. În grupele de soluri din Europa centrală, solul interstacial a fost descris ca situându-se totdeauna într-o bandă deasupra solului interglaciar²⁾.

Se constată, de asemenea, prezența unor benzi alcătuite din două soluri interstadiale, care reproduc succesiunea solurilor dintr-o bandă în componență căreia intră un sol interglaciar. Astfel s-au întîlnit și cerno-

¹⁾ Aceste soluri pot fi însă foarte bine și monogenetice.

²⁾ Grupul de soluri interglaciar mai bine studiat, în Europa centrală și vestică, este cel din Riss-Würm.

ziomuri asociate cu soluri silvestre tinere, respectind, aşa cum s-a arătat, ordinea: cernoziom subiacent, sol silvestru slab evoluat suprareiacent. Rezultă deci că deosebim și grupe de soluri interstadiale, în care solurile reflectă anumite variații de ordin inferior ale climatului. În profilele descrise în Europa centrală sunt semnalate asemenea grupe, dar ele nu reproduc succesiunea în care intră și un sol interglacial. De altfel denumirea de „Bodenkomplex” este folosită numai pentru interglaciare. Benzile de soluri interstadiale sunt indicate cu denumirea de Boden, Bodenbildung, sau simplu Horizont (Paudorfer Boden sau Bodenbildung, Stillfrieder B-Horizont etc.), desigur că sunt constituite din două soluri (dintre care unul, este drept, foarte slab evoluat). Aceste soluri sunt însă net diferite de solurile interglaciare (se asemănă însă cu solurile interstadiale din acele complexe), fiind reprezentate în regiunile cu climat umed ale Europei centrale prin soluri arctice (braunerdeartiger Boden, Tundranassboden în nomenclatura germană), asociate uneori cu soluri gleice arctice (Frostgley) slab evolute.

Aprecierea unui sol ca interglacial sau interstacial pune de fapt problema atât de dificilă a datării acestor soluri fosile îngropate. Până în prezent, în cercetările întreprinse la noi în țară fără a fi efectuate studii sistematice și detaliante de paleopedologie, două sunt punctele de vedere în această problemă: unul, introdus de C. Brătescu, adoptat și aplicat apoi de geografii care s-au ocupat cu asemenea probleme, presupune o corespondență între numărul stratelor de loess și glaciare și corespunzător între benzile de soluri îngropate și interglaciare: „Numărul loessurilor într-un profil complet — spune C. Brătescu — ne poate arăta numărul perioadelor glaciare. Numărul solurilor fosile ne poate arăta numărul perioadelor interglaciare”. El adaugă însă: „... deoarece perioadele glaciare și interglaciare au avut oscilații climatice, ele trebuie să fi avut răsunet și în aspectul stratelor de loessuri și soluri, dându-ne profile ceva mai complicate, aşa cum este cazul și în falezele Mării Negre” (C. Brătescu, 1936). Al doilea punct de vedere este cel al cercetătorilor speologi, care în urma studiilor întreprinse în peștera „La Adam” și a corelării rezultatelor cu stratele de loess din vecinătatea peșterii, (C. Radulescu, 1962) au atribuit Würmianului întreaga succesiune de depozite cuaternare și soluri fosile, care acoperă Dobrogea de sud.

Studiile întreprinse în alte regiuni ale Europei, schimbul de păreri care a avut loc în timpul excursiilor în cadrul celui de al VIII-lea Congres Internațional al Științei Solului, ca și studiul detaliat al solurilor îngropate arată însă că problema este mult mai complicată. Metoda cea mai sigură,



în același timp inaplicabilă deocamdată¹⁾, este aceea a determinării vîrstei, cel puțin a depozitelor și solurilor mai recente, cu C¹⁴. Totuși pe baza materialului existent se pot încerca unele interpretări provizorii.

În fig. 2 sunt prezentate comparativ cele cinci secțiuni în depozitele cuaternare din partea estică a podișului sud-dobrogean, ca și secțiunea de la Dolni Vestonice din Moravia²⁾, asupra căreia s-au făcut determinări de vîrstă absolută prin metoda cu C¹⁴ în laboratorul de la Groninger (profil descris de numeroși cercetători și considerat tipic, ca succesiune de soluri îngropate și strate de loess pentru regiunile uscate, acoperite cu loess din Europa centrală).

În cele cinci secțiuni din Dobrogea prima bandă de soluri îngropate, se prezintă astfel: la W Ovidiu și S Constanța e constituită dintr-un sol silvestru slab evoluat (vezi descrierea în lucrarea citată) și un cernoziom, la N și E de Constanța; dintr-un sol silvestru slab evoluat („eine Bodenbildung, die sehr schwache Ranker-Rotlehme anzeigt” — în profilul lui G. Haase și H. Richter, 1957, p. 169), iar la SW de Constanța, această bandă pare a fi reprezentată numai prin cernoziomul de la bază.

A doua bandă este constituită într-o secțiune din două soluri silvestre (dintre care cel superior foarte slab evoluat) și un cernoziom, în alte trei dintr-un sol silvestru și un cernoziom, iar în alta din două soluri silvestre („rotbraune Bodenbildungen ohne merkliche Verlehmung” la G. Haase, 1963, p. 124).

A treia bandă de soluri este constituită în patru secțiuni dintr-un sol silvestru și un cernoziom (la G. Haase și H. Richter, 1957 p. 168: „Der untere Horizont wird dabei von einem fossilem typischen Tschernosem gebildet . . . der obere Horizont ist als Ranker-Rotlehm ausgeprägt“³⁾). În secțiunea de la S de Constanța se observă însă două soluri silvestre, amândouă puternic evolute, despărțite prin 20 cm de material loessian, cu textură fină, mai deschis la culoare. La baza solului silvestru inferior se distinge un cernoziom format pe un strat de loess de numai 75 cm.

Reproducind profilul descris la N de Constanța, în lucrarea din 1963, G. Haase datează ca interglaciara — R/W — această ultimă

¹⁾ Chiar în Europa centrală asemenea determinări sunt extrem de puține.

²⁾ După J. Pelišek, F. Brandtner și V. Ložek (reprodus de G. Haase, 1963).

³⁾ Solul acesta, numit de cercetătorii germani „Ranker-Rotlehm” arată mult mai evoluat în profilele examineate de noi, decât ar reieși din această denumire (vezi descrierea profilului de la W Ovidiu, lucr. cit.).

bandă de soluri îngropate. Înind seama de discuțiile purtate¹⁾ în excursia menționată și de caracterele benzilor de soluri ne raliem părerii pedologului german. Celealte două benzi superioare, constituie, cum am văzut din soluri mai slab evolute, reprezentă cele două interstadiale : Würm vechi-Würm mediu și Würm mediu-Würm recent.

În plus, în solul silvestru al celei de a treia benzi de soluri îngropate²⁾, a fost semnalată existența unor forme periglaciale (pl. fig. 2) : pene, franjuri, pungi de loess sau alte neoformații (V. Mihăilescu, S. Dragomiresecu, 1959 și 1964, T. Morariu și colab. 1964), ceea ce indică numai pentru începutul Würmianului un climat favorabil apariției unor astfel de forme.

Analizând profilul de la Dolni Vestonice (reprezentat în fig. 2), constatăm prezența, la adâncimi nu mult diferite, tot a trei benzi de soluri îngropate, dintre care : prima (situată aproximativ la 4 m adâncime) este reprezentată printr-un sol brun slab evoluat, a doua — cca 7 m adâncime (Stillfried B-Bodenbildung) constituită dintr-un sol brun, iar a treia — 11,50 m adâncime — (Stillfrieder A Bodenkomplex) dintr-un sol silvestru podzolit bazal, deasupra căruia și formând un grup cu acesta trei soluri cu trăsături de cernoziom (solul actual în această secțiune este tot un cernoziom). Vîrstă absolută a acestor benzi (determinată prin metoda C¹⁴) a fost apreciată la 14 800 ± 1200 ani primul sol, 26—28 000 a doua bandă de sol, peste 52 000 pînă la peste 55 000 pentru cernoziomurile complexului Stillfried A. Toate aceste soluri s-au format, aşa dar, în interstadialele würmiene, iar solul silvestru al benzii a treia în interglaciul Riss-Würm. Cele trei benzi superioare descrise în profilele situate în podișul sud-dobrogean pot fi paralelizate cu aceste trei benzi din profilul de la Dolni Vestonice.

Benzile inferioare ale secțiunilor din podișul sud-dobrogean sunt însă mai vechi. G. Haase (1963), datează ca Mindel-Rissian, ultimul sol silvestru din secțiunea de la nord de Constanța, pe care îl putem paraleliza cu ultimul sol silvestru din deschiderea de la sud de Constanța (solul silvestru inferior al benzii a treia reprezentând interstadiul Riss I/Riss II). În secțiunea de la Ovidiu ar putea fi considerat ca format în marele interglaciul, solul silvestru superior al ultimei benzi de soluri — cu profil dezvoltat pe o grosime de aproape 2 m, cu un orizont B puternic argilizat și pseudogleizat.

¹⁾ În deosebi de prof. R. Tavernier, prof. E. Mückenhausen, B. Meyer, E. Müller și a.

²⁾ Sau în benzile inferioare, dar nu în cele superioare.

Evident, interpretările de mai sus nu sunt definitive, ele urmând să fie corectate pe măsura acumulării de noi date. Rămîne însă certă constatărea că Dobrogea de sud reprezintă o regiune cu caractere paleogeografice bine exprimate, ale cărei formațiuni cuaternare (loessuri și soluri fosile îngropate) pot servi ca termen de comparație în studiul altor depozite asemănătoare din restul țării.

Aceste caractere sunt :

1. Depozit gros de loess, depus succesiv în strate care, pe relieful aproape orizontal al părții estice a podișului, au în medie 2—3 m fiecare.

2. Benzi de soluri îngropate (de regulă patru) bine exprimate, constituite din două tipuri genetice de soluri : cernoziomuri și soluri silvestre. Cernoziomurile apar și azi pe teritoriul țării noastre, însuși solul actual al podișului sud-dobrogean fiind un cernoziom. Solurile silvestre, cu orizont B în culorile roșcate menționate, se aseamănă, dar numai parțial cu solurile silvestre brun-roșcate din partea vestică a Cîmpiei române. Se deosebesc de acestea prin nuanțe mai roșcate, prin lipsa unui orizont A humifer, prin argilozitatea mai mare a orizontului B, prin prezența petelor ferimanganice pe fețele agregatelor orizontului B etc. Solurile silvestre îngropate s-au format probabil într-un climat mai cald, cu diferențe mari de umiditate între cele două semestre ale anului.

3. Cernoziomurile și solurile silvestre se asociază în benzi, totdeauna solul silvestru fiind supraiacent, iar cernoziomul subiacent. Se întâlnesc asociate și numai două soluri silvestre, sau două soluri silvestre și un cernoziom, dar și în acest caz cernoziomul constituie solul inferior.

4. Se recunosc soluri interglaciare, aparținând, ca și în Europa centrală, tipului silvestru (adică soluri cu orizont B argilo-iluvial). Se deosebesc de acestea, între altele, prin culoarea orizontului B¹). Ele reprezintă un facies de climat mai cald și mai uscat decât cel contemporan lor în Europa centrală, fapt care a determinat pe cercetătorii germani să considere Dobrogea ca făcind parte dintr-o regiune sud-est europeană²) a domeniului periglaciar (în deosebi „în pleistocenul superior, dar parțial și în celelalte subdiviziuni ale cuaternarului”, G. Haase, 1963, p. 125).

¹⁾ și în Europa centrală au fost semnalate soluri interglaciare, cu orizont B de culoare roșcată — braunlehmartiger gelblich-roter Boden (W. Pass, 1961), formate pe pietrișuri și nisipuri și aparținând interglaciului Mindel-Riss. În interglaciul Riss-Würm sunt semnalate de obicei soluri silvestre podzolite brune (Parabraunerde) și soluri pseudogleice (Pseudogleye).

²⁾ Regiunea sud-est europeană care ar cuprinde regiunile acoperite cu loess de la sud de lanțul alpinocarpatic (inclusiv sudul R.S.S. Ucrainiene).

ANA CONEA. Problema solurilor fosile îngropate.



1



2

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/3



Institutul Geologic al României

sau chiar ca provincie aparte (Provincia pontică, G. Haase și H. Richter, 1957).

5. Pleistocenul superior este reprezentat prin formațiuni pedogenetice mai multe și mai bine exprimate decât în Europa centrală. În afara benzii interglaciare R/W, apar benzi interstadiale, constituite la rîndul lor din grupe de soluri.

6. Solul interglaciatorului R/W se deosebește de solul actual, în timp ce în Europa centrală (cu excepția regiunilor mai uscate), el este asemănător solului actual.

7. În grupul de soluri R/W, pe stratul de loess rissian se dezvoltă un sol interstacial, solul interglaciator fiind format pe un depozit mai subțire suprائacent. În Europa centrală, în aceeași bandă, solul interglaciator are, ca material parental, loessul din Riss. El apare asociat cu soluri interstadiale suprائacente.

8. Lipsesc atât solurile de regiuni reci, cât și forme rezultate din solifluxiune.

9. Apar fenomene periglaciare ca: pene, franjuri, pungi de loess, neoformațiuni etc.

BIBLIOGRAFIE

- Brătescu C. (1933). Profile cuaternare în falezele Mării Negre. *Bul. Soc. Rom. de Geogr.* LII, București.
- Brătescu C. (1935). Falezele Mării Negre între Carmen Sylva și Schitu Costinești. *Analele Dobrogei*, XVI, Constanța.
- Brătescu C. (1936). Criterii pentru determinarea vîrstei teraselor cuaternare. Omagiu lui C. Kirițescu. București.
- Florov N. (1927). Über Lössprofile in den Steppen am Schwarzen Meer. *Zeitschrift für Gletscherkunde*. XV, 3.
- Haase G., Richter H. (1957). Fossile Böden im Löss an der Schwarzmeerküste bei Constanța. *Pettermans Geogr. Mitt.*, 3.
- Haase G. (1963). Stand und Probleme der Lössforschung in Europa. *Geographische Berichte D.D.R.* 27.
- Lieberoth I. (1964). Einige Bemerkungen zu paläopedologischen Problemen bei der Gliederung der Lössse. *Berichte der Geologischen Gesellschaft D.D.R.* 9,6.
- Lieberoth I. (1963). Lösssedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. *Geologie*, D.D.R. 12,2.
- Mihăilescu V. (1964). Sur la limite du périglaciaire en Dobrogea. *Biuletyn peryglacialny*, 4, Lódź.
- Mihăilescu V., Dragomirescu Ș. (1959). „Franjuri” periglaciare într-un sol fosil din faleza Mării Negre, la sud de Constanța. *Comunicările Academiei R.P.R.*, IX,4. București.



- Morariu T., Popovăț M., Conea Ana (1964). Noi contribuții la cunoașterea formelor periglaciare din faleza Mării Negre. *Acad. R.P.R. Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie, Ser. Geogr.* 11. București.
- Murgoci G. (1957). Climatul în România și în regiunile învecinate în timpul cuaternarului tîrziu. (1912). Opere alese. Ed. Acad. R.P.R. București.
- Pass W., (1961). Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. *Eiszeitalter und Gegenwart.* 12, pp. 165—230. Bonn.
- Popovăț M., Cîrstea S. (1937). Considerații paleopedologice în explicarea formării unor soluri actuale. *Comunicările Acad. R.P.R.* VII, 5 pp. 559—566. București.
- Popovăț M. (1940—1944). Recherches sur le loess. Une coupe à Slobozia Veche (Ialomița). *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXIX, pp. 64—76.
- Popovăț M., Conea Ana, Munteanu I., Vasilescu P. (1964). Loessuri și soluri fosile în Podișul Dobrogei sudice. *Com. Geol. Studii tehn. econ. seria C (Pedologie),* 12, București.
- Rădulescu C. (1962). Contribuții la studiul anatomic comparativ al Artiodactylelor actuale și fosile și importanța acestora pentru stratigrafia Pleistocenului superior (autoreferatul dizertației). București.
- Tavernier R., Heinzelin J. de (1957). Chronologie du Pleistocene supérieure, plus particulièrement en Belgique, *Geologie en Mijuborno,* 7, Nw. Serie 19-e Jaargang.
- * * * 1964 *Guide des excursions, VIII-e Congrès International de la Science du Sol,* Bucarest.

LE PROBLÈME DES SOLS FOSSILES ENFOUIS APERÇU SPÉCIAL SUR LA DOBROGEA MÉRIDIONALE

PAR

ANA CONEA

(Résumé)

La première partie de l'ouvrage expose quelques considérations générales sur la manière dont on doit aborder l'étude des sols fossiles enfouis.

Dans la seconde partie, on interprète quelques profils représentatifs situés en Dobrogea Méridionale (dont quatre déjà décrits et un seul à décrire — Pl., fig. 1 —, qui a été présenté aux participants à l'excursion I lors du Congrès International de la Science du Sol, 1964). Dans tous ces profils (fig. 2) il y a trois ou quatre bandes de sols fossiles enfouis, constitués, d'ordinaire, par deux sols. On a identifié des chernozems et des sols forestiers, ces derniers présentant divers stades d'évolution : 1. faiblement évolué à horizon (B), à couleurs en nuance de 10YR (4/3 ou 5/6, à l'état humide); 2. sols à horizon B argilique, toujours à couleurs en nuance



10YR (généralement 3/4) ; 3. sols fortement développés, à horizon B argilique nettement exprimé, à couleurs en nuances de 7, 5YR 5/6 ou 5YR (4/6, 4/8). Les sols forestiers, ainsi que les chernozems sont des sols postsédimentaires, formés sur loess à composition chimique (et, probablement, minéralogique aussi) à peu près identique (voir les données de l'analyse globale de la fraction 0,05—0,01 mm, de trois couches de loess de la section située à l'W d'Ovidiu, dans le tableau 1).

L'épaisseur de chaque couche de loess (exprimée dans le tableau 2) n'est pas trop grande : 1 à 3 m fréquemment (2 à 3 m l'épaisseur des couches sur lesquelles se sont formés des chernozems, 1 à 2 m celle des couches sur lesquelles se sont formés des sols forestiers). Pour quatre des sections mentionnées, l'épaisseur des deux dernières couches de loess (celles plus récentes) est à peu près la même.

Parmi les sols fossiles enfouis de la Dobrogea Méridionale on peut reconnaître comme des formations interglaciaires les sols forestiers qui ont le profil le mieux développé (les chernozems et les sols forestiers faiblement développés sont interstadiaires). Les sols interglaciaires s'associent en bandes aux sols interstadiaires, tout comme, d'ailleurs, peuvent s'associer deux sols interstadiaires. Mais ce sont toujours les chernozems, qui sont les sols sousjacents et les sols de forêt qui sont les surjacents.

Quant à l'âge de ces sols, deux hypothèses sont à envisager : celle avancée par C. Brătescu (1933), adoptée et appliquée ensuite par les géographes, suppose une correspondance entre le nombre des couches de loess et les glaciaires et, respectivement, entre les bandes de sols fossiles enfouis et les interglaciaires ; l'autre, appartenant à deux spéléologues roumains (C. Radulescu et P. Samson, 1962), qui ont attribué au Würmien toute la succession de dépôts quaternaires et de sols fossiles recouvrant le plateau de la Dobrogea Méridionale.

Les études entreprises en d'autres régions de l'Europe, les opinions échangées pendant les excursions du Congrès International de la Science du Sol (1964) et l'étude détaillée des sols prouvent qu'une autre interprétation est également possible. En établissant une comparaison entre les bandes des cinq sections envisagées, on constate que la première bande de sols (située immédiatement sous le loess aux dépens duquel s'est formé le sol actuel) est constituée, dans les profils W Ovidiu et S Constanța, par un sol forestier faiblement développé et par un chernozem, au N et à l'E de Constanța par un sol forestier faiblement développé et au SW de Constanța par un chernozem seulement. La deuxième bande est constituée dans une section par deux sols forestiers (l'un modérément et l'autre très faiblement développé) et par un chernozem ; dans trois autres sections elle est constituée par un sol



forestier faiblement développé et par un chernozem et dans la dernière — par deux sols forestiers. La troisième bande est constituée dans quatre sections par un sol forestier fortement développé et par un chernozem.

En reproduisant le profil décrit au N de Constanța, G. Haase apprécie en 1963, comme interglaciaire — R/W — cette dernière bande de sols enfouis. Considérant les discussions engagées pendant l'excursion mentionnée et les caractères des profils de sol, on souscrit à l'opinion du pédologue allemand. Les deux autres bandes représentent les deux interstadiaires würmiens (on peut déterminer même des phases dans leur évolution).

Dans le sol forestier de cette troisième bande on a signalé des formations périglaciaires : coins, franges, poches de loess (Pl., fig. 2).

Les bandes inférieures des profils analysés sont donc antérieures à l'interglaciaire R/W. Il est probable que le dernier sol forestier de la section au N de Constanța qui puisse être corrélé au dernier sol forestier de la coupe S Constanța, et au sol supérieur à profil développé sur une épaisseur d'environ 2 m de la dernière bande de sols de la section W Ovidiu et à horizon B fortement argilique et pseudogleyifié, soit Mindel-Rissien.

Ces interprétations ne sont évidemment pas définitives. De nouvelles données qui s'accumuleront y apporteront des corrections. Il est sûr pourtant que la Dobrogea Méridionale représente une région aux traits paléopédologiques spécifiques dont les formations quaternaires peuvent être utilisées comme terme de comparaison dans l'étude d'autres régions à dépôts semblables.



**MORFOLOGIA COLONIEI, CRITERIU DE CARACTERIZARE
A FLOREI BACTERIENE DIN SOL¹⁾**

DE

ELISABETA MISSIRLIU, P. PAPACOSTEA

Abstract

Morphology of the Colony, a Criterion for the Characterization of the Bacterial Flora in Soil. In order to facilitate the qualitative determinations of the bacterial flora in soil, the authors suggest a systematization of the description of the bacterial colonies based on the morphological characteristic, which can be made evident in three different positions with respect to the light-source. The rays coming from the light-source must be reflected on the surface, transmitted through the bacterial mass or refracted inside the colony. The authors present a series of new characteristics which permit a rapid orientation in determining of the bacteria at various taxonomic levels. In the description of the colonies, Topping yeast extract agar is recommended as the most adequate medium. The minute differentiation gives us the possibility of studying the qualitative variations of the bacterial flora, the ecology of bacterial species and their eco-geographical variability.

În cursul cercetărilor efectuate în laboratorul de Microbiologia solului s-a constatat că speciile bacteriene din sol se dezvoltă cu aspecte macroscopice caracteristice, atunci cînd se folosește un mediu adecuat care să îndeplinească următoarele condiții : să permită dezvoltarea unui număr cît mai mare de specii bacteriene ; să nu permită o dezvoltare prea rapidă a coloniilor, pentru a se putea obține un număr cît mai mare de colonii izolate ; să permită o dezvoltare diferențiată a speciilor bacteriene sub formă de colonii caracteristice ; să fie suficient de transparent pentru a permite observații precise.

Un mediu care satisface aceste cerințe este mediu cu extract de drojdie, după Topping (L. E. Topping, 1937), vîrstă optimă

¹⁾ Comunicare în ședință din 18 decembrie 1963.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Șos. Kiseleff nr. 2.



pentru citirea coloniilor fiind de 5—10 zile de la însămîntarea diluțiilor de sol. Citirea caracterelor se face cu ajutorul unei lupe de mînă (10x), la lumina zilei, în trei poziții diferite ale coloniilor față de lumină, astfel încît observațiile să fie efectuate în lumina reflectată, transmisă și indirectă, razele de lumină căzînd oblic pe colonia care față de ochiul observatorului este proiectată pe un fond întunecat.

Făcînd astfel de observații asupra unui număr foarte mare de colonii, am reușit să stabilim pe lîngă elementele cunoscute de morfologia coloniilor bacteriene, o serie de elemente noi, care permit o descriere mai precisă folosită în caracterizarea speciilor.

Ca elemente de suprafață noi, am luat în considerație existența de cristale, ca de pildă cele observate în mod constant la o specie nouă, descrisă anterior sub denumirea *Pseudomonas* α (Elisabeta Missirliu, P. Papacostea, V. Manolescu, 1961) (pl. I, fig. 1), pelicule cu aspect de celofan, care se cufează sau se rup odată cu dezvoltarea coloniei (pl. I, fig. 2, 3) și care, de cele mai multe ori, prezintă și alt caracter nou descris, iridescență în lumină reflectată. Aceste pelicule sunt caracteristice cel puțin pentru unele specii de bacterii peritrihe aparținînd familiei Achromobacteraceae Breed. Un alt element de suprafață nou descris sunt crăpăturile observate pînă în prezent numai la anumite specii de bacterii sporogene (pl. I, fig. 4,5) aparținînd grupei care prezintă spori cu membrană groasă.

Ca elemente de structură internă am stabilit diferite structuri, ce se pot observa în lumină transmisă, caracteristice pentru diferite specii.

Unele structuri se datorează repartiției neomogene de masă bacteriană și de substanță gelatinoasă sugerînd diferite aspecte. Astfel o specie fluorescentă de *Pseudomonas*, desemnată provizoriu sub denumirea *Ps* Σ (pl. II, fig. 1) prezintă în interiorul coloniilor o structură amintind aspectul secțiunilor prin creier. O altă specie desemnată provizoriu *Ps* ζ prezintă o structură inelară (pl. II, fig. 2), evidentă și în lumină reflectată. Un alt tip de structură internă se datorează unei agregări speciale a celulelor bacteriene. Astfel s-a putut pune în evidență o structură prăfoasă întîlnită numai la specii aparținînd genului *Arthrobacter* și la specii sporogene aparținînd grupei ce prezintă spori cu membrană groasă. La un grad superior de agregare se întîlnesc structurile : nisipoasă, granulară sau — cînd aggregarea este neomogenă — aspectul pe care-l denumim aglutinat. Un exemplu de structură aglutinată se poate observa în pl. II, fig. 3 la o bacterie din grupa *Bacillus circulans*.

Structura observată în lumina refractată la baza coloniilor am folosit-o ca un criteriu de separare a speciilor sporogene de cele nesporogene.

Corelarea precisă a tipului de colonie cu specia respectivă s-a efectuat pe baza unor studii aprofundate a caracterelor morfologice și biotichimice ale speciilor studiate.

Pentru stabilirea tipurilor de colonii, caracteristice pentru diferențele speciei bacteriene, trebuie ținut seama de o serie de constatări importante făcute în cursul acestor cercetări.

1. În plăcile inițiale însămîntate cu diluții de sol, o specie sau o varietate bacteriană poate produce pe mediul Topping mai multe tipuri de colonii caracteristice, rezultînd un polimorfism, uneori redus iar alteori foarte dezvoltat.

Aceste aspecte diferite reprezintă la prima vedere un obstacol, în ceea ce privește atribuirea lor aceleiași specii. Lucrînd însă cu culturi pure obținute din diferențele tipuri de colonii și efectuînd diluții din aceste tulpieni pe mediul Topping, se obține pentru diferențele tulpieni același polimorfism al coloniilor, ceea ce indică apartenența la o singură specie. În felul acesta se obține o caracterizare complexă a speciei reprezentată pe plăcile inițiale prin diferențe tipuri de colonii. Aceste constatari au fost confirmate și prin studii amănuințite de morfologie celulară și prin numeroase determinări biochimice.

O ilustrare foarte elocventă se poate face cu specia *Bacillus megaterium*, atât de frecvent întîlnită în unele din solurile studiate.

