REPUBLICA SOCIALISTA ROMÂNIA
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

60951

60951

DĂRI DE SEAMĂ ALE ŞEDINŢELOR

VOL LIII/2
1965-1966

BUCUREŞTI
1967

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA -

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA -
10/10

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINŢELOR

VOL. LIII
(1965 — 1966)

Partea 2-a

INSTITUTUL GEOLOGIC
60951
BIBLIOTECA

BUCUREŞTI
1967

I-1

INSTITUTUL GEOLOGIC BIBLIOTECA

TABLOU COMPARATIV AL SCĂRILOR GEOCRONOLOGICE PENTRU PERIOADELE FANEROZOICE

Comisia de Geocronologie a Uniunii Internaţionale a Ştiinţelor Geologice a hotărît în 1965 să stabilească un „Tablou comparativ al scărilor geocronologice publicate recent pentru perioadele fanerozoice".

Acest tablou este o lucrare de compilaţie şi reproduce fidel datele bibliografice recente. El va trebui să fie revizuit periodic în funcţie de progresele realizate în acest domeniu. Documentul este destinat mai ales geologilor care, fără a fi specialişti în aceste probleme, sînt interesaţi de rezultatele studiilor geocronologice. Îl publicăm la sugestia preşedintelui Comisiei de Geocronologie, Prof. M. Roubault.

Unul din obiectivele fundamentale ale studiilor geocronologice este stabilirea unei scări care să înglobeze ansamblul evenimentelor geologice, care să poată furniza date cît mai precise asupra vîrstei absolute a formaţiunilor. Metodele paleontologice şi litologice permit frecvent stratigrafilor să stabilească, pentru seriile sedimentare pe care le studiiază, o scară foarte minuţios etalonată, ale cărei numeroase trepte sînt reperate în general graţie unor fosile caracteristice. Astfel de scări nu pot desigur să furnizeze nici o indicaţie asupra vîrstelor absolute; ele rămîn scări relative.

În stadiul actual al studiilor noastre, metodele radiometrice sînt singurele care permit determinarea cu oarecare precizie a acestor vîrste absolute. S-au efectuat numeroase măsurători şi rezultatele obţinute de către diverse laboratoare, care au utilizat metode diferite pe materiale variate, concordă deseori foarte bine.

Progresele enorme care au fost, fără îndoială, realizate în cursul ultimilor ani nu trebuie, totuşi, să ne facă să supraestimăm posibilităţile actuale ale geocronologiei absolute, atît în ceea ce priveşte fineţea subdiviziunilor cît şi precizia valorilor propuse.

Se pare că la ora actuală principalele dificultăţi nu mai decurg din erorile analitice. Precizia spectrometrelor de masă moderne, în special reproductibilitatea măsurătorilor lor, este extrem de satisfăcătoare şi atinge ± 2 pînă al 5%, inclusiv erorile datorite dozajelor chimice obiş-

nuite. Principala cauză de divergenţă între valorile propuse, cauză inerentă întrebuinţării însăşi a spectrometrelor, rezultă dintr-o divergenţă, destul de slabă de altfel, între valorile de constante de bază utilizate în calcule, constante pe care trebuie să le cunoaştem atunci cînd vrem să comparăm măsurătorile executate în două laboratoare diferite.

În schimb, interpretarea valorilor numerice obţinute este, în general, foarte delicată, şi elementele necesare discuţiei nu sînt totdeauna cunoscute în totalitatea lor.

Un prim punct se referă la istoria substanţei analizate. O datare va fi exactă dacă roca sau mineralul studiat s-au comportat constant, pentru izotopii consideraţi, în „sistem închis", excluzînd posibilitatea unor pierderi sau îmbogăţiri diferenţiale. Experienţa arată, chiar pentru probe cunoscute ca perfect valabile, că în rezultate pot apărea abateri cu mult mai mari decît cele admise pentru eroarea analitică. Dacă geocronologistul este îndreptăţit să spere să reducă progresiv, prin îmbunătăţirea procedeelor, acea parte a abaterilor imputabilă erorii analitice el nu poate decît să înregistreze dispersia restantă a cărei origine este legată de factori geologici, cunoscuţi sau nu.

Al doilea punct se referă la alegerea în sine a probelor, adică la măsura în care acestea sînt reprezentative ca nivel reper într-o scară geocronologică relativă pe care vrem s-o datăm. Aceasta este, poate, problema cea mai grea de rezolvat. Probele vor fi recoltate din zăcăminte perfect definite din punct de vedere stratigrafic. În plus ele vor trebui să îndeplinească, bine înţeles, şi celelalte condiţii menţionate mai sus (evoluţia în sistem închis).

Nici o ţară, deci, nu poate furniza singură probele necesare stabilirii unei scări geocronologice care să cuprindă toate perioadele geologice. Colaborarea internaţională se dovedeşte a fi indispensabilă pentru ca acest obiectiv să fie atins în cele mai bune condiţii.

Cum aceste erori de măsură şi interpretare se adaugă unele altora, devine evident că **geocronologia absolută nu poate data, la ora actuală, diviziuni foarte fine în perioadele geologice.** La drept vorbind, şi cu aceasta revenim la problema selecţionării probelor, **nu este sigur că limitele pe care stratigrafia le consideră ca izocrone sînt totdeauna astfel;** gradul de imprecizie al acestor limite riscă să fie la fel de mare, ba chiar mai mare, decît cel al măsurătorilor geocronologice şi face imposibilă sau limitează stabilirea unei scări prea detaliate.

În tabloul anexat au fost puse alături diferite scări geocronologice, pentru a scoate în evidenţă progresele realizate din 1937 şi pentru a face să apară clar concordanţele ca şi dezacordurile între rezultatele obţinute în cursul ultimilor ani. Aceasta este doar o compilaţie cu caracter provizoriu, care va trebui revizuită în funcţie de noile rezultate obţinute.

Numele lui A. Holmes este indiscutabil legat de dezvoltarea geocronologiei. El este primul care, în 1913, a dat o scară geocronologică de la Arhean la Carbonifer, de fapt destul de puţin precisă, dat fiindcă

nu se baza decît pe patru sau cinci măsurători radiometrice. Dispunînd mai tîrziu de date mai numeroase şi mai exacte, el a publicat alte scări, dintre care cele din 1937 şi din 1959 apar în primele două coloane ale tabloului.

Scara Holmes din 1937 a fost construită pe baza a 18 analize U-He şi a 12 analize U-Pb. Utilizată mult timp, ea nu mai prezintă astăzi decît un interes istoric.

Într-adevăr, creşterea numărului măsurătorilor şi apariţia unor noi metode (K-Ar, Rb-Sr) i-au permis autorului să corecteze scara din 1959. În tabel apare clar că scările propuse ulterior sînt, în linii mari, în acord cu scara lui A. Holmes din 1959.

Un an mai tîrziu, J. L. Kulp prezenta la Congresul Internaţional de la Copenhaga o nouă scară geocronologică a perioadelor fanerozoice (coloana III), stabilită pe baza a 18 probe, alese cu foarte mare atenţie din punct de vedere stratigrafic şi datate, majoritatea, prin metodele K-Ar ($K^{40}\lambda_e = 0{,}584 \cdot 10^{-10}\ a^{-1}$) şi Rb-Sr ($Rb^{87}\lambda\beta = 1{,}47 \cdot 10^{-11}\ a^{-1}$).

Chiar dacă se limitează la perioadele postcambriene, stabilirea unor astfel de scări depăşeşte posibilităţile unui singur laborator. Două grupe de geocronologişti au început să lucreze, independent unii de alţii, la construirea unor noi scări, pe baza unor date mult mai numeroase şi foarte strict controlate.

Prima a fost publicată de către Academia de Ştiinţe a U.R.S.S. în 1964, după lucrările lui G. D. Afanasiev (coloana IV). Ea este însoţită de informaţii detaliate asupra a 222 probe datate, dintre care 14 prin metoda Rb-Sr ($Rb^{87}\lambda\beta = 0{,}147 \cdot 10^{-10}\ a^{-1}$), 37 prin diferitele metode U-Th-Pb şi celelalte prin metoda K-Ar ($K^{40}\lambda_e = 0{,}557 \cdot 10^{-10}\ a^{-1}$). Autorii au renunţat, şi pe bună dreptate, la o precizie iluzorie şi au dat pentru fiecare limită măsurată un interval de incertitudine deseori mult mai mare decît cel datorit numai erorilor analitice.

La scurt timp după aceea au apărut rezultatele Simpozionului ţinut la Glasgow în 1964 în cinstea lui A. Holmes. Editorii au adunat datările prezentate în articolele stratigrafice în „Geological Society Phanerozoic time scale" (Societatea geologică pentru scara perioadei fanerozoice — vezi coloana V). Este scara cea mai detaliată publicată vreodată, stabilită pe baza a 337 datări alese special pentru provenienţa probelor şi calitatea analizelor ($Rb^{87}\lambda\beta = 0{,}147 \cdot 10^{-10}\ a^{-1}$; $K^{40}\lambda_e = 0{,}584 \cdot 10^{-10}\ a^{-1}$).

Spre deosebire de celelalte scări care, practic vorbind, se mărginesc să dateze limite între sisteme, aceasta dă limitele de vîrstă pentru majoritatea etajelor, de la Devonian la Cretacic. Astfel de valori merită desigur să fie reţinute pentru regiunea în care au fost definite; ar fi, în schimb, imprudent să li se atribuie un caracter reprezentativ la nivelul globului. Într-adevăr, deşi nu putem intra aici într-o discuţie de detaliu asupra acestor datări de limite între etaje, este evident că ne aflăm în faţa unei încercări, a cărei semnificaţie nu ar putea fi comparată cu cea pe care o putem atribui de pe acum vîrstelor propuse pentru limitele între

sisteme sau ere; şi ca să justificăm această rezervă, este suficient să constatăm egalitatea de durată extrem de improbabilă propusă pentru diversele etaje ale Jurasicului şi Cretacicului şi care nu este decît o simplă ipoteză de lucru („Scara teoretică pentru perioada cretacică se bazează... pe propunerea că cele 12 perioade recunoscute pe criterii paleontologice au fost de o durată aproximativ egală, adică 6 mil. ani. Aceasta s-a stabilit numai ca o bază pentru discuţii în lipsa unei scări mai pozitive de etalonare" — The Phanerozoic Time-Scale, pp. 198—199).

În sfîrşit, principalele faze orogenice, aşa cum sînt definite de H. Stille şi R. Brinkmann, pot fi datate aproximativ, avînd în vedere scările geocronologice cele mai recente, în modul următor (milioane de ani):

Orogeneza alpină

aprox. — 2 : faza valahă
aprox. — 7 : faza attică
aprox. — 37 : faza pireneană

Orogeneza laramică

aprox. — 65 : faza laramică
aprox. — 80 : faza subhercinică
aprox. — 100 : faza austrică
aprox. — 140 : faza kimerică nouă
aprox. — 195 : faza kimerică veche

Orogeneza hercinică

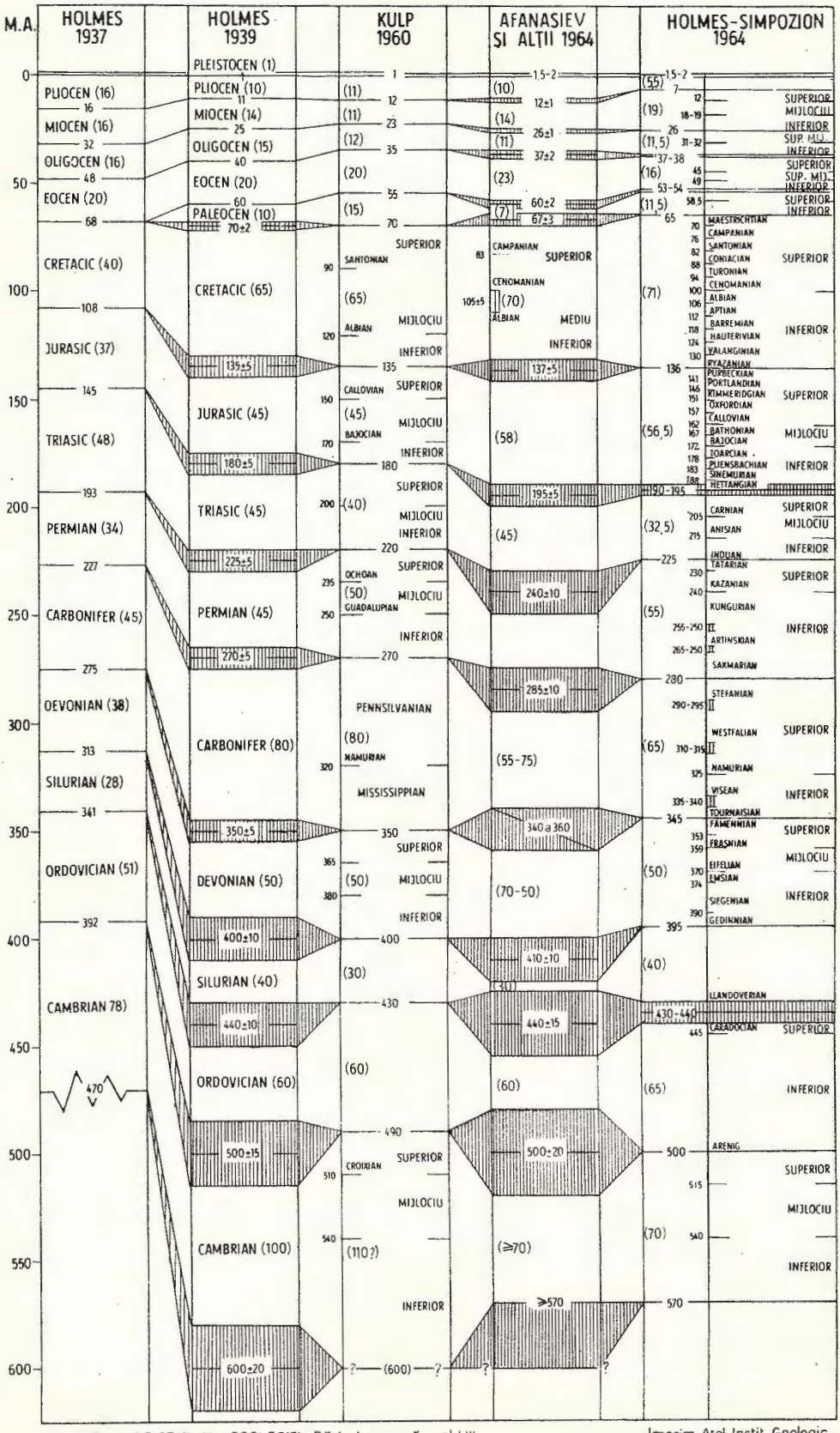
aprox. — 225 : faza palatină
aprox. — 260 : faza saalică
aprox. — 295 : faza asturică
aprox. — 320 : faza „Erzgebirge"
aprox. — 325 : faza sudetă
aprox. — 345 : faza bretonă

Orogeneza caledoniană

aprox. — 395 : faza ardenică
aprox. — 435 : faza taconică
aprox. — 500 : faza sardă

Orogeneza assintică

aprox. — 570 : faza cadomiană



Imprim. Atel. Instit. Geologic

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965 — 1966)

PALEONTOLOGIE

CONSIDERAŢII ASUPRA GENULUI SPIRIALIS [1])

DE

M. GHEORGHIAN, MARIANA IVA, MIHAELA GHEORGHIAN [2])

Abstract

Some Remarks on the Genus Spirialis. Several species of *Spirialis* found in Paleogene and Neogene formations are described, and an evolutionary scheme is attempted.

În urma studiilor efectuate în ultimii ani asupra microfaunei paleogene şi miocene din bazinul Transilvaniei, am ajuns la concluzia că genul *Spirialis* are o dezvoltare mult mai largă în scara stratigrafică decît se credea pînă acum.

Discuţiile avute cu ocazia prezentării unei note în care anunţam prezenţa unor specii ale genului *Spirialis* în bazinul Lăpuşului (Mihaela Gheorghian, M. Gheorghian, 1964) precum şi studiile întreprinse ulterior, ne-au dus la concluzia că speciile de *Spirialis* s-au dezvoltat la nivele diferite, începînd din Eocen şi deci nu le mai putem considera pe toate ca fosile caracteristice unui anumit etaj.

Ţinînd cont de aspectul general al formelor şi de măsurătorile morfometrice executate asupra unui număr mare de exemplare de *Spirialis* am determinat mai multe forme a căror descriere o prezentăm în această notă.

Clasa: **GASTROPODA**
Subclasa: ANISOPLEURA
Ordinul: ***Opistobranchia***
Subordinul: ***Pteropoda***
Suprafamilia: **Euthecosomata**
Familia: **Spiratellidae**
Genul: *Spirialis* Souleyet et Eydoux 1840

[1]) Comunicare în şedinţa din 4 martie 1966.

[2]) Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni. Cal. Griviţei 64, Bucureşti.

Spirialis andrussowi andrussowi Kittl

(Pl. I, fig. 4a, b, c)

Spirialis andrussowi — E. Kittl (1886), p. 71, pl. II, fig. 41; B. P. Zhizhchenko (1934), pl. VIII, fig. 14—15; Th. Iorgulescu (1953), p. 208, pl. IX, fig. 5; B. P. Zhizhchenko (1959), p. 285, 286, 287; A. Vancea (1960), p. 52; Natalia Paghida (1960 a), p. 347; (1960 b), p. 323.

Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 101.

Descriere: Cochilie senestră, partea spirală plană, gura oblică cu prelungire în zona columelei. Formele de care dispunem sînt doar mulaje piritizate, ale speciei *S. andrussowi*, care corespund diagnozei date de E. Kittl (1886).

Dimensiuni: diametrul 0,41 mm, înălţimea 0,28 mm.

Răspîndire: E. Kittl (1886) descrie tipul speciei din calcarul de la Kap-Kotschegen din peninsula Kerci; B. P. Zhizhchenko (1959) citează această specie din argilele orizontului de Konka din Caucazul de N, considerînd-o caracteristică pentru Miocenul mediu.

În R. S. România a fost citată de Th. Iorgulescu (1953) din zonele T_1, T_2 a, T_2 b, S_1 şi S_2, stabilite în cadrul depozitelor miocene din Muntenia de est. A. Vancea (1960) dă o listă de microfaună cu *S. andrussowi*, pe baza căreia atribuie vîrsta burdigaliană marnelor cenuşii-nisipoase ce apar la N de localitatea Cobor — Transilvania. Natalia Paghida (1960 a, b) găseşte această specie la Ivăncăuţi pe Prut, la limita dintre Tortonian şi Buglovian.

Noi am întîlnit-o în număr mare în biozona cu Pteropode din bazinul Lăpuş, în biozona cu *Globoquadrina langhiana* a stratelor de Chechiş din bazinul Almaş (Cluj) şi în biozona cu *Alveolophragmium venezuelanum* din stratele de Hida din aceiaşi regiune. De asemenea o cităm şi din depozitele de vîrstă sarmaţiană de la Popeşti-Cluj.

Spirialis andrussowi tschokrakensis Zhizhchenko

(Pl. I, fig. 5a, b, c.)

Spirialis andrussowi tschokrakensis — B. P. Zhizhchenko, (1934), p. 79, pl. VIII, fig. 12—13; Gh. Voicu (1953) p. 235; B. P. Zhizhchenko (1959), p. 286, pl. V, fig. 13 — 15; I. A. Korobkov (1960), p. 252, fig. 709 a, b; Mihaela Gheorghian, M. Gheorghian (1964) p. 179.

Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 102.

Dimensiuni: diametrul 0,96 mm, înălţimea 0,40 mm.

Răspîndire : După Zhizhchenko (1959), forma este prezentă în argilele orizontului de Ciokrak din Caucazul de N.

În R. S. România a fost citată de Gh. Voicu (1953) în subzona Bg. (Burdigalian) a stratelor de Cornu între valea Vărbilăului şi valea Prahovei. Noi am întîlnit această subspecie în depozitele biozonei cu Pteropode a complexului marnos din bazinul Lăpuşului şi în biozona cu *Alveolophragmium venezuelanum* a stratelor de Hida din partea de NW şi N a Transilvaniei.

Spirialis andrussowi Kittl n. ssp. 1?

(Pl. II, fig. 1a, b, c.)

Holotip : colecţia autorilor nr. 103.

Dimensiuni : diametrul 0,31 mm, înălţimea 0,19 mm.

Descriere : Formă de talie mică; cochilie senestră cu partea spirală plană, avînd doar două ture de spiră cu creştere rapidă; gura oblică. Posedăm doar mulaje interne piritizate.

Raporturi de asemănare şi diferenţe : Exemplarele de care dispunem se apropie de *S. andrussowi andrussowi*, dar diferă totuşi prin talia mai mică, forma semilunară a gurii şi creşterea mai rapidă a spirei în special în partea terminală.

Răspîndire : Frecvent în biozona cu Pteropode din bazinul Lăpuşului (Transilvania de N).

Spirialis andrussowi Kittl n. ssp. 2?

(Pl. II, fig. 2a, b, c.)

Holotip : colecţia autorilor nr. 104.

Dimensiuni : diametrul 1,42 mm, înălţimea 0,80 mm.

Descriere : Cochilie cu răsucire senestră, avînd patru ture de spiră cu partea spirală plană, convolută; gura sub formă de deschidere semilunară.

Raporturi de asemănare şi diferenţe : forma seamănă ca aspect general cu *S. andrussowi tschokrakensis* de care diferă prin numărul mare de ture de spiră şi prin dimensiunile aproape duble.

Răspîndire : Această formă a fost întîlnită în biozona cu Pteropode din complexul marnos din bazinul Lăpuşului.

Spirialis andrussowi Kittl n. ssp. 3?

(Pl. II, fig. 3a, b, c, d.)

Holotip : colecţia autorilor nr. 105.

Dimensiuni : diametrul 1,21 mm, înălţimea 0,60 mm.

Descriere : Forma aceasta de *Spirialis* are testul planspiral, constituit din patru ture de spiră, ultimele două avînd o creştere mai rapidă; partea spirală este aproape concavă.

Raporturi de asemănare şi diferenţe : Datorită faptului că exemplarele pe care le deţinem sînt uşor comprimate, nu ne putem da seama dacă forma neturtită prezintă caractere care să o apropie de *S. andrussowi tschokrakensis*, sau este vorba de o subspecie nouă.

Răspîndire : rar întîlnită în biozona cu Pteropode din bazinul Lăpuşului.

Spirialis hospes (Rolle)

(Pl. I, fig. 1a, b, c.)

Limacina hospes — Fr. Rolle (1861), p. 205, pl. I, fig. 2; T. E. Koch (1876), p. 181
Spirialis hospes (Rolle) — E. Kittl (1886), tabel; Th. Iorgulescu (1953) p. 208, 209, pl. IX, fig. 6; Natalia Paghida (1960 a) p. 347; (1960 b) p. 323

Hipotipoid : Colecţia autorilor nr. 106.

Dimensiuni : diametrul 0,64 mm, înălţimea 0,59 mm.

Răspîndire : E. Kittl citează această formă din Oligocenul Germaniei de N şi de asemenea ca formă recentă.

În R. S. România, Th. Iorgulescu (1953) limitează specia la zona T_2b în Muntenia de E; a mai fost întîlnită de Natalia Paghida în Tortonian la Ivăncăuţi pe Prut. Noi o semnalăm în bazinul Transilvaniei în biozona cu *Alveolophragmium venezuelanum* din stratele de Hida.

Spirialis cf. *stenogyra* (Phillippi)

(Pl. I, fig. 3a, b, c.)

Spirialis stenogyra — E. Kittl (1886), tabel; F. Schrodt (1897), p. 462; F. Schrodt (1898), p. 122; A. Koch (1900), p. 132.

Hipotipoid : colecţia autorilor nr. 107.

Dimensiunile fragmentului : diametru 0,32 mm, înălţime 0,35 mm.

Răspîndire : Această specie a fost citată de Kittl din Miocenul de la Ronaszék, din Pliocenul din Italia şi ca formă recentă. În R. S. România a fost citat de Schrodt şi Koch din Tortonianul de la Cisnădioara —

— Sibiu. Noi o semnalăm în biozona cu Pteropode din bazinul Lăpuşului (Transilvania de N).

Spirialis konkensis Zhizhchenko

Spirialis konkensis — B. P. Zhizhchenko (1959), p. 286, pl. XXI, fig. 15—17; Mihaela Gheorghian, M. Gheorghian (1964), p. 179.

Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 108.

Dimensiuni: diametrul 0,8 mm, înălţimea 0,5 mm.

Răspîndire: B. P. Zhizhchenko (1959) citează această specie în stratele de Konka din Caucazul de N. În R. S. România am întîlnit această formă în biozona cu Pteropode din bazinul Lăpuşului, ca şi în marnele cu *Elphidium milletti* de la Cisnădioara — Sibiu (Gheorghian M. et al., 1966).

Spirialis tarchanensis Kittl

(Pl. I, fig. 2a, b, c.)

Spirialis tarchanensis — E. Kittl (1886), p. 67, 70, pl. II, fig. 40; B. P. Zhizhchenko (1959), p. 287, pl. V, fig. 16, 17.

Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 109.

Dimensiuni: diametrul 0,71 mm, înălţimea 0,53 mm.

Răspîndire: Kittl descrie holotipul acestei specii din Crimeia, dar o citează şi ca specie recentă.

Noi o cităm din biozona cu Pteropode din complexul marnelor din valea Lăpuşului — Transilvania de N.

Spirialis subtarchanensis Zhizhchenko

Spirialis subtarchanensis — Th. Iorgulescu (1952), p. 234, fig. 99/2; (1953), p. 209, pl. IX, fig. 7; B. P. Zhizhchenko (1959), p. 287, pl. V, fig. 18—20; A. Vancea (1960), p. 35, 42, 118; A. Vancea, L. Ungureanu (1960), p. 623; Natalia Paghida (1960 b), p. 323; Mihaela Gheorghian M. Gheorghian (1964), p. 179.

Hipotipoid: Colecţia autorilor nr. 110.

Dimensiunile fragmentului: diametru 0,30 mm, înălţime 0,37 mm.

Răspîndire: Această specie are o răspîndire aproape generală în Tortonianul superior din partea de E a Europei. Astfel Zhizhchenko o găseşte şi descrie din orizonturile de Tarhan şi Ciokrak din Caucazul de N şi Crimeia.

În R. S. România Th. Iorgulescu (1953) citează această formă ca localizată în zona T_2b din Muntenia de E; A. Vancea şi L. Ungureanu din Tortonianul din bazinul Transilvaniei la Proştea Mare, Tiur, Noul Săsesc şi din Buglovianul de la Proştea Mare, Saroş şi Noul Săsesc. De asemenea, Natalia Paghida o găseşte la Ivăncăuţi, iar noi în biozona cu Pteropode din complexul marnos din bazinul Lăpuşului-Transilvania de N.

Spirialis umbilicata (Bornemann)

Valvatina umbilicata — H. Bornemann (1855), p. 319, pl. XII, fig. 5a, b, c; Mihaela Gheorghian, M. Gheorghian (1964), p. 179.
Spirialis umbilicata — Gh. Voicu (1953), p. 230, 235.

Hipotipoid: Colecţia autorilor nr. 111.

Dimensiuni: diametrul 0,72 mm, înălţimea 0,41 mm.

Răspîndire: această specie este citată în marnele cu Septarii din Germania.

În R. S. România, Gh. Voicu (1953) a semnalat *S. umbilicata* în zona „O" strate de Cornu de pe valea Ciortanului, Valea lui Sărăcilă, valea Frasinului şi subzona „Bg", strate de Cornu între valea Vărbilău şi valea Prahovei. Noi am citat specia în complexul marnos din bazinul Lăpuşului — biozona cu Pteropode.

Spirialis koeneni Kittl

Spirialis koeneni — E. Kittl (1886), p. 68, pl. II, fig. 37; F. Schrodt (1897), p. 462; (1898), p. 122; A. Koch (1900), p. 132; Th. Iorgulescu (1953), p. 209, pl. IX, fig. 8.

Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 112.

Dimensiuni: diametrul 1,00 mm, înălţimea 1,2 mm.

Răspîndire: a fost descris de Kittl din Miocenul Germaniei de N.

În R.S. România este citat în literatură din Tortonianul de la Cisnădioara-Sibiu şi din Muntenia de E.

În legătură cu nivelul stratigrafic la care apar formele descrise este de reamintit că D. Istocescu (1964) a semnalat în apropiere de comuna Libotin prezenţa unui pachet de strate cu Pteropode printre care abundă exemplare de *Balantium*. În acelaşi complex noi am întîlnit la mai multe nivele pteropode de talie mică aparţinînd genului *Spirialis*.

Comparînd lucrarea mai sus citată cu lucrările autoarei italiene M. B. Cita (1960; 1964) şi avînd în vedere studiile anterioare (I. Dumitrescu, 1957; G. Bombiţă, 1965), precum şi studiile asupra microfaunei din depozitele din regiune şi din zonele învecinate, am ajuns la concluzia că ne putem permite să folosim termenul introdus de M. B. Cita de biozona cu Pteropode pentru definirea asociaţiei faunistice din complexul marnos din valea Lăpuşului şi îi acordăm stratigrafic aceiaşi valoare.

Biozona cu *Globoquadrina langhiana* care urmează deasupra, identificată de Mariana Iva [3]) în stratele de Chechiş din bazinul văii Almaş-Cluj este echivalentă cu biozona cu acelaşi nume din Langhianul din Italia determinată ca atare de B. M. Cita (1960, 1964).

Biozona următoare cu *Alveolophragmium venezuelanum*, stabilită de Mariana Iva [3]) în stratele de Hida din bazinul Almaş, corespunde stratigrafic ultimei părţi a Langhianului din Italia şi părţii inferioare a Helveţianului, (la partea ei superioară fiind identificată subbiozona cu *Globorotalia mayeri*).

Ţinînd cont de data primei apariţii a speciilor de *Spirialis* şi de datările complexelor de strate în care au fost găsite, datări care sînt în vigoare la ora actuală, încercăm să facem o schemă a apariţiei şi dezvoltării arborelui filogenetic al genului *Spirialis*.

Din forma iniţială *Spirialis pygmaea* care a fost citată în Eocen, genul s-a dezvoltat în două direcţii; prima — spre forme care au o creştere helicoidală şi trăiesc şi în mările actuale, reprezentate prin 8 specii (pl. III), — şi a doua — cu forme a căror parte spirală este plană sau chiar concavă, forme care s-au dezvoltat numai pînă în Sarmaţian.

În Miocenul mediu, respectiv la diferite nivele ale Tortonianului, găsim dezvoltarea maximă a numărului de specii ale genului, ca şi a numărului de indivizi.

În privinţa dezvoltării areale a speciilor de *Spirialis* sîntem de părere că aceasta a avut loc în timp şi în spaţiu după cum urmează: pornind din Germania în Eocen—Oligocen, ajung în partea de N a ţării noastre şi în cea de S a U.R.S.S. în Aquitanian-Burdigalian, pentru ca în Miocenul

[3]) Mariana Iva. Rapoarte micropaleontologice privind urmărirea şi colectarea de profile micropaleontologice în bazinul văii Almaş — Cluj 1964, 1965. Arh. Com. Stat Geol.

mediu — respectiv în Tortonian-Sarmaţian inferior să se dezvolte excesiv şi apoi să se restrîngă din nou.

Desigur că studiile în această direcţie trebuiesc urmărite în continuare pentru obţinerea unei cît mai fidele scheme de interpretare a dezvoltării speciilor acestui gen şi lămuririi valorii stratigrafice pe care o au diversele specii.

O mare dificultate în studiul genului *Spirialis* o constituie faptul că aceste forme planctonice se găsesc în nivele foarte subţiri şi din acest motiv depozitele trebuiesc probate continuu. De asemenea trebuie să arătăm că ele au constituit adevărate zone, probabil în legătură cu acţiunea intermediară a unor curenţi marini deoarece probînd acelaşi nivel pe orizontală, numărul exemplarelor găsite variază foarte mult.

BIBLIOGRAFIE

Bornemann H. (1855) Die mikroskopische Fauna des Septarientones von Hermsdorf bei Berlin. *Z.d. geol. Ges.* VII.

Cita M. B. (1964) Considérations sur le Langhien de Langhe et sur la stratigraphie miocène du bassin tertiaire du Piémont. — *Inst. „Lucas Mallada" C.S.I.C.* (Espana) IX, p. 203.

Cita M. B., Premoli Silva I. (1960) Pelagic Foraminifera from the Type Langhian. *Congr. Intern. Geol. Copenhaga,* sec. XXI, part XXII.

Gheorghian M., Gheorghian Mihaela (1964) Asupra unor marne cu Spirialis în bazinul Lăpuşului. *D. S. Com. Geol.,* XLIX, 2, p. 177—182, Bucureşti.

Gheorghian M., Iva Mariana, Gheorghian Mihaela (1966) Foraminifere aglutinante din stratele de Hida din Transilvania de nord-vest, *D. S.* LIII, 3. 1966 (sub tipar).

Iorgulescu Th. (1952) Elemente de micropaleontologie aplicată. Ed. Tehn. Bucureşti.

Iorgulescu Th. (1953) Contribuţiuni la studiul micropaleontologic al Miocenului superior din Muntenia de E (Prahova şi Buzău). *An. Com. Geol.* XXVI. Bucureşti.

Istocescu D. (1964) Asupra prezenţei genului Balantium în stratele de Buzaş de la Libotin. *D. S. Com.. Geol.,* XLIX, 2. Bucureşti.

Kittl E. (1886) Über die miocänen Pteropoden von Österreich—Ungarn. *An. K.K. naturhist. Hofmus.,* I, 2. Wien.

Koch A. (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. II Theil, Neogene *Abth. Mitt. Jb. k. ung. geol A.,* p. 1—366. Budapest.

Koch T. E. (1876) Katalog der fossilien Einschlüsse des oberoligocänen Sternberger Gesteins in Mecklemburg. *Arch. Ver. Nat. Ges.,* 30, p. 137—187. Mecklemburg.

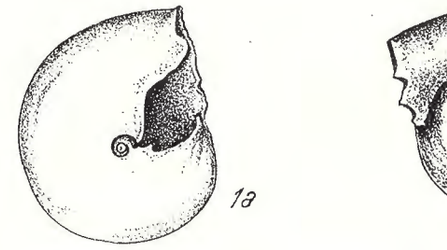
Korobkov I. A. (1960) Osnovî paleontologhii. vol. *Moluşte — Gastropode,* 360 p., 28. Moscova.

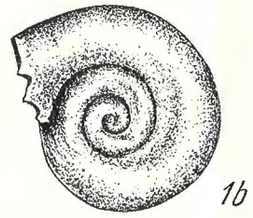
PLANȘA I

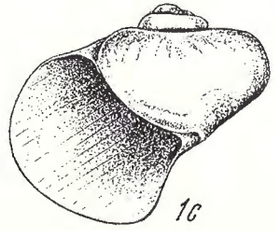
PLANŞA I

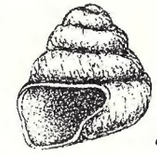
Fig. 1a, b, c. — *Spirialis hospes* (R o l l e)
Fig. 2a, b, c. — *Spirialis tarchanensis* K i t t l.
Fig. 3a, b, c. — *Spirialis* cf. *stenogyra* (P h i l i p p i).
Fig. 4a, b, c. — *Spirialis andrussowi andrussowi* K i t t l.
Fig. 5a, b, c. — *Spirialis andrussowi tschokrakensis* Z h i z h.

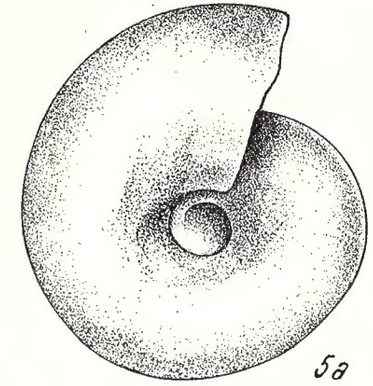
12-2
A2-A2

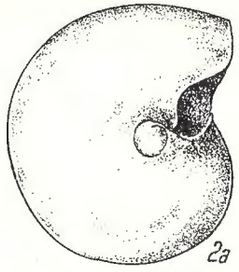


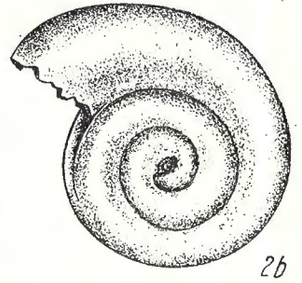


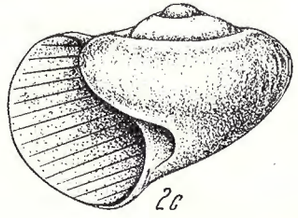


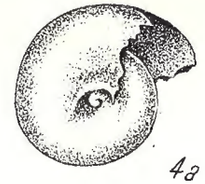


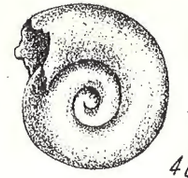


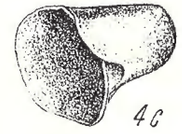


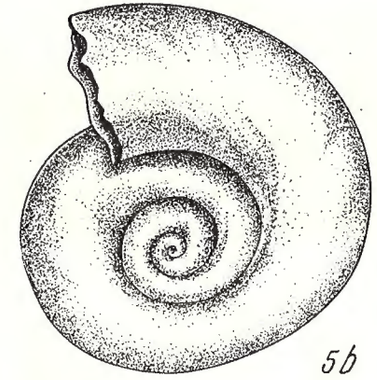


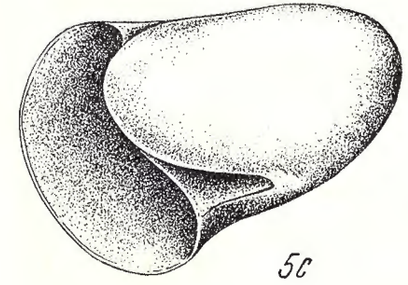












1mm

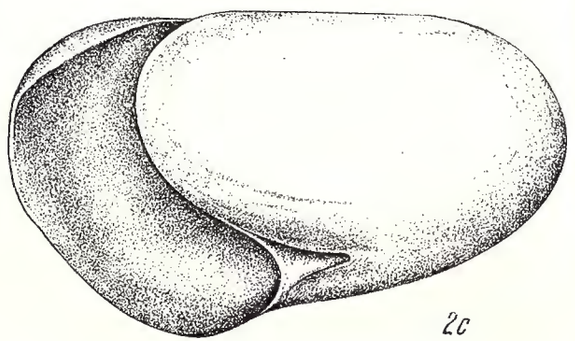
Desenat Fl. Andriano

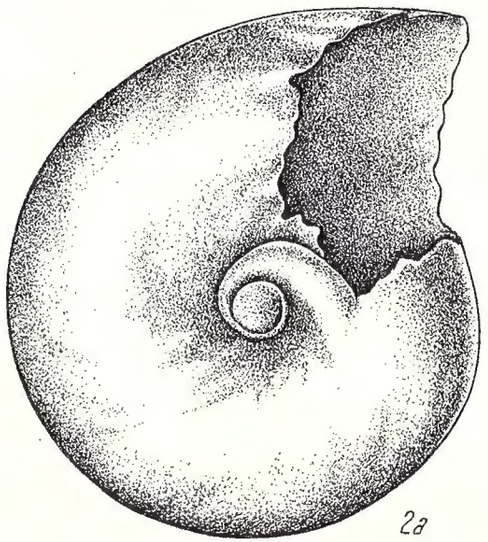
PLANȘA II

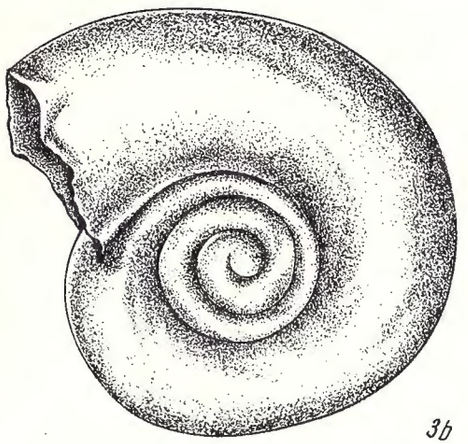
PLANŞA II

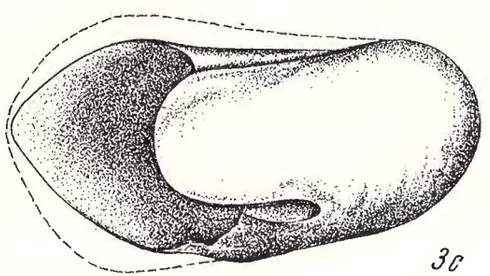
Fig. 1a, b, c. — *Spirialis andrussowi* n. ssp. 1?
Fig. 2a, b, c. — *Spirialis andrussowi* n. ssp. 2?
Fig. 3a, b, c, d. — *Spirialis andrussowi* n. ssp. 3?