Unul din tipurile pe care le prezintă această specie foarte polimorfă, are un aspect zonat concentric foarte caracteristic și evident (pl. II, fig. 4), alte tipuri de colonii avînd aspecte variate de la întinse, plate, la cutate în mod diferit. Uneori coloniile prezintă îngroșări inelare, alteori o lobare marginală adîncă iar alteori în centru o proemință, umbonele (pl. II, fig. 5).

Plecînd de la oricare din aceste tipuri de colonii, se obține în diluțiile secundare tipuri de colonii comune. Pe această cale se dovedește strînsa legătură dintre diferențele tipuri de colonii inițiale. Menționăm că examenul microscopic confirmă identitatea microorganismelor reprezentate pe placă inițială prin aceste colonii.

2. Un tip de colonie corespunde, în general, unei singure specii sau varietăți bacteriene. Specii diferențe pot totuși să prezinte tipuri de colonii foarte asemănătoare. Dar și în majoritatea acestor cazuri, observarea atentă cu ajutorul lupei permite punerea în evidență a unor amănuințe cu valoare diferențială.

3. Elemente din morfologia coloniei inițiale pot fi pierdute în cursul trecerilor pe medii de laborator. Este important din această cauză să se stabilească precis tipul coloniei inițiale. Un exemplu îl constituie pierderea frecventă a capacitații de a elabora un pigment.



Lucrindu-se cu o serie de soluri alpine și soluri podzolice pseudo-gleice, s-a întocmit pe baza materialului acumulat o cheie provizorie de determinare a speciilor ce compun flora bacteriană aerobă întâlnită în aceste soluri după aspectul coloniilor. Această cheie încă nepublicată va fi dezvoltată pe măsura studierii unor noi specii sau forme.

Folosind criteriul morfologic, numărul de colonii determinate imediat, atinge un procent cuprins între 80—100. Un exemplu este dat în tabel.

TABEL

Determinarea florei bacteriene într-o probă de sol. Recoltare: pădurea Vadului, pajiște cu Nardus stricta iulie 1961. Adâncime 0—5 cm.

Specia	Nr. absolut în mil/g sol uscat	%
<i>Bacillus mycoides</i>	0,3	2,6
<i>Bacillus cereus</i>	0,3	2,6
<i>Bacillus megaterium</i>	2,6	22,8
<i>Bacillus subtilis</i>	0,2	1,8
<i>Bacillus sphaericus</i>	0,1	0,9
<i>Bacillus circulans</i>	0,1	0,9
<i>Pseudomonas α</i>	0,4	3,5
<i>Pseudomonas β</i>	0,2	1,8
<i>Pseudomonas γ</i>	0,6	5,3
<i>Achromobacteraceae</i>	3,7	32,3
<i>Arthrobacter</i>	0,1	0,9
<i>Chromobacterium</i>	1,4	12,3
Nedeterminate	0,8	7,0
<i>Actinomycete</i>	0,6	5,3
	11,4	100,0

Avantajele folosirii morfologiei coloniilor drept criteriu de determinare a speciilor bacteriene constă în posibilitatea de a se înregistra amănunțit și rapid compoziția florei bacteriene din soluri eliminându-se lucrările numeroase și minuțioase implicate în determinările speciilor bacteriene prin metodele uzuale. Aceasta permite: să se stabilească variațiile sezoniere cantitative și calitative ale florei bacteriene, să se stabilească ecologia speciilor bacteriene ce se dezvoltă pe mediul Topping și variabilitatea ecologo-geografică a acestor specii.



EXPLICATIA PLANSEI



Institutul Geologic al României

EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1. — Soluri fosile îngropate în faleza Mării Negre (Foto M. Cicotti).

Sols fossiles enfouis vus dans la falaise de la Mer Noire (Photo M. Cicotti).

Fig. 2. — Formații periglaciare într-un sol fosil din faleza Mării Negre (la S de Constanța).

Formations périglaciaires dans un sol fossile de la falaise de la Mer Noire (au S de Constanța).

PLANŞA I



Institutul Geologic al României

PLANŞA I

- Fig. 1. — Cristale pe suprafața coloniei de *Pseudomonas* tip α Missirliu și Papacosteia
Cristaux sur la surface de la colonie de *Pseudomonas* type α Missirliu et Papacosteia
- Fig. 2. — Pelicule încrețite pe suprafața coloniei *Alcaligenes faecalis* Castellani și Chalmers.
Pelicules ridées sur la surface de la colonie d' *Alcaligenes faecalis* Castellani et Chalmers.
- Fig. 3. — Pelicule rupte pe suprafața coloniei de *Alcaligenes faecalis* Castellani și Chalmers.
Pellicules déchirées sur la surface de la colonie d' *Alcaligenes faecalis* Castellani et Chalmers.
- Fig. 4. — Crăpături în masa coloniei în lumină transmisă. Grupa *B. circulans* Jord.
Crevasses dans la masse de la colonie en lumière transmise. Groupe *B. circulans* Jord.
- Fig. 5. — Crăpături în masa coloniei în lumină reflectată. Grupa *B. circulans* Jord.
Crevasses dans la masse de la colonie en lumière reflétée. Groupe *B. circulans* Jord.

286-2



Institutul Geologic al României

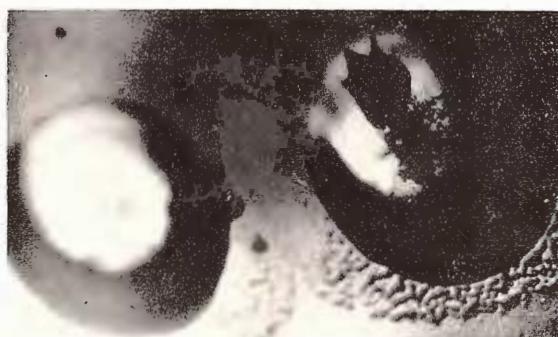
ELISABETA MISIRIU, P. PAPACOSTEA. Flora bacteriană din sol. Pl. I.



1



2



3



4



5

PLANŞA II



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

- Fig. 1. — Structură internă. *Pseudomonas* tip Σ Missirliu și Papacostea.
Structure interne. *Pseudomonas* type Σ Missirliu et Papacostea.
- Fig. 2. — Structură internă. *Pseudomonas* tip ζ Missirliu și Papacostea.
Structure interne. *Pseudomonas* type ζ Missirliu et Papacostea.
- Fig. 3. — Structură aglutinată. Grupă *B. circulans* Jord.
Structure agglutinée. Groupe *B. circulans* Jord.
- Fig. 4. — Colonie zonată *B. megaterium* de Bary.
Colonie zonée *B. megaterium* de Bary.
- Fig. 5. — Colonie lobată, umbonată. *B. megaterium* De Bary.
Colonie lobée, umbonée. *B. megaterium* De Bary.

ELISABETA MISSIRIU, P. PAPACOSTEA. Flora bacteriană din sol. Pl. II.



1



2



3



4



5

BIBLIOGRAFIE

- Missirliu Elisabeta., Papacostea P., Manolescu V. (1961). Studiul comparativ al unor tulpini de Pseudomonas izolate din soluri podzolice. *Lucrări științifice C.E.I.B.* III p. 57—71 Ed. Agrosilvică. București.
- Topping L. E. (1937). The predominant microorganisms in soils. *Zblatt f. Bakt.* II 97, 289—305.

MORPHOLOGIE DE LA COLONIE, CRITÉRIUM DE CARACTÉRISATION DE LA FLORE BACTÉRIENNE DU SOL

PAR

ELISABETA MISSIRLIU, P. PAPACOSTEA

(Résumé)

Afin de faciliter l'identification de la flore bactérienne du sol, les auteurs suggèrent une systématisation de la description des colonies bactériennes à partir des caractères morphologiques ; ceux-ci peuvent être évidenciés en trois positions différentes par rapport à la source de lumière de sorte que les rayons lumineux qui parviennent au chercheur se reflètent à la surface, sont transmis à travers la masse bactérienne, ou encore se refractent à l'intérieur de la colonie. On mentionne une série de nouveaux caractères qui permettent une rapide détermination des bactéries à divers niveaux taxonomiques. Il s'agit de la production de cristaux, de pellicules à aspect de cellophane et de la présence de l'iridescence sur la surface de la colonie, différentes structures internes, craquelures observables tant à la surface de la colonie que dans toute sa masse. Le milieu le plus favorable à la description des colonies est le milieu Topping à extrait de levure qui permet le développement différencié d'un grand nombre de colonies caractéristiques, ne favorise pas un développement rapide des colonies et est suffisamment transparent pour permettre des observations précises.

Grâce à cette différenciation détaillée nous pouvons observer les variations qualitatives de la flore bactérienne, l'écologie des espèces bactériennes et leur variabilité écologo-géographique.





Institutul Geologic al României

CONDIȚIILE NATURALE ȘI SOLURILE DIN PARTEA DE SW A CÎMPIEI OLȚENIEI¹⁾

DE

C. OANCEA, I. NIȚU, M. PARICHI²⁾

Abstract

Natural Conditions and the Soils in the South-Western Part of Oltenia Plain. The district studied is situated on the terraces of the Danube and the Getic Piedmont in the conditions of a climate characterized by 480—660 mm annual average precipitations and the annual average temperature γ from 11° , $4-11^{\circ}$, $7^{\circ}C$. The soils of the terraces are represented by the following sequence: Chernozems, Leached Chernozems and Reddish-Brown Forest soils formed on sand, sandy loess, loess and clay. On the weakly drained surfaces with the water table situated at a depth less than 5 m hydroautomorphic soils (Meadow Chernozems soils, Reddish-Brown Meadow soils and hydromorphic soils) formed.

The plane surface of the Getic Piedmont is covered by Brown Forest soils and Reddish-Brown Forest soils which formed on the Villafranchians clays and Pleistocene clays.

Introducere. Regiunea studiată este situată în extremitatea vestică a Cîmpiei Olteniei (fig. 1), fiind delimitată la est și nord de o linie ce unește localitățile Obîrșia de Cîmp, Drincea, Degerați, Simian iar la vest și sud de fluviul Dunărea.

Cercetări pedologice sistematice în acest sector au început în anul 1949 și au continuat apoi în anii următori prin lucrările întreprinse de pedologii M. Spirescu, St. Cîrstea, H. Asvadurov, C. Oancea. Sub îndrumarea prof. M. Popovăț, pedologii amintiți au studiat condițiile de pedogeneză și au întocmit o hartă de soluri la sc. 1 : 100 000.

Ulterior, sub aceeași îndrumare, în anul 1961, autorii acestei lucrări au întreprins noi cercetări în lumina ultimelor orientări în sistematica solurilor. A fost studiată în mod amănunțit geneza solurilor ținând seama

¹⁾ Comunicare în ședință din 18 decembrie 1963.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospectingiuni. Șos. Kiseleff nr. 2.

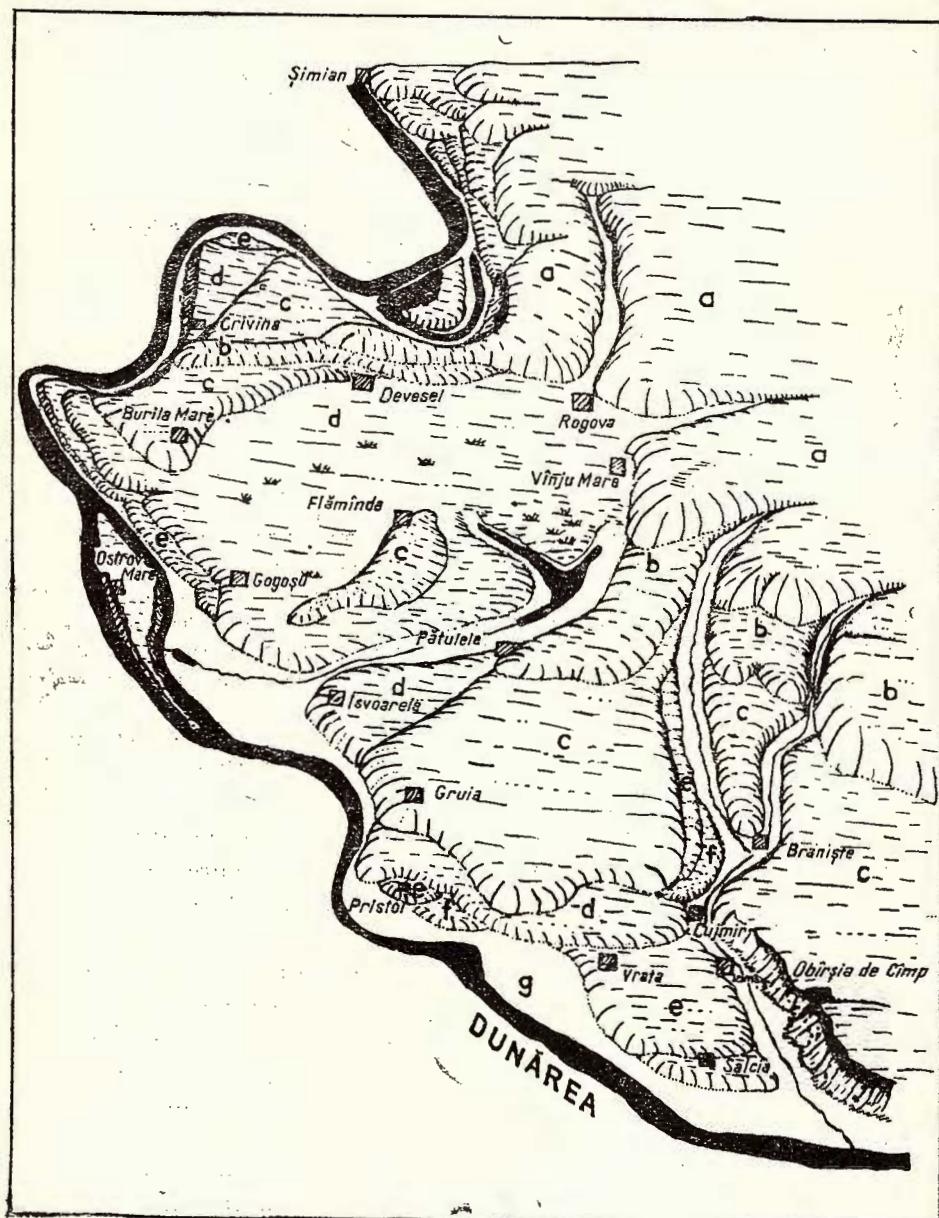


Fig. 1. — Bloc-relief în cîmpia Dănceului.

Bloc-relief dans la plaine de Dănceu.

atât de varietatea sedimentelor de solificare cît și de acțiunea complexă și interdependentă a celorlalți factori pedogenetici : relief, climă, vegetație, apă freatică și influența omului.

Cadrul natural

Relieful. Cîmpia Dănceului (P. Co te t, 1957) cuprinde cea mai mare parte din sectorul cercetat, fiind alcătuită din trepte largi (terase) ce coboară spre Dunăre. Aceste terase dominate în partea de nord-est de Cîmpia înaltă și platforma Piemontului getic sunt cunoscute în literatură (fig. 1) sub denumirile : Perișoru (70–100 m Günz), Flămînda (50–60 m Mindel), Băilești (27–35 m Riss), Corabia (15–22 m Würm I), Ciuperceni (5–12 m Würm II). Aceste nivele se paralelizează cu cele studiate de M. Popovăț, C. Oancea și M. Parichi (1959–1960) la vest de Jiu și în Cîmpia Olteniei de est (C. Oancea, M. Parichi, 1960) atât în ceea ce privește altitudinea cît și corelația dintre vîrsta teraselor și evoluția solurilor.

Cîmpia înaltă și platforma Piemontului getic (300 m altitudine) prezintă interfluviî largi de 1–3 km fragmentate de văi adânci cu versanți în parte afectați de eroziune și aluncări. Este alcătuită din depozite fluvio-lacustre villafranchiene.

Terasa Perișoru (fig. 1) se desfășoară sub forma unor cîmpuri plane în jurul localităților Recea și Chilia. Depozitele de terasă sunt alcătuite din luturi și pietrișuri peste care, parțial, au fost depuse nisipuri

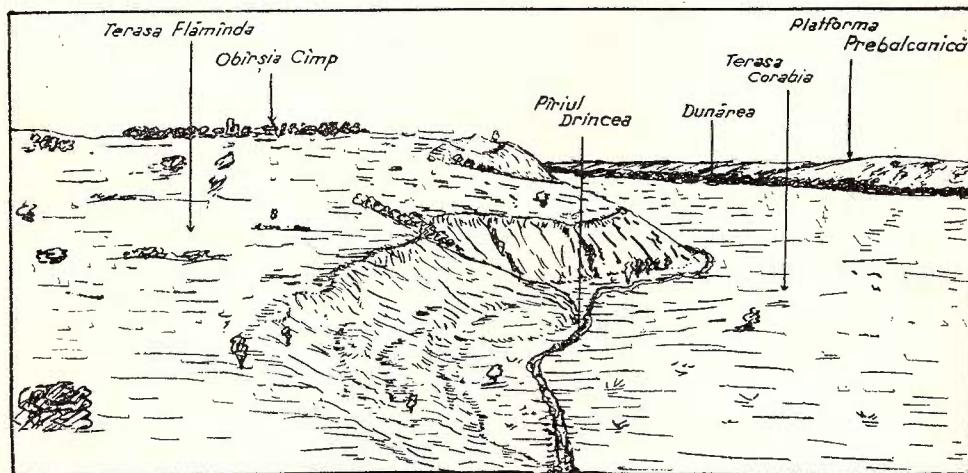


Fig. 2. — Schiță panoramică în cîmpia Dănceului.

Esquisse panoramique dans la plaine de Dănceu.

holocene, transportate de vînt din aluviunile Dunării. Nivelul apei freatică se află la adâncimi de peste 20 m pe cea mai mare parte din suprafața terasei.

Terasa Flămîndă ocupă o suprafață mai întinsă în cîmpie fie ca treaptă intermediară între terasa Perișoru și terasa Băilești între localitățile: Vînători, Recea, Pătulele, Obîrșia de Cîmp (fig. 1), Gruia, Isvorul Frumos și Deveselu, fie ca martori de eroziune (Flămînda). Este formată din luturi și pietrișuri peste care au fost depuse, pe mari întinderi, nisipuri eoliene holocene, sub forma unor dune longitudinale orientate pe direcția WNW-ESE. Apa freatică se găsește la 15–20 m adâncime și are un drenaj bun. În depresiunile dintre dune se produc băltiri primăvara și toamna, influențind puternic evoluția morfologică a solurilor.

Terasa Băilești are cea mai mare dezvoltare și ocupă partea centrală a cîmpiei Dănceului între localitățile: Isvoarele, Viașu, Vînjuș Mare, Rogova, Deveselu, Tigănași. Se mai întilnește între Cujmir-Gruia și între Crivina-Batoți. Relieful este alcătuit din suprafete relativ plane tipice sedimentelor loessice și suprafete ondulate cu dune longitudinale de nisip, în diferite stadii de evoluție, orientate în general pe direcția WNW–ESE. De asemenea se întilnesc mari suprafete depresionare semi-endoreice cu șiraguri de bălti formate probabil pe vechi cursuri ale Dunării. Contactul Piemontului cu terasele este marcat prin largi conuri de dejecție în dreptul văilor cu caracter torrential. Apa freatică se găsește la adâncimi mici (între 0 și 5 m) și influențează evoluția morfologică a solurilor.

Terasa Corabia ocupă suprafete mici sub formă de fragmente, la: Salcia, Aurora, Vrata, Pristol, Crivina-Vrancea, Tigănași, Balta Verde. Nisipurile loessice și loessul alcătuiesc un relief larg ondulat. Pînza de apă freatică se află la adâncimi de peste 7 m.

Terasa Ciupereni apare sub formă unui fragment în dreptul localității Pristol și a unei fissii între Cujmir și Recea. Este alcătuită din dune de nisip cu bălti în interdune datorită pînzei de apă freatică situată la adâncimi mici (3–5 m).

Luncă Dunării este caracterizată printr-un relief de grinduri și dune eoliene în alternanță cu bălti și arii depresionare. Depunerile aluviale sunt alcătuite din pietrișuri, nisipuri și luturi.

Se remarcă lipsa teraselor superioare (Perișoru și Flămînda) în sectoarele Bucura-Rogova și Batoți-Hinova și contactul direct al Cîmpiei piemontane înalte cu terasa Băilești în primul sector și direct cu Dunărea în celălalt.



Hidrologia. Rețeaua hidrografică permanentă, exceptând fluviul Dunărea, este slab dezvoltată, fiind alcătuită din pîraiele Drincea și Blahnița. Se mai întâlnesc însă și văi cu caracter torrential de mică importanță, semipermanente, care în perioadele bogate în precipitații produc inundații pe suprafețe mari și alimentează cu apă bălțile de pe terase (Rogova, Poroinița, Bucura, Orevița). Caracterul torrential este determinat de completa despădurire a bazinelor hidrografice. Pîrul Drincea și Blahnița au curs permanent însă cu mare variație de debit. Izvoarele apar în număr mare în zonele de contact dintre cîmpie, terase și lunci. Bălțile au o largă răspîndire în lunca Dunării : Vadul, Gruia, Vrata, Vîrtop, Balta Mare și Balta Ascunsă cît și pe terasa Băilești ; Bucura, Rotunda, Jiana, Săelile și Zaganul, însirate pe direcții indicatoare ale unui vechi curs al Dunării.

Pinza de apă freatică. În sectorul cercetat, adîncimea, compoziția chimică și debitul pînzei de apă freatică sunt determinate de relief și rocă. Adîncimile cele mai mari (peste 20 m) se întâlnesc în Cîmpia piemontană și pe terasele superioare ; iar cele mai mici (sub 5 m) pe terasele inferioare. În zonele depresionare ale terasei Băilești, apa freatică este aproape de suprafață și alimentează bălțile. În această parte hidroizohipsele (pl. II) indică o pantă de scurgere a apelor freatici extrem de redusă. În lunca Dunării și pe terasa Ciupercenii oscilațiile nivelului freatic sunt legate de variațiile de nivel ale Dunării. În zonele depresionare ale terasei Băilești se constată și o variație sezonieră destul de pronunțată (1–2 m). Datele analitice asupra conținutului în săruri la probele de apă recoltate din profilele situate pe terasa Băilești, indică un conținut ridicat în bicarbonați, în care predomină $(\text{HCO}_3)_2\text{Ca}$. Destul de frecvent apar cloruri (ClNa) și sulfati însă valorile lor sunt reduse. Numai la sud de localitatea Scăpău unde cantitatea în săruri este mai ridicată, au determinat procese de salinizare. În funcție de mezo—și microrelief au fost separate (pl. II) unități cu apă freatică situată la 0–2 m, 2–3 m, 3–5 m, limite între care au evoluat soluri cu caracteristici morfologice asemănătoare. Scara la care se prezintă harta nu ne-a permis separarea numeroaselor interdune (sub 20 m lățime) în care apă freatică se află la adîncimi de 0–2 m. Acolo unde a fost posibil au fost reprezentate areale cu apă la suprafață sau aproape de suprafață.

Climatul. Este temperat continental și se caracterizează printr-o accentuată uscăciune în lunile iulie—septembrie și prin precipitații maxime în lunile mai, iunie și octombrie.

Datele înregistrate de stațiunile Turnu Severin și Calafat indică o interferență a influențelor continentale cu cele sudice submediteraneene.



Temperatura medie anuală : $11^{\circ}4 - 11^{\circ}7$ C.

Temperatura lunei iulie : $22^{\circ}9 - 23^{\circ}1$ C.

Temperatura lunei ianuarie : $-1^{\circ}9 - 0^{\circ}9$ C.

Perioada fără îngheț : 221 - 222 zile.

Precipitații medii anuale : de la 480 mm la Cujmir la 660 mm la Turnu Severin.

Valorile indicilor climatici calculați și interpretați de prof. M. Popovăț, 1961 sunt : H (indice de umezeală) – 0,5 – 2,5 ; α (indice termic) 1,05 – 1,10 și π (indice de repartizarea precipitațiilor) 1,20. Acestea arată de asemenea influența submediteraneană a climei în care valorile acestor indici sunt subunitare. Indicele de ariditate de Martonne are valori cuprinse între 16 – 24 în iulie – septembrie la Turnu Severin și 17 – 24 în aceleași luni la Calafat.

Vînturile puternice predominante din WNW au transportat și depus nisipurile sub forma unor dune longitudinale a căror modelare pe alocuri se produce și în prezent. Perioadele de maximă intensitate a vînturilor predominante se înregistrează în lunile iulie – septembrie, având ca efect o evaporare puternică dăunătoare plantelor cultivate.

Vegetația. Cea mai mare parte din suprafața cercetată este cultivată cu cereale : grâu, porumb, orz, secară etc. Resturile de păduri și vegetație naturală din poeni sau din pășuni și fînețe indică prezența antestepiei și silvostepiei în partea sudică și a pădurii de Quercine în partea nordică. Marea varietate de asociații xerofile, mezofile, higrofile și helofile de plante întîlnite, sunt determinate de condițiile de relief, rocă, și apă freatică. În lunca Dunării ca și în zonele depresionare lipsite de drenaj se întîlnesc asociații de plante mezofile, higrofile, și helofile ca : *Trifolium repens*, *T. fragiferum*, *Ranunculus repens*, *Lotus corniculatus*, *Poa palustris*, *Typha angustifolia*, *Phragmites communis*, *Alisma plantago*, etc. Pe nisipuri se întîlnesc asociații xerofile de *Cynodon dactylon*, *Kochia laniflora*, *Arenaria serpilifolia* etc.

Vegetația lemnosă reprezentată prin păduri de Quercine mult mai întinse în trecut, ocupă astăzi suprafețe mici în jumătatea nordică a sectorului. Exemplarele izolate și pilcurile de stejar întîlnite în tot sectorul sunt o mărturie în acest sens. Prezența unor depozite de turbă eutrofă în depresiunile ce înconjoară bălțile de pe terasa Băilești, indică de asemenea un climat mai umed în urma retragerii cursului Dunării. Pădurile sunt alcătuite din *Quercus pedunculiflora*, *Q. pubescens* în zona cernoziomului și cernoziomului levigat, *Quercus frainetto* și *Q. cerris* în

zona solului silvestru brun-roșcat și *Q. petraea* în zona solului silvestru brun. Dunele de nisip sunt fixate cu plantații de salcimi.

Roci-mame. Sedimentele cuaternare pe care s-au format solurile sunt de origine fluvio-lacustră (argile și luturi argiloase villafranchiene, luturi roșcate și pietrișuri pleistocene) și eoliană (loessuri, nisipuri loessice și nisipuri). Argilele villafranchiene ocupă suprafețele de platformă în partea de N a sectorului. Pe versanții din cuprinsul Piemontului getic apar alternanțe de argile cu luturi, pietrișuri și nisipuri. Dealul Stîrmina din partea de sud-vest a platformei este format din nisipuri și pietrișuri. Răspândirea sedimentelor de solificare se poate urmări pe harta rocilor mame (pl. III).

Menționăm prezența calcarului de baltă (vest Viașu), cu grosimi de peste 2 m deasupra căruia se află un strat de turbă gros de 50–100 cm.

Soluri. Răspândirea zonală a solurilor în sectorul cercetat (pl. I) este determinată în mod deosebit de vîrstă formelor de relief și diversitatea sedimentelor. Influențele climatice nu sunt atât de puternice încât să determine în aceleași condiții de relief și roca, existența tipurilor zonale de soluri cu variații între cernoziom și sol silvestru brun-roșcat. Formele de relief se succed în ordinea vîrstei și altitudinei corespunzînd aproape pentru fiecare nivel o anumită asociație de soluri.