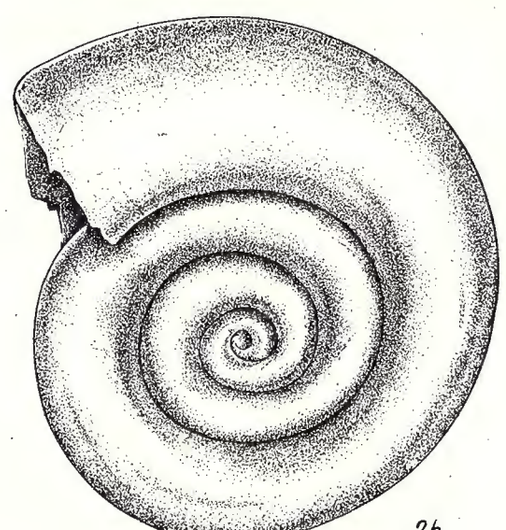
12 – 6

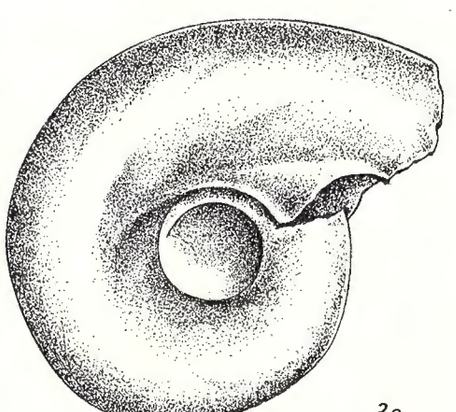


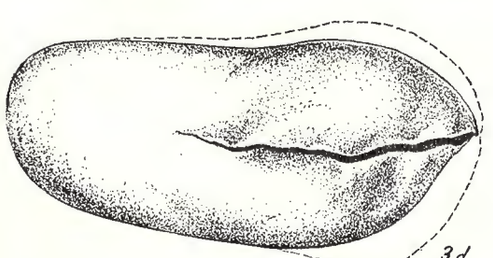






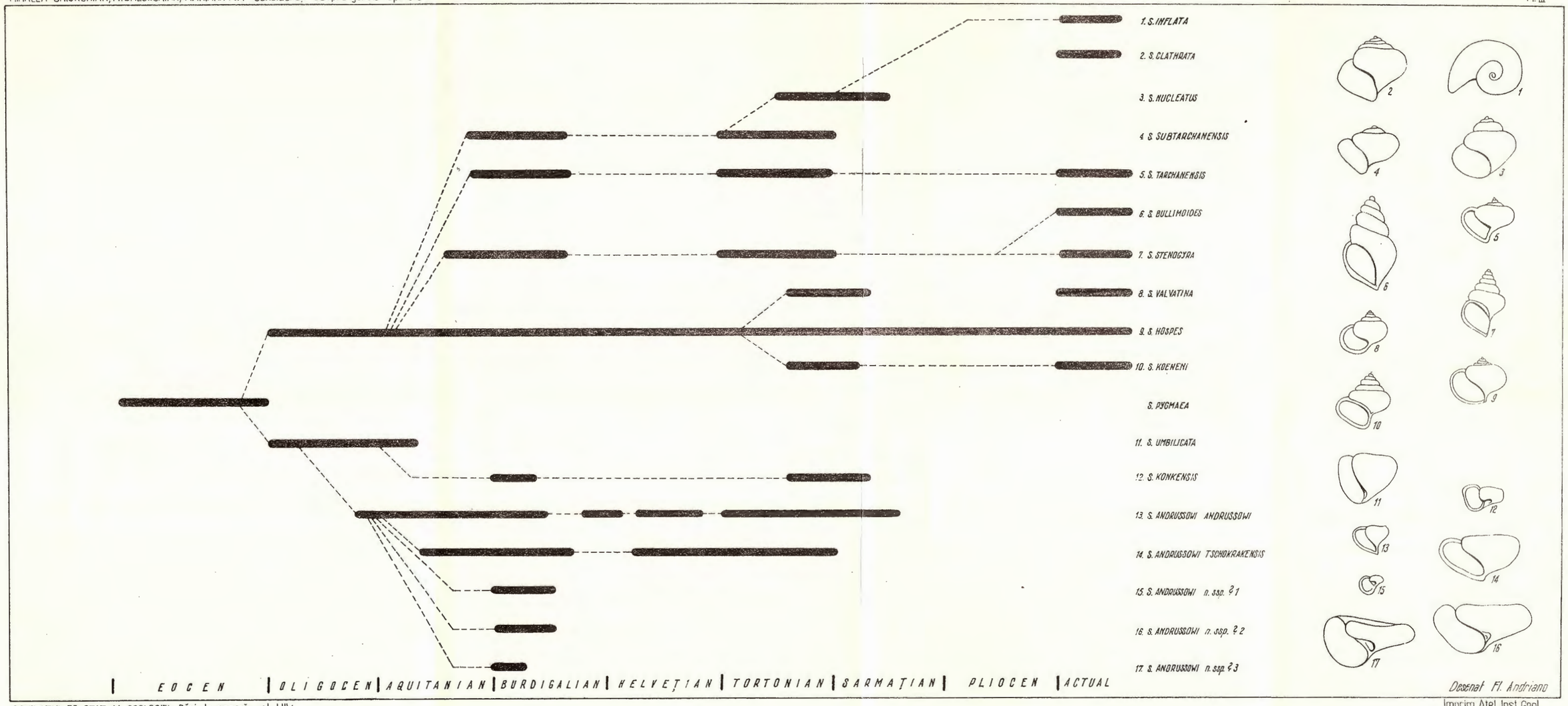






1mm

Desenat Fl. Andriano



Imprim. Atel. Inst. Geol.

Paghida Natalia (1960 a) Microfaune tortonienne de la rive droite du Prouth. R.P.R. *An. Şt. Univ. Iaşi*, VI, secţ. II, 2, p. 345–352. Iaşi.

Paghida Natalia (1960 b) Microfauna din Buglovianul de pe dreapta Prutului. *An. Şt. Univ. Iaşi*, VI, secţ. II, 4, p. 315–329.

Rolle Fr. (1861) Über Molluskenarten aus Tertiaer-Ablagerungen. *SB. k. Akad. Wiss. Wien*, XLIV. Wien.

Schrodt F. (1897) Die Foraminiferenfauna des miocänen Molassensandsteins von Michelsberg (Cisnădioara) unweit Hermannstadt (Sibiu). *Földt. Közl.*, XXVII.

Schrodt F. (1898) Die Foraminiferenfauna von Michelsberg unweit Hermannstadt (Siebenbürgen). *Földt. Közl.* XXVIII, p. 121–122. Budapest.

Vancea A. (1960) Neogenul din bazinul Transilvaniei. Ed. Acad. R.P.R. Bucureşti.

Vancea A., Ungureanu I. (1960) Asupra corelării depozitelor mio-pliocene din bazinul Transilvaniei, pe bază de microfaună. *Stud. Cerc. geol. Acad. R.P.R.*, V, 4.

Voicu Gh. (1953) Studiu micropaleontologic al stratelor de Cornu de pe flancul sudic al cuvetei de Slănic, între valea Prahovei şi valea Vărbilăului. *An. Com. Geol.* XXVI, p. 224–264. Bucureşti.

Zhizhchenko B. P. (1934) Mollusca from the Miocene of Ciscaucazia. *Tr. Neft. Geol. razv. Inst. Ser. A*, 38. Leningrad.

Zhizhchenko B. P. (1959) Atlas srednemioţenovoi faunî severnovo Kavkaza i Krîma *Trudî V.N.I.I.G.A.Z.* Moscova.

CONSIDÉRATIONS SUR LE GENRE SPIRIALIS

PAR

M. GHEORGHIAN, MARIANA IVA, MIHAELA GHEORGHIAN

(Résumé)

Par suite des études effectuées sur la microfaune des dépôts paléogénes et miocènes du bassin de Transylvanie nous avons conclu que les espèces du genre *Spirialis* ont un développement beaucoup plus large à l'échelle stratigraphique qu'on ne le pensait jusqu'ici.

Compte tenu de l'aspect général des formes et des mesurements morphométriques exécutés sur un grand nombre d'exemplaires de *Spirialis* nous avons détérminé les espèces suivantes :

Spirialis andrussowi andrussowi Kittl

(Pl. I, fig. 4a, b, c)

Coquille de petite taille, senestre, á spire tellement serrée que l'apex est situé au niveau du dernier tour ; bouche oblique á prolon-

gement dans la zone de la columelle. Les formes dont nous disposons ne sont que des moulages pyritisés de l'espéce *S. andrussowi* qui correspondent á la diagnose donnée par E. Kittl (1886). Nous citons des exemplaires de cette sous-espéce dans les formations miocènes (la biozone à Pteropodes, la biozone à *Globoquadrina langhiana* et dans la biozone à *Alveolophragmium venezuelanum* répandus dans le NW de Transylvanie).

Spirialis andrussowi tschokrakensis Zhizhchenko

(Pl. I, fig. 5a, b, c)

Les exemplaires que nous attribuons á cette sous-espéce ont été collectés dans les dépôts d'âge Miocéne inférieur (la biozone à Pteropodes et celle à *Alveolophragmium venezuelanum*) du N et du NW de Transylvanie.

Spirialis andrussowi Kittl n. ssp. 1

(Pl. II, fig. 1a, b, c)

Coquille de petite taille, senestre, dont la spire serrée situe l'apex au niveau du dernier tour et ne le rend pas visible du profil; nous ne possédons que des moulages internes pyritisés qui proviennent des dépôts du Miocène inférieur de la Transylvanie septentrionale ou nous avons identifié la biozone à Ptéropodes.

Spirialis andrussowi Kittl n. ssp. 2

(Pl. II, fig. 2a, b, c)

La coquille a une torsion senestre à quatre tours de spire, la spire se resserrant de sorte que l'apex reste au niveau du dernier tour. L'ouverture est en forme de croissant. Les formes trouvées diffèrent de l'espèce nominale par le nombre de spires et par la taille à peu près double. Elles proviennent de la biozone à Pteropodes identifiée en Transylvanie du N dans le niveau du Langhien inférieur.

Spirialis andrussowi Kittl n. ssp. 3

(Pl. II, fig. 3a, b, c)

La coquille est mince comme celles de toutes les autres espèces du genre *Spirialis*. La forme présente quatre tours de spire, la coquille

est involute et l'apex n'arrive même pas au niveau du dernier tour. Comme nous ne possédons qu'un seul exemplaire compressé, nous ne saurions décider s'il s'agit de *S. andrussowi tschokrakensis* ou d'une sous-espèce pas encore signalée. Notre exemplaire provient de la biozone à Pteropodes (Langhien inférieur) du N de Transylvanie.

Spirialis hospes (Rolle)

(Pl. I, fig. 1a, b, c)

Nous le signalons dans la biozone à *Alveolophragmium venezuelanum* (Helvétien) du N de Transylvanie.

Spirialis cf. *stenogyra* (Philippi)

(Pl. I, fig. 3a, b, c)

Nous en avons identifié un fragment (que nous avons attribué à cette espèce) dans les dépôts langhiens (la biozone à Pteropodes) du N de Transylvanie.

Spirialis konkensis Zhizhchenko

De nombreux exemplaires de petite taille ont été rencontrés dans la biozone à Pteropodes du Langhien inférieur de la Transylvanie septentrionale et dans les marnes à *Elphidium milletti* de Cisnădioara (Sibiu), d'age sarmatien.

Spirialis tarchanensis Kittl

(Pl. I, fig. 2a, b, c)

Les exemplaires de cette spèce ont été rencontrés dans les dépôts du Miocène inférieur du N de Transylvanie (la biozone à Pteropodes).

Spirialis subtarchanensis Zhizhchenko

Nous le signalons dans la zone à Pteropodes du N de Transylvanie.

Spirialis umbilicata (Bornemann)

Nous en avons identifié quelques exemplaires qus nous attribuons à cette espèce de la biozone à Pteropodes de Transylvanie.

Spirialis koeneni Kittl

Quelques exemplaires que nous avons attribués à cette espèces apparaissent dans le Tortonien de Cisnădioara.

Dans le complexe des couches de Valea Lăpuşului nous avons rencontré, à divers niveaux, des nids à Pteropodes appartenant aux genres *Balantium* et *Spirialis* (M. Gheorghian, Mihaela Gheorghian, 1964; D. Istocescu, 1964).

Si nous considérons les ouvrages de Maria B. Cita (1964) ainsi que les études antérieures concernant les dépôts de la région et des zones voisines, nous conclurrons que nous pouvons employer le terme introduit par M. B. Cita de „biozone à Pteropodes" auquel, au point de vue de la stratigrapie, nous accordons la même valeur (Aquitanien supérieur-Burdigalien inférieur).

La biozone à *Globoquadrina langhiana* identifiée par Mariana Iva dans les couches de Chechiş du bassin d'Almaş équivaut à la biozone du même nom d'Italie, établie par M. B. Cita.

La biozone à *Alveolophragmium venezuelanum* déterminée par Mariana Iva dans les couches de Hida du bassin d'Almaş correspond au point de vue stratigraphique en Italie à la dernière partie du Langhien et à la partie inférieure de l'Helvétien.

Compte tenu des données mentionnées nous avons tenté d'esquisser l'arbre philogénétique de genre *Spirialis*. Partant de la forme *S. pygmaea*, citée dans l'Éocène, le genre s'est développé en deux directions :

a) vers des formes à accroissement hélicoidal qui vivent encore dans les mers actuelles étant représentées par huit espèces (pl. III) et

b) vers des formes chez lesquelles la spire est si serrée que l'apex se trouve à la hauteur du dernier de spire, formes dont le développement d'arrête au Sarmatian.

C'est au niveau du Tortonien que le genre atteint son développement maximum, tant pour le nombre des espèces que pour celui des individus.

Les études concernant le genre *Spirialis* seront poursuivies afin d'élucider la valeur stratigraphique des diverses espèces.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche III

Esquisse de l'arbre phylogénétique du genre *Spirialis*, d'après les données personnelles et puisées dans la littérature de spécialité.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965 — 1966)

PALEONTOLOGIE

ASUPRA PREZENŢEI GRUPEI CIBICIDES (CIBICIDES) DAMPELAE BYCOVA ET CHRAMAJA ÎN EOCENUL SUPERIOR ŞI OLIGOCENUL INFERIOR DIN NORD-VESTUL TRANSILVANIEI [1])

DE

MARIANA IVA, MIHAELA GHEORGHIAN, M. GHEORGHIAN [2])

Abstract

On the Presence of the Cibicides (Cibicides) dampelae Bycova et Chramaja Group in the Upper Eocene and Lower Oligocene of NW Transylvania. Based on a biometric study applied to 100 specimens of *Cibicides* (gr. of *C.dampelae*), the authors have recognized two subspecies of *Cibicides dampelae*, i.e. *C. dampelae intermedium* n. subsp. in the Upper Eocene and *C. dampelae transilvanicum* n. subsp. in the Lower Oligocene.

În cele ce urmează vom prezenta concluziile obţinute în urma studiilor pe care le-am efectuat în legătură cu aspectele sub care apare grupul *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae* By. et Chr. în NW Transilvaniei (Regiunea Cluj — Jibou) (fig. 1).

În timpul lucrărilor de teren din anii 1963—1964, au fost recoltate probe din nord-vestul Transilvaniei, din formaţiunile cunoscute sub numele de strate cu *Nummulites fabianii*, marne cu briozoare şi strate de Mera din regiunea Cluj şi din marnele de Brebi şi stratele de Ciocmani din regiunea Jiboului. (Mariana Iva [3]).

Cu o constanţă care ne-a atras atenţia, exemplarele speciei *C.* (*C.*) *dampelae* se găsesc în mai multe nivele ale formaţiunilor sus-menţionate, fiind prezente aproape în fiecare probă.

[1]) Comunicare în şedinţa din 4 martie 1966.

[2]) Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni, Cal. Griviţei 64, Bucureşti.

[3]) Mariana Iva. Urmărirea şi colectarea de profile micropaleontologice în bazinul văii Almaşului (Bazinul Transilvaniei). 1964. Arh. Com. Stat Geol.

Nu ne vom opri asupra analizării conţinutului micropaleontologic al acestor formaţiuni ci menţionăm doar faptul că studii de această natură asupra lor au fost făcute de A. Koch (1900), O. Niţulescu (1936), Th. Iorgulescu[4]) şi în ultimii ani de I. Z. Barbu (1955, 1962,

Fig. 1.— Arealul dezvoltării speciei *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae* în partea de NW a Transilvaniei.

Δ, formaţiuni eocene; ▲ formaţiuni oligocene.

Aire de l'extension de l'espèce *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae* de la partie NW de la Transylvanie.

Δ, formations éocènes; ▲, formations oligocènes.

1963) şi Mariana Iva. *Cibicides dampelae* a fost menţionat doar în lucrările recente fiind recunoscut chiar şi ca element caracteristic zonei superioare a stratelor de Mera-Ciocmani.

DESCRIEREA FORAMINIFERELOR

Suprafamilia: Rotaliidea Reuss 1860

Familia: Anomalinidae Cushman 1927

Genul: *Cibicides* Montfort 1808

Grupa: *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae* Bycova et Chramaja

Cibicides (*Cibicides*) *dampelae* Bycova et Chramaja in V. P. Vasilenco (1954), p. 124—125, pl. XVII, fig. 6a, b, v, 7a, b, v; M. G. Filipescu, Aurelia Bărbulescu (1957) p. 191, 200, pl. IV, fig. 6; I. Costea, N. Balteş (1962), p. 80; I. Z. Barbu (1962) p. 69; (1963) p. 51—68.

[4]) Th. Iorgulescu. Raport micropaleontologic asupra unor depozite paleogene şi miocene din NW bazinului Transilvaniei. 1952. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

După descrierea originală dată de Bycova şi Chramaja în lucrarea lui V. P. Vasilenco (1954), unde se stabileşte valoarea de grup a lui *C.* (*C.*) *dampelae* şi se prezintă caracteristicile speciei, indivizii au : „test aproape circular şi umflat pe partea ventrală, cu 1,5—2 ture de spiră vizibile pe partea dorsală care este plată sau chiar concavă şi

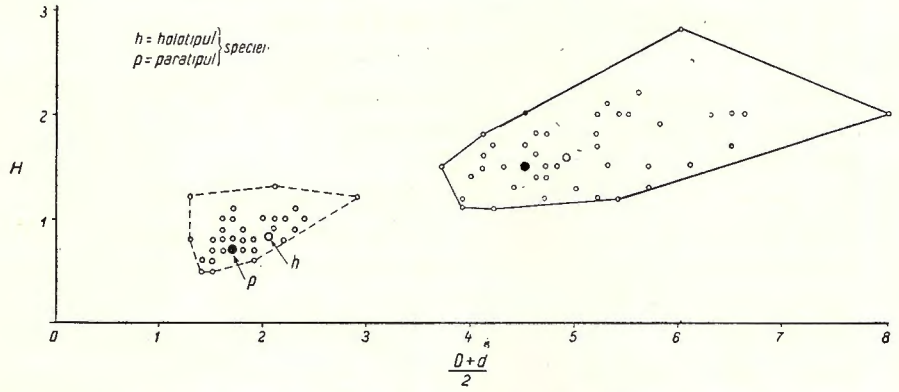


Fig. 2. — Delimitarea morfometrică a subspeciilor lui *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae*

$$H = \text{înălţimea}, \frac{D + d}{2} = \text{media diametrelor.}$$

Limite biométrique des sousespèces *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae*,

$$H = \text{hauteur}, \frac{D + d}{2} = \text{la moyen des diamètres.}$$

suturile au contur dublu fiind şi puternic arcuite". În continuare se mai menţionează că marginea periferică este ascuţită iar dimensiunile holotipului sînt de 0,37 mm diametru şi 0,15 mm înălţime, iar ale paratipului de 0,31 mm, respectiv 0,13 mm. În fine ultima observaţie pe care o facem asupra lucrărilor citate mai sus, este că autorii limitează evoluţia speciei cel mult la sfîrşitul Eocenului mediu în regiunea Precaspică. In R.S. România această specie a fost citată în Eocenul inferior de la Crucişoara, în marnele de Brebi — Eocen superior — şi în orizontul de Ciocmani — Oligocen inferior — din NW bazinului Transilvaniei (între Jibou şi Ileanda).