Suprafața inițială a reliefului reprezentată prin Platforma getică este acoperită cu soluri silvestre brune și soluri silvestre brune-roșcate. Solurile brune s-au format pe argile villafranchiene în condițiile reliefului de platformă, pe cind solurile silvestre brun-roșcate au ca roci-mame luturile argiloase roșcate pleistocene și ocupă întreaga suprafață a Cîmpiei înalte.

Pe terasele vechi în funcție de compoziția mineralologică și textura sedimentelor s-au format soluri silvestre brun-roșcate (nisipuri eoliene vechi), cernoziomuri mediu și puternic degradate textural (luturi). Cernoziomurile slab degradate și cernoziomurile ciocolatii (loess și nisip loessian) de pe terasele inferioare încheie seria solurilor automorfe. Pe aceleași nivele, dar pe sedimente nisipoase de natură mineralologică diferită, s-au format soluri brune-roșcate tinere și cernoziomuri levigate. Solurile influențate de pînza freatică, autohidromorfe și hidromorfe sunt caracteristice suprafețelor slab drenate de pe terasa Băilești.

În zona depresionară a Cîmpiei Dănceului ca și pe terasele mai joase, sub influența apei freatici, s-au format cernoziomuri ciocolatii freatic umede, soluri cernoziomice freatic umede și lăcoviști.

În cele ce urmează, vom prezenta pe tipuri genetice condițiile de formare, răspândirea și caracterele fizico-chimice ale solurilor din sectorul

cercetat. Se vor analiza separat solurile automorfe, autohidromorfe și hidromorfe.

Zona cernoziomului. 1. *Soluri automorfe.* Unitatea cernoziomurilor ciocolatii și a cernoziomurilor carbonatice reprezintă limita vestică a zonei cernoziomurilor din Cîmpia română. Sunt răspândite pe suprafețe restrînse în relieful relativ plan al terasei Corabia, între localitățile Vrata și Cujmir.

Condițiile climatice oarecum diferite față de cele caracteristice zonei cernoziomului din estul Cîmpiei române au determinat formarea unui profil de cernoziom cu acumulare redusă de humus.

Roca-mamă este constituită din loess iar nivelul apei freatic se găsește la peste 9 m adâncime.

Cantitatea de humus (2,6%) este mai scăzută decât la cernoziomurile din estul Cîmpiei române. Caracterele morfologice ale cernoziomurilor le indică ca fiind evolute din cernoziomuri levigate ca urmare a schimbărilor climatice în direcția stepizării determinate de dispariția pădurii.

Separarea în unități cartografice deosebite a cernoziomului ciocolatiu și a cernoziomului carbonatic, nu a fost posibilă la scară de lucru (1 : 50 000), deoarece frecvențele alternanțe de cernoziom ciocolatiu și cernoziom carbonatic sunt repartizate pe suprafețe restrînse cu aceleași caractere geomorfologice.

Caracterele morfologice și fizico-chimice ale cernoziomului ciocolatiu sunt redate în descrierea și tabelele analitice 1, 2, 3 ale profilului nr. 27 (nord Salcia).

PROFIL nr. 27

Cernoziom ciocolatiu Cîmpia Olteniei, 2 km N Saleia

Tabelul 1

Analizat de P. Vasilescu, Hareta Mac

Orizontul	Adâncimea în cm	Fracțiunea granulometrică în %					
		0,2–2 mm	0,2–0,02 mm	0,02–0,002 mm	<0,002 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
A	0–18	1,1	54,1	19,2	25,6	22,9	35,3
A	18–37	1,6	54,4	18,7	25,3	22,8	34,8
A/C'	40–55	1,5	53,6	18,7	26,2	23,5	35,6
A/C''	55–70	1,3*	55,3	19,6	23,8	21,4	34,3
C'	80–100	1,1	56,1	19,4	23,4	21,1	33,2
C''	120–140	0,9	46,6	21,8	20,7	18,9	32,1
C/D	150–170	1,2	57,9	20,0	20,9	18,8	30,5
D	180–200	0,9	58,3	20,6	20,2	17,7	30,2



Tabelul 2

Analizat de P. Vasilescu, Hareta Mac

Orizontul	Adâncimea în cm	Humus %	CaCO ₃ %	N %	C : N	pH (H ₂ O)
A	0—18	3,6	—	0,17	10,3	7,2
A	18—37	2,6	—	0,17	10,4	7,5
A/C'	40—55	2,0	3,9	0,16	8,3	8,2
A/C'	55—70	1,4	12,2	—	—	8,3
C'	80—100	1,0	20,7	—	—	—
C'	120—140	—	27,8	—	—	—
C/D	150—170	—	23,2	—	—	—
D	180—200	—	22,7	—	—	8,5

Tabelul 3

Analizat de Dorothea Manes

Adâncimea în cm	Cationi schimbabili										V%	
	m. e. în 100 g sol						procente din T					
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺		
0—18	19,07	3,36	0,40	0,27	2,12	25,22	75,6	13,4	1,6	1,1	8,3 91,7	
18—37	20,48	2,54	0,32	0,32	1,15	24,81	82,6	10,2	1,3	1,3	4,6 95,4	
40—55	14,67	3,85	0,39	0,47	—	19,38	75,7	19,8	2,0	2,5	— 100,0	
55—70	13,15	1,75	0,32	0,45	—	15,67	83,9	11,2	2,0	2,9	— 100,0	
80—100	10,28	1,82	0,29	0,59	—	12,98	79,2	14,0	2,3	4,5	— 100,0	
180—200	8,56	1,24	0,25	0,62	—	10,67	80,1	11,6	2,4	5,8	— 100,0	

Profil nr. 27. Cernoziom ciocolatiu, Cîmpia Olteniei, 2 km N Salcia.

Relief : terasa Corabia (17—22 m alt. relativă). Suprafață plană cu slabe și largi ondulații. Altitudine absolută 51—55 m.

Roca-mamă : loess.

Folosință : întreaga suprafață este cultivată cu grâu, porumb și floarea soarelui.

Date climatice : stațiunea Calafat.

Lunile	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Tm °C	-1,5	0,5	5,8	11,8	17,2	21,2	23,4	22,7	18,4	12,2	5,7	1,0	11,5
Pm. mm	38,2	30,7	36,9	52,4	66,3	63,4	48,4	51,2	44,9	54,4	36,4	46,0	570,0
Ep	0	1	18	52	98	129	148	133	86	47	14	2	728.

Pînza de apă freatică se află la adâncimi mai mari de 7 m.

Descrierea morfologică a profilului :

A 0—39 cm, lutos ; brun foarte închis (10YR 2/2 umed) brun cenușiu închis (10YR 4/2 uscat) ; grăunțos stabil (2—4 mm Ø ; afinat ; rădăcini subțiri frecvente ; trecere treptată ;



- A/C 39—56 cm, lutos; brun cenușiu închis (10YR 3/2 umed) brun cenușiu (10YR 4/3 uscat); nuciform slab friabil (2—3 cm Ø); afinat; rădăcini subțiri rare. Apar pseudomicelii rare de CaCO_3 cenușii deschise (10YR 7/1) efervescentă moderată în masă, trecere clară;
- A/C 56—80 cm, lutos, brun cenușiu închis (10YR 4/2 umed) cenușiu brun deschis (10YR 6/2 uscat) bulgări mici friabili (4—8 cm Ø) afinat, pseudomicelii și vinișoare de CaCO_3 , efervescentă puternică în masă; crotovine cu material din C; trecere clară;
- C 80—140 cm, lutos, brun gălbui (10YR 5/4 umed), brun foarte pal (10YR 7/4 uscat) nestructurat, afinat, vinișoare rare și concrețiuni mici (5—10 mm Ø de CaCO_3); crotovine rare cu material din orizonturile superioare;
- C/D 140—180 cm, lutos, brun gălbui deschis — brun gălbui (10YR 6/4—5/4 umed), brun foarte pal (10YR 7/3 uscat); afinat; poros cu concrețiuni de CaCO_3 mai mari (7—15 mm Ø) tari și vinișoare destul de frecvente;
- D 180—200 cm, lutos, brun gălbui deschis (10YR 6/4 umed), brun foarte pal (10YR 7/4 uscat); poros cu pete și vinișoare de CaCO_3 mai rar concrețiuni (2—4 mm Ø).

Cernoziomurile levigate și cernoziomurile degradate textural au o întindere mult mai mare. Ele ocupă aproape în întregime terasa Băilești între Cujmir-Vînători, Pristol-Izvoarele și suprafețe mai mici la vest de Batoji, sud de Drincea și în Ostrovul Mare.

Prezintă o secvență de orizonuri de tip A, B, C cu variații morfologice imprimate de rocă și relief. Pe suprafețele relativ plane sau larg ondulate formate din loess sau nisip loessic s-au format cernoziomuri cu orizont B textural, iar pe suprafețele ondulate formate din dune de nisip s-au dezvoltat cernoziomuri levigate cu orizont B de culoare. Se poate remarcă și o diferențiere în ceea ce privește stadiul de degradare texturală și de levigare în funcție de poziția solurilor pe relief.

Formele depresionare pe loess și nisip loessic sunt ocupate cu cernoziomuri — în general — mediu degradate textural, iar pe formele pozitive de relief, cu cernoziomuri slab degradate textural. Pe relieful de dune, coamele mai expuse vînturilor, mai uscate, sunt ocupate cu cernoziomuri slab levigate. Pe versanți se întâlnesc cernoziomuri mediu levigate iar în depresiunile dintre dune, mai umede, mai puțin expuse vînturilor, cernoziomuri puternic și foarte puternic levigate. Trebuie să remarcăm că deși succesiunea notată este dominantă, ea nu exclude și alte posibilități. Pe coamele dunelor, de exemplu, s-au întâlnit uneori cernoziomuri decarbonatare sau chiar carbonatice.

Cernoziomul slab levigat pe nisip prezintă un profil de tip A, A/B, B, C; în care orizontul A este de 35—40 cm iar orizontul C apare la 80—



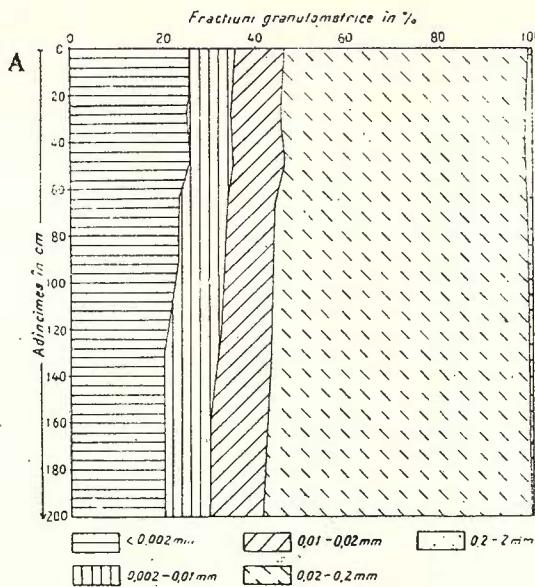


Fig. 3 A.

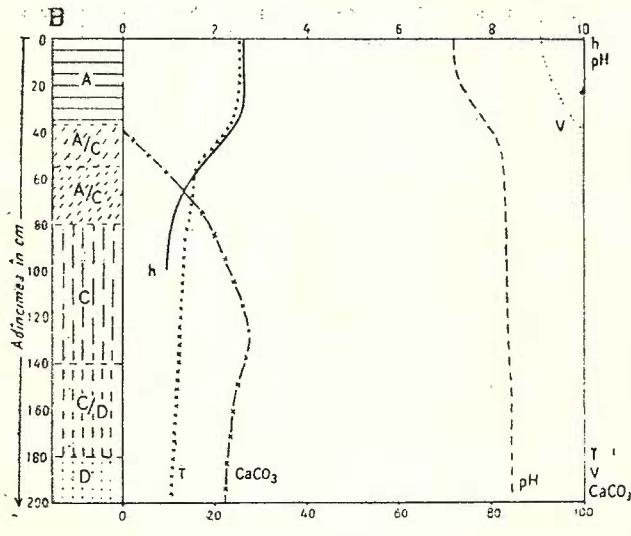


Fig. 3 B.

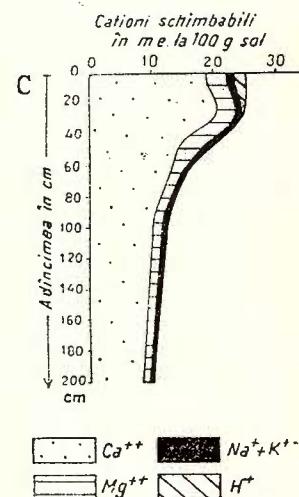


Fig. 3 C.

Fig. 3. — Variatia insusirilor fizico-chimice pe profilul unui cernoziom ciocolatiu (profil 27 N Salcia).

A, alcătuirea granulometrică; B, insusiri fizico-chimice; C, alcătuirea capacitatei de schimb cationic; h, humus în %; pH, reacția în valori pH; a, argilă în %; CO₃Ca, carbonați în %; T, capacitatea de schimb cationic în me la 100 g sol; V, gradul de saturare în baze în %

Variation des propriétés physico-chimiques dans le profil d'un chernozem chocolat (profil 27 N Salcia). Légende pour les figures 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10.

A, constitution granulométrique; B, propriétés physico-chimiques.; C, constitution de la capacité d'échange cationique; h, humus en %; pH, réaction en valeurs pH; a, argile en %; CO₃Ca, carbonates en %; T, capacité d'échange cationique en me à 100 g sol; V, degré de saturation en bases en %

100 cm. Se caracterizează prin prezența unui orizont B de culoare în care cantitatea de argilă este egală sau mai mică decât în orizontul A.

PROFIL nr. 55
Cernoziom slab levigat
Cimpia Olteniei, N Gruia

Tabelul 1

Analizat de P. Vasilescu

Orizontul	Adîncimea cm	Fracțiuni granulometrice în %							
		2–0,2 mm	0,2–0,1 mm	0,1– 0,06 mm	0,06– 0,02 mm	0,02– 0,002 mm	<0,002 mm	<0,01 mm	<0,001 mm
A	0–14	3,4	40,0	15,5	23,4	6,9	10,9	14,7	9,9
A	14–27	3,0	41,6	14,1	22,6	6,8	11,9	16,0	11,1
A	27–40	3,7	39,3	16,1	22,5	6,2	12,3	15,9	11,2
A/B	40–60	3,1	41,3	18,3	20,5	5,5	11,3	14,4	10,1
B	70–90	1,4	44,9	16,1	23,1	4,8	9,7	12,8	9,1
C	110–130	2,5	47,6	17,0	20,6	4,4	8,0	10,2	7,3

Tabelul 2

Analizat de Hareta Mac

Adîncimea cm	Humus %	N %	C : N	CaCO ₃ %	pH (H ₂ O)
0–14	2,4	0,15	10,8	—	6,6
14–27	1,0	—	—	—	—
27–40	0,7	0,05	9,3	—	7,8
40–60	—	—	—	—	—
70–90	0,4	—	—	—	6,8
110–130	—	—	—	17,6	8,4

Dăm în continuare descrierea morfologică și datele analitice pentru un cernoziom degradat textural profil nr. 3 situat la NE de Pristol.

Profil nr. 3. Cernoziom slab-mediu degradat, Cimpia Olteniei, 1 km NE comuna Pristol.

Relief: terasa Dunării (27–35 altitudine relativă). Suprafața relativ plană cu lărgi ondulații, altitudine absolută 80–85 m.

Roca-mamă: loess.



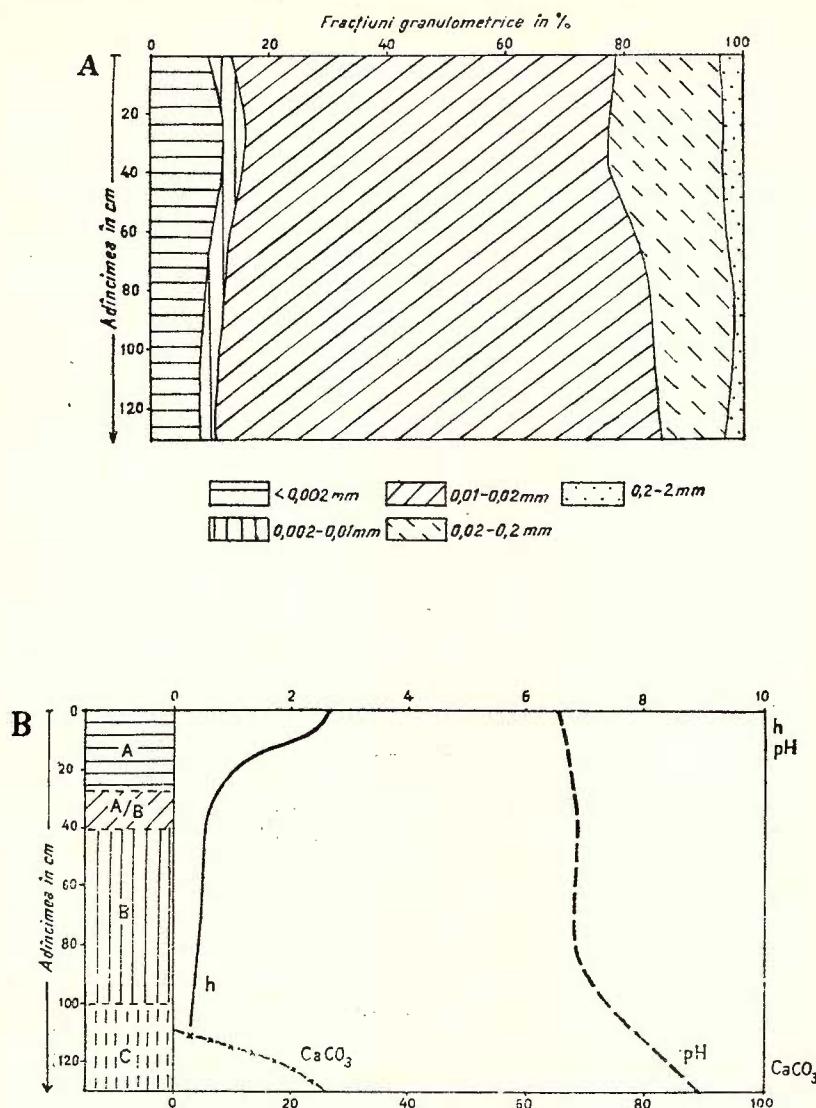


Fig. 4. — Variația însușirilor fizico-chimice pe profilul unui cernoziom slab levigat (profil 53 N Gruia). Vezi legenda fig. 3.

Variation des propriétés physico-chimiques dans le profil d'un chernozem faiblement l'évidé (profil 53 N Gruia). Voir légende fig. 3.

Folosință : Intreaga suprafață este cultivată cu grâu, porumb, floarea soarelui și plante furajere.

Date climatice : stațiunea Calafat (vezi prof. nr. 27).

Pinza de apă freatică se află la adâncimi mai mari de 7 m.

Descrierea morfologică a profilului :

A 0–30 cm, lutos ; brun cenușiu foarte închis (10YR 3/2 umed) brun cenușiu închis (10YR 3/2 umed); brun cenușiu închis (10YR 4/2 uscat); structurat grăușos (2–6 mm Ø) reunit în agregate mai mari (1–2 cm Ø) care se desfac ușor; rădăcini subțiri; trecere treptată;

A/B 30–45 cm, lutos ; brun roșcat închis (5YR 3/4 umed), brun gălbui (10YR 5/4 uscat); nuciform (2–3 cm Ø) compact; apar separații ferimanganice mici (1 mm Ø) în parte neconsolidate;

B 45–120 cm; lutos ; brun roșcat (5YR 4/4 umed); gălbui roșcat (10YR 5/6 uscat); prismatic columnoid (2,5–4 cm Ø); compact; fisurat; separații ferimanganice mici (2 mm Ø); bobovine rare (2–4 mm Ø);

C 120–170 cm, lutos ; brun gălbui (10YR 5/4 umed), brun foarte pal (10YR 7/4 uscat); nestructurat; bulgări de la 3–5 cm Ø; cu pete; eflorescențe și concreții tari (Ø 0,5–1 cm) de CaCO_3 ; apar crotovine cu material din partea superioară;

C/D 170 lutos ; brun gălbui (10YR 5/4 umed), brun foarte pal (10YR 7/4 uscat); nestructurat, la fel eflorescențe; vinișoare, pete și concreții mici de CaCO_3 .

PROFIL nr. 3

**Cernoziom slab-mediu degradat
Cimpia Olteniei, 1 km NE Pristol**

Tabelul 1

 Analizat de P. Vasilescu

Ori- zontul	Adâncime în cm	Fractiuni granulometrice în %							
		2–0,2 mm	0,2–0,1 mm	0,1– 0,06 mm	0,06– 0,02 mm	0,02– 0,002 mm	<0,002 mm	<0,01 mm	<0,001 mm
A	0–15	1,6	5,1	10,3	39,2	18,8	25,0	34,0	21,9
A	15–30	1,5	4,7	10,9	35,6	18,2	29,0	37,9	26,0
A/B	32–45	1,1	4,2	12,0	33,8	17,4	31,5	39,3	28,2
B'1	50–70	1,3	4,2	10,3	36,6	17,5	30,0	38,6	26,4
B 2	80–100	1,2	3,1	12,2	37,8	20,8	24,9	36,3	19,7
C	135–155	1,5	6,3	12,1	39,1	18,9	22,0	30,9	19,3



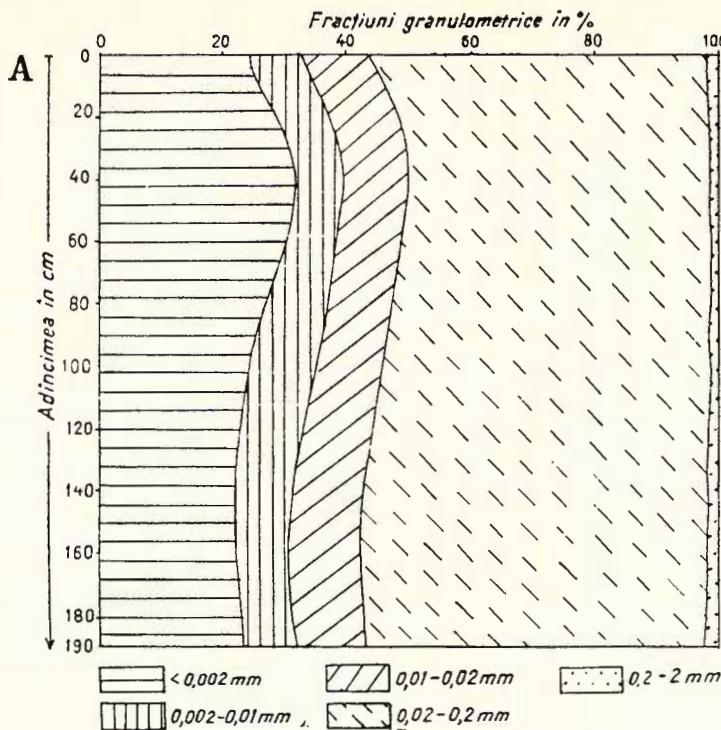


Fig. 5 A.

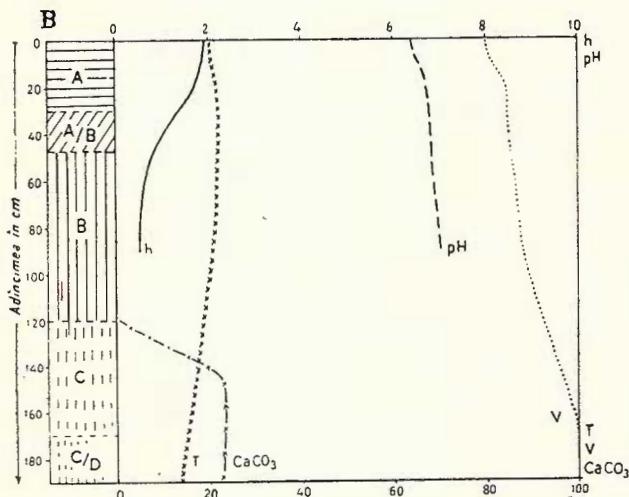


Fig. 5 B.

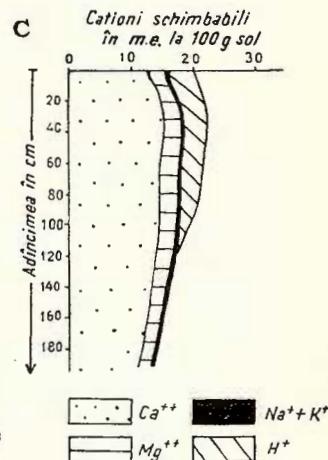


Fig. 5 C.

Fig. 5. — Variația insușirilor fizico-chimice pe profilul unui cernoziom slab-mediu degradat (profil 3 NE Pristol). Vezi legenda fig. 3.

Variation des propriétés physico-chimiques dans le profil d'un chernozem faiblement-moyennement dégradé. Voir légende fig. 3.

Tabelul 2

Analizat de Hareta Mac și Margareta Dobrescu

Adâncimea în cm	Humus %	N %	C : N	CaCO ₃ %	pH (H ₂ O)
0—15	1,9	0,10	12,5	—	6,5
15—30	1,7	0,09	12,8	—	6,7
32—45	0,9	0,06	10,6	—	6,8
50—70	0,6			—	6,7
80—100	0,5			—	7,0
135—155	—			23,1	—
170—190	—			22,2	—

Tabelul 3

Analizat de Dorothea Manes

Adâncimea în cm	Cationi schimbabili										V %	
	Me în 100 g sol						Procente din T					
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	
0—15	13,38	2,40	0,27	0,25	3,94	20,24	66,1	11,8	1,4	1,3	19,4	81,6
15—30	15,44	2,59	0,37	0,19	3,33	21,92	70,4	11,8	1,7	0,9	15,2	84,8
32—45	15,50	2,79	0,36	0,27	3,36	22,28	69,6	12,5	1,6	1,2	15,1	84,9
50—70	14,90	2,93	0,35	0,28	2,98	21,44	69,5	13,7	1,6	1,3	13,9	86,1
80—100	15,04	2,60	0,28	0,27	2,51	20,70	72,7	12,6	1,3	1,3	12,1	87,9
170—190	11,65	2,32	0,31	0,30	—	14,58	79,8	16,0	2,1	2,1	—	100,0

2. Solurile autohidromorfe. Sunt reprezentate prin cernoziomuri freatic umede, și soluri cernoziomice freatic umede.

Cernoziomurile freatic umede s-au întîlnit pe suprafețe mici la est de localitatea Vînători și la sud-est de localitatea Salcia pe terasa Corabia la contactul cu lunca pîrului Drincea și pe terasa Băilești la sud de Dănceu. Roca mamă este formată din loess, nisip și nisip eolian. Apa freatică se găsește la adâncimi de 3—5 m. Oscilațiile sezoniere ale pînzei de apă freatică provoacă mai ales primăvara și toamna o umezire capilar-peliculară în partea inferioară a profilului de sol. Ca urmare se poate observa la baza profilului o slabă gleizare, mai evidentă la cernoziomurile freatic umede formate pe loess.



Morfologic se caracterizează printr-un orizont A bine dezvoltat (35—40 cm) de culoare negricioasă, cu structură grăunțoasă stabilă. Limita efervescenței este de obicei situată la suprafață sau în partea superioară a orizontului A.

Pe nisipuri s-au format cernoziomuri freatic umede cu adâncimea efervescenței situată între 80—100 cm. Datorită conținutului ridicat în carbonați de calciu orizonturile A/C și C au o culoare castanie gălbuiu (umed) și cenușie (uscat).

Concrețiunile de CO_3Ca cu diametru de cca 1 cm, au o consistență medie.