Numărul mare de exemplare ca şi variaţia constantă a dimensiunilor lor ne-a dus la ideia unui studiu morfometric. Reprezentînd grafic datele morfometrice a 100 exemplare din grupul *C.* (*C.*) *dampelae*, s-au obţinut două poligoane (fig. 2) distincte, unul corespunzînd formelor

provenite din depozitele eocene iar celălalt exemplarelor din formaţiunile oligocene. Aceasta ne duce la concluzia că formele care provin din Eocen au alte caracteristici decît cele din Oligocen şi deci s-ar putea separa în două subspecii ale speciei nominale, care rămîne caracteristică Eocenului mediu.

Cibicides (*Cibicides*) *dampelae intermedium* n. ssp.

(Pl., fig. 2a, b, c; 3a, b.)

Originea numelui: Formă intermediară între *C.* (*C.*) *dampelae dampelae* şi *C.* (*C.*) *dampelae transilvanicum.*

Holotip : Colecţia autorilor nr. 229 ;

Loc tipic : Valea Brebi, Raionul Zălau, Regiunea Cluj.

Strat tipic : Marne de Brebi; Etaj : Eocen — Priabonian.

Descriere : Subspecia este mai puţin înaltă, mai carenată şi cu dimensiuni apropiate de ale exemplarelor speciei nominale.

Testul este subcircular; ventral bombat, atingînd pînă la jumătate din dimensiunile diametrului; dorsal-plat sau concav; suturi adîncite pe partea ventrală, dorsal cu conturul dublu.

Dimensiuni : 0,23 mm diametru, 0,20 mm înălţime.

Răspîndire geografică şi distribuţia stratigrafică : Marnele cu *Nummulites fabiani* din apropiere de Cluj; marnele cu briozoare şi complexul echivalent (marnele de Brebi) din împrejurimile Jiboului; remaniat în marnele de Buzaş din bazinul Lăpuş.

Cibicides (*Cibicides*) *dampelae transilvanicum* n. ssp.

(Pl., fig. 1a, b.)

Originea numelui : După provincia unde a fost găsit şi descris prima dată.

Holotip : Colecţia autorilor nr. 292.

Loc tipic : Valea Agrij, malul drept, în dreptul satului Creaca-Jibou.

Strat tipic : Orizontul de Ciocmani; Etaj : Oligocen inferior.

Descriere : Subspecia are dimensiuni mult mai mari decît specia nominală. Testul este subcircular, mai puţin umflat decît la specia tip pe partea ventrală şi plat pînă la concav pe partea dorsală. Numărul de camere pe ultima tură variază de la 6 la 8. Dorsal prezintă aproape două ture. Ventral suturile sînt adîncite, dorsal sînt clare, curbate şi au contur dublu. Periferia carenată. Peretele are pori cu diametrul pînă la 0,017 mm.

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA 60951

Dimensiuni: 0,85 mm diametru, 0,25 mm înălţime.

Răspîndire geografică şi distribuţie stratigrafică: Orizontul de Ciocmani în valea Agrij şi valea Someşului, stratele de Mera lîngă Cluj; a fost întîlnit remaniat în complexul marnos din valea Lăpuşului.

În privinţa evoluţiei grupului *C.* (*C.*) *dampelae*, sîntem de părere că este vorba de o evoluţie în timp şi spaţiu, care a avut loc începînd din

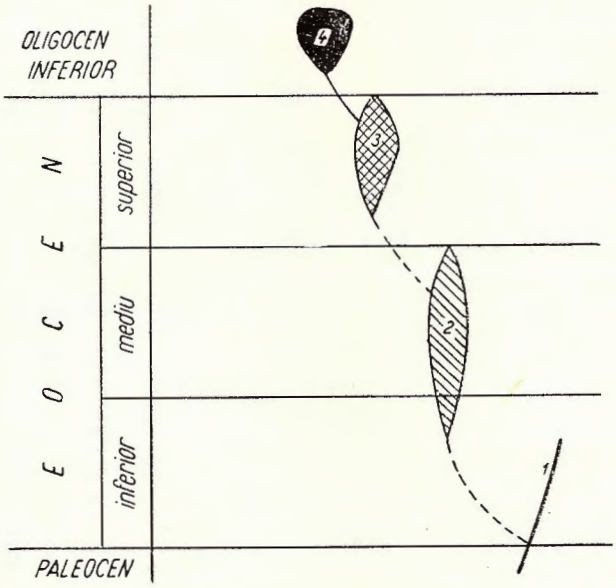


Fig. 3. — Schiţa arborelui filogenetic a grupei *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae* Bycova et Chramaja.

1, *Cibicides westi westi* Howe; 2, *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae dampelae* By. et Chr.; 3, *C.* (*C.*) *dampelae intermedium* n. ssp.; *C.* (*C.*) *dampelae transilvanicum* n.ssp.

Arbre phyllogénique du groupe *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae* Bycova et Chramaja.

1, *Cibicides westi westi* Howe; 2, *C.* (*Cibicides*) *dampelae dampelae* By. et. Chr.; 3, *C.* (*C.*) *dampelae intermedium* n. ssp.; 4, *C.* (*C.*) *dampelae transilvanicum* n. ssp.

Eocenul inferior şi ajunge pînă în Oligocenul inferior. Apărînd la partea superioară a Eocenului inferior din regiunea Precaspică, forma cunoscută sub numele de *C.* (*C.*) *dampelae*, a evoluat spre o varietate carenată pe care o găsim însă parcurgînd şi un spaţiu geografic pînă în regiunea unde a fost întîlnită de noi în formaţiuni aparţinînd Eocenului superior. În Oligocenul inferior, forma este regăsită cu exemplare care frapează prin talia lor de două ori mai mare decît cele din Eocen (fig. 3).

Cu privire la condiţiile bionomice pe care le prefera *C.* (*C.*) *dampelae* cu subspeciile sale, putem spune că, acestea sînt dintre foarte puţinele specii care se dezvoltă în condiţiile biofaciesului marin — salmastru al stratelor de Mera, alături de ostracode şi macrofaună.

Talia mare a exemplarelor de *C.* (*C.*) *dampelae transilvanicum*, găsite în Oligocenul inferior, nu o socotim doar ca un efect al evoluţiei ci şi ca un rezultat al condiţiilor bionomice (subspecie ecologică).

În concluzie putem menţiona că datorită studiilor făcute asupra unui număr mare de indivizi aparţinînd speciei *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae*, s-au putut separa două subspecii cu caractere morfometrice deosebite, care s-au dezvoltat la nivele stratigrafice diferite.

S-au stabilit dimensiunile limită ale lui *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae intermedium* şi limitele dezvoltării lui pe scara stratigrafică, la nivelul Eocenului superior şi dimensiunile limită ale subspeciei *C.* (*C.*) *dampelae transilvanicum* care este localizat în Oligocenul inferior.

BIBLIOGRAFIE

Barbu I. Z. (1955) Contribuţii la studiul microfaunei din Paleogenul Transilvaniei de NW. *Rev. Univ. Parhon Politehn. Bucureşti* 6—7, p. 279—294. Bucureşti.

Barbu I. Z. (1956) Contribuţii la studiul microfaunei din Paleogenul Transilvaniei de NW. *An. Univ. Parhon* (*St. Nat.*) 10, p. 155—163. Bucureşti.

Barbu I. Z. (1962) Microfauna Oligocenului din partea de NW a bazinului Transilvaniei, între Jibou şi Ileanda. *An. Univ. Bucureşti* (*Geol. Geogr.*) XI, 32, p. 67—76, Bucureşti.

Barbu I. Z. (1963) Microfauna depozitelor sedimentare paleogene din împrejurimile Clujului *An. Univ. Bucureşti* (*Geol. Geogr.*) XII, 37, p. 51—68. Bucureşti.

Bombiţă Gh. (1963) Contribuţii la corelarea Eocenului epicontinental în R.P. Română. Ed. Acad. R.P.R.

Costea I., Balteş N. (1962) Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor. Ed. Tehnică. Bucureşti.

Filipescu M. G., Bărbulescu Aurelia (1957) Studiul microfaunei din depozitele de la Crucişoara (Zona internă a flişului). *An. Univ. Parhon Bucureşti*, 13, p. 189—204. Bucureşti.

Koch A. (1894) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile, I Theil Paleogene Abth. *Mitt. Jb. k. ung. geol. A.*, X, p. 179—397.

Niţulescu O. (1936) Contribuţii la fauna Eocenului superior din jurul Clujului. *Rev. Muz. geol. min. Univ. Cluj*, VI, 1—2.

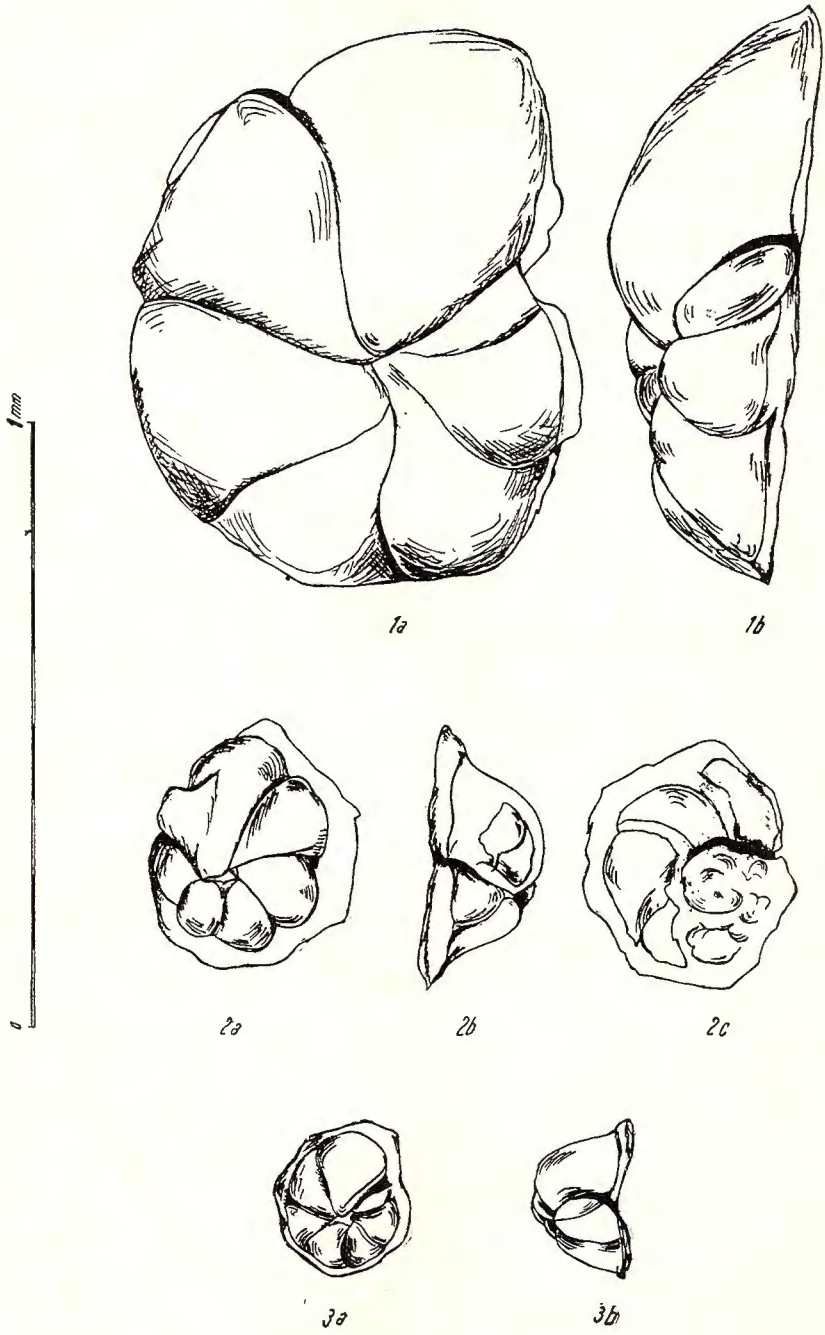
Vasilenco V. P. (1954) Anomalinidi. *Trudi V.N.I.G.R.I. Nov. Ser. vip.* 80. p. 282. Moscova.

EXPLICAŢIA PLANŞEI

EXPLICAȚIA PLANȘEI

Fig. 1 a, b. — *Cibicides (Ctbicides) dampelae transilvanicum* n. ssp.
Fig. 2a. a, c, 3a, b. — *Cibicides (Cibicides) dampelae intermedium* n. ssp.

22-2


1mm
0
1a
1b
2a
2b
2c
3a
3b

SUR LA PRÉSENCE DU GROUPE DE CIBICIDES (CIBICIDES) DAMPELAE BYCOVA ET CHRAMAJA DANS L'EOCÈNE SUPÉRIEUR ET L'OLIGOCÈNE INFÉRIEUR DU NW DE LA TRANSYLVANIE

PAR

MARIANA IVA, MIHAELA GHEORGHIAN, M. GHEORGHIAN

(Résumé)

Les auteurs se basant sur l'analyse biométrique, reconnaissent l'existence de deux subespéces nouvelles de *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae* Bycova et Chramaja notamment : *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae intermedium* n. ssp. dans l'Eocène supérieur et *Cibicides* (*Cibicides*) *dampelae transilvanicum* dans l'Oligocène inférieur.

Cibicides (*Cibicides*) *dampelae intermedium* n. ssp.

(Pl., fig. 2a, b, c; 3a, b.)

Origine du nom : forme intermediaire entre l'espèce nominale et *C. (C.) dampelae transilvanicum*

Holotype : Collection des auteurs nr. 229.

Localité type : Vallée de Brebi, district de Zalău, région de Cluj.

Couches type : Marnes de Brebi; Etage : Eocène-Priabonien.

Description : la sousespèce est moins élevée et à carène plus prononcée mais présente pourtant des dimensions rapprochées de l'espèce nominale. Test sous-circulaire; à covexité ventrale, touchant jusqu'à la moitié des dimensions du diamètre; partie dorsale plate ou concave; sutures profondes du côté ventral, à contour double du côté dorsal.

Dimensions : 0,23 mm en diamètre, 0,20 mm en hauteur.

Extension géographique et distribution stratigraphique : dans les marnes à *Nummulites fabianii* des environs de Cluj; dans les marnes à bryozoaires et le complexe équivalent (marnes de Brebi) des environs de Jibou région de Cluj.

Cibicides (*Cibicides*) *dampelae transilvanicum* n. ssp.

(Pl., fig. 1a, b)

Origine du nom : d'après la province où on l'a trouvé et décrite.

Holotype : Collection des auteurs nr. 292.

Localité type : vallée d'Agrij, rive droite, en face du village Creaca-Jibou.

Couche type : horizon de Ciocmani; Etage : Oligocène inférieur.

Description : la subespèce a des dimensions beaucoup plus grandes que l'espèce nominale. Test sous-circulaire, moins renflé qu'à l'espèce type, du côté ventral, et plat jusqu'a concave du côté dosal. Le nombre des loges du dernier tour de spire varie de 6 à 8. Du côté dorsal elle présente presque deux tours. Du côté ventral les sutures sont profondes, du côté dorsal elles sont distinctes, courbées et parfois au contour double. La périphérie est à carène. La parois présente des pores au diamètre jusqu'à 0,017 mm.

Dimensions : 0,85 mm en diamètre, 0,25 mm en hauteur.

Extension géographique et distribution stratigraphique : les exemplaires étudiés ont été prélevés de l'horizon de Ciocmani de la vallée d'Agrij et de la vallée du Someş, des couches de Mera des environs de Cluj au niveau de l'Oligocène inférieur.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965 — 1966)

PALEONTOLOGIE

MODIFICAREA NUMELUI FORMEI PURPUROIDEA CARPATHICA JEKELIUS ÎN PURPUROIDEA SEMAKAI (JEKELIUS)

DE

E. JEKELIUS [1])

The name of the specimen *Purpuroidea carpathica* Jekelius is changed in *Purpuroidea semakai* (Jekelius).

Purpuroidea semakai (Jekelius)

Purpuroidea carpathica Jekelius — E. Jekelius (1932) Der Weisse Triaskalk von Braşov und seine Fauna. An. Inst. Geol. VII. p. 97, pl. VIII, fig. 18a—b. Bucureşti.

În lucrarea asupra calcarului triasic de la Braşov am descris un gasteropod sub denumirea de *Purpuroidea carpathica* n. sp.

Întrucît A. Semaka mi-a atras atenţia că această denumire a fost folosită anterior de K. A. Zittel (1873, Die Gasteropoden der Stramberger Schichten. Palaeontographica, Supplement. Pl. 43, fig. 3—4) exemplarul din calcarul de la Braşov urmează să primească altă denumire.

În consecinţă, numesc această formă *Purpuroidea semakai* (Jekelius).

[1]) Str. Stejeriş, nr. 4. Braşov.

MODIFICATION DU NOM DE LA FORME PURPUROIDEA CARPATHICA JEKELIUS EN PURPUROIDEA SEMAKAI (JEKELIUS)

PAR

E. JEKELIUS

J'avais décrit, dans mon ouvrage sur le calcaire triasique de Braşov, un gastéropode que je désignait par le nom de *Purpuroidea carpathica* n. sp.

Néanmoins, comme ce nom avait déjà été employé par K. A. Zittel (Die Gasteropoden der Stramberger Schichten. *Palaeontographica*, Supplement, 1873, Taf. 43, fig. 3—4) et que c'est Al. Semaka qui m'en a fait la remarque, j'apellerai l'exemplaire du calcaire triasique de Braşov *Purpuroidea semakai* (Jekelius).

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965 — 1966)

PALEONTOLOGIE

CÎTEVA FOSILE OXFORDIENE DIN PĂDUREA CRAIULUI (MUNŢII APUSENI)[1]

DE

D. PATRULIUS[2], D. ISTOCESCU[3]

Abstract

Some Oxfordian Fossils from Pădurea Craiului (Apuseni Mountains). Condensed Middle Callovian — Lower Oxfordian beds, with *Reineckeia* spp. in the lower part, *Taramelliceras* sp. and *Pseudaganides* cf. *helveticus* in the upper part, are overlain by bedded pseudoolithic limestones including the Plicatilis zone, with *Klitia ventrosa* and *Perisphinctes* sp. ex. gr. *P. plicatilis*.

Jurasicul superior din Pădurea Craiului, dezvoltat pe o largă suprafaţă, este reprezentat printr-o masă relativ uniformă de calcare, avînd de la 80 la 200 m grosime.

În partea centrală a Pădurii Craiului, între Valea Muierii — izvoarele Videi la W şi Valea Boiului la E, culcuşul acestei mase de calcare este constituit din roci calcaroase, foarte variate, şi anume:

a) Calcar roşu glauconitic cu *Chanasia* sp. reprezentînd partea inferioară a Callovianului mediu (zona cu *Reineckeia anceps*) (valea Brătcuţei);

b) Calcar cenuşiu-verzui marnos şi subnodulos, gros de 1,75 m, bogat în glauconit, urmînd în continuitate unui banc de calcar nisipos, cu bogată faună din Bathonianul superior şi Callovianul inferior (Vadu Crişului);

[1]) Comunicare în şedinţa din 4 februarie 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff, nr. 55, Bucureşti.

[3]) Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni, Şos. Kiseleff nr. 2, Bucureşti.

c) Calcar nisipos cenuşiu, cu pete gălbui-roşcate şi verzui, gros de 1,5 m, urmat de un calcar submarnos cu tentă de alteraţie gălbuie-ruginie, cu oolite diseminate, rare granule de cuarţ şi faună oxfordiană, constituită mai ales din cefalopode şi brachiopode (Valea Groapa Sohodolului, la 2 km S de Birtin);

d) Calcar fin granular, submarnos, formînd un strat de 10 cm grosime cu faună reprezentativă pentru partea superioară a Callovianului mediu, cu mai multe specii de *Reineckeia*, printre care *Reineckeia anceps*, alături de *Hecticoceras* aff. *taeniolatum* (Bonarelli), *Oxycerites* cf. *tilli* (Lóczy), *Sowerbyceras subtortisulcatum* (Pompeckj) (Chicera Şoimului).

Prezenţa zonei cu *R. anceps*, imediat sub masa calcarelor neojurasice a fost comunicată cu alt prilej (D. Patrulius, 1956). Mai este de remarcat că aceste calcare cu *Reineckeia* sînt foarte asemănătoare celor care conţin o bogată faună a Callovianului mediu şi superior în sudul Ungariei (colinele Villany).

Rocile descrise ocupă un interval stratigrafic foarte redus (0,20—2 m grosime). Masa calcarelor situată deasupra acestui orizont de condensare cuprinde la partea ei inferioară: calcare cenuşii pînă la negricioase, în bancuri, cu structură fin pseudoolitică, cu concreţiuni silicioase localizate în bază; iar la partea superioară: calcare albe masive de tipul Stramberg, în majoritate microdetritice (calcarenite, mai rar calcirudite), uneori oolitice, pe alocuri spatice la baza succesiunii lor. Limita superioară a calcarelor albe masive este marcată de o suprafaţă carstificată ale cărei depresiuni sînt colmatate de bauxită roşie.

Calcarele pseudoolitice cenuşii şi negricioase nu conţin decît rare fosile. La baza lor se observă uneori exemplare de *Hiboliites* ce nu pot fi extrase din rocă. Mai sus în succesiune, la nivelul la care dispar concreţiunile silicioase, calcarele pseudoolitice conţin resturi de Saccocomidae indicative pentru prezenţa Kimmeridgianului.

Calcarele albe masive care constituie termenul superior al seriei neojurasice din Pădurea Craiului conţin o faună mult mai bogată, de tipul Stramberg, cu corali, *Ellipsactinia*, crinoizi şi echinoizi (*Plegiocidaris cervicalis*), Nerineide printre care forma cea mai frecventă este *Phaneroptyxis staszycii* (Zeuschner). Fauna inventariată de unul din autorii acestei note (D. Patrulius, 1956) demonstrează că aceste calcare masive aparţin în parte, dacă nu în totalitate, Tithonicului.

În ipoteza că există continuitate de sedimentare de la depozitele Callovianului mediu la calcarele tithonice, s-a admis în general că Oxfordianul este şi el reprezentat la partea inferioară a masei de calcare neojurasice. Pînă acum însă, în lucrările referitoare la Mezozoicul din Pădurea Craiului, nu a fost menţionată nici o faună care să demonstreze efectiv că partea inferioară a succesiunii cuprinde şi Oxfordianul. Cîteva fosile inventariate de autorii prezentei note, arată că Oxfordianul inferior, foarte condensat, se află reprezentat sub masa calcarelor neojurasice, în acelaşi orizont care conţine şi fauna calloviană semnalată mai demult, şi că partea inferioară a calcarelor pseudoolitice situate deasupra, aparţine Oxfordianului mediu (zona cu *Perisphinctes plicatilis*).

Bancul cu cefalopode şi brachiopode identificat în valea Groapa Sohodolului, la 2 km S de Birtin, conţine următoarele forme:

Lacunosella sp. (ex. gr. *L. visulica*)
Lobothyris sp.
Praeconia (Theveninia) sp. aff. *P. (Theveninia) gibbosa* (Orbigny)
Holcophylloceras cf. *mediterraneum* (Neumayr)
Calliphylloceras cf. *disputabile* (Neumayr)
Taramelliceras sp. ex. gr. *T. obumbrans* Hölder
Pseudaganides cf. *helveticus* (Loesch)
Hibolites cf. *semihastatus* (Blainville)

Taramelliceras sp. ex. gr. *T. obumbrans* Hölder (pl., fig. 1) este reprezentat de 2 exemplare dintre care unul mai complet, dar puternic corodat spre apertură, cu diametru maxim de 41,5 mm, prezintă următoarele caractere la diametrul de 36 mm: h = 0,62; g = 0,39; o = 0,09; partea ventrală net tectiformă cu un şir median de tuberculi alungiţi şi 2 şiruri marginale de mici tuberculi ce reprezintă extremităţile puţin îngroşate ale coastelor externe; coaste interne ce apar la un diametru de aproximativ 17 mm şi persistă cel puţin pînă la 36 mm diametru puternic proverse şi dispuse destul de neregulat; linia lobară fin decupată, cu 4 lobi auxiliari şi cu prima şa laterală gîtuită la bază de ramura externă a lobului lateral, care se prelungeşte spre exterior sub lobul ventral. Prin caracterele liniei lobare acest exemplar se apropie de speciile încadrate de H. Hölder (1955) în grupa *T. obumbrans;* prin caracterele sale ornamentale prezintă afinităţi şi cu unele specii din grupul *T. costatum* (Quenstedt).

Pseudayanides cf. *helveticus* (L o e s c h) (pl., fig. 4 a, b), este reprezentat de un exemplar fragmentar care are în comun cu specia descrisă de C. L o e s c h (1914), ombilicul relativ larg şi forma liniei suturale a cărui şa internă (adombilicală) se ridică mult deasupra liniei radiale tangentă la şaua externă. Aceasta din urmă prezintă pe partea ventrală o inflexiune bine marcată înapoi (lobul ventral), caracter distinctiv al genului *Pseudaganides*. Prin caracterele suturale exemplarul descris se distinge net de *P. ledonicus* (L o r i o l), altă specie oxfordiană, iar prin ombilicul său relativ larg — de toate celelalte specii de *Pseudaganides* cunoscute din Oxfordian.

Specia *Pseudaganides helveticus* (L o e s c h) nu este citată decît din Oxfordianul inferior, iar genul *Taramelliceras* (*sensu stricto*) nu este nicăieri menţionat sub Oxfordian.

O altă formă cunoscută din Oxfordian, provine dintr-o carieră mică situată la S de Vad, în marginea drumului ce duce spre Zece Hotare. Este vorba de un exemplar fragmentar de *Klitia ventrosa* M e y e r (partea dreaptă a cefalotoraxului) (pl., fig. 2) găsit de E u g e n i a N e g r e a n u în baza calcarelor cu concreţiuni silicioase, imediat deasupra calcarelor glauconitice care constituie acoperişul bancului cu moluşte al Bathonianului superior—Callovianului inferior. Exemplarul este comparabil mai ales cu unul din specimenele figurate de A. E t a l l o n (1858, pl. IV, fig. 1), de care se distinge numai prin poziţia ceva mai oblică a şanţurilor. Suprafaţa mulajului intern poartă granule conice, uşor înclinate înainte. Desimea granulelor corespunde cu cea a exemplarului descris de A. O p p e l (1862, pl. 6, fig. 2) sub numele de *Eryma radiata* şi refigurat de K. B e u r l e n (1928). După K. B e u r l e n (1928), *Klitia radiata* (O p p e l) este o specie distinctă în raport cu *K. ventrosa* M e y e r, dar după M. G l a e s s n e r (1929), este vorba despre una şi aceiaşi specie.

O altă formă oxfordiană găsită în împrejurimile Vadului şi anume pe Dealul Grecului, într-o mică carieră deschisă în aceleaşi calcare cenuşii cu concreţiuni silicioase este un exemplar de *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) sp. aff. *P.* (*Arisphinctes*) *plicatilis* (S o w e r b e y) (pl., fig. 3). Diametrul ultimului tur conservat al acestui exemplar măsoară 63 mm, iar cel al ombilicului 29 mm (o = 0,46). Ultimul tur, care atinge 18 mm înălţime (h = 0,28) este prevăzut cu 63 coaste primare, drepte, uşor proverse, în majoritate bifurcate în treimea externă, rareori simple (spre deosebire de *P. regalmicensis* G e m m e l l a r o). Cele două coaste provenind dintr-o bifurcaţie sînt însoţite pe alocuri de o a treia coastă scurtă,

EXPLICAȚIA PLANȘEI

EXPLICAŢIA PLANŞEI

Fig. 1. — *Taramelliceras* sp. ex gr. *T. obumbrans* H ö l d e r ; Valea Groapa Sohodolului la S de Birtin.

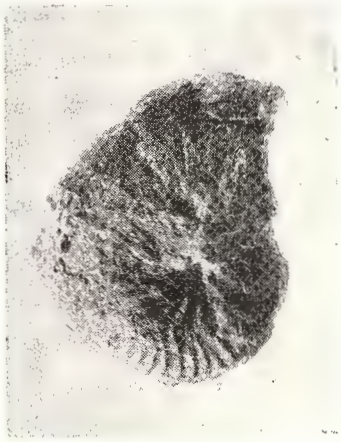
Fig. 2. — *Klitia ventrosa* Me y e r ; la S de Vadu Crişului.

Fig. 3. — *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) sp. aff. *P.*(*A.*) *plicatilis* (Sowerby) ; la W de Vadu Crişului.

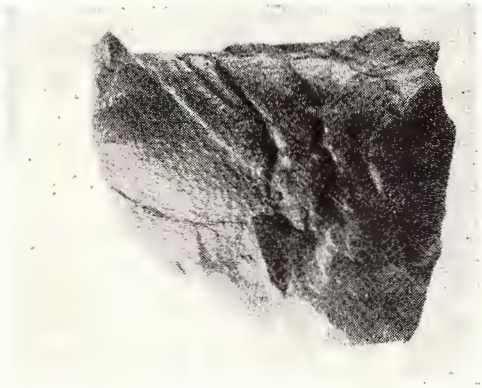
Fig. 4a, b. — *Pseudaganides* cf. *helveticus* (L o e s c h) ; Valea Groapa Sohodolului, la S de Birtin.

(Toutes les formes sont figurées en grandeur naturelle)

30-2



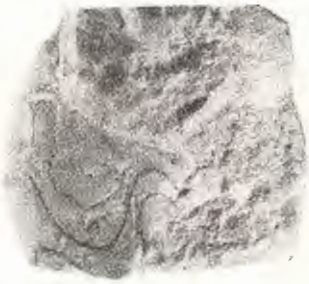
1



2

3

4a



4b

fără conexiune cu o coastă primară. Pe acelaşi tur se disting şi 2 constricţiuni superficiale. Exemplarul descris se apropie mai ales de unul din exemplarele figurate sub numele de *Perisphinctes plicatilis* de către A. de R i a z (1898; pl. 2, fig. 1).

Prin urmare, pe baza materialului paleontologic inventariat, autorii notei de faţă ajung la concluzia că în partea centrală a Pădurii Craiului, Oxfordianul inferior este reprezentat sub masa calcarelor neojurasice, în acelaşi orizont care cuprinde şi partea terminală puternic condensată a Doggerului (Callovianul mediu şi, probabil, Callovianul superior) şi că Oxfordianul mediu (zona cu *Perisphinctes plicatilis*) este cuprins în succesiunea de calcare cenuşii cu concreţiuni silicioase care constituie acoperişul acestui orizont.

BIBLIOGRAFIE

B e u r l e n K. (1928) Die Decapoden des Schwäbischen Jura mit Ausnahme der aus den oberjurassischen Plattenkalke stammenden; *Palaeontographica*, 70, p. 115—278

E t a l l o n A. (1859) Description des Crustacés de la Haute-Saône et du Haut-Jura; *Bulletin. Soc. Géol. France* (2), 16, p. 169—205.

G l a e s s n e r M. (1929) Crustacea Decapoda; *Fossilium Catalogus* pars 41.

H ö l d e r H., (1955) Die Ammonitengattung Taramelliceras im südwestdeutschen Unter — und Mittelmalm; *Palaeontographica, Abt. A*, 106, p. 37—153. Stuttgart.

L o e s c h G. (1914) Die Nautilen des Weissen Jura (I Teil); *Palaeontographica*, 61.

O p p e l A., (1862) Ueber jurassische Crustaceen; *Pal. Mitt.* I, p. 1—120, Stuttgart.

P a t r u l i u s D. (1956) Contribuţiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului (comunicare preliminară) *D. S., Com. Geol.* XL., p. 116—127.

R i a z A. d e (1898) Description des ammonites des couches à Peltoceras transversarium (Oxfordien supérieur) de Trept (Isère). Paris.

QUELQUES FOSSILS OXFORDIENS DE PĂDUREA CRAIULUI (MONTS APUSENI)

PAR

D. PATRULIUS, D. ISTOCESCU

(Résumé)

Jusqu'à présent l'existence de l'Oxfordien dans la partie nord des Monts Apuseni (autochtone de Bihor y compris le karst de Pădurea Craiului) était seulement présumée en partant de la prémise qu'il y a conti-

nuité de sédimentation entre le Callovien moyen (faune a *Reineckeia anceps*) et la masse des calcaires néojurassiques qui le surmonte et qui comprend, à son sommet, le Tithonique (faune de type Stramberg à *Phaneroptyxis staszycii* et *Ellipsactinia*) (D. Patrulius, 1956). Quelques rares fossils inventoriés par les auteurs de cette note prouvent que l'Oxfordien est effectivement représenté dans la série néojurassique de Pădurea Craiului.

Le mur de la masse calcaire attribuée au jurassique supérieur dans cette région est constitué par un horizon peu épais (0,20—2 m) du Callovien moyen — Oxfordien inférieur, à lithologie très variée. Il comprend notamment : (1) des calcaires rouges et glauconieux à *Chanasia* sp. (valea Brătcuţei) ; (2) des calcaires marneux et glauconieux, subnodulex, en continuité de sédimentation avec un banc à faune condensée du Bathonien supérieur-Callovien inférieur (Vadu-Crişului) ; (3) des calcaires gris bariolés, avec un niveau terminal oolithique contenant de nombreux brachiopodes et céphalopodes dont *Pseudaganides* cf. *helveticus* (Loesch) et *Taramelliceras* sp. ex gr. *T. obumbrans* Hölder (Valea Groapa Sohodolului, à 2 km S de Birtin) ; (4) des calcaires marneux gris à céphalopodes du Callovien moyen, dont *Reineckeia* spp., *Hecticoceras* aff. *taeniolatum* Bonarelli, *Oxycerites* cf. *tilli* (Loczy jun.) *Sowerbyceras subtortisulcatum* (Pompeckj) (Chicera Şoimului).

L'horizon condensé du Callovien moyen — Oxfordien inférieur est surmonté de calcaires pseudoolithiques à rognons de silex, dont la partie basale représente la zone Plicatilis (Oxfordien moyen). La faune très pauvre de ces calcaires comprend : des exemplaires de *Hibolites*, *Klitia ventrosa* Meyer et *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) sp. aff. *P.* (*Arisphinctes*) *plicatilis* (Sowerby). Au niveau où disparaissent les rognons de silex, les mêmes calcaires contiennent des restes de *Saccocoma* ce qui indique la présence en continuité du Kimmeridgien.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

PALEONTOLOGIE

AMONIŢII TOARCIANULUI SUPERIOR AUTOHTON (ZONA CU GRAMMOCERAS THOUARSENSE) DIN MUNŢII PERŞANI (CARPAŢII ORIENTALI) [1])

DE

ELENA POPA [2])

Abstract

The Ammonites of the Upper Toarcian Autochtonous (Grammoceras Thouarsense Zone) of the Perşani Mountains (East Carpathians). The described fauna includes several species of *Grammoceras* and *Pseudogrammoceras* representative for the Struckmanni subzone in North-West Europe (celto-suabian province), but no typical forms of the South-Mediterranean province.

În Carpaţii orientali pînă în prezent sînt semnalate rare apariţiuni de depozite toarciene. Printre acestea se numără: calcare cu amoniţi descoperite de H. Wachner în partea de vest a munţilor Perşani şi a căror faună a fost inventariată de E. Jekelius, gresii cu amoniţi în împrejurimile Braşovului (P. Vîlceanu, 1960), blocuri de calcare negricioase cu *Hildoceras bifrons*, în sinclinalul Hăghimaş (Aurelia Năstăseanu, M. Solcanu, 1963), blocuri de calcare cu amoniţi identificate de I. Motaş în conglomeratele miocene din valea Teleajenului [3]) şi a căror faună reprezentativă pentru Toarcianul inferior a fost determinată de D. Patrulius; în sfîrşit blocuri de calcare cu amoniţi din Toarcianul superior semnalate de I. Stănoiu (1966) în formaţiunea de Wildflysch din sinclinalul Rarău.

[1]) Comunicare în şedinţa din 12 aprilie 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff, nr. 55, Bucureşti.

[3]) Comunicare verbală.

Dintre ocurenţele menţionate fauna cea mai bogată este cea din munţii Perşani, identificată de H. Wachner pe valea Sărăţii, la sud de localitatea Comana.

Nota de faţă cuprinde descrierea amoniţilor din punctul fosilifer menţionat, precum şi din alte puncte fosilifere identificate în acelaşi sector, anume în valea Cascadelor şi valea Măgurii (fig. 1).

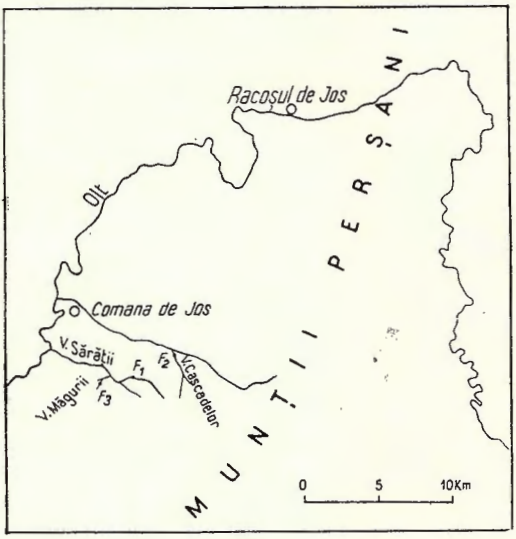


Fig. 1.— Schiţa amplasării regiunii cu indicarea punctelor fosilifere.

Schéma de l'emplacement de la région avec l'indication des points fossilifères.

Depozitele toarciene din împrejurimile Comanei fac parte din banda îngustă de depozite mezozoice autohtone care urmăreşte marginea nord-vestică a masivului cristalin al Gîrbovei [4]). O schemă stratigrafică detaliată a acestor depozite a fost deja prezentată de către D. Patrulius, Elena Popa şi Ileana Dimitriu-Popescu (1966).

Depozitele Toarcianului autohton se dispun transgresiv pe calcarele şi dolomitele triasice care acoperă normal şisturile cristaline ale Masivului Gîrbova, sau local pe calcare domeriene ce stau direct pe Triasic (fig. 2 şi 3).

În Toarcian se disting două subdiviziuni: în partea inferioară un pachet de 5—12 m grosime de depozite marnoase cenuşii-negricioase, micacee, cu intercalaţii lenticulare de marno-calcare nisipoase ce conţin Ostreide. La partea superioară un pachet de calcare cenuşii şi gălbui oolitice-limonitice, slab nisipoase cu grosimi între 3 şi 10 m şi care conţin o faună de amoniţi într-o asociaţie reprezentativă pentru zona cu *Grammoceras thouarsense* (Toarcian superior). În valea Săraţii fauna este concentrată către partea bazală a pachetului calcaros într-un interval stra-

[4]) Recent au fost identificate pe valea Racilei, cu prilejul unei excursii făcute împreună cu D. Patrulius şi Ileana Dimitriu-Popescu depozite ale Toarcianului superior ce aparţin pînzei transilvane.

tigrafic de 2 m. În nivelul inferior (0,50 m grosime) se constată o mai mare frecvenţă a speciei *Grammoceras thouarsense*. Acesta apare în asociaţie cu rare exemplare de *Pseudogrammoceras* sp. care în nivelele superioare predomină.

Din valea Sărăţii H. Wachner (1918) citează după determinările făcute de E. Jekelius o asociaţie care conţine un amestec de specii de amoniţi din Toarcianul superior şi inferior. Pentru acesta din urmă este caracteristică specia *Hildoceras bifrons* Brug. citată de Wachner şi care, dacă este exact determinată, nu poate proveni decît din pachetul marnos situat sub calcarele cu *Grammoceras thouarsense*.

In continuitate de sedimentare cu calcarele Toarcianului superior (valea Cascadelor), sau local depăşindu-le transgresiv şi stînd direct pe Domerian (valea Sărăţii) se dispun calcare aaleniene, apropiate ca tip de cele liasice şi care conţin nivele bogate de amoniţi ce corespund zonelor cu *Tmetoceras scissum* şi *Ludwigia murchisonae* (determinări făcute de D. Patrulius) [5]).

În valea Măguri există două iviri de calcare cu amoniţi din zona cu *thouarsense*, pe flancul de nord şi de sud al

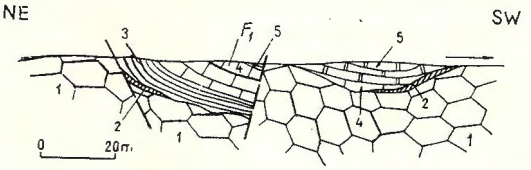


Fig. 2. — Secţiune geologică în valea Sărăţii cu indicarea punctului fosilifer din Toarcian.

1, calcare subnoduloase (Campilian-Anisian); 2, calcare roşii parţial oolitice (Domerian); 3, marne cenuşii (Toarcian inferior); 4, calcare oolitice limonitice cu *Grammoceras thouarsense* (Toarcian superior); 5, calcare oolitice-limonitice cu *Tmetoceras scissum* şi *Ludwigia murchisonae* (Aalenian).

Coupe géologique dans la vallée de Sărăţii avec l'indication du point fossilifère du Toarcien.