Solurile cernoziomice freatic umede se întâlnesc pe suprafețe mai mici la vest de localitatea Nicolae Bălcescu, la sud de Gogoșu și vest de Vînjuleț. S-au format pe nisipuri și nisipuri lutoase sub influența apei freatici situate la 1,5—2,5 m adâncime. Se observă o mare variație sezonieră a nivelului freatic.

Primăvara apa se ridică pînă la orizontul C, iar spre sfîrșitul verii coboară sub 2,0 m. O variație mai mică se înregistrează la sud de Gogoșu; aici solurile cernoziomice freatic umede apar în complex cu nisipuri nesolificate și mlaștini.

Spre deosebire de cernoziomurile freatic umede, procesele de gleizare sunt mai bine evidențiate iar culoarea brună negricioasă a orizontului A are o nuanță cenușie.

Limita efervescenței oscilează în funcție de roca de solificare; la suprafață la solurile formate pe nisipuri lutoase și la adâncimi variabile (20—70 cm) la solurile formate pe nisipuri eoliene.

Zona solurilor silvestre. 1. Solurile automorfe de tip silvestru brun-roșcat. Ocupă suprafețele plane, bine drenate ale cămpiei înalte și teraselor vechi, Broscari, Simian, Flămînda și Dănceu.

Sedimentele de solificare sunt variate ca textură și origine; luturi argiloase deluvio-proluviale și depozite eoliene variind textural între nisipuri și luturi nisipoase. Prezintă deosebiri morfologice provocate de regimul hidric variat din sol ca urmare a compoziției granulometrice diferite.

a) La solul silvestru brun-roșcat format pe depozite grele se remarcă în orizontul B evidente procese de pseudogleizare determinate de un slab drenaj intern. Prezintă un profil de tip A, A/B, B, C în care se distinge coloritul roșcat al orizontului B, gros de 70–90 cm.

Aceste soluri sunt cultivate cu cereale sau sunt ocupate de păduri în care apar *Q. pedunculiflora*, *Q. cerris*, etc.

Datele analitice sunt prezentate în tabelele 1, 2, 3 N Pătulele, profil 12.

b) Solul silvestru brun-roșcat a cărui geneză este legată de depozitele luto-nisipoase și nisipoase este podzolit, chiar și atunci cînd se află pe forme de teren mai tinere.

PROFIL 12

Sol silvestru brun roșcat Cîmpia Olteniei, N Pătulele

Tabelul 1

Analizat de V. Vintilă

Orizontul	Adîncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %					
		0,2–2 mm	0,2–0,02 mm	0,02–0,002 mm	<0,002 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
A	0–15	7,5	56,6	16,7	19,2	17,6	29,6
A	20–30	7,7	54,2	16,1	22,0	20,0	31,6
A/B	40–50	7,2	49,4	14,8	28,6	27,8	37,9
B	60–75	6,5	48,7	15,5	29,3	27,6	38,8
B	90–105	7,2	51,0	15,8	26,0	23,8	35,3
B	125–140	7,6	52,2	17,9	22,4	20,9	31,8
C	150–165	8,9	54,4	12,2	24,4	20,5	21,8

Tabelul 2

Analizat de V. Vintilă

Orizontul	Adîncimea în cm	Humus %	Ca CO ₃ %	N %	C:N	pH (H ₂ O)
A	0–15	3,5	—	0,18	13,5	6,6
A	20–30	1,5	—	0,08	12,5	6,5
A/B	40–50	0,9	—	0,05	11,4	6,3
B	60–75	0,7	—	0,04	11,3	6,2
B	90–105	0,6	—	0,04	11,4	6,5
B	125–140	0,4	—	—	—	—
C	150–165	0,6	8,60	—	—	—



Tabelul 3

Analizat de L. Stoica

Adâncime în cm	Cationi schimbabili										V %	
	me în 100 g sol					Procente din T						
	Ca ++	Mg ++	K +	Na +	H +	T	Ca ++	Mg ++	K +	Na +	H +	
0—15	13,70	1,92	0,55	0,18	3,65	20,00	68,5	9,6	2,8	0,9	18,3	81,8
20—30	9,73	1,87	0,34	2,40	3,47	15,81	61,5	11,8	2,2	2,5	22,0	78,1
40—50	12,76	2,55	0,31	0,16	3,68	19,46	65,6	13,1	1,6	0,8	18,9	81,1
60—75	12,91	3,34	0,33	0,20	3,56	20,84	63,5	16,4	1,6	1,0	17,5	82,5
90—101	12,65	3,03	0,26	0,40	2,87	19,21	66,0	15,7	1,4	2,8	15,0	85,0

Iată caracterele morfologice și fizico-chimice ale unui sol silvestru brun-roșcat podzolit format pe luturi nisipoase.

Profil nr. 4. Sol silvestru brun-roșcat mediu podzolit, Cimpia Olteniei, 1,5 km E Nicolae Bălcescu în pădurea Fulga.

Relief : terasa Perișor (80—115 alt. relativă). Suprafața plană cu ondulații largi, 146 m altitudine absolută.

Roca-mamă : lut nisipo-argilos.

Vegetația ierboasă este formată din : *Poa pratensis*, *Lychnis coronaria*, *Euphorbia cyparissias*, *Fragaria* sp. etc.

Date climatice : stațiunea Tr. Severin

Lunile	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Tm °C	-0,9	0,9	6,0	11,8	17,1	20,8	23,1	22,7	18,6	12,5	6,2	1,4	11,7
Pm mm	49,3	42,5	43,1	53,7	73,3	71,7	46,0	44,7	44,6	66,1	69,0	57,0	661,0
Ep	0	1	19	53	97	128	149	136	89	47	16,	2	737

Pinza de apă freatică se află la adâncimi mai mari de 15 m.

Descrierea morfologică a profilului :

A₁ 0—8 cm, lut nisipos ; cenușiu foarte încis (10YR 3/1 umed), cenușiu (10YR 5/1 uscat) ; nestructurat sau slab grăușos mic (2—4 mm Ø) în jurul rădăcinilor ; multe rădăcini ieroase și arborescente ;

A₂ 8—28 cm, lut nisipos ; brun (10YR 4/3 umed), brun gălbui (10YR 5/4 uscat) ; nestructurat parțial bulgări mici friabili ; rădăcini multe ;

A/B 28—45 cm, lutos ; se observă și rar material grosier (pietriș fin 0,5—2 mm Ø) ; brun gălbui încis (10YR 4/4 umed), brun gălbui (10YR 5/4 uscat) ; nuciform și bulgări mici rotunjiți (2—4 cm Ø) ; compact, rădăcini de arbori, apar separații punctiforme ferimanganice ; spre bază bobovine mici (2—3 mm Ø) ;



B₁ 45—85 cm, lutos ; brun roșcat (5YR 4/4 umed), brun roșcat gălbui spre bază (5YR 4/6 umed) ; roșcat gălbui (5YR 5/6 uscat) ; structurat prismatic (4—6 cm Ø) ; slab alungit columnoid, rădăcini arborescente mai subțiri și mai rare, separații ferimanganice și mici bobovine (2—3 mm Ø) mai frecvente ;

B₂ 85—190 cm, lutos cu pietriș și nisip grosier ; roșcat gălbui (5YR 4/6 umed), roșcat gălbui (5YR 5/6 uscat) mai deschis spre bază gălbui roșcat (5YR 6/6 uscat) ; bulgări mai mari slab alungiți (< 6 cm Ø) mai puțin prismatic ; compact ; la fel separații ferimanganice și bobovine mici ;

B/C 190—225 cm, lut nisipos la fel pietriș și nisip. Se întâlnesc și pietre mai mari (2—4 cm Ø) ; culoarea este de asemenea roșcat-gălbui (5YR 4/6 umed) și gălbui-roșcată (5YR 6/6 uscat) ; bulgări, compact, bobovine mici rare ;

C 225 cm, lut nisipos cu frecvență nisip și pietriș fin ; roșcat gălbui (5YR 4/6 umed), gălbui roșcat (5YR 6/6 uscat) ; compact, cimentat, eflorescențe, pete și concrețiuni de CaCO₃.

PROFIL nr. 4

Sol silvestru brun roșcat mediu podzolit
Cîmpia Olteniei 1,5 km E Nicolae Bălăescu

Tabelul 1

Analizat de P. Vasilescu

Orizontul	Adîncimea cm	Fracțiuni granulometrice în %							
		2—0,2 mm	0,2— 0,1 mm	0,1— 0,06 mm	0,06— 0,02 mm	0,02— 0,002 mm	<0,002 mm	<0,01 mm	<0,001 mm
A ₁	0—8	11,9	21,8	10,3	23,2	15,5	17,2	24,9	15,0
A ₂	8—25	12,0	18,2	13,8	23,3	14,1	18,4	25,9	15,5
A/B	28—45	10,3	16,4	10,2	21,6	13,7	27,6	34,9	25,4
B ₁	45—65	9,0	16,0	7,3	19,7	13,6	34,4	41,9	32,4
B ₁	65—85	8,3	15,7	7,4	21,2	15,1	32,3	40,0	30,3
B ₁	85—105	8,8	13,7	7,4	22,5	15,3	30,3	37,3	28,5
B ₂	105—125	9,4	16,9	10,2	18,9	15,7	28,8	37,1	26,5
B ₂	130—150	11,6	21,0	10,4	17,0	11,9	28,1	34,3	25,3
B ₂	150—170	11,7	20,6	11,0	19,3	10,7	26,8	32,7	24,7
B/2	190—210	13,6	28,4	9,7	16,6	8,3	23,6	28,2	21,3
C	225—240	16,9	29,9	9,5	14,8	7,1	21,9	25,6	19,6



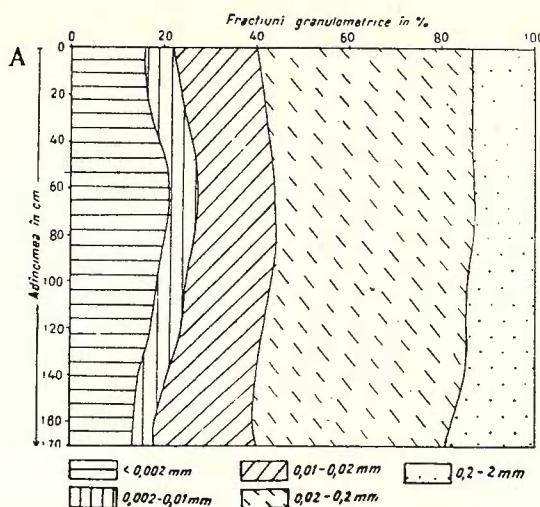


Fig. 6 A.

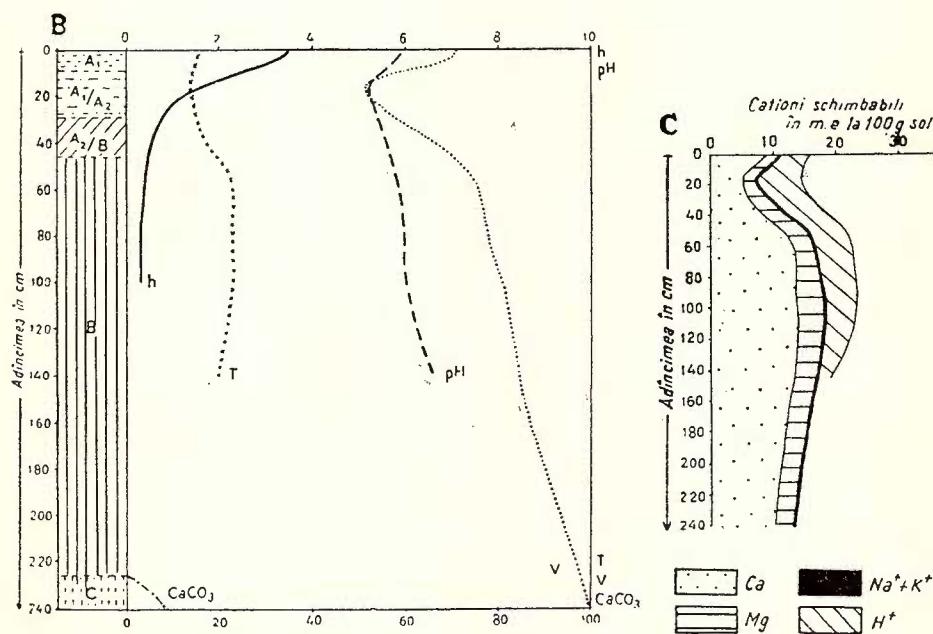


Fig. 6 B.

Fig. 6 C.

Fig. 6. — Variația însușirilor fizico-chimice pe profilul unui sol silvestru brun roșcat podzolit (profil 4 E Nicolae Bălcescu). Vezi legenda fig. 3.

Variation des propriétés physico-chimiques dans le profil d'un sol sylvestre brun roux lessivé (profil 4 E Nicolae Bălcescu). Voir légende fig. 3.

Tabelul 2

Analizat de Haretă Mac și Margareta Dobrescu

Adîncimea cm	Humus %	N %	C : N	CaCO ₃ %	pH (H ₂ O)
0–8	3,5	0,16	15,2	—	5,9
8–25	1,5	0,07	14,2	—	5,3
28–45	0,6	0,004	10,4	—	5,6
45–65	0,4	—	—	—	5,9
65–85	0,3	—	—	—	—
85–105	0,4	—	—	—	6,0
105–125	—	—	—	—	—
130–150	—	—	—	—	6,7
150–170	—	—	—	—	—
190–210	—	—	—	0,1	—
225–240	—	—	—	6,5	—

Tabelul 3

Analizat de Marcela Vasilescu

Adîncimea cm	Cationi schimbabili										V %	
	Me în 100 g sol						Procente din T					
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺		
0–8	8,36	2,50	0,34	0,16	4,88	16,24	51,5	15,5	2,1	1,0	30,0	
8–25	5,16	1,92	0,19	0,13	6,91	14,31	36,1	13,4	1,3	0,9	48,3	
28–45	7,85	2,23	0,26	0,15	6,07	16,56	47,4	13,5	1,6	0,9	63,6	
45–65	12,91	3,77	0,36	0,16	5,80	22,99	56,2	16,4	1,5	0,7	25,2	
65–85	13,33	3,64	0,39	0,26	5,28	22,90	58,3	15,9	1,7	1,1	23,0	
105–105	14,20	3,77	0,31	0,25	4,54	23,07	61,5	16,3	1,3	1,2	19,7	
130–150	13,36	3,14	0,27	0,21	3,01	19,99	66,9	15,6	1,5	1,0	15,0	
225–240	10,54	2,82	0,30	0,38	—	—	75	20,1	2,1	2,8	—	
											100,0	

Legate de depozitele nisipoase holocene apar și stadii de solificare ale solului silvestru brun roșcat cu atât mai puțin evolute cu cît nisipurile



Tabelul 4

Analizat de Elena Stoica

Rezultatul analizei în gr la 100 gr sol uscat la aer			Rezultatul analizei în g la 100 g sol fără CO_3Ca (Mg) apă și humus		Rapoarte moleculare	
	0 - 8	225 - 240	0 - 8	225 - 240	0 - 8	225 - 240
SiO_2	74,80	72,11	80,22	79,11	13,10	12,05
Al_2O_3	9,71	10,14	10,41	11,12	1	1
Fe_2O_3	2,68	3,12	2,87	3,43	0,176	0,197
TiO_2	0,76	0,54	0,81	0,59	0,099	0,067
MnO	0,14	0,08	0,15	0,09	0,019	0,012
P_2O_5	0,11	0,07	0,12	0,08	0,009	0,006
CaO	1,25	4,43	1,34	1,36	0,233	0,222
MgO	0,78	0,97	0,84	1,04	0,203	0,237
K_2O	1,49	1,31	1,59	1,53	0,165	0,148
Na_2O	1,54	1,51	1,65	1,65	0,260	0,244
apă la 105°	1,35	2,01				
pierdere la calcinare	5,87	4,91				
Total	100,48	101,28	100,0	100,0		
CaO din CO_3Ca	—	3,19				
MgO din CO_3Mg	—	0,014				
CO_2 din carbonați	—	2,80				
Humus	3,42	—				
apă	2,45	2,11				

eoliene sint mai recent depuse sau remaniate; sol silvestru brun roșcat în formare și sol silvestru brun roșcat tânăr.

c) Solutile silvestre brun roșcate în formare nu au fost separate ca unități aparte ci în complex cu nisipuri solificate și soluri silvestre brun roșcate mai evolute. S-au întîlnit atât pe terasa Flămînda între localitățile Dănceu-Cioroboreni cît și pe terasa Băilești la Gogoșu, Burila Mică, Țigănași, Jiana Veche și Izvorul Frumos.

Ceea ce este caracteristic la aceste soluri este apariția în orizontul B a unor benzi subțiri de acumulare de material fin ca urmare a proceselor pedogenetice.



Dăm descrierea morfologică și datele fizico-chimice la profilul 147 (ENE Izvorul Frumos) (tabelele 1, 2)

Profil nr. 147. Cîmpia Olteniei, 2,5 km ENE Izvorul Frumos.

PROFIL nr. 147

**Sol silvestru brun roșcat în formare
Cîmpia Olteniei, 2,5 km ENE Izvorul Frumos**

Tabelul 1

Analizat de P. Vasilescu

Ori- zontul	Adîncimea cm	Fracțiuni granulometrice în %							
		2—0,2 mm	0,2—0,1 mm	0,1—0,06 mm	0,06—0,02 mm	0,02— 0,002 mm	<0,002 mm	<0,01 mm	<0,001 mm
A	0—15	28,4	49,4	10,2	5,0	2,0	5,1	5,7	3,5
A/B	30—50	19,0	50,4	13,5	6,8	3,4	6,9	9,2	6,6
B ₁	50—70 benzi	27,1	40,1	8,8	12,5	2,6	8,9	9,9	7,7
B ₁	50—70 interbenzi	25,0	44,4	13,7	6,0	2,7	8,1	9,8	7,0
B ₂	95—115	26,2	46,8	11,0	6,7	1,9	7,4	7,9	6,5
B ₂	120—140 benzi inter benzi	27,4	40,3	13,4	10,6	1,5	6,9	7,7	9,9
B ₂	120—140	27,4	50,0	12,7	3,3	1,1	5,5	6,2	4,8

Tabelul 2

Analizat de Hareta Mac și Margareta Dobrescu

Adîncimea cm	Humus %	CaCO ₃ %	pH (H ₂ O)
0—15	0,5	0,1	5,6
30—50	0,4	0,1	6,4
50—70 benzi	0,4	0,1	6,6
50—70 interbenzi	—	—	6,6
95—115	0,2	0,1	6,9
120—140 benzi	0,2	0,1	7,0
120—140	—	—	—



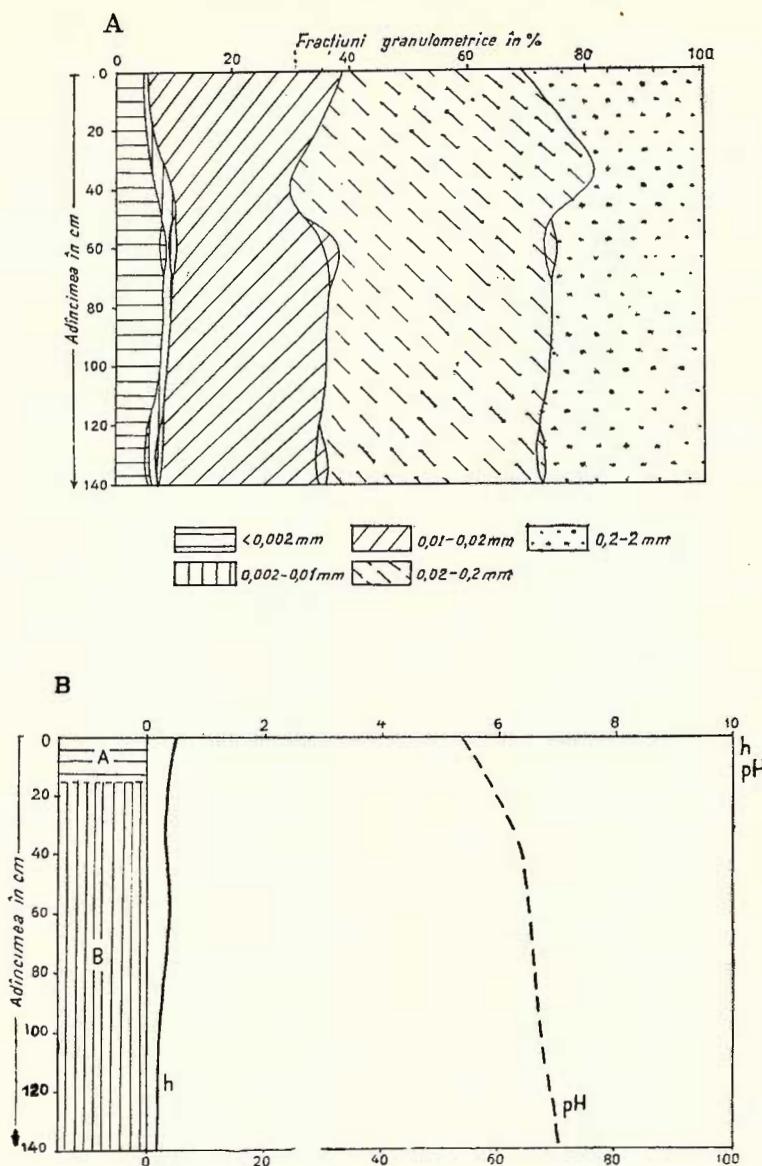


Fig. 7. — Variația însușirilor fizico-chimice pe profilul unui sol silvestru brun-roșcat în formare (profil 147 ENE Izvorul Frumos). Vezi legenda fig. 3

Variation des propriétés physico-chimiques dans le profil d'un sol sylvestre brun roux en formation (profil 147 ENE Izvorul Frumos). Voir légende fig. 3.

Relief : terasa Dunării de 17–22 m altitudine relativă. Suprafață ondulată de dune mari și larg vălurite 3–5 m amplitudine pe verticală.

Roca-mamă : nisip.

Folosință : cea mai mare suprafață este cultivată cu cereale (grâu, porumb).

Date climatice : stațiunea Tr. Severin (vezi prof. nr. 4).

Pinza de apă freatică se află la adâncimi mai mari de 10 m.

Descrierea morfologică a profilului :

A 0–30 cm, brun, brun închis, nisip coeziv, (10YR 4/3) brun gălbui (10YR 5/4 uscat) ; nestructurat, afinat, poros, cu rădăcini subțiri frecvente ;

B 30–90 cm, nisip coeziv ; brun, brun închis (10YR 4/3) brun gălbui (10YR 5/4) în care apar benzi de 10–20 cm lățime cu material mai roșcat, brun roșcat închis (5YR 3/4 umed) brun roșcat (5YR 5/4 umed) ; lipsit de structură sau bulgări care se măruntesc foarte ușor ;

B₂ 90–170 cm, nisip coeziv, brun gălbui închis umed, brun gălbui (10YR 5/4 uscat), apar de asemenea benzi de culoare mai roșcată ca și în orizontul superior ; nestructurat, afinat ;

C 170–cm nisip coeziv ; brun gălbui (10YR 5/4 umed), brun gălbui deschis (10YR 6/4 uscat) ; efervescentă în masă, vinișoare ; pete și rare concrețiuni mici (< 1 cm Ø) de CaCO₃.

d) Solurile silvestre brun-roșcate tinere, reprezintă un stadiu mai înaintat de evoluție (față de solurile silvestre-brun roșcate în formare). Morfologic, prezintă orizonturi mai bine dezvoltate și caracter ce le apropiie de solurile silvestre brun roșcate mature. Au fost întâlnite pe relieful de dune în jurul localităților Gogoșu, Burila Mare, Deveselu și Flămînda, în complex cu soluri silvestre brun roșcate în formare și nisipuri solificate. Din datele fizico-chimice se constată o netă deosebire între aceste soluri și solurile silvestre brun-roșcate în formare. Cantitatea de argilă crește cu 7 — 9 % în orizontul B față de A, cantitățile de nisip fin și grosier sunt mai scăzute ceea ce arată că depozitul nisipos eolian este mai fin. De asemenea crește cantitatea de humus pînă la 1,2 % în orizontul A.

Dăm datele analitice ale unui profil de sol brun roșcat tînăr. Profil 317 SE Jiana Mare tabelele 1,2.

e) Arealul solurilor silvestre brune ocupă partea de nord a sectorului cercetat, dealurile Piemontului getic. Roca mamă este constituită din luturi argiloase și argile. Vegetația naturală este formată din păduri de Quercine în care domină *Quercus petraea*. Solurile cele mai răspîndite sunt solurile silvestre brune slab-mediu podzolite frecvent pseudogleizate. Se caracterizează printr-o argilozitate accentuată și prin evoluția lor din vechi soluri de fineață. Geneza acestor soluri este strîns legată de evoluția reliefului. Astfel după retragerea lacului pliocen în condițiile unei vegetații de mlaștini și semimlaștină s-au format soluri de fineață cu o mare acumulare de humus. Ulterior pe măsura drenării reliefului care a

PROFIL nr. 317

Sol brun roșcat tînăr
Cîmpia Olteniei, SE Jiana Mare

Tabelul 1

Analizat de V. Iosof

Orizontul	Adîncimea cm	Fracțiuni granulometrice în %			
		0,2—2 mm	0,02 — 0,2 mm	0,002 — 0,02 mm	<0,002 mm
A	0—20	13,4	75,8	5,0	5,8
A/B	50—70	13,3	77,0	5,3	4,4
B	110—130	10,0	74,6	4,0	11,4
C	160—180	13,0	82,0	1,4	3,6

Tabelul 2

Analizat de V. Iosof

Orizontul	Adîncimea în cm	Humus %	Ca CO ₃ %	N %	C : N	pH (H ₂ O)
A	0—20	1,2	—	0,04	20,3	7,4
A/B	50—70	0,2	—	0,01	21,8	6,9
B	110—130	—	—	—	—	6,9
C	160—180	—	0,20	—	—	6,9

avut drept urmare o coborîre succesivă a nivelului acvifer, precum și datorită schimbărilor de ordin climatic, pe seama vechiului sol de fineață s-au format și au evoluat solurile actuale caracteristice Piemontului getic.

Datele fizico-chimice la profilul 75 (N Gîrnița) tabelele 1, 2, 3.



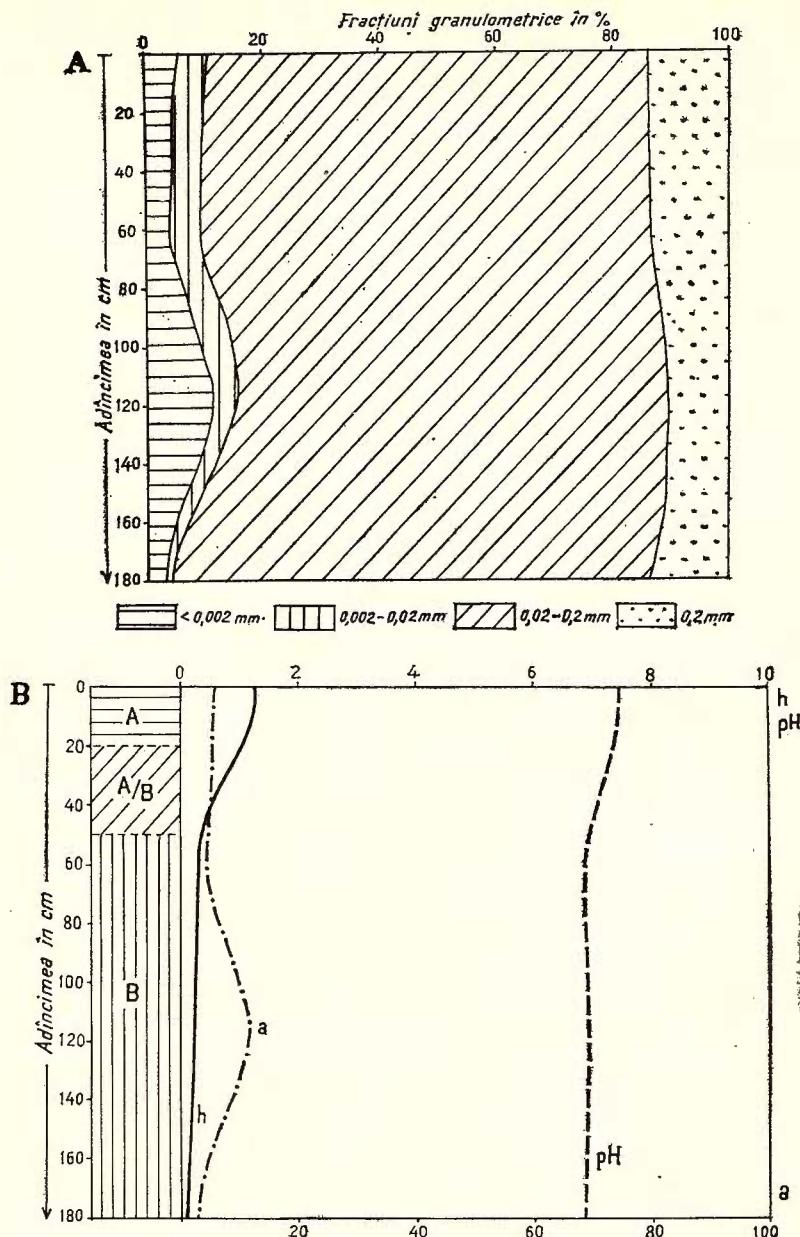


Fig. 8. — Variația insușirilor fizico-chimice pe profilul unui sol silvestru brun-roșcat tânăr (profil 317 SE Jiana Mare). Vezi legenda fig. 3.

Variation des propriétés physico-chimiques dans le profil d'un sol sylvestre brun roux récent (profil 317 SE Jiana Mare). Voir légende fig. 3.

PROFIL nr. 75

**Sol silvestru brun mediu podzolit slab pseudogleizat evoluat
din soluri negre de fineajă
Cîmpia Olteniei, N Gîrnița**

Tabelul 1

Analizat de P. Vasilescu

Oriz.	Adîncimea cm	Fracțiuni granulometrice în %					
		0,2–2 mm	0,02–0,2 mm	0,002 0,02 mm	<0,002 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
A'	0–20	2,2	45,2	28,8	23,8	19,9	45,4
A''	20–40	2,9	41,2	29,7	26,2	21,9	47,9
A B	40–59	2,0	34,7	24,0	39,3	34,8	53,1
Bgor	65–85	1,6	23,3	16,5	58,6	54,4	68,3
Bgor	85–105	1,1	23,5	19,6	55,8	51,5	67,0
Bgr	110–130	0,9	25,1	20,9	53,1	48,9	65,1
Bgr	140–160	0,7	26,8	22,5	50,1	46,1	63,3
Bgr	165–185	0,6	27,9	23,2	48,4	45,0	61,3
B/C	200–215	0,8	28,4	22,0	48,4	45,8	61,2
C	220–240	1,0	28,2	21,5	49,2	45,7	62,5

Tabelul 2

Analizat de P. Vasilescu

Oriz.	Adîncimea cm	Humus %	Ca CO ₃ %	N %	C : N	pH (H ₂ O)
A'	0–20	2,31	—	0,113	13,88	5,7
A''	20–40	0,77	—	0,050	10,42	5,8
A ₂ B	40–59	0,48	—	0,030	10,83	5,6
Bgor	65–85	0,57	—	—	—	5,5
Bgor	85–105	0,64	—	—	—	—
Bgr	110–130	0,82	—	—	—	5,8
Bgr	140–160	—	—	—	—	—
Bgr	165–185	—	—	—	—	7,2
B/C	200–215	—	0,09	—	—	—
C	220–240	—	2,34	—	—	—



Tabelul 3

Analizat de Elena Stoica

Adîncimea cm	Cationi schimbabili										V %	
	Me în 100 g sol						Procente din T					
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	
0—20	8,26	2,68	0,17	1,29	7,70	19,10	43,3	13,9	0,9	1,5	40,3	59,7
20—40	7,30	2,21	2,13	0,38	6,36	16,38	44,5	13,5	0,8	2,3	38,9	61,2
40—59	9,33	3,42	0,32	0,62	9,54	23,13	40,3	14,4	1,4	2,7	41,2	58,8
65—85	15,22	6,59	0,64	1,00	14,16	37,61	40,5	17,5	1,7	2,7	37,6	62,4
110—130	18,72	7,79	0,57	1,15	9,60	37,83	49,5	20,6	1,5	3,1	25,4	74,6
165—185	25,79	9,23	0,51	1,29	3,48	40,30	64,0	22,9	1,3	3,2	8,7	41,4

2. *Soluri autohidromorfe.* Au fost separate în această zonă, soluri silvestre brun roșcate tinere freatic umede. Ele ocupă suprafețe reduse, situate pe terasa Băilești la sud de localitatea Scăpău apoi la Vînjuleț și Cioroboreni. S-au format pe dune de nisip mai vechi, joase sau pe suprafețe plane alcătuite din luturi roșcate. Nivelul apei freatiche este situat la 2 — 3 m adâncime.

Evoluția acestor soluri spre solurile silvestre brun-roșcate este determinată de condițiile naturale în care clima cu nuanțe mediteraneene și roca relativ bogată în oxizi și hidroxizi de fier au o contribuție importantă. Se înțelege că noi considerăm solurile formate pe nisipuri ca formațiuni mai tinere, însă îninind seama că în apropiere, pe terasa Flămînda solul acoperit pe alocuri de dunele de nisip este sol silvestru brun roșcat, presupunem că paralel cu adâncirea apei freatiche, vor evoluă tot spre acest tip de sol.

Dăm caracterele morfologice și datele analitice pentru un sol silvestru brun-roșcat tînăr freatic umed format pe nisip. Profil nr. 7 (N Flămînda).

Profil nr. 7. Sol silvestru brun-roșcat tînăr, freatic umed; Cîmpia Olteniei, 1,5 km N Flămînda.

Relief: terasa Dunării de 17—22 m altitudine relativă. Suprafața relativ plană cu largi și vechi ondulații de 1—3 m amplitudine pe verticală, cu numeroase zone depresionare, mlăștinoase. Altitudine absolută 84 m.

Roca-mamă: nisip loessic.

Vegetația: cea mai mare parte din suprafață este cultivată cu cereale (grâu și porumb). Suprafețe mai mici sunt ocupate cu floarea soarelui și plante de nutreț.

Date climatice: stațiunea Tr. Severin (vezi profil nr. 4).

Pînza de apă freatică se află la adâncimi cuprinse între 2,5—3,5 m.



Descrierea morfologică a profilului :

- A 0–33 cm, luto-nisipos, brun închis (7,5YR 3/2 umed, brun cenușiu închis (10YR 4/2 uscat); slab structurat, grăunțos, friabil (2–5 mm Ø), afinat, rădăcini subțiri frecvente, trecere treptată ;
- A/B 33–55 cm, lut nisipos, brun roșcat închis (5YR 3/4 umed), brun (7,5YR 5/4 uscat), nuciform, friabil (2–4 cm Ø); și bulgări mici (5–8 cm Ø) ce se desfac ușor; afinat, apar separații punctiforme ferimanganice și rar bobovine (2–3 mm Ø), rădăcini subțiri mai rare, trecere treptată ;
- B₁ 55–100 cm, nisipos, spre bază lut nisipos cu rar material grosier (1–3 mm Ø) mai frecvent spre baza profilului, brun roșcat (5YR 4/4 umed), brun roșcat (5YR 5/4 uscat), bulgări mari slab prismatic columnoid (5–7 cm Ø) care se desfac ușor; compact, separații ferimanganice punctiforme (0,5–1 mm Ø) și bobovine (2–3 mm Ø), rădăcini subțiri mai rare; trecere treptată ;
- B_{2g} 100–130 cm, lut nisipos, brun roșcat (5YR 4/4 umed) brun gălbui (10YR 5/4 uscat); încep să apară pete mici de culoare cenușie (5YR 5/1) dovada oscilației mari a franjei capilare, la fel bulgări mari friabili care se desfac ușor, apar separații ferimanganice (0,5–1 mm Ø) și bobovine mai frecvente (2–3 mm Ø), trecere treptată ;
- B/Cg 130–150 cm, lut nisipos, brun gălbui închis (10YR 4/4 umed), brun gălbui (10YR 5/4 uscat), la fel pete cenușii, nestructurat; bulgări friabili; pseudomiceli, vinișoare și rare concrețiuni de CaCO_3 în bună parte moi; efervescentă puternică; trecere treptată ;
- Cg 150–170 cm, nisip lutos, brun gălbui închis (10YR 4/4 umed), brun gălbui (10YR 5/4 uscat), pete cenușii mai mari, bulgări friabili, pete albicioase și concrețiuni moi de CaCO_3 .

PROFIL nr. 7

Sol silvestru brun roșcat tinăr freatic umed Cîmpia Olteniei N Flămînda

Tabelul 1

Analizat de P. Vasilescu

Ori- zontul	Adincimea cm	Fracțiunea granulometrică în %							
		2–0,2 mm	0,2–0,1 mm	0,1–0,06 mm	0,06– 0,02 mm	0,02– 0,002 mm	< 0,002 mm	< 0,01 mm	< 0,001 mm
A.	0–15	13,4	34,0	9,0	16,1	11,4	16,0	22,7	14,0
A	15–33	13,4	34,6	7,7	16,0	11,5	16,8	24,0	15,7
A/B	33–15	12,7	37,0	4,9	14,7	10,3	20,3	26,6	19,2
B ₁	60–80	12,2	35,6	7,0	13,3	10,6	21,4	27,4	20,3
B ₁	80–100	13,5	35,2	7,6	14,1	10,4	19,2	25,4	18,2
B ₂	105–125	14,3	37,3	7,0	13,4	10,3	17,7	24,0	16,9
B/cg	130–150	15,0	40,7	6,0	13,4	10,1	14,7	20,6	14,3
Cg	150–170	17,5	41,5	6,4	12,2	8,9	13,5	18,7	13,1



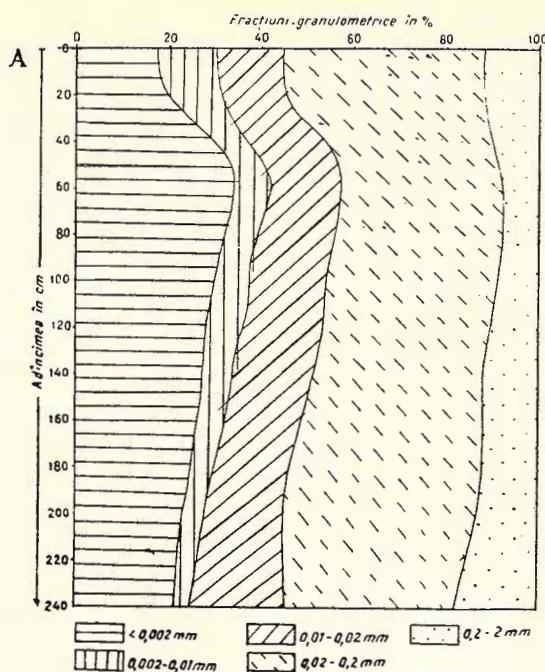


Fig. 9 A.

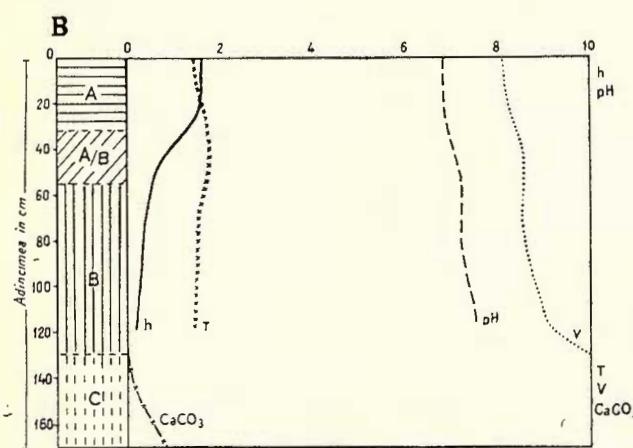


Fig. 9 B.

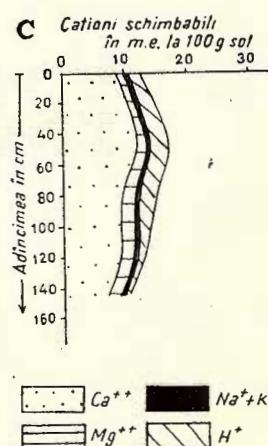


Fig. 9 C.

Fig. 9. — Variația însușirilor fizico-chimice pe profilul unui sol silvestru brun-roșcat tânăr freatic umed (profil 7 N Flămînda). Vezi legenda fig. 3.

Variation des propriétés physico-chimiques dans le profil d'un sol sylvestre brun roux récent à nappe phréatique (profil 7 N Flămînda). Voir légende fig 3.

Tabelul 2

Analizat de Hareta Mac și Margareta Dobrescu

Adâncimea cm	Humus %	N %	C : N	CaCO ₃ %	pH (H ₂ O)
0—15	1,6	0,08	12,9	—	6,9
15—33	1,5	0,08	12,7	—	6,9
33—55	0,7	0,04	12,4	—	7,2
60—80	0,5	—	—	—	7,2
80—100	—	—	—	—	—
105—125	0,2	—	—	0,1	7,5
130—150	—	—	—	0,6	—
150—170	—	—	—	5,1	—

Tabelul 3

Analizat de Eugenia Iacob

Adânc. în cm	Cationi schimbabili										V %	
	m.e. în 100 g sol						Procente din T					
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺		
0—15	9,71	1,54	0,42	0,20	2,69	14,66	66,2	10,5	2,9	2,1	18,3	81,7
15—33	11,03	1,68	0,40	0,47	2,81	16,39	67,3	10,2	2,4	2,9	17,2	82,8
33—55	11,90	2,07	0,41	0,49	2,47	17,34	58,6	11,9	2,4	2,8	14,3	85,7
60—80	10,15	2,15	0,42	0,29	2,22	15,23	66,6	14,1	2,8	1,9	14,6	85,4
105—125	9,81	2,27	0,39	0,35	1,40	14,22	69,0	15,9	2,7	2,5	9,9	90,1
130—150	7,26	1,95	0,33	0,32	—	—	73,7	19,7	3,4	3,2	—	100,0

Soluri hidromorfe (lăcoviști, semilăcoviști, turbe și soluri turboase eutrofe) sunt larg răspândite pe terasa Băilești. Ele ocupă ariile depresionare de la Vînju Mare, Scăpău și majoritatea interdunelor dintre Flămînda, Burila Mare și Balta Verde.

Materialul parental este foarte diferit: argile fluvio-lacustre la Scăpău, material de con de dejecție la Vînju Mare și nisipuri în interdune.

Lăcoviștile ocupă suprafețele joase lipsite de drenaj cu apă freatică la mică adâncime 0,5 — 1,5 m care ajunge temporar pînă la suprafață. Din această cauză nu pot fi cultivate ci sunt folosite ca finețe sau pășuni.



Dăm caracterele morfologice și datele fizico-chimice ale profilului nr. 32 (S Scăpău) tabelele 1, 2, 3.

Profil nr. 32. Cîmpia Olteniei, 2 km sud Scăpău.

Relief : terasa Dunării de 27–35 m altitudine relativă. Suprafața relativ plană în zona depresionară largă. Altitudine absolută 81 m.

Vegetația : întreaga suprafață este ocupată cu pășuni și finețe în care au fost identificate următoarele specii : *Poa pratensis*, *Poa palustris*, *Trifolium fragiferum*, *Lotus corniculatus*, *Mentha aquatica*, *Plantago lanceolata*, *Chrysopogon gryllus*, *Galium vernum*.

Date climatice : stațiunea Tr. Severin (vezi profil nr. 4).

Pînza de apă freatică se află la adîncimi mici : 0,5–1,5 m temporar stagnează la suprafață.

Activitatea biologică intensă, galerii de rîme mici și numeroase.

A 0–40 cm, lutos, cenușiu foarte închis (2,5Y 3/0 umed), cenușiu închis (2,5 Y 4/0 uscat), structurat grăunțos mare și nuciform (1–3 cm Ø), foarte multe rădăcini ierboase, apar frecvente resturi de cochilii, efervescentă în masă ;

A₁G 40–65 cm, lut nisipos, cenușiu închis (7,5YR 4/0 umed), cenușiu (7,5YR 5/0 uscat) cu pete pînă la 1 cm Ø mai deschise cenușii (7,5YR 6/0 umed), nuciform și bulgări (3–5 cm Ø) stabil, la fel cochilii, apar separații ferimanganice mici și rare bobovine (1–3 mm Ø), efervescentă în masă ;

G/C 65–105 cm, lut argilos spre bază lutos, cenușiu (10YR 5/1 umed), cenușiu deschis (10YR 6/1 uscat) îmbibat cu apă, care se acumulează la 90 cm, concrețiuni mici de CaCO₃, efervescentă în masă.

PROFIL nr. 32

Lăcoviște

Cîmpia Olteniei, 3 km S Scăpău

Tabelul 1

Analizat de P. Vasilescu

Ori- zontul	Adînci- mea în cm	Fracțiuni granulometrice în %							
		2–0,2 mm	0,2–0,1 mm	0,1–0,06 mm	0,06–0,02 mm	0,02–0,002 mm	<0,002 mm	<0,01 mm	<0,001 mm
A	0–20	2,3	5,0	7,9	31,4	17,9	35,6	44,4	31,6
A	20–40	2,0	5,0	7,9	29,9	18,0	37,2	46,9	33,5
A/G	45–65	2,1	4,7	8,6	70,1	18,3	36,1	46,1	32,2
G/c	65–85	1,8	4,9	8,9	29,6	19,7	35,0	45,2	31,3
G/c	85–105	1,8	4,2	9,4	29,5	20,3	34,9	44,8	30,3



Tabelul 2

Analizat de Hareta Mac și Margareta Dobrescu

Adâncimea în cm	Humus %	N %	C:N	CaCO ₃	pH (H ₂ O)
0—20	4,5	0,27	11,5	16,5	8,5
20—40	2,9	0,18	11,3	17,6	—
45—65	2,0	0,10	11,1	21,1	8,7
65—85	1,2	0,07	11,6	33,0	—
85—105	0,9	0,06	9,3	39,1	8,8

Tabelul 3

Analizat de Marcela Vasilescu

Adâncimea în cm	Cationi schimbabili										V%	
	m.e. în 100 g sol					Procente din T						
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺		
0—20	11,00	17,86	0,44	1,62	—	30,92	35,6	57,8	1,4	5,2	— 100,00	
20—40	7,64	19,11	0,49	1,61	—	28,85	26,5	66,2	1,7	5,6	— 100,00	
45—65	6,13	19,00	0,35	1,39	—	26,88	22,8	70,7	1,3	5,2	— 100,00	
65—85	5,99	12,47	0,31	1,40	—	20,17	29,7	61,8	1,5	7,0	— 100,00	
85—105	5,36	9,35	0,30	1,35	—	16,36	32,8	57,2	1,8	8,2	— 100,0	

Turbă și soluri turboase eutrofe s-au întîlnit pe suprafețe mici la vest de localitatea Viașu. Turba este formată direct pe calcar de baltă și are o grosime ce variază între 20 — 80 cm. Solurile turboase s-au format atât pe argile cît și pe nisip fin în jurul mlaștinilor din interdune la Jiana Mare, Gogoșu, Dănceu. Sunt folosite mai ales ca finețe.

Semimlaștini s-au întîlnit pe suprafețe restrinse în zona depresionară de pe terasa Băilești, atât în interdune cît și în jurul bălților al căror nivel oscilează în cursul anului. Primăvara și toamna suprafața bălților este mai extinsă ca urmare a cantitatii mai mari de precipitații iar în cursul verii ea se reduce treptat, lăsind fâșii late uneori de sute de metri de teren mlașinos și semimlașinos. Vegetația este reprezentată de specii helofile care lasă anual o mare cantitate de materie organică fapt ce contribuie la înălțarea treptată a terenului și la restrîngerea naturală a bălților.



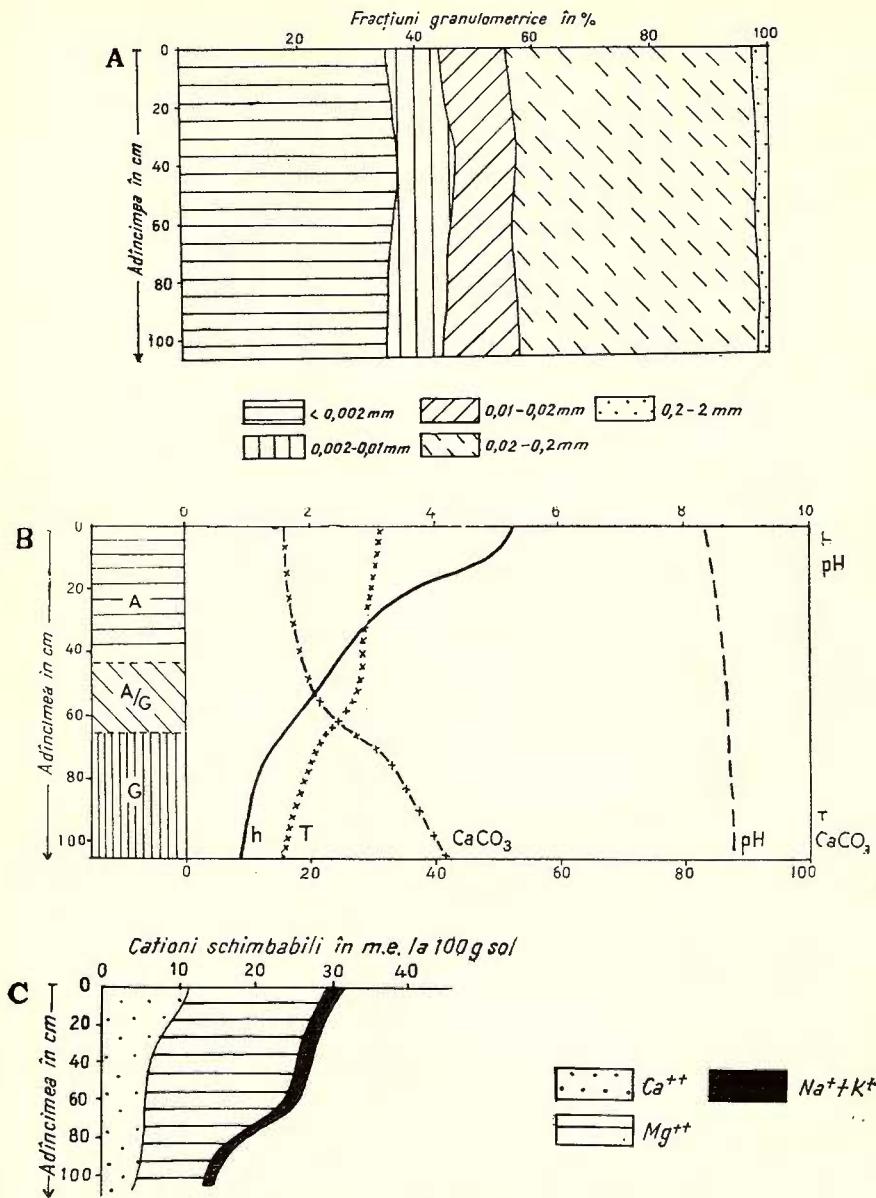


Fig. 10. — Variația însușirilor fizico-chimice pe profilul unei lăcoviști (profil 32 S Scăpău). Vezi legenda fig. 3.

Variation des propriétés physico-chimiques dans le profil d'un sol humique à gley (profil 32 S Scăpău). Voir légende fig. 3.

PROFIL nr. 165

Turbă eutrofă pe calcar de baltă**Cimpia Olteniei NW Viașu***Tabelul 1*

Analizat de Hareta Mac și Margareta Dobrescu

Adâncimea în cm	Materie organică %	N %	C : N	CaCO ₃ %	pH (H ₂ O)	V %
0–16	58,6	5,54	7,2	5,3	7,2	100
16–22	25,0	2,23	7,6	48,7	7,7	100
22–43	10,9	0,83	8,9	71,8	—	100
43–60	6,5	0,39	11,6	85,4	—	100
80–100	2,5	0,20	8,9	93,6	—	100

Soluri slab dezvoltate (regosoluri nisipoase, nisipuri slab solificate și aluvioni stratificate). Primele apar la sud de Gogoșu, est Balta Verde, sud-vest de Vrata și pe Ostrovul Mare. Alcătuiesc fișii înguste (1 – 2 km) orientate WNW – ESE pe un relief de dune puternic vălurit (denivelări de 5 – 6 m). Datorită procesului de deflație (care se manifestă diferit) pe coame unde nisipul este mai grosier și procesul de eroziune mai puternic exprimat, solificarea este aproape inexistentă. Dimpotrivă în spațiul interdunal pe un material mai fin și sub vegetație ierboasă, apar nisipuri slab solificate. Orizontul cu humus al unui profil de nisip slab solificat poate atinge chiar 60 cm sub plantațiile de salcim. Este lipsit de structură și pulverulent.

Ca o măsură de ordin agro-ameliorativ se impune fixarea nisipurilor cu ajutorul plantațiilor de salcim. Soluri slab dezvoltate apar și în lungul văilor principale : Dunăre, Drincea, Blahnița. Sunt reprezentate prin aluvioni stratificate de natură argilo-nisipoase. Prezintă o succesiune de nisipuri, luturi nisipoase iar în bază argile bogate în CO₃Ca. Sunt cultivate numai pe valea Drincea cu plante cerealiere (porumb) și legumicole.

Problema cea mai importantă pentru sectorul din vestul Olteniei, dat fiind caracterul său de cîmpie acoperită cu soluri fertile, este aceea de a asigura ridicarea continuă a producției agricole pe măsura posibilităților existente. Solul, textura, roca, forma de relief, nivelul apei freatici ridică probleme diferite în numeroase sectoare.



Lucrările hidro-ameliorative se impun pe terasa Băileşti la vest de Vînju Mare, N. Bălcescu şi în lunca Dunării, unde datorită precipitaţiilor bogate de primăvară şi toamnă, o suprafaţă destul de mare este acoperită cu apă ce se scurge din regiunile mai înalte. Pentru redarea în folosinţă a suprafeţelor inundabile, se impune drenarea acestora prin săparea de canale şi şanţuri care să contribuie la adâncirea pînzei de apă freatică. Este necesar de asemenea regularizarea cursurilor de apă principale cum sint : Blahniţa, Drincea, Rogova şi Oraviţa. Pentru utilizarea cît mai raţională a terenului este necesară de asemenea, împădurirea tuturor suprafeţelor afectate de eroziune din regiunile de platformă şi cîmpie puternic fragmentată. Zonarea culturilor agricole poate contribui în mare măsură la ridicarea producţiei agricole.

În condiţiile agriculturii socialiste, prin aplicarea celor mai indicate metode agrotehnice, actuala producţie agricolă a regiunii va putea înregistra creşteri mari la toate culturile agricole.