1, calcaires subnoduleux (Campilien-Anisien); 2, calcaires rouges partiellement oolithique (Domérien); 3 marnes cendrées (Toarcien inférieur); 4, calcaires oolithiques-limonitiques à *Grammoceras thouarsense* (Toarcien supérieur); 5, calcaires oolithiques-limonitiques à *Tmetoceras scissum* et *Ludwigia murchisonae* (Aalénien)

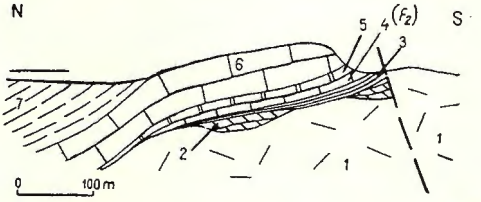


Fig. 3. — Secţiune geologică în valea Cascadelor cu indicarea punctului fosilifer din Toarcian.

1, dolomite (Campilian-Anisian); 2, calcare roşii parţial oolitice (Domerian); 3, marne cenuşii (Toarcian inferior); 4, calcare oolitice-limonitice (Toarcian superior, o zona cu *thouarsense*); 5, calcare oolitice-limonitice (Aalenian); 6 calcare în bancuri (Bathonian-Callovian); 7, Neocomian.

Coupe géologique dans la vallée des Cascade avec indication du point fossilifère du Toarcien.

1, dolomies (Campilien-Anisien); calcaires rouges partiellement oolithiques (Domérien); 3, marnes cendrées (Toarcien inférieur); 4, calcaires oolithiques-limonitiques (Toarcien supérieur, zone à *thouarsense*); 5, calcaires oolithiques-limonitiques (Aalénien); 6, calcaires en bancs (Bathonien-Callovien); 7, Néocomien.

[5]) Prezenţa Aalenianului în munţii Perşani (Gr. Răileanu, D. Patrulius, M. Bleahu, S. Năstăseanu, Al. Semaka, 1964) a fost pusă în evidenţă de D. Patrulius în urma revizuirii unor amoniţi dintre cei recoltaţi de H. Wachner şi care se află în colecţia Institutului Geologic.

unui sinclinal, calcare ce suportă în discordanță depozite atribuite Doggerului superior.

Trebuie să remarcăm de la început că depozitele toarciene descrise mai sus aparțin domeniului de sedimentare a Jurasicului transilvan, fiind situate pe versantul intern al masivului cristalin al Gîrbovei.

Din punctul fosilifer situat în valea Sărății provine fauna cea mai variată și mai bogată în număr de genuri și specii cît și de indivizi pe specie. Din cele trei puncte fosilifere s-a recoltat un număr de 350 exemplare de amoniți din care s-a putut determina următoarea asociație: *Bisiphytes striatus* (J. Sowerby), *Lobolytoceras* aff. *siemensi* (Denckmann), *Grammoceras thouarsense* (d'Orbigny), *Pseudogrammoceras quadratum* (Quenstedt), *P.* aff. *saemanni* (Dumortier), *P. bingmanni* (Denckmann), *P. cotteswoldiae* (Buckman), *P.* aff. *expeditum* Buckman, *P. fallaciosum* Bayle, *P. subfallaciosum* Buckman, *Polyplectus discoides* (Zieten), *Pseudolioceras compactile* (Simpson), *Phymatoceras* sp., *Hammatocears* sp.

Asociația este reprezentativă pentru zona cu *Grammoceras thouarsense*, subzona cu *Pseudogrammoceras struckmanni* (după W. T. Dean, D. Th. Donovan, M. K. Howarth, 1961).

Din punctele fosilifere indicate, în aceiași asociație, s-au identificat și numeroase exemplare de belemniți aparținînd genului *Mesoteuthis*, ca și lamelibranchiate (*Ctenostreon*, *Variamussium pumilus*) și gasteropode *(Eucyclus)*.

Majoritatea exemplarelor de amonți recoltate sînt deformate sau n-au putut fi complet degajate din rocă astfel încît nu s-a efectuat un studiu biometric riguros.

Numărul mare de exemplare reprezentînd unele specii de *Pseudogrammoceras* în diverse stadii de creștere a permis în schimb să se facă unele aprecieri cu privire la ontogeneza și filogeneza formelor identificate.

La unele exemplare de *Pseudogrammoceras* complet conservate se disting pînă la trei stadii de dezvoltare morfologică, ultimul caracterizînd camera de habitație. Variațiile observate la un același individ se referă atît la ornamentație cît și la forma secțiunii turului de spiră.

Astfel pe unele cochilii de *Pseudogrammoceras quadratum*, care pe turele interne prezintă caracterele tipice ale speciei, cu partea ventrală bisulcată-carenată, se observă cum pe măsura creșterii cochiliei șanțurile ventrale se atenuează, partea externă a turului devine mai larg tabulată, ca la *P. saemanni* (specie care după S. S. Buckman (1890) derivă

direct din *P. quadratum*), pentru ca pe ultimul tur şanţurile să dispară complet, turul rămînînd numai carenat ca la *P. bingmanni*, *P. fallaciosum* şi *P. cotteswoldiae*.

Acest fapt ar putea conduce într-o primă aproximaţie la concluzia că stadiul bisulcat-carenat este mai primitiv în raport cu stadiul unicarenat, dar poziţia biostratigrafică (*Grammoceras* fastigat-unicarenat, precedînd pe *Pseudogrammoceras*) ar indica din contră proterogeneză.

Un alt fapt demn de remarcat este acela că amoniţii din punctele fosilifere indicate mai sus sînt de talie mai mare faţă de cei existenţi în alte zăcăminte din Toarcian, cum ar fi spre exemplu cei din Pădurea Craiului. Este posibil deci că datorită condiţiilor de viaţă, aceştia din urmă să fi realizat stadiul adult la o talie mai mică faţă de cei întîlniţi în munţii Perşani.

Este de semnalat în sfîrşit faptul că fauna toarciană din munţii Perşani la care ne referim prezintă afinităţi cu cea din provincia nord-vest europeană (celto-suabă), deosebindu-se de cea din provincia mediteraneană în primul rînd prin lipsa totală a *Phylloceratidae-lor* fapt constatat de D. Patrulius (1964) şi pentru alte faune ale Liasicului mediu şi superior identificate pînă acum pe teritoriul Carpaţilor româneşti.

PALEONTOLOGIE

Familia : **Nautilidae** (Owen 1836) d'Orb. 1840 emend. Spath 1927

Genul : *Bisiphytes*, Montfort 1808

Bisiphytes striatus (J. Sowerby)

(Pl. V, fig. 3)

Referinţe : *Bisiphytes striatus* J. Sow., în J. Piveteau (1952), Traité de paléontologie vol. II, pag. 506, pl. XII, fig. 4.

Un singur exemplar recoltat, de talie relativ mare (24 cm diametru) prezintă secţiunea pătratică a turului şi strigaţia caracteristică acestei specii.

Ocurenţa : Valea Sărăţii (F_1).

Familia : **Lytoceratidae** Neumayr, 1875

Subfamilia : **Alocolytoceratinae** Spath, 1927

Genul : *Labolytoceras* Buckman, 1923

Lobolytoceras aff. *siemensi* (D e n c k.)

(Pl. V, fig. 2)

Referinţă tip : *Ammonites siemensi* D e n k . (1887), Fauna von Dörnten, pl. I, fig. 8.

Materialul colectat cuprinde un singur exemplar comparabil cu specia tip a genului *Lobolytoceras* prin creşterea rapidă a turului de spiră, secţiunea sa ovală şi ornamentaţia constînd din costule care devin mai grosiere spre apertură, unde se observă şi vagi striuri longitudinale (strigaţie).

Ocurenţă : Valea Sărăţii (F_1).

Familia : **Hildoceratidae** H y a t t , 1867

Subfamilia : **H a r p o c e r a t i n a e** N e u m a y r , 1875

Genul : *Pseudolioceras* B u c k m a n, 1889

Pseudolioceras compactile (S i m p s o n)

(Pl. IV, fig. 2)

Referinţe : *Pseudolioceras compactile* (S i m p s o n), în S. S. B u c k m a n (1889). Inf. Oolite... p. 85, pl. XX, fig. 3—6.

Harpoceras (*Pseudolioceras*) *compactile* S i m p s o n în W. J a n e n s c h (1902). Die Jurensisschichten... pag. 64, pl. V, fig. 5, 5a.

Dimensiuni aproximative :

D	H	O	H/D	O/D	Nr. coaste
55	31	7	0,56	0,12	32

După cum relatează S. S. B u c k m a n, S i m p s o n nu figurează exemplarul tip, iar figura prezentată mai tîrziu de B l a k e este neclară. Una dintre figurile prezentate ulterior de B u c k m a n, după un specimen din colecţia sa, este folosită de A r k e l l (în R. C. M o o r e, 1957) pentru ilustrarea speciei. Specimenul din colecţia noastră este perfect comparabil cu cele descrise şi figurate de S. S. B u c k m a n cît şi cu exemplarul figurat de W. J a n e n s c h.

Ocurenţă : Valea Sărăţii (F_1).

Genul : *Polyplectus* B u c k m a n, 1890

Polyplectus discoides (Z i e t e n)

(Pl. IV, fig. 3)

Referinţe : *Ammonites discoides* Z i e t e n, în d'O r b i g n y (1844) Terr. Jur. p. 356, pl. CXV fig. 1—4.

Polyplectus discoides (Z i e t e n) în S. S. B u c k m a n (1891) Inf. Oolite... p. 215, pl. XXXVII, fig. 1—5.

Harpoceras (*Polyplectus*) *discoides Ziet.*, în W. J a n e n s c h (1902) Die Jurensisschichten... pag. 62, pl. IV, fig. 2, 2a.

Materialul recoltat cuprinde două exemplare ce aparţin acestei specii, comparabile în special cu specimenele figurate şi descrise de A. d'Orbigny, W. Janensch şi S. S. Buckman. Un exemplar figurat de Buckman şi reprodus de Arkell (în R. C. Moore) prezintă o tendinţă de fasciculare a coastelor plecînd de la marginea ombilicală, caracter ce nu se observă pe eşantioanele figurate de alţi autori şi nici pe cele din colecţia noastră. Credem că nu este vorba de un caracter specific, deoarece Buckman nu-l menţionează la descrierea speciei.

Faţă de *Harpoceras* (*Polyplectus*) *subplanatum Opp.* din care derivă (S. S. Buckman, 1890), *P. discoides* se distinge prin secţiunea mult mai comprimată a tururilor, ombilicul mai îngust şi linia suturală mai complicată.

Ocurenţă : Valea Sărăţii (F_1).

Subfamilia : **Grammoceratinae** Buckman, 1904

Genul : *Grammoceras* Hyatt, 1867

Grammoceras thouarsense (d'Orbigny)

(Pl. I, fig. 1a, b)

Referinţă tip : *Ammonites thouarsensis*, d'Orbigny în A. d'Orbigny (1843) Ceph. Jurass. pl. LVII, fig. 1—3.

Alte referinţe : *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), în E. Bayle (1878) pl. LXXVIII, fig. 3,5.
Ammonites radians depressus — în F. A. Quenstedt (1885) Amm. Schwäb. Jura, pl. LII, fig. 1.
Grammoceras toarcense (d'Orbigny), în S. S. Buckman (1890) A monograph on the Inferior Oolite Ammonites of the British Islands, pl. XXVIII fig. 7—13.
Grammoceras toarcense (d'Orb.) în W. Janensch (1902) Die Jurensisschiten... pl. III, fig. 2.
Grammoceras toarciense (d'Orbigny), în S. S. Buckman (1904) Inferior Oolite Ammonites... pag. 132.
Grammoceras thouarsense (d'Orbigny) în W. T. Dean, D. T. Donovan, M. K. Howarth (1961) The liassic Ammonites zones and subzones... pl. 73, fig. 3.

Dimensiuni aproximative :

eşantion	D	H	G	O	H/D	G/D	O/D	Număr coaste
A	66	21	13	25	0,31	0,19	0,37	45
B	59	21	13	12	0,33	0,22	0,20	40
C	108	32	22	46	0,29	0,20	0,42	49

Un număr de 8 exemplare mai complete din cele recoltate, provenind din punctul fosilifer din valea Sărăţii şi 2 exemplare fragmentare colectate din valea Măguri prezintă caracterele acestei specii: cochilia cu o carenă plină, coaste proeminente distanţate, foarte slab flexuoase. Coastele se şterg spre interior înainte de a atinge marginea ombilicală iar spre exterior înainte de a atinge carena care este mărginită de o zonă netedă, deoparte şi de alta. Pe tururile mai interne partea ventrală apare subtabulată.

Ocurenţa: Valea Sărăţii (F_1) şi valea Măguri (F_3).

Genul: *Pseudogrammoceras* Buckman, 1901

Pseudogrammoceras quadratum (Quenstedt)

(Pl. I, fig. 2 a, b; Pl. III, fig. 4a, b)

Referinţă tip: *Ammonites radians quadratus* Quenst. în F. A. Quenstedt (1883—85) Die Ammoniten... pag. 409, pl. 51, fig. 9, (10, 11?)

Alte referinţe: *Ammonites quadratus* Quenst. (Haug), în A. Denckmann (1887) Fauna von Dörnten... pl. VI, fig. 3, 3a.

Harpoceras quadratum Haug, în W. Janensch (1902) Die Jurensisschichten... pl. VI, fig. 3, 3a (partim).

Pseudogrammoceras quadratum (Quenst.) (Haug.), în S. Buckman (1904) Inferior Oolite... part. XII supplement pag. 144.

Zece exemplare recoltate au fost atribuite acestei specii. Caracterele esenţiale ale speciei aşa cum apar la tip, cît şi pe exemplarul figurat de A. Denckmann, sînt observabile doar pe tururile interne. Pe măsura creşterii cochiliei, şanţurile ventrale bine marcate pe tururile interne (bombate) se atenuează pînă la dispariţie, ultimul tur fiind doar tabulat, unicarenat şi cu flancuri mai puţin bombate (fig. 4).

Stadiul în care turul este tabulat-bisulcat aminteşte de specia *Pseudogrammoceras saemmanni* (Dumortier), care după Buckman derivă direct din specia descrisă de Quenstedt.

Ocurenţa: Valea Sărăţii (F_1) şi valea Măguri (F_3).

Pseudogrammoceras aff. *saemanni* (Dumortier)

(fig. 4)

Referinţe: *Harpoceras saemanni* Dum., în W. Janensch (1902) Die Jurensisschichten... pag. 70, pl. VI, fig. 4, 4a.

Pseudogrammoceras saemanni (Dumortier) în S. Buckman (1904) Inferior Oolite... pag. 149, text fig. 145.

Cincisprezece exemplare din cele recoltate se apropie de această specie. Spre deosebire de *P. quadratum* ele au tururile mai înalte, tabulate,

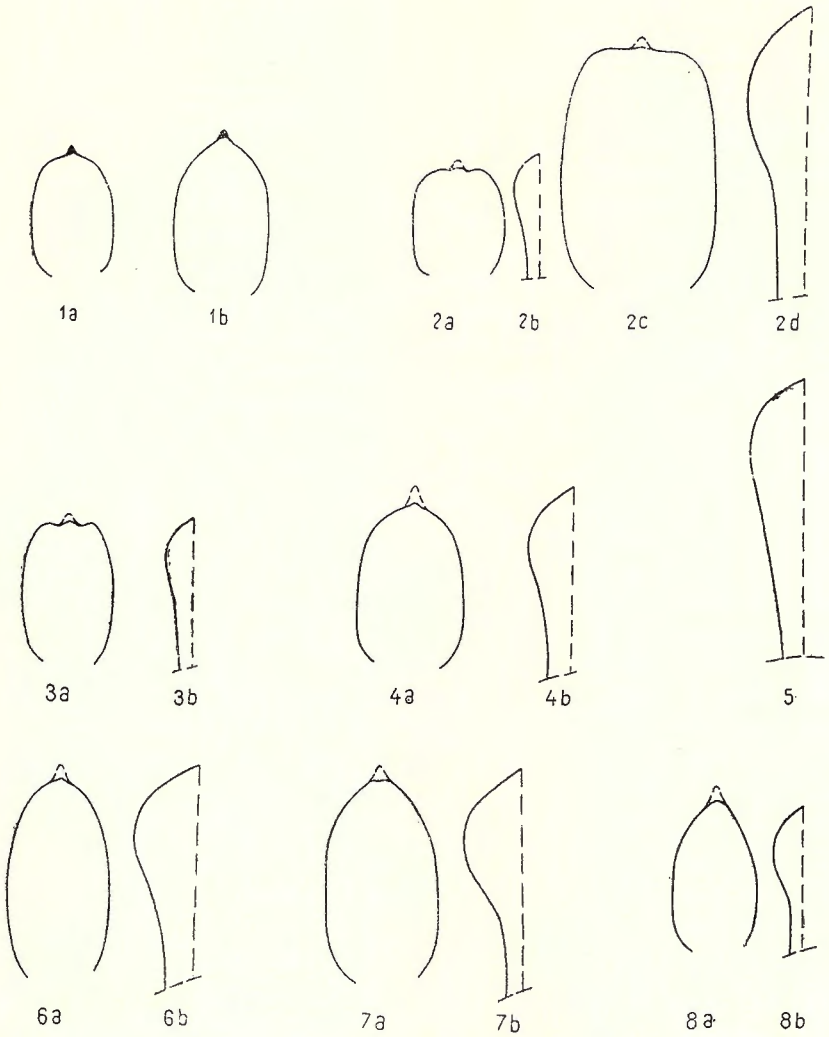


Fig. 4. — Secţiunea turului de spiră şi linia radiară la diferite specimene de *Grammoceras* şi *Pseudogrammoceras* din colecţie, provenind din valea Sărăţii şi valea Măguri.

1, *Grammoceras thouarsense* în două momente ale creşterii (pl. I, fig. 1); 2, *Pseudogrammoceras quadratum* în două momente ale creşterii (pl. I, fig. 2); 3, *Pseudogrammoceras* aff. *saemanni* (valea Măguri); 4, *Pseudogrammoceras bingmanni* (pl. I, fig. 3); 5, *Pseudogrammoceras fallaciosum* (pl. II, fig. 2); 6, *Pseudogrammoceras subfailaciosum* (pl. III, fig. 1); 7, *Pseudogrammoceras cotteswoldiae* (pl. III, fig. 3); 8, *Pseudogrammoceras expeditum* (valea Sărăţii)).

Section du tour de spire et ligne radiaire chez différentes espèces de *Grammoceras* et *Pseudogrammoceras* de collection, prélevées dans les vallées de Sărăţii et de Măguri.

1, *Grammoceras thouarsense* dans deux moments de sa croissance (pl. I, fig. 1); 2, *Pseudogrammoceras quadratum* dans deux moments de sa croissance (pl. I fig. 2); 3, *Pseudogrammoceras* aff. *saemanni* (vallée de Măguri); 4, *Pseudogrammoceras bingmanni* (pl. I fig. 3); 5, *Pseudogrammoceras fallaciosum* (pl. II, fig. 8); 6, *Pseudogrammoceras subfallaciosum* (pl. III, fig. 1); 7, *Pseudogrammoceras cotteswoldiae* (pl. III, fig. 3); 8, *Pseudogrammoceras expeditum* (vallée de Sărăţii).

cu flancurile aplatisate, coaste mai subţiri şi mai rare, cele două şanţuri ventrale mai largi.

Harpoceras quadratum Haug, figurat de J a n e n s c h (1902, pl. IV, fig. 3) prezintă caractere comune speciei *P. quadratum* şi *P. saemanni* şi este probabil o formă de tranziţie între acestea.

Ocurenţa : Valea Sărăţii (F_1) şi valea Măguri (F_3).

Pseudogrammoceras bingmanni (D e n c k m a n n)

(Pl. I, fig. 3)

Referinţe : *Ammonites bingmanni* D e n c k m a n n, în A. D e n c k m a n n (1887) Fauna von Dörnten... pl. V, fig. 4, pl. VI, fig. 5.
Grammoceras fallaciosum var. *bingmanni* (D e n c k m a n n) în S. S. B u c k m a n (1890) Inferior Oolite... pl. XXXIV, fig. 3—5.
Pseudogrammoceras bingmanni (D e n c k m a n n), în S. S. B u c k m a n (1904) Inferior Oolite... supplement pag. 145.

Materialul recoltat cuprinde patru exemplare care pot fi comparate cu această specie.

Faţă de *P. cotteswoldiae* cu care s-ar putea eventual confunda se deosebesc net printr-un tur mai bombat, coaste mai grosiere şi mai puţin numeroase.

După cum remarcă şi B u c k m a n cele două exemplare figurate de A. D e n c k m a n n şi atribuite speciei *P. bingmanni* diferă între ele. Specimenele recoltate în împrejurimile Comanei, se apropie în special de unul din cele figurate de D e n c k m a n n (pl. VI, fig. 5) cît şi de specimenul ilustrat de S. S. B u c k m a n n (1890).

Ocurenţă : Valea Sărăţii (F_1).

Pseudogrammoceras fallaciosum (B a y l e)

(Pl. II, fig. 1)

Referinţă tip : *Grammoceras fallaciosum* B a y l e, în E. B a y l e (1878) Explic. Carte géol... pl. LXXVIII.

Alte referinţe : *Pseudogrammoceras fallaciosum* (B a y l e), în S. S. B u c k m a n (1904) Inferior Oolite... supplement pag. 152, text fig. 150.

Un singur specimen din cele recoltate prezintă pe unele porţiuni din cochilie mai bine conservate caracterele acestei specii.

Linia radiară dreaptă, iar nu falciformă, este caracterul care-l deosebeşte mai ales de *P. cotteswoldiae*. În această privinţă el se apropie

mai mult de exemplarul tip figurat de B a y l e, la care coastele nu sînt perfect drepte, aşa cum se observă la eşantionul prezentat de B u c k m a n.

Acesta din urmă are şi un număr mai redus de coaste faţă de specimenul tip, ca şi exemplarul din colecţia noastră.

La acesta din urmă, în sectorul de tur corespunzător camerei de habitaţie, se observă cum ornamentaţia se modifică printr-o îndesire şi o atenuare a coastelor. Aceiaşi modificare a ornamentaţiei apare şi la unele exemplare de *P. cotteswoldiae*, de unde reiese că aceasta nu constituie un caracter specific.

Ocurenţă : Valea Sărăţii (F_1).

Pseudogrammoceras subfallaciosum B u c k m a n

(Pl. II, fig. 3; Pl. III, fig. 1)

Referinţe : *Grammoceras fallaciosum* B a y l e, în S. S. B u c k m a n (1890) Inferior Oolite... pl. XXXIII, fig. 17 ,18.
Pseudogrammoceras subfallaciosum B u c k m a n, în S. S. B u c k m a n (1904) Inferior Oolite... supplement pag. 147.

Opt exemplare dintre cele recoltate (şapte din valea Sărăţii şi unul din valea Cascadelor), se apropie pînă la identitate de specimenele descrise şi figurate de B u c k m a n ca *P. subfallaciosum*. Creşterea lentă a turului, ombilicul larg, cu deschiderea mai mare decît înălţimea ultimului tur, coastele subţiri şi dese (între 80 şi 87 pe tur) cu grosimea aproape constantă pe întreg phragmocon-ul, turul aplatisat şi cu o cădere în pantă foarte lină spre ombilic, sînt caracterele esenţiale ale speciei.

Faţă de *P. fallaciosum* specia se distinge în primul rînd prin coaste uşor flexuoase pe flancuri, mai fine şi mai numeroase.

Faţă de *P. pedicum* specia se distinge printr-o comprimare mai accentuată a turului, coastele mai dese şi mai fine; de *P. expeditum* printr-o creştere mai lentă a turului, ombilic mai larg, coaste mai dese şi mai uniforme ca grosime, linia radiară mai puţin flexuoasă.

Există un exemplar în colecţie care prezintă în general caracterele speciei *P. subfallaciosum*, dar ale cărui ture interne au partea externă a turului tabulată-bisulcată.

Ocurenţă : Valea Sărăţii (F_1), Valea Cascadelor (F_2).

Pseudogrammoceras cotteswoldiae (B u c k m a n)

(Pl. II, fig. 2; Pl. III, fig. 3)

Referinţă tip : *Grammoceras fallaciosum* var. *cotteswoldiae* B u c k m a n, în S. S. B u c k m a n (1890) Inferior Oolite... pl. XXXV, fig. 4—6.

Alte referinţe: *Harpoceras fallaciosum*, var. *muelleri* Denckmann, în W. Janensch (1902) Jur. Elsass... pl. VII, fig. 3.
Pseudogrammoceras colteswoldiae (Buckman) în S. S. Buckman (1904) Inferior Oolite... supplement pag. 149, pl. III, fig. 144.

Dimensiuni aproximative:

eşantion	D	H	G	O	H/D	G/D	O/D	Nr. coaste
11	150	50	23	60	0,33	0,15	0,40	72
17	132	48	21	50	0,36	0,16	0,38	80
76	100	38	19	31	0,38	0,19	0,31	66
75	92	34	17	32	0,37	0,18	0,28	66
47	85	31	19	27	0,36	0,22	0,31	55
3	80	30	18	25	0,37	0,22	0,31	55
85	80	30	18	25	0,37	0,22	0,31	66
1	75	28	16	22,5	0,37	0,21	0,30	54
73	75	30	15	24	0,40	0,20	0,32	57
16	70	26	14	22	0,37	0,20	0,31	—
46	66	28	15	22	0,42	0,22	0,33	49
2	50	22	12	13,5	0,44	0,24	0,27	51

Cea mai mare parte dintre specimenele recoltate din valea Sărăţii se încadrează la această specie.

Majoritatea exemplarelor fiind mai mult sau mai puţin deformate nu s-a putut face un studiu biometric riguros al acestora. Totuşi măsurătorile efectuate pe un număr de 12 exemplare (dintre care două de talie mai mare, reprezentînd specimene adulte, păstrează şi camera de habitaţie) ne permit să facem următoarele observaţii:

Raportul O/D (ombilic relativ) se menţine aproape constant la un diametru al cochiliei între 5—9 cm şi creşte simţitor la un diametru între 13—15 cm, fapt constatat la cele două specimene adulte care prezintă ornamentaţia caracteristică speciei *P. cotteswoldiae* dar se apropie de specia *P. pedicum* prin ombilicul mai larg;

Înălţimea turului creşte pe măsura creşterii cochiliei, totuşi înălţimea relativă (H/D) nu marchează vreo variaţie remarcabilă în acest sens;

Raportul G/H (grosimea relativă a turului) descreşte pe măsura creşterii cochiliei.

În ce priveşte ornamentaţia, se observă la cele două exemplare adulte mai larg ombilicate, cum pe camera de habitaţie coastele se îndesesc în mod neuniform şi se atenuează, modificare observată şi la unicul specimen de *P. fallaciosum* din colecţie găsit în acelaşi loc;

Numărul de coaste creşte pe măsura creşterii cochiliei.

Specia *P. cotteswoldiae* se distinge de *P. expeditum* printr-o cochilie mai puternică, tururi mai groase, coaste mai grosiere şi mai reduse ca număr.

Ocurenţă: Valea Sărăţii (F_1).

Pseudogrammoceras aff. *expeditum* Buckman

(Pl. II, fig. 4a, b; Pl. III, fig. 2)

Referinţă tip: *Grammoceras fallaciosum* var. *cotteswoldiae* Buckman, în S. S. Buckman (1890) Inf. Oolite Ammonites... pl. XXXIV, fig. 10, 11, pl. XXXV, fig. 7.

Alte referinţe: *Harpoceras fallaciosum* var. *cotteswoldiae* Buckman, în W. Janensch (1902) Jur. Elsass... pl. VII, fig. 1.

Pseudogrammoceras expeditum Buckman, în S. S. Buckman (1904) Inf. Oolite Amm. supplement, pag CXLVIII, text fig. 142 (partim).

Dimensiuni:

eşantion	D	H	G	O	H/D	G/D	O/D	Nr. coaste
56	55	23	13	12	0,42	0,23	0,20	74
63	51	23	13	12	0,45	0,25	0,26	68
75	45	20	11	10	0,44	0,24	0,22	75

Există un număr de 22 exemplare recoltate din valea Sărăţii, de dimensiuni reduse (cu diametru între 3 şi 7 cm) şi care păstrează o sumă de caractere ale speciei *P. cotteswoldiae*, au însă o costaţie mult mai fină şi mai deasă faţă de aceasta; peretele ombilical cu o cădere mai lentă, turul mai comprimat şi la unele exemplare o atenuare a coastelor spre marginea ombilicală. Aceste caractere le apropie mai ales de specimenele figurate iniţial de S. S. Buckman (1890, pl. XXXIV, fig. 10, 11) sub numele de *G. fallaciosum* var. *cotteswoldiae* şi care reprezintă după cum afirmă autorul exemplare juvenile.

Aceleaşi caractere se menţin însă şi în stadiile mai avansate de creştere aşa cum se poate observa pe unul din exemplarele figurate de

W. Janensch (1902, pl. VII, fig. 1), indicat de Buckman ca reprezentînd specia *P. expeditum*, dar în mai mică măsură pe cel figurat de Buckman (1904, text fig. 142), care nu se deosebeşte în mod esenţial de specia *P. cotteswoldiae*.

Faţă de *P. subfallaciosum* specia *P. expeditum* se distinge net printr-o creştere mai rapidă a turului şi un ombilic mult mai redus.

Ocurenţă: Valea Sărăţii (F_1).

Familia: **Hammatoceratidae** Buckman, 1887
Subfamilia: **Phymatoceratinae** Hyatt, 1900
Genul: *Phymatoceras* Hyatt, 1867
Phymatoceras sp.
(Pl. IV, fig. 1)

Un specimen din colecţie, atribuit acestui gen, prezintă pe penultimul tur tuberculi periombilicali bine marcaţi, din care se desprind cîte 3 coaste drepte. Local, cîte o coastă liberă apare între fascicolele ce pornesc din tuberculii ombilicali. Pe partea iniţială a ultimului tur se mai disting tuberculi atenuaţi de la care pornesc cîte două coaste retroverse, iar în rest se observă numai coaste netuberculate, retroverse. Partea ventrală este carenată-bisulcată. Specimenul se apropie de specia *Denckmannia iserensis* (Oppel) figurată de G. Merla (1933, pl. I, fig. 7) care însă este mai larg ombilicată, prezintă tuberculi periombilicali rari (între fascicole există cîte 3 sau 4 coaste libere) şi tuberculi atenuaţi din care se desprind cîte două coaste pe întreaga lungime a ultimului tur.

Faţă de *Phymatoceras robustum* Hyatt (Moore, 1957, pag. L 265, fig. 302, 1ac) cu care prezintă unele asemănări privind ornamentaţia ultimului tur, exemplarul din colecţie se distinge de la început prin faptul că are partea ventrală carenată-bisulcată, iar nu carenată-tabulată ca la specia lui Hyatt.

Ocurenţă: Valea Măguri (F_3).

Subfamilia: **Hammatoceratinae** Buckman, 1887
Genul: *Hammatoceras* Hyatt, 1867
Hammatoceras sp. A.
(Pl. IV, fig. 4)

Materialul recoltat din valea Sărăţii cuprinde un specimen de talie mare, fragmentar, avînd turul intern foarte bombat cu partea ventrală

largă, coaste principale scurte care se bifurcă plecînd de la un tubercul plasat în imediata apropiere a marginii ombilicale. Aceste caractere îl apropie de specia *H. insigne* (Zieten) (W. J. Arkell în R. C. Moore, pag. L 267, fig. 307, 1 c—e) care are însă deschiderea omblicală mai mare şi tuberculi mai bine individualizaţi.

Ocurenţă : Valea Sărăţii (F_1).

Hammatoceras sp. B.

(Pl. V, fig. 1a, b)

Un specimen din valea Sărăţii, de talie mai mică faţă de precedentul (*Hammatoceras* sp. A) cu o costaţie mai densă, ombilic redus şi turul de spiră mai comprimat prezintă unele raporturi cu *A. sieboldi* Opp. (A. Oppel, 1862, pl. 46, fig. 1 ; M. Vacek, 1886, pl. XI, fig. 6). Porţiunea periombilicală a specimenului din colecţie fiind prost conservată nu se pot face mai multe preciziuni cu privire la apartenenţa specifică.

Ocurenţă : Valea Sărăţii (F_1).

BIBLIOGRAFIE

Bayle E. (1878) Fossiles principaux des terrains. Explication de la carte géologique de la France. Paris.

Buckman S. S. (1889) A Monograph on the Inferior Oolite Ammonites of the British Islands, III, *Palaeontogr. Soc. London.*

Buckman S. S. (1890) A monograph on the Inferior Oolite Ammonites of the British Island, IV, *Palaeontogr. Soc. London.*

Buckman S. S. (1904) A monograph on the Inferior Oolite Ammonites of the British Islands, XII supplement. *Palaeontogr. Soc. London.*

Dean W. T., Donovan D.T., Howarth M. K. (1961) The Liassic Ammonite Zones and Subzones of the North-West European Province. *Bulletin of the British Museum (Natural History)* IV, 10. London.

Denckmann A. (1887) Ueber die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Dörnten nördlich Goslar. *K. preuss. geol. Landesanst.* Berlin.

Jaeneseh W. (1902) Die Jurensisschichten des Elsass. *Abh. Geol. Spezialk. v. Elsass-Lothr. N. F.*, V. Strasburg.

Merla G. (1933) Ammoniti giuresi dell'Appeninno-centrale. Hildoceratidae. *Palaeontographia Italica*, XXXIII.

Moore R. C. (1957) Treatise on Invertebrate Paleontology, L, Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea. *Geological Society of America.* New York,.

Năstăseanu Aurelia, Solcanu M. (1963) Asupra prezenţei zonei cu Hildoceras bifrons în sinclinalul Hăghimaş-Ciuc. *Comunic. Acad. R.P.R.*, XIII, 12.

Oppel A. (1862) Über jurassische Cephalopoden, *Pal. Mitt. Mus. k. bayer. Staates.* Stuttgart.

Orbigny A. d' (1842—1849) Paléontologie française. Terrains jurassiques. Cephalopodes. Paris.

Patrulius D. (1964) Affinités provinciales et voies de migration de quelques faunes jurassiques des Carpates Roumaines et de l'avant-pays carpatique. Colloque du Jurassique, Luxemburg 1962. *Comptes Rendus* et *Mémoires.* Luxemburg.

Patrulius D., Popa Elena, Dimitriu-Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice autohtone şi pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munţii Perşani). *An. Inst. Com. Geol.* 35. Bucureşti.

Piveteau J. (1952) Traité de paléontologie. II. Paris.

Quenstedt F. A. (1883—1885). Die Ammoniten des schwäbischen Jura. 1 Bd. Der schwarze Jura (Lias). Stuttgart.

Răileanu Gr., Patrulius D., Bleahu M., Năstăseanu S., Semaka Al. (1964) Observations sur les limites des séries jurassiques dans les Carpates Roumaines. Colloque du Jurassique, Luxemburg 1962. *Comptes Rendus et Mémoires.*

Stănoiu I. (1967) Contribuţii la cunoaşterea Liasicului şi Aalenianului din materialul exotic asociat depozitelor de tip Wildflysch din sinclinalul Rarău (Carpaţii orientali). *D. S.* LIII, 1 (1965—1966). Bucureşti.

Vacek M. (1886) Über die Fauna der Oolithe von Cap. S Vigilio. *Abh. k.k. geol. Reichsanst,* XXII, 3. Wien.

Vîlceanu P. (1960) Contribuţii la cunoaşterea geologică a regiunii Codlea. *Acad. R.P.R. St. Cerc. geol.* V, 1. Bucureşti.

Wachner H. (1918) Bericht über die im Sommer 1916 im Persanyer Gebirge ausgeführten geologischen Aufnahmen. *Jber. ung. geol. A.* (1916). Budapest.

LES AMMONITES DU TOARCIEN SUPÉRIEUR AUTOCHTONE (ZONE À GRAMMOCERAS THOUARSENSE) DES MONTS PERŞANI (CARPATES ORIENTALES)

PAR

ELENA POPA

(Résumé)

La note comprend une description des Ammonites se trouvant dans les dépôts toarciens autochtones des Monts Perşani.

L'inventaire effectué jusqu'à présent paraît indiquer que parmi les faunes toarciennes des Carpates Orientales celles des Monts Perşani sont les plus riches. Le point fossilifère principal d'ou provient la plupart des formes est situé dans Valea Sărăţii (environs de Comana).

PLANŞA I

PLANŞA I

Fig. 1a, b. — *Grammoceras thouarsense* (d'Orbigny). Valea Sărăţii; a, lateral; b, ventral; (× 1).

Fig. 2a, b. — *Pseudogrammoceras quadratum* (Quenstedt). Valea Sărăţii; a, lateral; b, ventral (× 1).

Fig. 3. — *Pseudogrammoceras bingmanni* (Denckmann). Valea Sărăţii (×1).

4D-2

1a

1b

2b

2a

3

PLANŞA II

PLANŞA II

Fig. 1. — *Pseudogrammoceras fallaciosum* (B a y l e). Valea Sărăţii $\left(\times \frac{5}{7}\right)$.

Fig. 2. — *Pseudogrammoceras colteswoldiae* (B u c k m a n). Valea Sărăţii $\left(\times \frac{3}{4}\right)$.

Fig. 3. — *Pseudogrammoceras subfallaciosum* B u c k m a n. Valea Sărăţii (× 1).

Fig. 4a, b. — *Pseudogrammoceras* aff. *expeditum* B u c k m a n. Valea Sărăţii; a, lateral, b, ventral (× 1).

48-6

1

2

3

4a

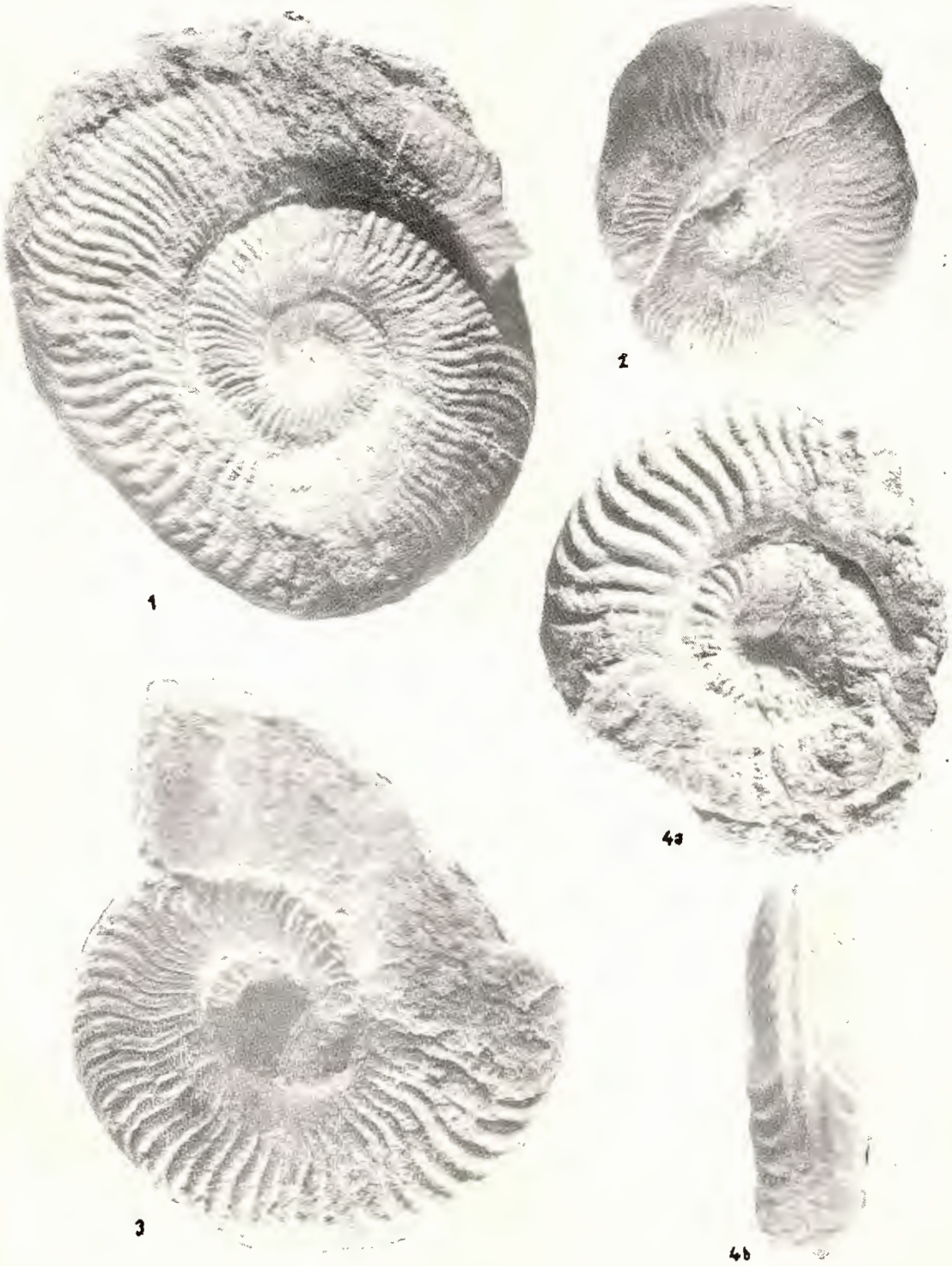
4b

PLANȘA III

PLANŞA III

Fig. 1. — *Pseudogrammoceras subfallaciosum* Buckman. Valea Sărăţii (× 1).
Fig. 2. — *Pseudogrammoceras* aff. *expeditum* Buckman. Valea Sărăţii (× 1).
Fig. 3. — *Pseudogrammoceras cotteswoldiae* (Buckman). Valea Sărăţii (× 1).
Fig. 4a, b. — *Pseudogrammoceras quadratum* (Quenstedt). Valea Sărăţii; a, lateral; b, ventral (× 1).