BIBLIOGRAFIE

- Cernescu N. Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie.
- Coteş P. (1957). Cîmpia Olteniei. Edit. Tehnică. Bucureşti.
- Enculescu P. (1924). Zonele de vegetaţie lemnosă din România în raport cu condiţiile orohidrografice climatice şi de subsol. *Mem. Inst. Geol. Rom.* I. Bucureşti.
- Ionescu Argetoiaia I. (1918). Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* VIII. (1918) pag. 261-380. Bucureşti.
- Ionescu-Balea M. (1923). Les dunes de l'Oltenie. *Revue de Géographie*. Paris.
- Popovăţ M., Oancea C., Parichi M. (1959—1960). Solurile formate pe depozite eoliene din sectorul Cetate, Dunăre-Desnăţui (Oltenia de sud). *D.S. Com. Geol.* XLVII. Bucureşti.
- Popovăţ M. (1953). Sedimentele şi solurile din Oltenia apuseană. *D.S. Com. Geol.* (1949—1950). XXXVII. Bucureşti.
- Popovăţ M. (1961). Caracterizarea climatică a solurilor din R.P.R. cu ajutorul indicilor climatologici. *Cercet. de pedol.* Bucureşti.
- Spirescu M. (1949—1950). Cercetări pedologice în regiunea dintre Turnu-Severin-Broşteni-Gura Motrului. *D.S. Com. Geol.* XXXVIII.



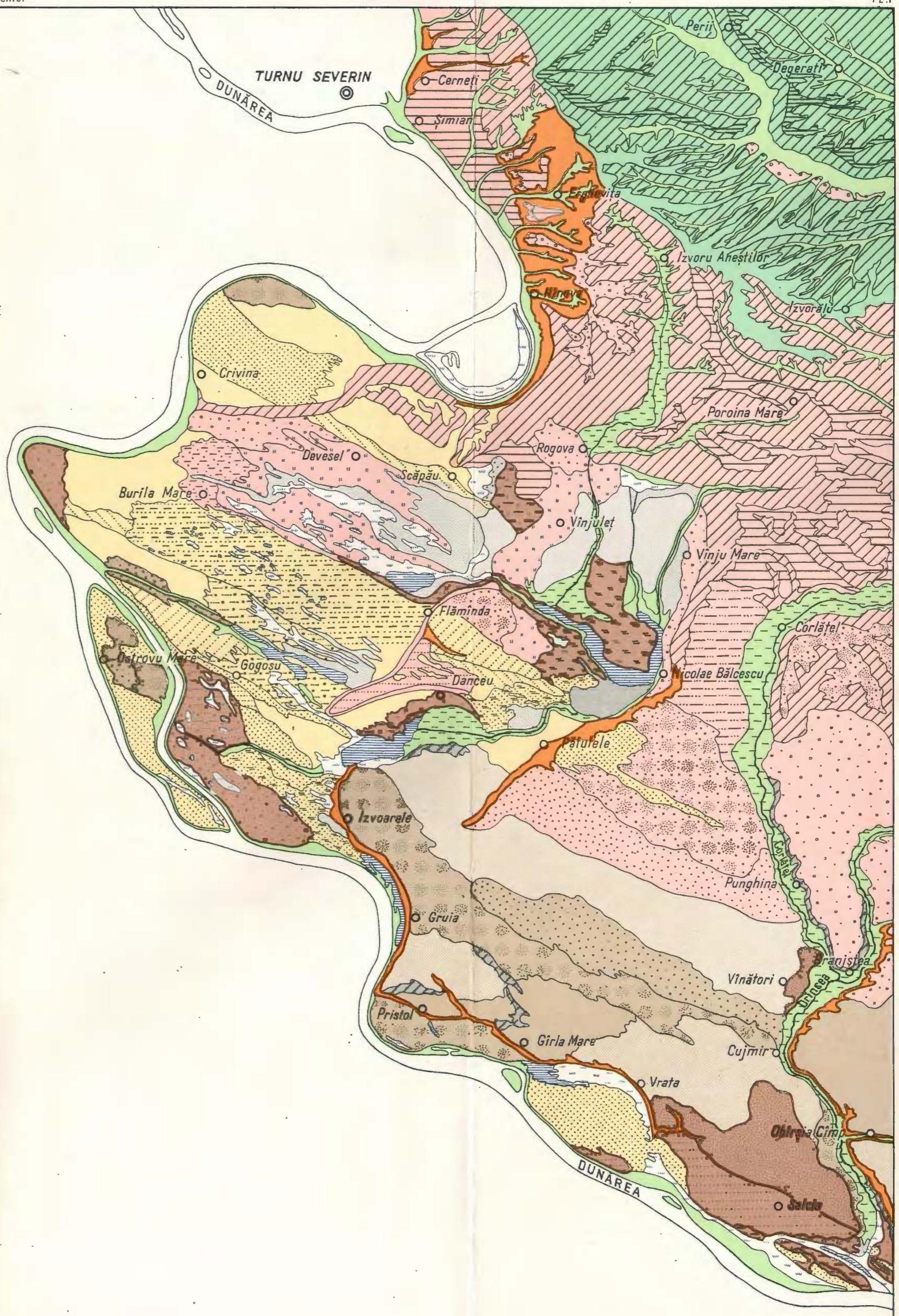
C.OANCEA, M.PARICHI, I.NIȚU

HARTA SOLURILOR SECTORUL DUNĂRE - DRINCEA

0 1 2 3 4 5 Km

L E G E N D A

- 1 Sol brun de pădure slab-mediu podzlit cu pseudoglei evoluat din sol humic-pseudogleic pe luturi argiloase.
- 2 Sol brun de pădure cu pseudoglei și sol brun de pădure slab-mediu podzlit cu pseudoglei evoluat din sol humic-pseudogleic, pe argile.
- 3 Sol brun roșcat de pădure pe luturi roșcate, sol brun roșcat de pădure pe luturi nisipoase, sol brun roșcat de pădure pe nisip și sol brun roșcat pe pietriș.
- 4 Sol brun roșcat de pădure slab podzlit pe luturi nisipoase și nisipuri.
- 5 Sol brun roșcat de pădure cu sau fără pseudoglei și sol brun roșcat de pădure slab podzlit, sol brun roșcat de pădure cu pseudoglei pe luturi argiloase roșcate.
- 6 Sol brun roșcat de pădure și sol brun roșcat de pădure slab podzlit pe nisip și nisip loessic.
- 7 Sol brun roșcat de pădure tînăr și sol brun roșcat de pădure slab podzlit pe nisip.
- 8 Sol brun roșcat de pădure tînăr și sol brun roșcat de pădure slab podzlit cu pseudoglei pe nisip.
- 9 Sol brun roșcat de pădure tînăr și sol brun roșcat de pădure în formare pe nisip, sol brun roșcat de pădure pe luturi și nisip slab solificat.
- 10 Sol brun roșcat de pădure tînăr și sol brun roșcat de pădure în formare.
- 11 Sol brun roșcat de pădure tînăr pe nisip și nisip slab solificat.
- 12 Nisip slab solificat, sol brun roșcat de pădure în formare și sol brun roșcat de pădure tînăr, pe nisip.
- 13 Nisip slab solificat și sol brun roșcat de pădure în formare, pe nisip.
- 14 Nisip, nisip slab solificat, sol brun roșcat de pădure în formare și sol humicogleic pe nisip.
- 15 Sol brun roșcat de pădure tînăr freatic umed pe luturi roșcate; material de con de dejetie și nisip.
- 16 Nisip slab solificat, sol brun roșcat în formare și sol humicogleic pe nisip.
- 17 Cernoziom slab-mediu degradat textural, pe loess.
- 18 Cernoziom slab degradat textural, pe loess.
- 19 Cernoziom slab-mediu degradat textural și cernoziom levigat, pe nisip loessic și nisip.
- 20 Cernoziom mediu-puternic levigat, pe nisip.
- 21 Cernoziom slab-mediu levigat, pe nisip loessic.
- 22 Cernoziom ciocolatiu și cernoziom ciocolatiu carbonatat pe loess.
- 23 Sol cernoziomic levigat pe nisip și pietriș.
- 24 Cernoziom slab-mediu levigat freatic umed, pe nisip.
- 25 Cernoziom ciocolatiu freatic umed pe nisip, nisip loessic și loess.
- 26 Cernoziom ciocolatiu freatic umed și sol cernoziomic freatic umed pe nisip loessic.
- 27 Sol cernoziomic freatic umed pe nisipuri, nisipuri loessice și luturi nisipoase.
- 28 Sol cernoziomic freatic umed și nisip slab solificat.
- 29 Cernoziom slab-mediu levigat și nisip slab solificat.
- 30 Sol cernoziomic freatic umed și lăcoviște pe nisip.
- 31 Nisip și nisip slab solificat.
- 32 Nisip, nisip slab solificat și lăcoviști.
- 33 Lăcoviște.
- 34 Lăcoviște salinizată.
- 35 Sol humicogleic.
- 36 Mlaștină și semimlaștină.
- 37 Turbă pe calcar de baltă.
- 38 a. Aluviume ; b. Aluviume stratificată și lăcoviște colmatată
- 39 Sol brun de pădure mai mult sau mai puțin podzlit cu pseudoglei evoluat din sol humicogleic pe argile, erodat.
- 40 Sol brun roșcat de pădure erodat.
- 41 Cernoziom degradat textural, erodat.
- 42 Regosol.
- 43 Bălti.



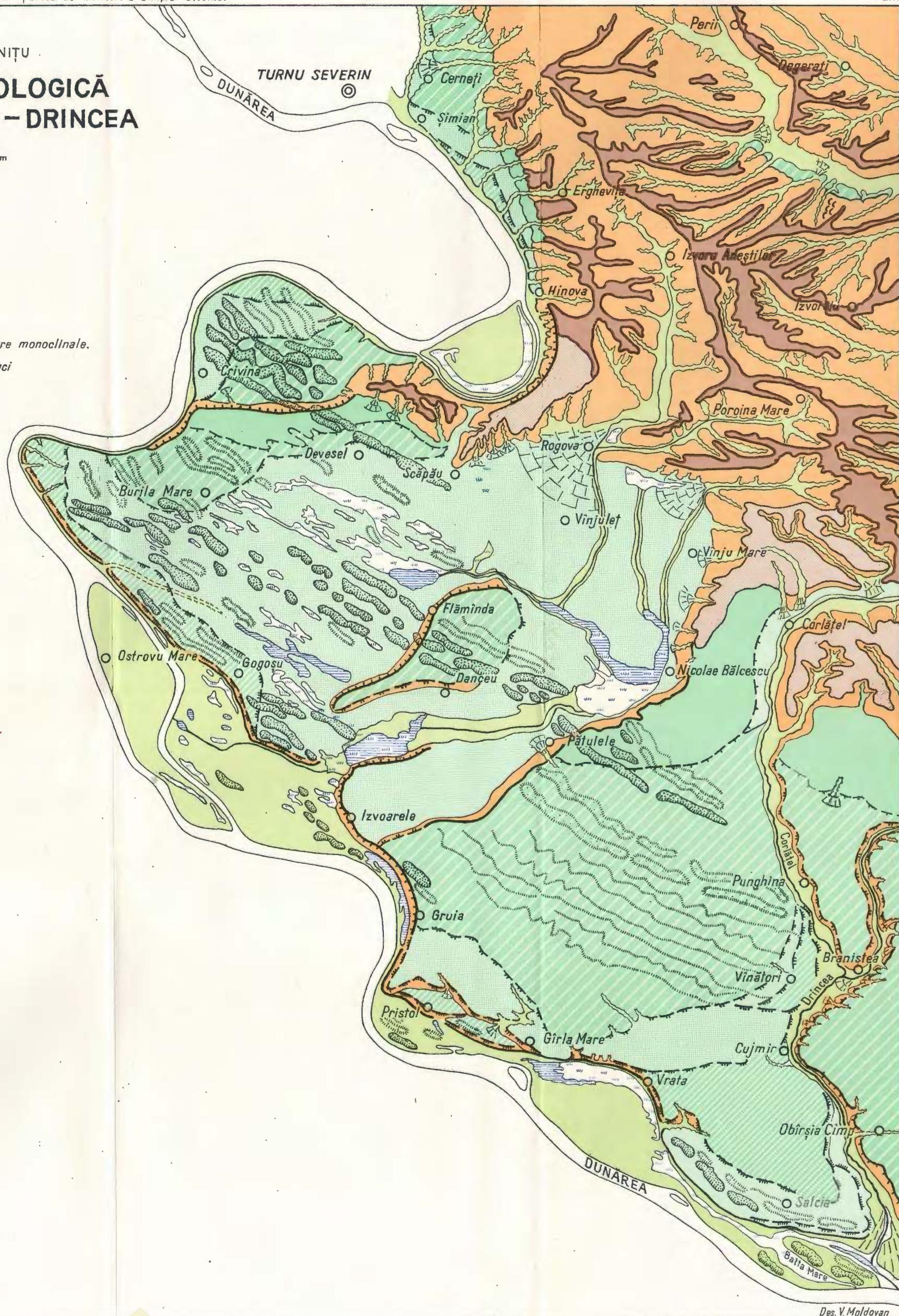
C.OANCEA, M.PARICHI, I.NITU

HARTA GEOMORFOLOGICĂ SECTORUL DUNĂRE – DRINCEA

0 1 2 3 4 5 Km

LEGENDA

- 1 Piemontul Getic. Dealuri fluvio-lacustre monoclinale.
- 2 Cîmpie înaltă fragmentată de văi adânci
- 3 Pante
- 4 Terasa I
- 5 " II
- 6 " III
- 7 " IV
- 8 " V
- 9 Lunci
- 10 Alunecări vechi
- 11 Con de dejecție
- 12 Dune recente
- 13 " evolute
- 14 " foarte vechi
- 15 Cueste
- 16 Bălți
- 17 Mlaștini
- 18 Semimlaștini



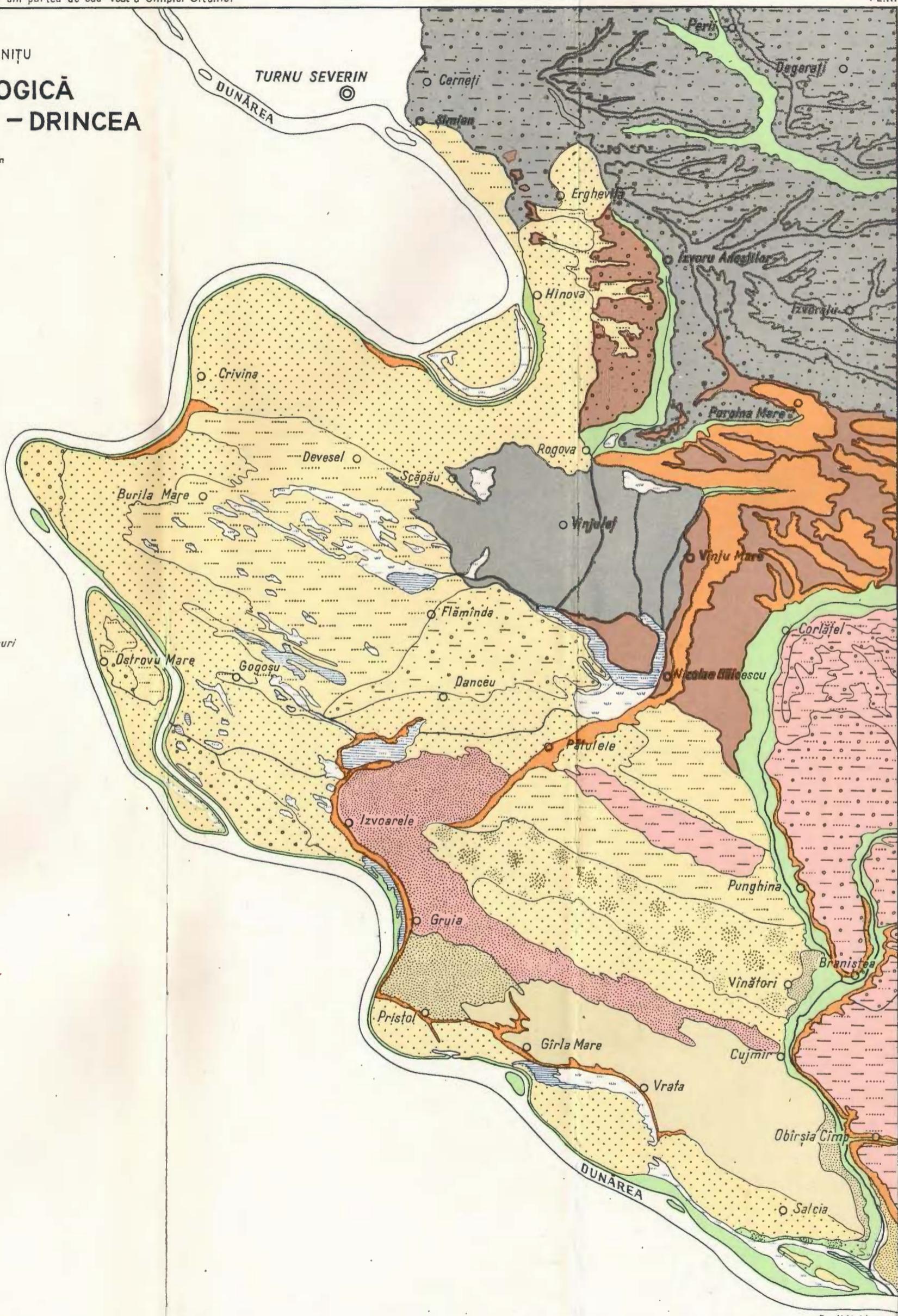
COANCEA, M.PARICHI, I.NIȚU

HARTA LITOLOGICĂ SECTORUL DUNĂRE - DRINCEA

0 1 2 3 4 5 Km

LEGENDA

- 1 Nisipuri
- 2 Nisipuri și pietrișuri
- 3 Nisipuri și nisipuri loessice
- 4 Nisipuri, luturi și pietrișuri
- 5 Nisipuri și luturi nisipoase
- 6 Luturi nisipoase, nisipuri și pietrișuri
- 7 Luturi nisipoase și luturi
- 8 Luturi, luturi nisipoase și pietrișuri
- 9 Nisipuri loessice
- 10 Loess și nisipuri loessice
- 11 Loess
- 12 Luturi argiloase roșcate
- 13 Luturi argiloase roșcate, nisipuri și pietrișuri
- 14 Argilă și luturi argiloase
- 15 Argilă, luturi, nisipuri și pietrișuri
- 16 Roci diferite
- 17 Bălți
- 18 Mlaștini
- 19 Semimlaștini



Des. V. Moldovan

CONDITIONS NATURELLES ET SOLS DU SW DE LA PLAINE D'OLTÉNIE

PAR

C. OANCEA, I. NIȚU, M. PARICHI

(Résumé)

La région étudiée est située au SW de l'Olténie sur les terrasses du Danube et sur le Piémont Gétique. Les terrasses disposées en marches bien marquées au point de vue morphologique, se caractérisent par des alternances de surfaces typiques aux dépôts loessiques et de surfaces recouvertes de dunes longitudinales de sable orientées WNW-ESE. Le Piémont Gétique est formés de larges plaines interfluviales plates (pendage général 5—6°/oo) découpées par des vallées dont la profondeur varie entre 50 et 100 m. Le climat se caractérise par des précipitations moyennes annuelles comprises entre 480 — 660 mm et par une température moyenne annuelle à valeurs comprises entre 11°,4 — 11°,7C.

La végétation naturelle a été remplacée, pour la plupart des surfaces, par des cultures agricoles. Dans les plaines alluviales et sur les surfaces dépressionnaires à nappe phréatique à faible profondeur se développent des associations mésophylles, hygrophylles et héliophylles. Les forêts de *Quercus pedunculiflora* et *Q. pubescens* sont caractéristiques aux terrasses, tandis que sur le Piémont Gétique les forêts de *Quercus cerris*, *Q. frainetto* et *Q. petraea* occupent des étendues restreintes.

La distribution zonale des sols est en tout premier lieu déterminée par l'âge du relief et par la diversité des sédiments. Les influences climatiques n'étant pas si fortes pour déterminer en conditions semblables de relief et de matériau originel, des types zonaux de sols varient du chernozem au sol sylvestre brun.

Sur la surface initiale du Piémont Gétique se retrouvent des sols sylvestres bruns et des sols sylvestres brun roux. Les sols sylvestres bruns se sont formés sur des argiles villafranchiennes dans les conditions du relief de plateforme, tandis que les sols sylvestres brun roux se sont formés sur les limons argileux pléistocènes de la haute plaine. Sur les anciennes terrasses, suivant la composition minéralogique et la texture des sédiments, se sont formés des sols sylvestres brun roux (sable éolien et limon roux), des chernozems moyens et très lèvigués (limon). Les chernozems faiblement lèvigués et les chernozems (loess et sable loessique) achèvent la série des sols automorphes. Sur les mêmes niveaux de terrasse,



mais sur des sédiments sableux de nature minéralogique différente, se sont formés des sols brun roux et des chernozems lèvigués.

Les sols authydromorphes et hydromorphes (chernozems à nappe phréatique, sols chernozémiques à nappe phréatique, sols brun roux à nappe phréatique et sols humiques à gley) sont distribués sur des surfaces faiblement drainées sur la terrasse de Băileşti. Les tableaux et les figures de l'ouvrage présentent les caractéristiques physico-chimiques des principaux types de sols.

EXPLICATION DES CARTES

Planche I

Carte des sols du secteur du Danube—Drincea.

Planche II

Carte géomorphologique du secteur du Danube—Drincea.

Planche III

Carte lithologique du secteur du Danube—Drincea.



INFLUENȚA CONCENTRAȚIEI MEDIULUI ASUPRA
CARACTERELOR MORFOLOGICE ALE COLONIILOR
BACTERIENE¹⁾

DE

P. PAPACOSTEA, ELISABETA MISSIRLIU²⁾

Abstract

Influence of the Concentration of the Medium on the Morphological Characteristics of bacterial colonies. The influence of the concentration of the medium on the morphology of the *Pseudomonas* γ colonies were studied by means of three culture media i. e.: Czapek-Dox, Topping and extract of potatoe. From the experiments carried out upon several varieties of this species one may deduce that in order to obtain a characteristic phenotype expression as far as possible at the level of the species, the most favourable medium is that presenting a complex nutritive substratum having a rather reduced nutritive value such as that of the Topping medium. The paper deals with several correlations of the morphological characteristics of the colonies with the physiological characteristics of the different variations of *Pseudomonas* γ and several observations regarding the motion of the bacterial species.

În cursul cercetărilor de floră bacteriană a solului s-a constatat că înсămăntarea diluțiilor pe mediul Czapek diluat 1/2 avea drept consecință o dezvoltare mai abundantă a anumitor specii bacteriene și apariția mai netă a anumitor caractere, decit se obținea prin înсămăntarea acelorași diluții pe mediul cu concentrația obișnuită. Acest fapt ne-a determinat să cercetăm mai amănunțit influența pe care o are diluarea mediilor nutritive asupra morfologiei coloniilor bacteriene, cu scopul de a obține un plus de informații utile pentru determinarea speciilor bacteriene. Cu prilejul acestor lucrări s-au efectuat unele observații care au permis să se facă anumite precizări și în legătură cu noțiunea de specie bacteriană.

¹⁾ Comunicare în ședință din 25 februarie 1965.

²⁾ Întreprinderea Geologică de Prospecțiiuni, Sos. Kiseleff nr. 2.



Metoda de lucru

În studiul de față s-au folosit următoarele medii de cultură, având substrate nutritive diferite :

C z a p e k - D o x (K. R a p e r, C h. T h o m, 1949) modificat, soluție de zaharoză 2% plus săruri minerale ;

T o p p i n g (L. E. T o p p i n g, 1937), soluție de peptonă plus extract de drojdie de bere ;

Un mediu cu extract de cartof conținind : 1000 ml extract obținut prin fierberea timp de 10 minute a 300g cartofii curătați și tăiați, apoi filtrat și completat cu 10 g zaharoză, 5 g peptonă și 20 g agar ; sterilizarea se face timp de 30 minute la 115°C ¹⁾.

Toate aceste medii au fost folosite în variantă solidă, în concentrația obișnuită și în diluție 1/2, 1/10 și 1/100.

Specia folosită în aceste experiențe a fost *Pseudomonas γ* (E l i s a b e t a M i s s i r i l i u, P. P a p a c o s t e a, V. M a n o l e s c u, 1961). Această specie pigmenteză intens în verde-albastru cînd este cultivată pe mediul cu extract de cartof iar prin însămîntarea pe acest mediu a diluțiilor de culturi pure se obține o serie de mutanți caracterizați prin colonii pigmentate și nepigmentate de diferite aspecte. Tulpinile izolate direct din sol au provenit întotdeauna din colonii pigmentate și aparțin la patru tipuri de colonii desemnate în lucrarea de față γ a, γ b, γ c, și γ c'' ; culturile nepigmentate folosite în aceste experiențe reprezintă subtulpini obținute în laborator prin aplicarea metodei diluțiilor la culturile pure pigmentate. Cele patru tipuri menționate au fost izolate de pe mediul cu extract de cartof din colonii ale căror caractere la trei zile sint următoarele :

Ps γ a : Ø→5mm, convexe, luciu gras, fin rugoase, pigmentate intens în toată masa coloniei albastru-verde în centru și verde-albastru în zona exterioară (Pl., fig. 1, 2).

Ps γ b : Ø→6mm, plan convexe, cu suprafață fin încrățită ca un burete, mate, pigmentate intens în albastru-închis și albastru-verde. Prin dezvoltarea ulterioară, coloniile capătă tot mai mult caracterele lui Ps γ a (Pl., fig. 3).

Ps γ c : Ø→3 mm, contur neregulat, înalte, lucioase, cutate pînă în vîrf, intens pigmentate în albastru-închis cu o nuanță verde spre margine ; pot prezenta un luciu metalic (Pl., fig. 4).

Ps γ c'' : coloniile acestei forme se deosebesc de aceleia ale coloniei precedente prin pigmentul verde cenușiu-deschis și luciu metalic constant și mai evident.

¹⁾) Mulțumim cu acest prilej tov. G h. E l i a d e de la Institutul de cercetarea cerealelor și a plantelor textile pentru comunicarea formulei acestui mediu.

Toate tulpinile studiate, atunci cînd sînt însămînțate pe mediul Topping dău colonii foarte asemănătoare între ele și foarte asemănătoare cu coloniile obținute pe acest mediu direct din suspensia de sol, atribuite curent acestei specii și anume : plat-conice, cu centrul pigmentat în verde albastru verde și cu zona exterioară gălbuie sau nepigmentată. Tulpinile de tip $\gamma\ c$ și $\gamma\ c''$ prezintă o pigmentație slabă și adeseori greu vizibilă. Suprafața coloniei este în general slab sau net rugoasă. Atît coloniile pigmentate cît și cele nepigmentate se brunifică cu timpul.

Emulsiile bacteriene folosite pentru însămînțări, s-au pregătit din culturi tinere de 24 ore, crescute pe mediul cu extract de cartof. După însămînțare, efectuată prin întinderea emulsiilor cu ajutorul spatulei Drigalski, cutiile Petri au fost lăsate la incubat la temperatura camerii și citirile s-au efectuat cu începere de la 48 ore pînă la două săptămîni. Înregistarea caracterelor coloniilor s-a făcut după un sistem publicat anterior (Elișabeta Missirliu, P. Pacoste, 1963).

Rezultate

1. Diluțiile pe mediul cu extract de cartof au arătat că toate cele patru tipuri de tulpini dău naștere la colonii pigmentate și la colonii nepigmentate de diferite tipuri. Prin diluarea mediului dimensiunile coloniilor scad iar tipurile obținute sînt mai puțin diferențiate, tînzînd la concentrația 1/10 să reproducă coloniile aparținînd acestei specii, obținute în mod obînuit pe mediul Topping. Peste un anumit grad de diluare a mediului (1/100), rezultatele obținute nu mai prezintă interes, coloniile devenind punctiforme, nepigmentate, fără caractere specifice.

2. Diluțiile pe mediul Topping au dat aspectele cele mai caracteristice pe mediul cu concentrația normală, caracterele estompîndu-se pe măsura diluării. Cele patru forme dău colonii puțin diferențiate chiar pe mediul cu concentrația normală, corespunzînd tipurilor de colonii atît pigmentate cît și nepigmentate atribuite în mod curent speciei *Ps. γ* .

3. Specia *Ps. γ* , este caracterizată prin faptul că pe mediul Czapek nu pigmenteaază, dînd culturi abundente, sticioase, transparente sau albicioase. Prin diluarea mediului se obține în general un număr destul de mare de tipuri de colonii, printre care unele pigmentate evident în albastru sau albastru-verde.

4. Din diferitele tipuri de colonii de pe diferite medii, s-au izolat culturi pure, care au fost examineate în ceea ce privește capacitatea de a produce pigment verde-albastru pe mediul cu extract de cartof — mediul optim pentru cercetarea acestui caracter — constatăndu-se că anumite ti-



puri de colonii nepigmentate dău culturi care au pierdut proprietatea de a pigmenta. Pe lîngă aceasta s-a putut stabili o corelație între tipul de colonie și anumite proprietăți fiziologice. În această ordine de idei au fost cercetate acțiunea asupra laptelui și capacitatea de a reduce nitrații. Rezultatele sunt cuprinse în tabelul de mai jos.

TABEL

Tulpini		Lapte turnesolat			Acțiunea asupra NO_3			
Tip	Nr. de tulp.	Ac. G. P.	Alc. P. R.	Alc. R.	Nr. de tulp.	$\text{R} \rightarrow \text{NO}_2$	$\text{R} \rightarrow \text{NH}_4$ sau N_2	Nu reduce
γ_a pigm.	10	+	-	-	7	+	-	-
γ_a nepigm.	9	-	-	+	5	+	-	-
γ_b pigm.	10	+	-	-	8	+	-	-
γ_b nepigm.	7	-	+	-	6	+	-	-
γ_c pigm.	3	-	+	-	2	-	-	+
γ_c nepigm.	2	-	+	-	2	-	-	+
$\gamma_{c''}$ pigm.	2	-	+	-	2	-	+	-

Ac. = acidifiere; G. = coagulare; R. = reducere; Alc. = alcalinizare; P. = peptonizare

Din tabelul de mai sus se desprind unele regularități și anume: coloniile pigmentate și rugoase de tip γ_a și γ_b au o acțiune cu evoluție foarte caracteristică asupra laptelui, producând întâi o slabă alcalinizare, urmată de acidifiere cu coagulare și apoi de o peptonizare care digeră coagulul, digerarea înaintând de sus în jos cu o nouă alcalinizare slabă. În același timp culturile nepigmentate de Ps γ de tip γ_a se separă de culturile nepigmentate de Ps γ de tip γ_b prin faptul că alcalinizează și reduc laptele în timp ce cele din urmă continuă procesul acesta cu peptonizarea laptelui. La ambele tipuri nepigmentate lipsește însă o fază acidă. Ps γ tip γ_c și c'' , care produc colonii lucioase și cutate se comportă la fel cu tulpinile γ_b nepigmentate indiferent dacă sunt sau nu pigmentate. În privința reducerii nitraților, toate tulpinile de tip γ_a sau γ_b reduc în 24 de ore pînă



la faza nitriți și rămîn în acest stadiu în timp ce tipul $\gamma c''$ reduce după această fază pînă la NH_4 sau N_2 iar tipul γc nu reduce deloc (atît tulpinile pigmentate cît și cele albe).

Concluzii

1. Rezultatele obținute pînă în prezent cu specia *Ps γ* confirmă ceea ce se cunoștea mai de mult, că în general orice tulpină bacteriană reprezintă în cultură pură o populație heterogenă, ceea ce este ușor de pus în evidență prin însămîntări de diluții din cultură pe diferite medii nutritive.

2. Totodată rezultatele arată că pentru obținerea unui tip de colonie cît mai reprezentativ pentru specie este necesar ca mediul de cultură ales să aibă un substrat nutritiv complex, dar să nu aibă valoarea nutritivă prea mare. Mediul Topping răspunde acestor cerințe. Mediile cu substrat nutritiv complex dar cu o valoare nutritivă mare, cum este mediul cu extract de cartof, provoacă o individualizare marcată în ceea ce privește morfologia coloniilor produse de diferite tulpini, dacă în felul acesta, cel puțin în parte, apartenența la aceeași specie, punând însă în evidență variabilitatea speciilor; totuși și pe acest mediu se poate obține convergența coloniilor produse de diferite tulpini spre un tip ± caracteristic speciei, prin diluarea mediului pînă la un anumit grad, micșorind astfel valoarea lui nutritivă. Un mediu conținînd o sursă nutritivă organică simplă în concentrație destul de mare cum este mediul Czapek, inhibă manifestarea anumitor caractere importante cum este pigmentarea, probabil prin favorizarea numai a anumitor procese biochimice. și în cazul acestui mediu este posibil să se obțină manifestarea anumitor caractere specifice prin reducerea valorii nutritive obținute în cazul diluării. Astfel la un anumit grad de diluare se obțin și pe mediul Czapek colonii intens pigmentate.

3. Mediile nutritive prezintă un domeniu de concentrație optim pentru punerea în evidență a heterogeneității tulpinilor bacteriene de exemplu pentru tulpinile studiate, concentrația obișnuită pentru mediul cu extract de cartof sau diluțiile 1/2 și 1/10 pentru mediul Czapek sau cînd se diluiază numai zaharoza din același mediu, concentrațiile 0,6 și 0,4%.

4. Din toate datele obținute reiese că specia bacteriană este reprezentată în sol printr-o multitudine de forme, care se exteriorizează pe plăcile însămîntate cu diluții de sol în anumite condiții prin colonii cu caracter morfologice distințe.

Aceste considerente duc la unele precizări importante în ceea ce privește metoda de lucru folosită în înregistrarea calitativă a florei bacteriene: numărul de specii dintr-un sol este mai mult redus decît numărul de tipuri



de colonii și trebuieținut seama de faptul că înruditarea de tulpini obținute din tipuri de colonii diferite nu poate fi stabilită întotdeauna prin teste biochimice, întrucât acestea manifestă o variabilitate paralelă cu aceea a morfologiei coloniilor, așa cum am arătat mai sus.

În consecință, în studiile calitative de floră bacteriană este necesar să se aleagă mediul nutritiv pe care variabilitatea bacteriilor se manifestă în limite cît mai restrînse, producînd totuși colonii care pot fi considerate ± caracteristice pentru diferite specii. Așa cum am arătat cu altă ocazie (Elisabeta Missirliu și P. Papacoste, 1963), conform cu rezultatele obținute în laboratorul nostru mediul cel mai adecuat acestui scop este mediul Topping cu extract de drojdie.

5. Din cercetările efectuate pînă în prezent reiese că morfologia coloniei nu este independentă față de caractere biochimice ale tulpinei respective. Orice modificare a morfologiei coloniei presupune o modificare a anumitor caractere biochimice, ambele reflectînd modificări genetice mai profunde. Frecvența acestor modificări este legată de variabilitatea spontană mare a bacteriilor. Ar rămîne de precizat care din aceste modificări sunt reversibile și în ce condiții.

În consecință noțiunea de specie bacteriană trebuie concepută ca un mozaic de forme particulare, adaptate la condițiile naturale în care se dezvoltă.

Aceste considerente ne impun o rezervă față de tulpinile de colecție care de multe ori pot să nu mai reprezinte decît o formă obținută în cursul repicărilor în laborator ale cărei caractere pot să nu mai reflecte adaptarea la mediul natural de viață ci tocmai condițiile artificiale impuse de metodele bacteriologice de lucru obișnuite.

BIBLIOGRAFIE

- Missirliu Elisabeta, Papacoste P., Manolescu Valeria (1961). Studiu comparativ al unor tulpini de *Pseudomonas* izolate din soluri podzolice. *Lucrări științifice CEIB*. III Ed. Agro-silvică, p. 57–71. București.
- Missirliu Elisabeta, Papacoste P. (1963). Studiu morfologic al coloniei în scopul caracterizării florei bacteriene din sol. *Știința Solului* 2 p. 149–159.
- Raper K., Thom Ch. (1949). A Manual of the Penicillia. London.
- Topping L. E. (1937). The predominant microorganisms in soils. *Zblatt. für Bakt.* II. 97, p. 389–397.



EXPLICATIA PLANSEI



Institutul Geologic al României

EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1. — Ps. γ a. Colonia pigmentată, tipică obținută în diluții de cultură pură pe extract de cartof la 6 zile.

Ps. γ a. Colonia pigmentée, typique de 6 jours obtenue en dilution de culture pure sur extrait de pomme de terre.

Fig. 2. — Id. Colonia nepigmentată, obținută în diluții de cultură pură dintr-o tulipină intens pigmentată pe extract de cartof la 5 zile.

Colonia non-pigmentée de 5 jours, obtenue en dilutions de culture pure d'une souche intensément pigmentée sur extrait de pomme de terre.

Fig. 3. — Ps. γ b. Colonia pigmentată încrețită obținută în diluții de cultură pură pe extract de cartof la 4 zile.

Ps. γ b. Colonia pigmentée, ridée, de 4 jours obtenue en dilutions de culture pure sur extrait de pomme de terre.

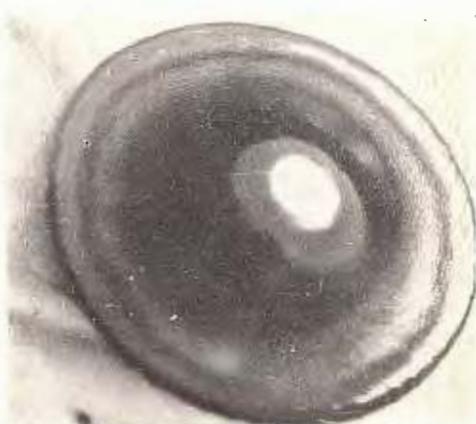
Fig. 4. — Ps. γ c. Colonia pigmentată obținută în diluții de cultură pură pe extract de cartof la 4 zile.

Ps. γ c". Colonia pigmentée obtenue de 4 jours, en dilutions de culture pure sur extrait de pomme de terre.

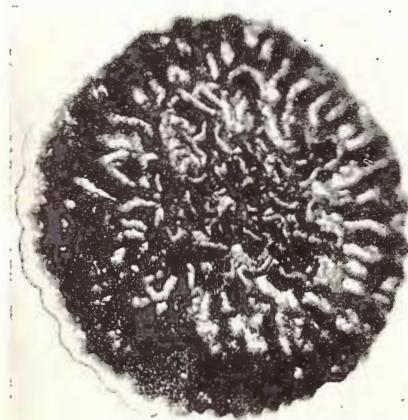
P. PAPACOSTEA, ELISABETA MISSIRIU. Coloniile bacteriene.



1



2



3



4

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/3



Institutul Geologic al României

INFLUENCE DE LA CONCENTRATION DU MILIEU SUR LES CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES DES COLONIES BACTÉRIENNES

PAR

P. PAPACOSTEA, ELISABETA MISSIRLIU

(Résumé)

Nous avons étudié l'influence de la concentration du milieu sur la morphologie des colonies de *Pseudomonas* γ en employant à ce dessein trois milieux de culture : Czapek-Dox, Topping et un milieu à extrait de pomme de terre. Les expériences effectuées avec plusieurs variétés de cette espèce montrent que, pour obtenir une expression phénotypique aussi caractéristique que possible au niveau „espèce“ le milieu le plus favorable doit présenter un substratum nutritif complexe à valeur nutritive assez réduite, à l'instar du milieu Topping. Les autres milieux à hautes valeurs nutritives ou bien rendent une trop grande diversité de l'expression phénotypique, en faisant ressortir la variabilité de l'espèce lorsque le substratum est complexe, ou bien empêchent certains traits caractéristiques à l'espèce de se manifester, lorsque le substrat nutritif est unilatéral. La dilution de ces milieux conduit à des résultats comparables à ceux obtenus sur le milieu Topping.

Les résultats contenus dans le tableau reflètent quelques corrélations sur les caractères de morphologie des colonies avec les caractères physiologiques des différentes variétés de *Pseudonomas* γ.





Institutul Geologic al României

ZDRUNCINĂRI LA PIRUS ELAEAGRIFOLIA PALL.
ȘI P. PIRASTER (L) MEDIK. PE FALIA PECENEAGA—CAMENA¹⁾
DE
I. ȘERBĂNESCU²⁾

Abstract

Perturbations in *Pirus elaeagrifolia* Pall. and *P. piraster* (L.) Medik. along the Peceneaga-Camena Fault line. The author refers to the perturbations in Dobrogea of the *Pirus elaeagrifolia* Pall. and of the *P. piraster* (L.) Medik on the both sides of the Peceneaga-Camena fault line. He assigns these perturbations to the presence of the copper-bearing ore which is to be found in the green schists. The variations which exceed number 70 may be caused by some strong cross breedings between the two species or even by some mutations. This phenomenon presents a special importance in geology, genetics, taxonomy and economy due to the eventual improvement which could be brought to the varieties of the pear-tree. These new varieties could cover and be adapted to stony strongly wind-beaten areas made up of green schists. The author recommends the protection of the area covered with pear-trees in North and Central Dobrogea.

În timpul cercetărilor de prospectare a vegetației din Dobrogea s-a întîlnit, în partea de nord a suprafeței cu Șisturi verzi, de o parte și de alta a liniei de faliere Peceneaga—Camena, o variabilitate impresionantă în morfologia celor două specii de păr sălbatic de acolo, părul dobrogean (*Pirus elaeagrifolia* Pall.) și părul comun (*P. piraster* (L.) Medik.). În general variabilitatea constă în : forma frunzei, a vîrfului și bazei aces-teia, în perozitatea frunzei, a lăstarilor tineri și a pieselor florale, în lungimea pețioului, în forma și mărimea fructelor, în formele de creștere și de ramificare a tulpinii, în prezența sau absența ghimpilor de pe ramuri etc. ; desigur, fenomenele care au provocat aceste zdruncinări, au acționat și asupra anatomiei, lucru care urmează să fie cercetat ulterior. În general numărul varietăților este mai mare de 70, în ele părind a domina carac-

¹⁾ Comunicare în ședință din 25 februarie 1965.

²⁾ Intreprinderea Geologică de Prospecționi, Șos. Kisellef nr. 2, București.

terele părului dobrogean. În fotografiile anexe prezentăm unele din aceste variații, mai ales la frunze. Ca formă unele sunt circulare, ± acute (pl. I, fig. 2 ; pl. III, fig. 1) sau cu vîrf alungit (pl. III, fig. 1) ; altele sunt ovate, cu baza rotundă (pl. VII, fig. 1) sau cuneată (pl. II, fig. 3 ; pl. IV, fig. 3), la vîrf rotunjite (pl. IV, fig. 4), obovat-acute (pl. III, fig. 2), eliptice cu vîrf rotunjit și baza cuneată (pl. I, fig. 4), ovat-lanceolate, acute, atenuate în peștiol (pl. V, fig. 1 ; pl. VI, fig. 1) sau cuneate (pl. IV, fig. 2) sau la vîrf rotunjite (pl. V, fig. 1, 2), ovate pînă la eliptice spre vîrf și spre bază îngustate (pl. I, fig. 3 ; pl. II, fig. 1,2,4 ; pl. III, fig. 3,4 ; pl. IV, fig. 1 ; pl. VI, fig. 4) sau cu vîrful rotunjit (pl. VII, fig. 2, 3), lanceolate (pl. IV, fig. 3 ; pl. VI, fig. 2). Ca dimensiuni unele sunt mari (pl. I, fig. 1,2), altele mici (pl. I, fig. 3 ; pl. II, fig. 2 ; pl. III, fig. 4 ; pl. VII, fig. 2,3), între acestea sunt numeroase forme intermediare. Ca perozitate se întâlnesc o variabilitate foarte mare. Puține forme au frunze glabre pe ambele fețe (pl. I, fig. 3). Unele forme au frunze slab păroase pe dos, mai ales pe nervura mediană sau și pe nervurile laterale și glabre sau foarte slab păroase pe față, inițial mugurii, lăstarii tineri și peștiolii fiind slab tomentoși. Altele au frunze tomentoase, mai accentuat pe dos și mai puțin accentuat pe față. După aceste caractere cele mai multe converg spre tipul *piraster* (pl. I-V) însă au frunzele lanceolate sau ovat-lanceolate (pl. I, fig. 4 ; pl. IV, fig. 1), tinzind spre specia caucaziană *P. salicifolia*. Cele tomentoase (pl. V-VII) converg spre *P. elaeagrifolia*, însă cu frunze ovate sau obovate, se îndepărtează de acest tip. Astfel unele cu frunze ± ovate se apropiu de *P. nivalis* a cărei areal înaintează spre nord pînă în Europa centrală (pl. VII) ; altele, cu frunze obovate mici (pl. VII, fig. 2, 3) sunt de un tip necunoscut pînă în prezent din literatură, etc.

În literatura botanică de la noi numai *Pirus piraster* este prezentat cu o slabă variabilitate în ceiace privește forma, mărimea frunzelor și fructelor : f. *typica* (N y a r.), f. *dasiphylla* Tausch., f. *elongata* (N y a r.) și forma *majoricarpa* (N y a r.), toate din Dobrogea de sud. În ce privește *Pirus elaeagrifolia* la noi nu este citată nici o variație ; în realitate există una socotită ca specie *P. nivalis* J a c q. și alta ca hibrid, x *P. babadagensis* P r o d., citată din podișul Babadag și de la Comana (raionul Giurgiu).

Pirus elaeagrifolia, cu un areal sudic, este răspîndit în Europa sudestică, Crimea, Caucaz, Asia Mică, fiind socotit ca element caucazian. La noi este răspîndit numai în Dobrogea centrală și de nord și, sporadic, în sudul podișului Covurlui, adică acolo unde se simte influența climatului sudic de care sunt legate și alte specii ca : *Paeonia perregrina*, *Nectaros-*



cordium bulgaricum, *Quercus pubescens* etc. *Pirus piraster* este răspândit în Europa centrală și estică, Asia de vest, fiind socotit ca specie eurasiană de climă temperată; la noi este răspândit în toată țara.

Din observațiile noastre de pînă acum, reiese că variabilitatea prezintă un amestec de caractere comune ambelor specii de păr. S-ar părea, deci, că avem de-aface cu hibridări în masă, deci ar fi vorba de un centru hibridogen de mare importanță. S-ar putea însă ca unele variații să fie tranziții sau mutații, lucru care se va putea stabili numai după cercetări speciale de genetică.

Suprafețele pe care sunt cantonate aceste variații sunt mai masive deoparte și de alta a liniei de falieri Peceneaga—Camena și anume: între mina Altîn-Tepe și Eschibaba, W Vasile Alecsandri, W Neatînarea, N Topolog, N Simbăta Nouă și mai puțin masive la NE Casimcea cca 4 km de falie și NE Ciucurova, în pădurea Slavelor, la cca 3 km de falie. Sporadic se mai întîlnesc, indivizi izolați și în pădurile din podișul Babadagului.

Urmărand fenomenul am constatat că el este în strînsă legătură cu roca (Șisturile verzi); abundența cea mai mare a variațiilor este în apropierea faliei. Acest lucru ne îndreptăște să considerăm că anomaliiile cu minereu cuprifer sunt cele care provoacă zdruncinări. Datorită anumitor factori, în legătură cu substratul pietros, poate și cu climatul dobrogean, s-a ivit această puzderie de variații la păr și, într-o oarecare măsură și la stejar (*Quercus pedunculiflora*). Cercetări speciale de geologie, legate de constatăriile geobotanice și de rezultatele analizelor chimice, vor aduce elemente noi pentru precizarea cauzelor, cel puțin în parte. O cercetare microchimică generală, efectuată de către laboratoarele de geoștiințe ale Întreprinderii de Prospecții, asupra frunzelor, fructelor și ramurilor din variațiile celor două specii de păr, dău unele indicații prețioase; s-a constatat prezența cuprului și argintului. În continuare urmează să se facă determinări spectrografice și analize de laborator, pe material precis determinat și amplasat pe hartă.

Fenomenul întîlnit pe laturile faliei Peceneaga—Camena este interesant nu numai din punct de vedere științific, ci și practic, deoarece: prin cercetarea microchimică a materialului și prin cercetări geologice legate de rezultatele obținute pe această cale, se vor putea depista suprafețe care vor prezenta interes în ceiace privește mineralele utile; prin cercetări și experimentări cu portaloioiuri din aceste variații, se vor putea obține soiuri valoroase pentru Dobrogea și chiar pentru restul țării; ținînd seamă că acești peri se dezvoltă foarte bine pe culmi și pe pante pietroase de o ariditate excesivă, înfruntînd vînturile care bat în per-



manență ziua, s-ar putea realiza plantații masive de soiuri obținute pe asemenea portaltoiuri, cu care să se acopere toate suprafețele pietroase cu Șisturi verzi, locuri sterpe care nu aduc nici un venit. Prin aducerea la cunoștință a fenomenului, rarism la păr, cel puțin în Europa, s-ar putea stîrni un deosebit interes în lumea geneticienilor și a botaniștilor taxonomiști, români și străini.

Ținând seamă de importanța deosebită pe care o prezintă aceste zdruncinări, la cele două specii de păr, s-a propus ca Academia Republicii Socialiste România, prin Comisia pentru Ocrotirea Naturii și Regiunea Dobrogea, să pună sub protecția legii perii sălbateci de la nord de valea Casimcea, pînă la extremitatea nordică a Dobrogei de nord.

Cercetările de precizare taxonomică a variațiilor prezentate continuă.

BIBLIOGRAFIE

- Beldie Alex. (1950). Manual pentru determinarea plantelor lemnioase din R.P.R. *Inst. de Cerc. Forestiere. Tratate și manuale.* — Ser. II, 3. București.
- Borza Alex. (1949). Conspectus Florae Romaniae Regionunque affinum. Institutul Botanic. Cluj.
- Brandza D. (1898). Flora Dobrogei. București.
- Grecescu D. (1898). Conspectul florei române. București.
- Prodan I. (1934 — 1938). Conspectul florei Dobrogei. *Bul. Acad. de Înalte Studii Agronomice. Cluj*, V, 1.
- * * * Academia R.P.R., Flora R.P.R. IV, 1956.

PERTURBATIONS CHEZ PIRUS ELAEAGRIFOLIA PALL. ET P. PIRASTER (L.) MEDIK. SUR LA LIGNE DE FRACTURE PECE-NEAGA—CAMENA

PAR

I. ȘERBĂNESCU

(Résumé)

L'auteur signale d'importantes perturbations chez le poirier dobrogéen (*Pirus elaeagrifolia* Pall.) et chez le poirier commun (*P. piraster* (L.) Medik.) d'une part et d'autre de la ligne de fracture Peceneaga—Camena en Dobrogea. Il pense que ces perturbations sont un effet du minerai de cuivre présent dans les schistes verts. Les variations, qui dépassent le



PLANŞA I



Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Fig. 1 — 4. — Indivizi de tip *Pirus piraster*, cu frunze glabre.

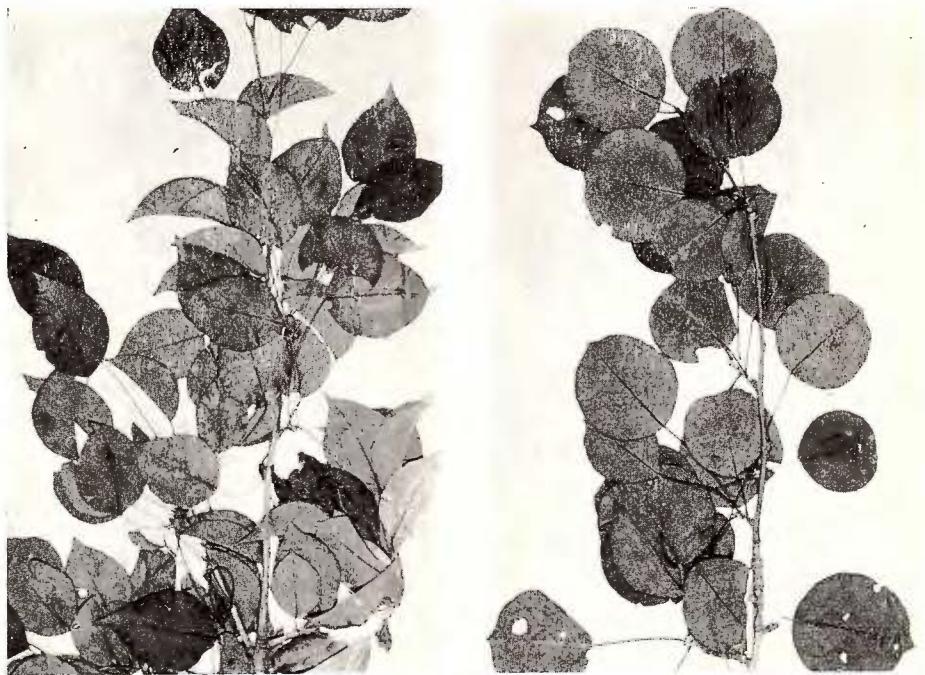
Fig. 1, frunze mari cu vîrf lung pînă la 1 cm ; fig. 2, frunze mari cu vîrf foarte scurt ; fig. 3, frunze mici ; fig. 4, frunze oval-lanceolate pînă la lanceolate (caracterice de *P. salicifolia* L. fil.).

Individus du type *Pirus piraster*, à feuilles glabres.

Fig. 1, grandes feuilles à pointe longue jusqu'à 1 cm ; fig. 2, grandes feuilles à pointe très courte ; fig. 3, petites feuilles ; fig. 4, feuilles ovales-lancéolées jusqu'à lancéolées (caractères de *P. salicifolia* L. fil.)

I. ȘERBĂNESCU. Zdruncinări la *Pirus elaeagrifolia* Pall. și *P. piraster* (L.) Medik

Pl. I.



PLANŞA II



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Fig. 1. — 4. — Indivizi de tip *P. piraster* cu frunze mici, slab păroase pe dos și mai puțin pe față.

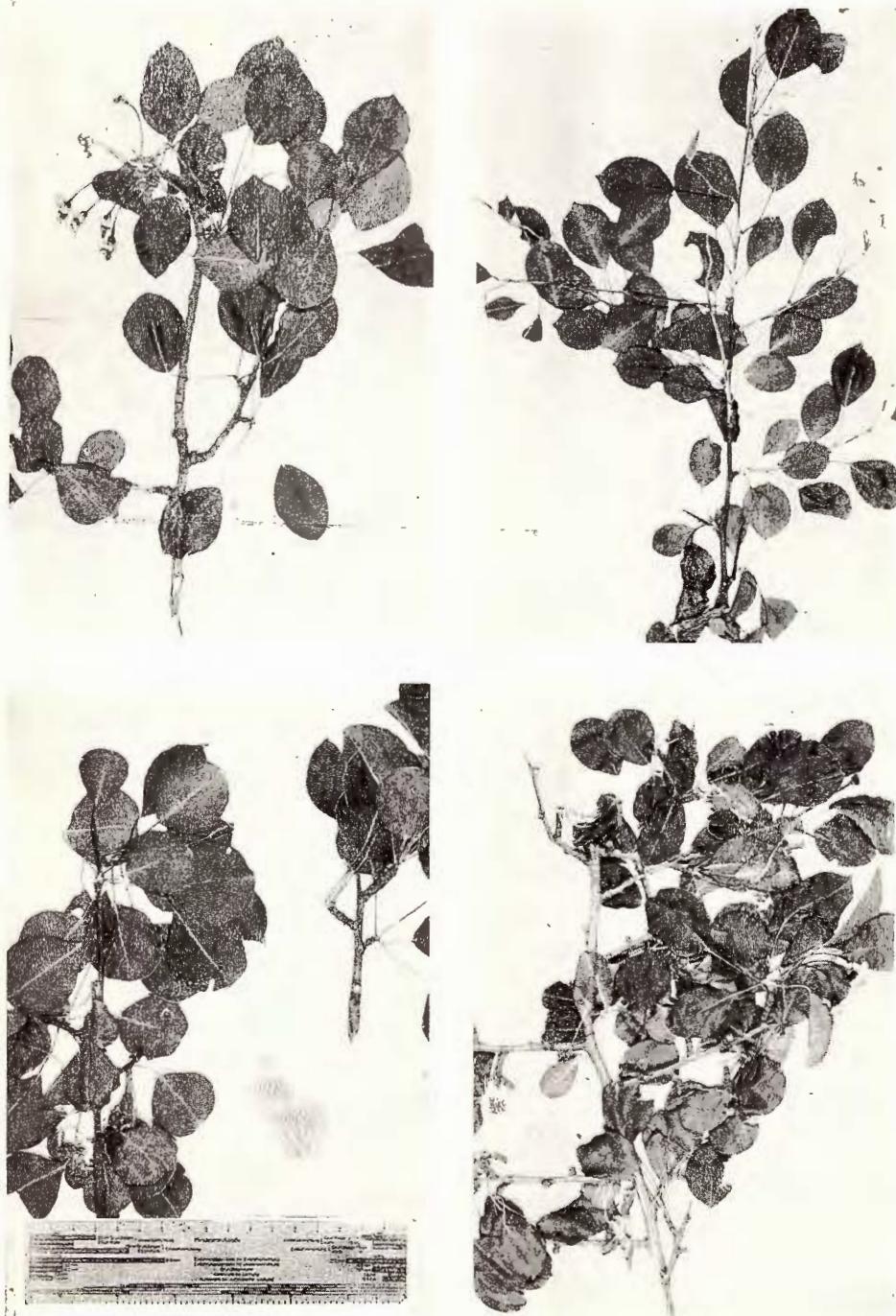
Indivizii din fig. 2, 4, prezintă țepi puternici.

Individus du type *P. piraster* à feuilles petites, légèrement velues sur le dos et moins sur la face.

Les individus des figures 2 et 4, présentent des piquants puissants.

I. ȘERBĂNESCU. Zdruncinări la *Pirus elaeagrifolia* Pall. și *P. piraster* (L.) Medik.

Pl. II.



PLANŞA III



Institutul Geologic al României

PLANŞA III

Fig. 1 — 4. — Indivizi de tip *P. piraster* cu frunze mici, slab păroase.
Individul din fig. 4 prezintă ţepi puternici.

Individus du type *P. piraster* à feuilles petites, légèrement velues.
L'individu de la fig. 4 présente des piquants puissants.

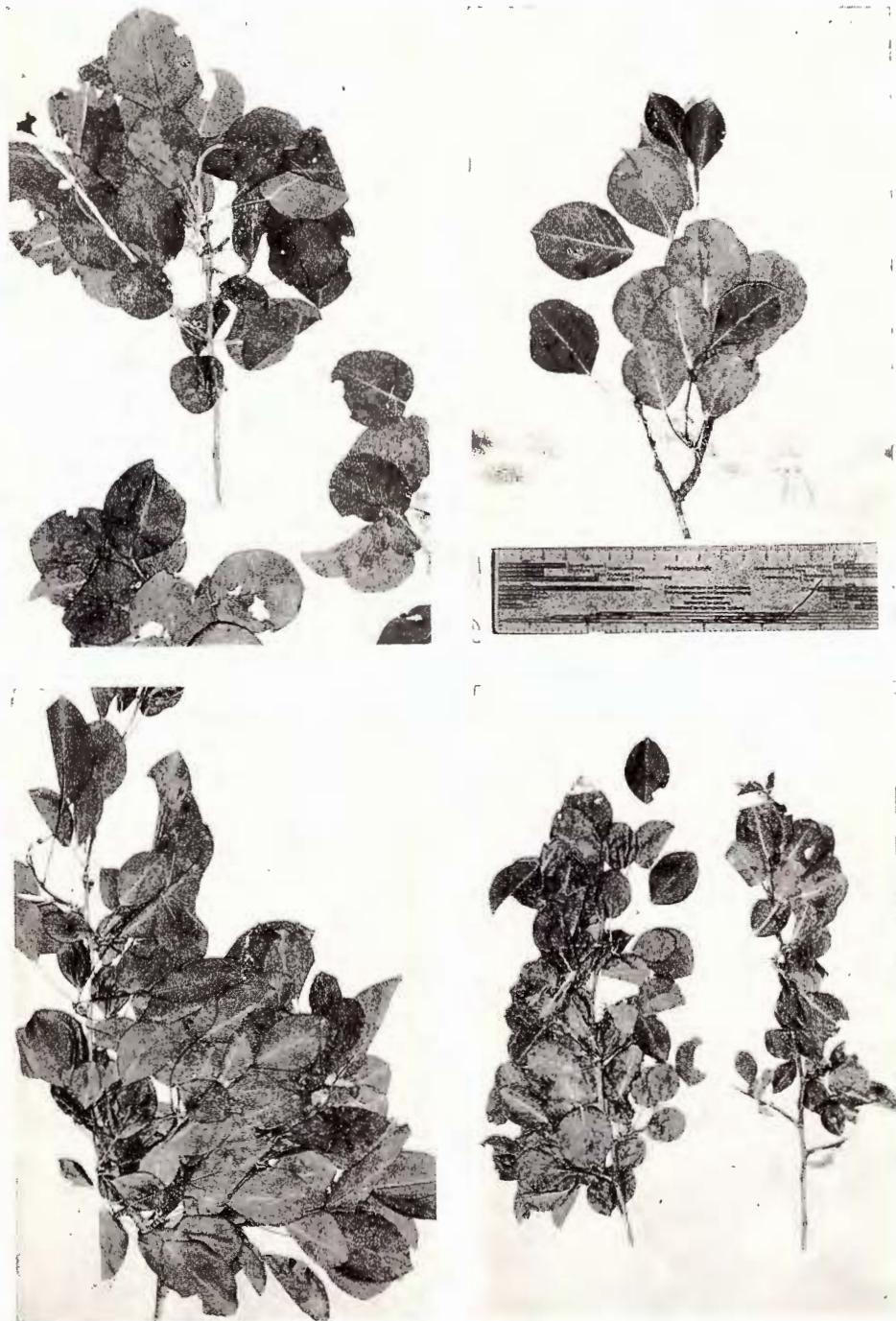
340-10



Institutul Geologic al României

I. ȘERBĂNESCU. Zdruncinări la *Pirus elaeagrifolia* Pall. și *P. piraster* (L.) Medik.

Pl. III.



PLANŞA IV



Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

Fig. 1 — 4. — Indivizi de tip *P. piraster* cu frunze mici, slab păroase.

Individul din fig. 1 prezintă frunze lanceolate (caracter de *P. salicifolia* L. fil.); individul din fig. 2 prezintă frunze mai mari cu porozitate temporară.

Individus du type *P. piraster* à feuilles petites, légèrement velues.

L'individu de la fig. 1 présente des feuilles lancéolées (caractère de *P. salicifolia* L. fil.); l'individu de la fig. 2 présente des feuilles plus grandes à porosité temporaire.

I. ȘERBĂNESCU. Zdruncinări la *Pirus elaeagrifolia* Pall. și *P. piraster* (L.) Medik.

Pl IV.



PLANŞA V



Institutul Geologic al României

PLANŞA V

Fig. 1 — 4. — Indivizi de tip *P. elaeagrifolia*.

Individul din fig. 2 prezintă tranziție spre *P. piraster*.

Individus du type *P. elaeagrifolia*.

L'individu de la fig. 2 présente un transition vers *P. piraster*.

I. ȘERBĂNESCU. Zdruncinări la *Pirus elaeagrifolia* Pall. și *P. piraster* (L.) Medik.

Pl. V.



PLANSÁ VI



Institutul Geologic al României

PLANŞA VI

Fig. 1 — 4. — Indivizi de tip *P. elaeagrifolia*.

Fig. 1 — 3, indivizi cu frunze înguste ; fig. 4, individul prezintă tranziție către *P. nivalis*.

Individus du type *P. elaeagrifolia*.

Fig. 1 — 3, individus à feuilles étroites ; fig. 4, l'individu présente une transition vers *P. nivalis*.

I. ȘERBĂNESCU. Zdruncinări la *Pirus elaeagrifolia* Pall. și *P. piraster* (L.) Medik.

Pl. VI.



PLANŞA VII



Institutul Geologic al României

PLANŞA VII

Fig. 1 — 3. — Indivizi de *P. elaeagrifolia*.

Individul din fig. 1 foarte apropiat de *P. nivalis*.

Individus de *P. elaeagrifolia*.

L'individu de la fig. 1 très rapproché de *P. nivalis*.

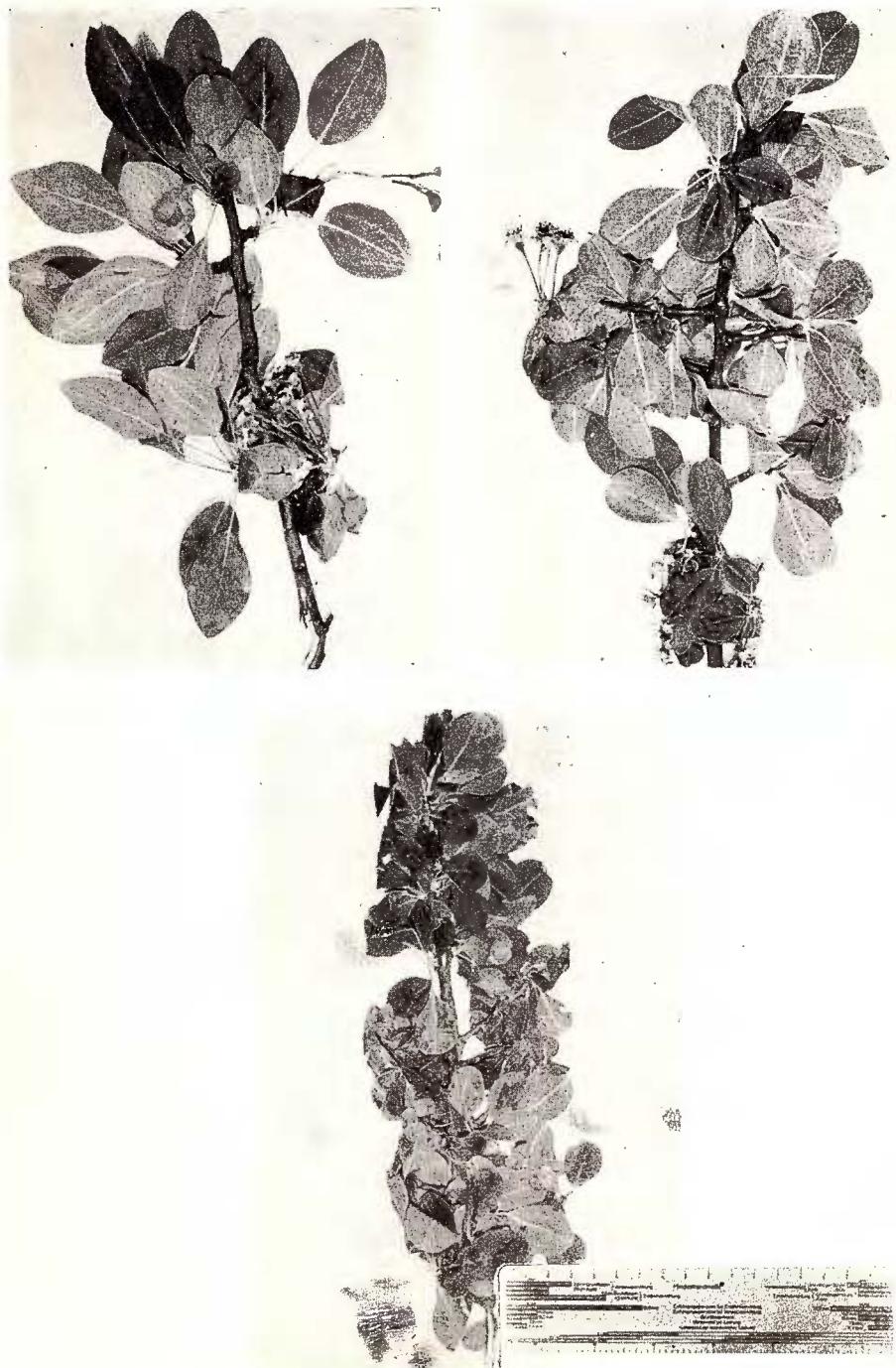
340-26



Institutul Geologic al României

I. ȘERBĂNESCU. Zdruncinări la *Pirus elaeagrifolia* Pall. și *P. piraster* (L.) Medic.

Pl. VII.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LII/3



Institutul Geologic al României

nombre de 70, sont peut-être également dues à des hybridations massives entre les deux espèces ou à des mutations.

L'intérêt particulier du phénomène relève de son importance géologique, génétique, taxonomique et économique en ce qui concerne les améliorations qu'on pourrait tenter pour les variétés de poirier. On pourrait planter, de ces variétés, des surfaces à schistes verts, pierreuses et fort exposées aux vents, auxquelles ces variétés sont adaptées.

L'auteur recommande la protection des surfaces cultivées de poiriers en Dobrogea Septentrionale et Centrale.

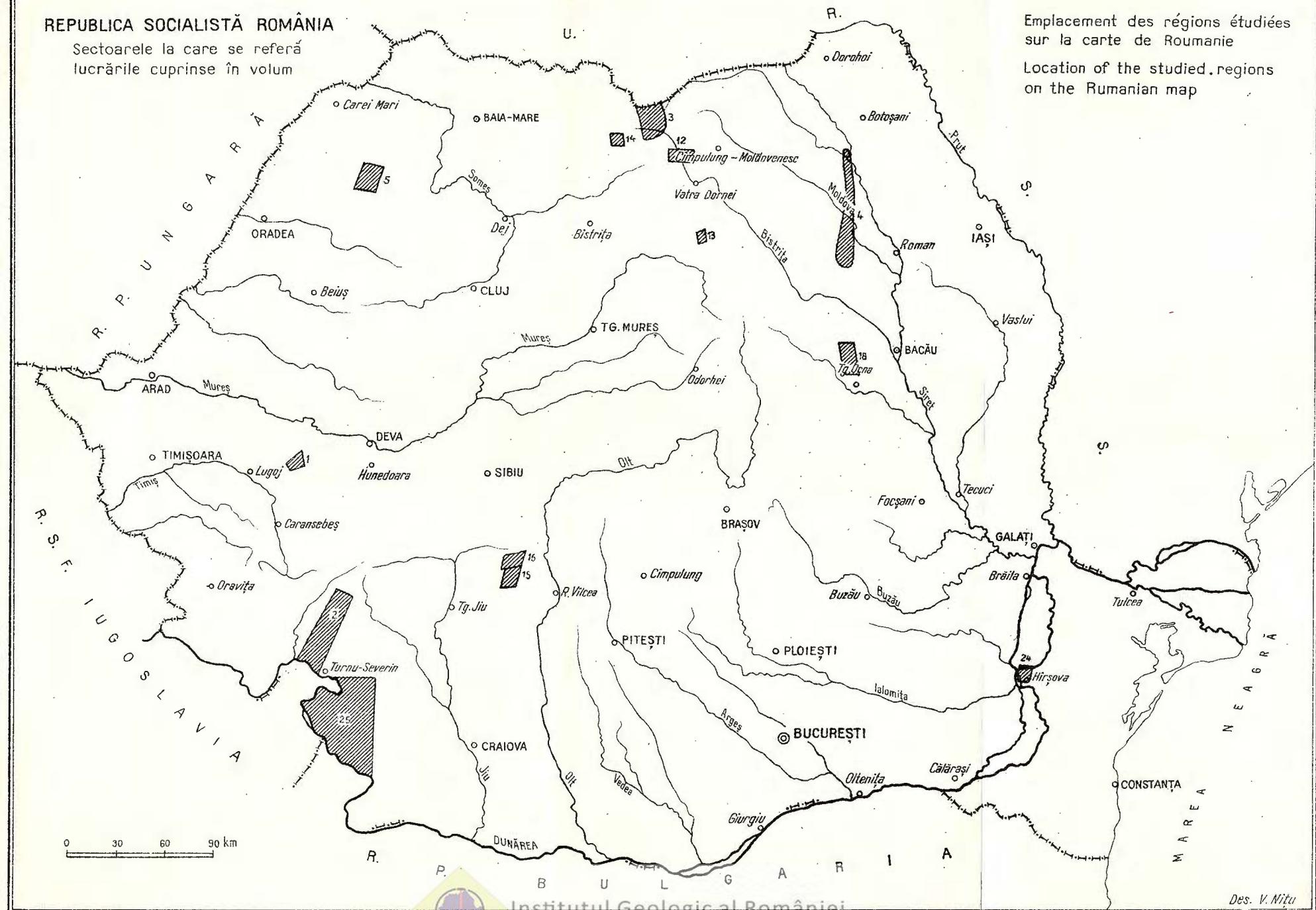




Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă lucrările cuprinse în volum



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI: Dări de seamă Vol. LIV



Institutul Geologic al României

Des. V. Nitu

Impresso. Atel. Inst. Geologic

CUPRINS

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

	<u>Pag.</u>
1. Chivu C., Serafimovici V. Contribuții la cunoașterea geologiei și tectoniciei regiunii Românești-Gladna Română (Poiana Ruscă de NW)	5
2. Focșa I., Hurduzeu C. Contribuții la cunoașterea geologiei cristalinului din Platoul Mehedinți	15

STRATIGRAFIE

3. Iliescu Gh., Iliescu Maria, Georgescu D., Georgescu Lenuta. Asupra prezenței Cretacicului superior în bazinul inferior al râului Vișeu (Maramureș).	31
4. Polonic P., Polonic Gabriela. Miocenul subcarpatic dintre valea Sucevei și valea Cracăului	39
5. Lubenescu Victoria, Crahmaliuc Gloria, Radu Magdalena. Observații asupra stratigrafiei și faunei depozitelor panoniene din bazinul Silvaniei	63

SEDIMENTOLOGIE

6. Dumitriu M. Observații privind orientarea galeșilor din conglomerate și pietrișuri	73
7. Mihăilescu N., Panin N. Cercetările sedimentologice în cadrul congresului al VI-lea al Asociației Geologice Carpato-Balcaneice (Polonia)	77
8. Mocanu G. Z. Relații între sedimentarea gradată și structura depozitelor	83

ZĂCĂMINTE

9. Draghindă I. Prospectarea substanțelor minerale utile sedimentare și analiza facială	101
10. Draghindă I., Iliescu Gh., Polonic P. Aplicarea metodelor geomorfologice în detectarea structurilor petrolieră și gazeifere	113
11. Dumitrescu C. Considerații asupra evoluției petrolurilor românești	119
12. Ionescu C. Structura zonelor manganifere din regiunile Cirlibaba (muntele Dadu) și Coșna	143
13. Puiu V., Puiu Maria. Notă asupra mineralizației de sulfuri polimetale din regiunea Bilbor – Hărăgăia	149
14. Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teuca I. Piritele din Izvorul Cepelor (munții Rodnei)	157
15. Trifulescu M., Dragomir N., Nedelcu V. Studiul petrografic al zăcămintelor de grafit din valea Oltețului	167



	Pag.
16. Trifulescu M., Micu C. Studiul geologic al minereurilor de fier din munții Căpăținei	189
GEOCHIMIE	
17 Filipescu M. N., Negrescu V., Tintilă D., Apostol Silvia. Încercări pentru identificarea rocilor generatoare de petrol prin metode geo chimice	205
18. Geamănu N., Geamănu Veronica, Năstase N., Lazu I., Lungu P., Ochea I. Interpretarea unor rezultate obținute prin metoda hidro-geo chimică de prognoză a sărurilor de potasiu	219
19. Kizy k A. Determinarea colorimetrică a staniului în roci și minereuri	229
20. Mamulea Olympia, Buracu O. Experimentarea metodei biogeo chimice în prospectarea zăcămintelor de uraniu	237
21. Ștefănescu Alexandrina, Anușca Melania, Axintovici I. Contribuții la aplicarea metodei spectrale de analiză în prospectiunea geo chimică	245
GEOFIZICA	
22. Spinache S., Spinache Eleonora. Prospecțiuni seismice de refracție în regiunea Hirsova-Vadu Oii	253
PEDOLOGIE	
23. Conca Ana. Problema solurilor fosile îngropate cu privire specială asupra Dobrogei sudice	259
24. Missirliu Elisabeta, Papacoste a P. Morfologia coloniei, criteriu de caracterizare a florei bacteriene din sol	283
25. Oancea G., Nițu I., Parichi M. Condițiile naturale și solurile din partea de SW a Câmpiei Olteniei	289
26. Papacoste a P., Missirliu Elisabeta. Influența concentrației mediului asupra caracterelor morfologice ale coloniilor bacteriene	329
27. Șerbănescu I. Zdruncinările <i>Pirus elaeagrifolia</i> Pall. și <i>P. piraster</i> (L.) Medik. pe falia Peceneaga-Camena	337



CONTENU

MINÉRALOGIE-PÉTROGRAPHIE

	<u>Page</u>
1. Chivu C., Serafimovici V. Contributions à la connaissance de la géologie et de la tectonique de la région Românești—Gladna Română (Poiana Ruscă de NW)	13
2. Focsa I., Hurduzeu C. Contributions à la connaissance de la géologie du Cristallin du Plateau de Mehedinți	29

STRATIGRAPHIE

3. Iliescu Gh., Iliescu Maria, Georgescu D., Georgescu Lenuta. Sur la présence du Crétacé supérieur dans le bassin inférieur de la rivière Vișeu (Maramureș).	37
4. Polonic P., Polonic Gabriela. Le Miocène subcarpatique entre la vallée de Suceava et la vallée de Cracău	60
5. Lubenescu Victoria, Crahmaliuc Gloria, Radu Magdalena. Observations sur la stratigraphie et la faune des dépôts pannoniens du bassin de Silvania	72

SÉDIMENTOLOGIE

6. Dumitriu M. Observations concernant l'orientation des galets dans les conglomérats et les graviers	76
7. Mihăilescu N., Panin N. Recherches sédimentologiques entreprises à l'occasion du VI ^e congrès de l'association Carpato-Balcanique (Pologne)	82
8. Mocanu G. Z. Relations entre la sédimentation granoclasée et la structure des dépôts	98

GISEMENTS

9. Draghindă I. La prospection des substances minérales utiles sédimentaires et l'analyse faciale	110
10. Draghindă I., Iliescu Gh., Polonic P. Application des méthodes géomorphologiques destinées à dépister les structures pétrolières et gazifères	117
11. Dumitrescu G. Considérations sur l'évolution des pétroles roumains	140
12. Ionescu C. Structure des zones manganésifères des régions Cirlibaba (Montagne de Dadu) et Coșna	147
13. Puiu V., Puiu Maria. Note sur la minéralisation de sulfures polymétalliques de la région de Bilbor-Hărălgia	156



14. Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teucă I. Les pyrites de Izvorul Cepelor (Monts de Rodna)	164
15. Trifulescu M., Dragomir N., Nedelcu V. Étude pétrographique des gisements de graphite de la vallée de l'Olteț	186
16. Trifulescu M., Micu C. Étude géologique de la minéralisation de fer des Monts Căpățina	204

GÉOCHIMIE

17. Filipescu M., Negrescu V., Tintilă D., Apostol Silvia. Essais d'identification des roches génératrices de pétrole par des méthodes géochimiques	217
18. Geamănu N., Geamănu Veronica, Năstase N., Lazu I., Lungu P., Ochea I. Interprétation des résultats obtenus par la méthode hydrogéo-chimique de prognose des sels de potassium	226
19. Kizyky A. Détermination colorimétrique de l'étain en roches et minéraux	235
20. Mamulea Olympia, Buracu O. L'application de la méthode biogéochimique à la prospection des gisements d'uranium	243
21. Ștefănescu Alexandrina, Anușca Melania, Axintovici I. Contributions à l'application de la méthode spectrale d'analyse dans la prospection géochimique	251

GÉOPHYSIQUE

22. Spinoche S., Spinoche Eleonora. Prospections séismiques de réfraction dans la région Hirșova—Vadu Oii	257
---	-----

PÉDOLOGIE

23. Conca Ana. Le problème des sols fossiles enfouis aperçu spécial sur la Dobrogea Méridionale	280
24. Missirliu Elisabeta, Papacosteia P. Morphologie de la colonie, critérium de caractérisation de la flore bactérienne du sol	287
25. Oancea C., Nițu I., Parichi M. Conditions naturelles et sols du SW de la plaine d'Oltenie	327
26. Papacosteia P., Missirliu Elisabeta. Influence de la concentration du milieu sur les caractères morphologiques des colonies bactériennes	335
27. Șerbănescu I. Perturbations chez <i>Pirus elaeagrifolia</i> Pall. et <i>P. piraster</i> (L.) Medik. sur la ligne de fracture Peceneaga—Camena	340



Redactor de carte: MIRCEA PAUCA
Technoredactor și corector: LIGIA FOTE
Traduceri: L. BRĂILEANU, L. TONCA, M. HÎRJEU
Illustrația: I. PETRESCU

*Dat la cules: februarie 1966. Bun de tipar: 20 decembrie 1966. Tiraj: 1550
ex. Hărție cartografică tip III 45,5 gr/m.p. Fl. 70×100. Coli de tipar:
21,8. Cda. 63. Pentru bibliotecii indicele de clasificare 55 (058).*

Tiparul executat la întreprinderea Poligrafică „Informația”, str. Brezoiu, nr. 23–25, București. Republica Socialistă România.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

~~IX~~



Institutul Geologic al României

Au apărut și sint de vînzare la Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, următoarele volume de Dări de Seamă ale ředințelor :

Vol. XLV (1957 — 1958)	lei 20,00
„ XLVI (1958 — 1959)	„ 43,35
„ XLVII (1959 — 1960)	„ 27,55
„ XLVIII (1960 — 1961)	„ 33,80
„ XLIX/1 (1961 — 1962)	„ 38,60
„ XLIX/2 (1961 — 1962)	„ 33,00
„ L/1 (1962 — 1963)	„ 28,70
„ L/2 (1962 — 1963)	„ 70,05
„ LI/1 (1963 — 1964)	„ 40,00
„ LI/2 (1963 — 1964)	„ 34,30



Anuarul Comit. Geol. XXX	lei 16,96
” ” ” XXXI	„ 31,15
” ” ” XXXII	„ 76,82
” ” ” XXXIII	„ 56,00
” ” ” XXXIV/1	„ 41,80
” ” ” XXXIV/2	„ 55,45



RÉPUBLIQUE SOCIALISTE DE ROUMANIE
COMITÉ D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE
INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTE RENDU DES SÉANCES

TOME LII/3
1964-1965



Institutul Geologic al României