48-10


1
2
3
4a
4b

PLANŞA IV

PLANŞA IV

Fig. 1. — *Phymatoceras* sp. Valea Măguri $\left(\times \frac{6}{5}\right)$.

Fig. 2. — *Pseudolioceras compactile* (S i m p s o n). Valea Sărăţii; $\left(\times \frac{13}{11}\right)$.

Fig. 3. — *Polyplectus discoides* (Z i e t e n). Valea Sărăţii (× 1).

Fig. 4. — *Hammatoceras* sp. Valea Sărăţii (× 1).

48-14

1

2

3

4

PLANŞA V

PLANŞA V

Fig. 1a, b. — *Hammatoceras* sp. Valea Sărăţii; a, lateral; b, ventral (× 1).

Fig. 2. — *Lobolytoceras* aff. *siemensi* (D e n c k m a n n). Valea Sărăţii $\left(\times \frac{5}{8}\right)$.

Fig. 3. — *Bisiphytes striatus* (J. S o w e r b y) $\left(\times \frac{3}{7}\right)$.

48 - 18

1a

1b

2

3

Dans la même région se trouvent encore deux points contenant la même faune, dans Valea Cascadelor et Valea Măguri.

L'association des ammonites est représentative pour la zone à *Grammoceras thouarsense*, subzone à *Pseudogrammoceras struckmanni*. La faune en ensemble caractérisée par l'absence totale des *Phyllocératides*, présente des affinités évidentes avec celle de même âge de la province celto-souabe.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

PALEONTOLOGIE

ASUPRA SARMAŢIANULUI INFERIOR DE LA MOLDOVA NOUĂ [1]

DE

GR. RĂILEANU, ALEXANDRA SAGATOVICI [2]

Abstract

The Lower Sarmatian of Moldova Nouă. Some contributions to the knowledge of the Miocene of the Banat area in the Pannonian Depression are brought by pointing out and establishment of horizons in the Lower Sarmatian of Moldova Nouă. Buglovian and Volhynian deposits have been identified on palaeontologic basis, and some fossil specimens, never pointed out till now in the Pannonian Basin (*Cardium andrussovi pavlinovi* Zhizh., *Syndesmya alba scythica* Sokolow), as well as some rarely mentioned specimens (*Irus aksajicus* Bogacev) are described.

Consideraţii generale

Formaţiunile sarmaţiene apar destul de sporadic pe rama estică a Depresiunii pannonice din Banat. Ele acoperă suprafeţe cu totul restrînse deoarece au fost în bună parte erodate sau acoperite de formaţiunile pliocene şi cuaternare. Aceste depozite se pot urmări, sporadic, fie în lungul zonei de contact a Depresiunii pannonice cu sectorul bănăţean al Domeniului getic, fie mai la vest de această linie, acolo unde eroziunea a atins formaţiunile mai vechi ale terţiarului. Ele sînt citate de O. Iliescu în împrejurimile Ciclovei, la Vărădia pe valea Caraşului, pe valea Răchitova, etc.

În partea sudică a acestei regiuni, respectiv Sasca Montană spre Dunăre, au fost semnalate (J. Halavâts, Z. Schreter, 1916) depozite sarmaţiene la Coronini (azi satul Pescari) într-un puţ care fusese săpat în această localitate.

---

[1]) Comunicare la sesiunea Facultăţii de Geologie-Geografie, 1965.

[2]) Facultatea Geologie-Geografie, Catedra de Geologie. Bdul. Bălcescu nr. 1, Bucureşti.

Din lucrările cercetătorilor anteriori (J. Halavváts, 1916; O. Iliescu [3]), O. Iliescu et al. [4]) rezultă că Sarmaţianul este mai bine reprezentat de la valea Nerei spre nord. La sud de această vale ele sînt acoperite în bună parte şi au fost semnalate (J. Halavváts, Z. Schreter, 1916) numai cu ocazia unor lucrări miniere sau de altă natură. Cu toate că în partea nordică formaţiunile sarmaţiene sînt mai bogate în elemente faunistice: *Potamides mitrales* Eichwald, *Tapes* (*Irus*) *gregarius* Partsch., *Cardium obsoletum* Eichw., *Mactra podolica* Eichw., etc., cercetătorii anteriori fac menţiuni destul de largi, cităm (O. Iliescu [3]): „Prezenţa formelor mai sus-menţionate ne fac să tragem concluzia că ne găsim în prezenţa Sarmaţianului inferior, mediu şi probabil superior". De altfel şi la Coronini J. Halavváts menţionează numai, prezenţa Sarmaţianului.

Cu ocazia executării unei galerii la Moldova Nouă au fost traversate pe lîngă formaţiunile mezozoice şi eruptive şi formaţiuni miocene din care a fost recoltată fauna sarmaţiană.

Consideraţii stratigrafice

Formaţiunile miocene traversate cu galeria de la Moldova Nouă sînt reprezentate prin două nivele de marne, care după conţinutul faunistic aparţin Buglovianului şi Volhinianului.

Buglovian. Această subdiviziune a Miocenului este formată din marne vinete, compacte, fine, slab micacee. Ele conţin:

Syndesmya reflexa Eichwald
Syndesmya alba scythica Sokolov
Cardium andrussovi pavlinovi Zhizh.
Cardium cf. *ruthenicum* (Hilb.) Laskarev

Aceste forme sînt frecvente în formaţiuni atribuite Buglovianului (tabelul 1 şi 2).

---

[3]) O. Iliescu. Raport asupra lucrărilor de cartare geologică în reg. Oraviţa-W. Timişoara. 1956. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

[4]) O. Iliescu, Gr. Alexandrescu, Ecaterina Alexandrescu, Elena Mateescu. Raport asupra lucrărilor de cartare în regiunea Forotic-Cacova-Oraviţa-Caraşova. 1959. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Volhinian. Volhinianul este constituit din marne nisipoase cenuşii-albicioase puternic micacee. Spre deosebire de marnele bugloviene ele sînt mai sfărîmicioase şi mai grosiere. Fauna pe care o conţine este reprezentată prin *Mactra eichwaldi* Lask. şi *Irus aksajikus* Bogacev, forme frecvente în Volhinian (tabelul 1 şi 2).

TABELUL 1

Răspîndirea faunei după vîrstă

Nr. crt.	Denumirea speciei	Ciocrac	Karagan	Buglovian şi Konka	Volhinian	Bessarabian
1	*Syndesmya reflexa* Eichwald			———	———	
2	*Syndesmya alba scythica* Sokolov	- - -	- - - - - - -	———	- -	
3	*Mactra eichwaldi* Laskarev				———	
4	*Irus aksajikus* Bogacev				———	- - -
5	*Cardium andrussovi pavlinovi* Zhizhtscenko			———		
6	*Cardium* cf. *ruthenicum* (Hilb.) Laskarev			———	- - -	

——— frecvent

- - - - - - - rar.

Prin această notă se aduc contribuţiuni la cunoaşterea Miocenului din partea bănăţeană a Depresiunei pannonice. Este de reţinut că lucrările anterioare menţionau cu totul general formaţiuni tortoniene şi sarmaţiene.

După părerea noastră marnele cu *Syndesmya* de la Moldova Nouă pot fi paralelizate cu stratele cu *Ervilia* şi *Syndesmya* de vîrstă bugloviană din bazinul Transilvaniei (Gr. Răileanu, 1955), cu stratele cu *Ervilia* şi *Abra* din Ucraina transcarpatică (G. Grişkevici, 1956), cu cele din bazinul Oaşului (Alexandra Sagatovici, 1964) şi din alte regiuni (vezi tabelul 2).

Volhinianul prezintă afinităţi cu depozitele sincrone din Bazinul pannonic şi cu cele de la exteriorul Carpaţilor (vezi tabelul 2).

TABELUL 2

Comparaţia faunei sarmaţian-inferioare de la Moldova Nouă cu cea din alte regiuni

Nr. crt.	Denumirea speciei	Moldova Nouă	Bazinul Maramureşului	Bazinul Mureş	Bazinul Transilvaniei	Bazinul Băii Mari	Bazinul Dacic	Platforma Moldovenească	U.R.S.S. Ucraina	U.R.S.S. Ucraina transcarpatică	U.R.S.S. Caucaz, Turkmenia, Kazahstan	Austria (Bazinul Vienei)	R.P. Ungară	R.S.F. Jugoslavia
1	*Syndesmya reflexa* Eichw.	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
2	*Syndesmya alba scythica* Sokol.	+							+		+			
3	*Mactra eichwaldi* Lask.	+	+	+			+	+	+	+	+	+	+	+
4	*Irus aksajikus* Bogacev	+		+						+	+			
5	*Cardium andrussovi pavlinovi* Zhizh.	+							+		+			
6	*Cardium* cf. *ruthenicum* (Hilb.) Laskarev	+						+	+		+			

Consideraţii paleontologice

Familia : **Scrobiculariidae**

Gen : *Syndesmya* Recluz 1843

Syndesmya reflexa Eichwald

(Pl., fig. 1—2)

Syndesmya reflexa — O. Spajić (1963), pag. 110; pl. 4, fig. 5.

Dimensiuni : L = 15 mm ; l = 10,5 mm ; i = 2 mm.

Raporturi şi deosebiri : se deosebeşte de *Syndesmya alba scythica* Sokolov prin partea posterioară îngustă şi ascuţită, prin carena pronunţată şi prin unghiul umbonal mai mare de 130°.

Răspîndire: Se cunoaşte în bazinul Vienei în stratele cu *Rissoa* (Sarmaţian inferior) iar în bazinul Aralo-Ponto-Caspic în stratele de Konka, stratele de Buglovca, în Volhinian şi în stratele cu *Cryptomactra*.

Syndesmya alba scythica Sokolov

(Pl., fig. 3)

Syndesmya alba var. scythica — B. Jijcenco (1959), pag. 205, pl. XXII, fig. 13—14.

Cochilie de talie mică de formă triunghiular ovală. Unghiul umbonal de aproximativ 130°. Pe partea posterioară se observă o carenă rotunjită, slab pronunţată, care delimitează partea posterioară căzută şi îngustă. Partea externă este acoperită cu striuri de creştere fine.

Dimensiuni: L = 11,75 mm; l = 9,5 mm; i = 2 mm.

Raporturi şi deosebiri: De *Syndesmya alba euxinica* se deosebeşte prin existenţa carenei şi prin unghiul umbonal ceva mai mare (130° faţă de 120°).

Răspîndire: Este caracteristică pentru depozitele bugloviene şi pentru stratele de Konka din bazinul Aralo-Ponto-Caspic. Se cunoaşte de asemenea în stratele de Ciocrac şi uneori în baza Sarmaţianului inferior.

Familia: **Mactridae**

Gen: *Mactra* Linné 1767

Mactra eichwaldi Laskarev

(Pl., fig. 5—7)

Mactra vitaliana eichwaldi — O. Spajić (1963), pag. 106; pl. 3, fig. 1—4.

Dimensiuni: L = 30 mm; l = 25 mm; i = 6 mm.

Răspîndire: Se cunoaşte în Volhinianul din Bazinul pannonic şi din bazinul Aralo-Ponto-Caspic.

Familia: **Veneridae**

Gen: *Irus* Oken 1815

Irus aksajicus Bogacev

(Pl., fig. 4)

Tapes vitalianus aksajicus — R. Merklin, Nevesskaja (1955), pag. 60; pl. XVI; fig. 16—23.

Cochilie de formă ovală cu marginea anterioară şi inferioară rotunjită; marginea posterioară dreaptă formează cu partea posterioară a liniei cardinale (oblică) un unghi obtuz. Umbonele proeminent. Suprafaţa externă este acoperită cu coaste concentrice pronunţate.

Dimensiuni: L = 17 mm; l = 14 mm; i = 5 mm.

Raporturi şi deosebiri: Prin forma cochiliei se aseamănă cu *Irus naviculatus* R. Hoernes de care se deosebeşte prin cochilie mai alungită, şi prin ornamentaţia cochiliei caracteristică. Prin caracterul ornamentaţiei şi prin forma generală a cochiliei se aseamănă cu *Irus erroneus* Zhizh. Spre deosebire de *Irus aksajikus*, *Irus erroneus* prezintă o cochilie mai alungită şi mai îngustă la partea posterioară.

Răspîndire: Se găseşte în Sarmaţianul inferior din regiunea Caucaz-Turkmenia şi în Sarmaţianul mediu din Turkmenia.

Familia: **Cardiidae**

Gen.: *Cardium* Linné 1758

Cardium andrussovi pavlinovi Zhizhtschenko

(Pl., fig. 8—9)

Cardium sp. — V. Laskarev (1903), pag. 82; pl. III; fig. 9.
Cardium andrussovi Sokolov var. *pavlinovi*— B. Jijcenco (1959), pag. 171; pl. XXII; fig. 43, 44.

Cochilie de formă pătrată cu unghiuri rotunjite. Umbonele este bombat, depăşind mult linia cardinală. Caracteristică este ornamentaţia reprezentată prin 11—12 coaste radiare subţiri cu secţiune triunghiulară, separate prin spaţii mult mai late. Coastele sînt prevăzute cu spini. Carena marcată de o coastă radiară separă partea anterioară bombată, cu coaste mai dezvoltate — în număr de 7—8 — de partea posterioară îngustă şi căzută, cu coaste mai subţiri — în număr de 3—4. Striurile de creştere sînt fine, prezentînd un aspect uşor vălurit evident mai ales pe partea posterioară şi spre marginea anterioară a cochiliei.

Dimensiuni: L = 15 mm; l = 15 mm; i = 6 mm.

Raporturi şi deosebiri: Exemplarul nostru se aseamănă ca formă, mărime şi caracterul coastelor, cu exemplarele descrise şi figurate de B. Jijcenco sub aceeaşi denumire. Striurile radiare din spaţiile intercostale la exemplarul nostru sînt mai rare, iar spinii de pe coastele radiare sînt destul de dezvoltaţi pe partea posterioară a cochiliei. Faţă de exemplarul figurat de V. Laskarev sub denumirea de *Cardium* sp. se

EXPLICAȚIA PLANȘEI

EXPLICAŢIA PLANŞEI

Fig. 1.—2. — *Syndesmya reflexa* Eichwald (× 1,4).

Fig. 3. — *Syndesmya alba scythica* Sokolov (× 1,3).

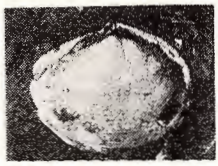
Fig. 4. — *Irus aksajicus* Bogacev (× 1,3).

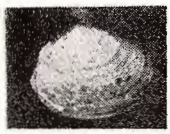
Fig. 5—7. — *Mactra eichwaldi* Laskarev. (fig. 5,6 mărime naturală; fig. 7 × 1,2).

Fig. 8—9. — *Cardium andrussovi pavlinovi* Zhizhtschenko. (fig. 8 mărime naturală; fig. 9 × 1,6).

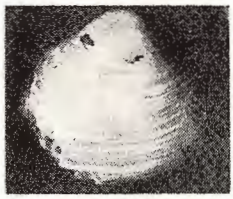
56-2

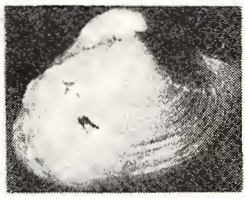
1

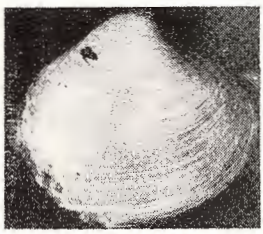

2


3

4


5


6


7

8

9

deosebeşte prin umbone mai proeminent, prin spaţiile intercostale egale şi prin talie mai mare, *Cardium* sp. prezentînd dimensiunile : L = 6 mm ; l = 6 mm. S-ar putea ca exemplarul figurat de V. Laskarev să reprezinte o formă tînără a acestei specii.

De *Cardium andrussovi* Sokolov se deosebeşte printr-un număr mai mic de coaste, prin coaste mai subţiri, cu secţiune triunghiulară, prin spaţiile dintre coaste mai late şi prin forma cochiliei cvadrangulară.

Răspîndire : Este citată de B. Jijcenco în stratele de Konka din partea vestică a regiunii Precaucaz, de asemenea *Cardium* sp. este menţionat de V. Laskarev în Buglovianul din Volhinia.

Cardium cf. *ruthenicum* (Hilber) Laskarev

Cardium ruthenicum — B. Jijcenco (1959), pag. 178, pl. XXII; fig. 41, 42.

Deşi exemplarul nu este întreg, totuşi se poate remarca forma rotunjit cvadrangulară, umbonele relativ mic, caracteristic speciei *C. ruthenicum*. Coastele rotunjite uşor aplatizate sînt separate prin spaţii mai înguste ca lăţimea coastelor. Pe suprafaţa coastelor de pe partea anterioară a cochiliei se observă striuri în formă de solzi.

Dimensiuni : L = 15 mm ; l = 12 mm ; i = 3 mm.

Raporturi şi deosebiri : De *Cardium lithopodolicum* Dub. se deosebeşte prin forma cochiliei mai puţin alungită.

Răspîndire : Este citat de V. Laskarev în Buglovianul din Volhinia, de I. Atanasiu şi N. Macarovici în Buglovianul din Podişul moldovenesc. Se găseşte în general în Buglovianul — Sarmaţianul inferior din bazinul Aralo-Ponto-Caspic.

BIBLIOGRAFIE

Boda J. (1959) Das Sarmat in Ungarn und seine Invertebraten-Fauna. *Jb. d.ung. geol. A.*, XLVII, 3. Budapesta.

Grişkevici G. (1956) Sarmatskie otlojenia Zakarpatskoi oblasti S.S.S.R. Geolog sb. Lvovskogo geol. obsc. 2—3.

Jekelius E. (1944) Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. Geol. Rom.* V. Bucureşti.

Jijcenco B. (1959) Atlas srednemioţenovoi faunî severnogo Kavkaza i Krîma. Moskva.

Kolesnikov V. (1935) Sarmatskie molliuski. *Paleontologhia S.S.S.R.* tom X. Ciasti 2. Leningrad.

Laskarev V. (1903) Die Fauna der Buglovka-Schichten in Wolhynien. *Mém. du Com. géol. Nouv. sér. Liv.* 5 Petersburg.

Merklin R., Nevesskaja L. (1955) Opredeliteli dvustovorciatîh molliuskov Mioţena Turkmenii i Zapadnogo Kazahstana. Moskva.

Moisescu G. (1955) Stratigrafia şi fauna de moluşte din depozitele tortoniene şi sarmaţiene din regiunea Buituri. Bucureşti.

Papp A. (1952—1954) Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. *Mitt. d. geol. Gessellsch.*, 45. Wien.

Răileanu Gr. (1955) Cercetări geologice în regiunea Cluj-Apahida. *D.S. Com. Geol.* XXXIX. Bucureşti.

Răileanu Gr., Năstăseanu S., Dincă Al. (1961) Geologia regiunii cuprinse între valea Nerei şi Dunării. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. geol.* VI., 1. Bucureşti.

Sagatovici Alexandra (1964) Studiul geologic al părţii de vest şi centrale a Bazinului Oaş. Autoreferat. Bucureşti.

Halaváts J., Schreter Z. (1916) Umgebung von Fehértemplom Szászkabánya und O Moldova. *Erläuterungen.* Budapest.

Spajić O. (1963) Die Sarmat-Fauna des inneren Karpatenrandes (I. Muscheln) *Bull. d. Muséum d'Hist. Natur. Sér. A.* 18. Belgrad.

SUR LE SARMATIEN INFÉRIEUR DE MOLDOVA NOUĂ

PAR

GR. RĂILEANU, ALEXANDRA SAGATOVICI

(Résumé)

Cette note qui signale l'établissement des horizons du Sarmatien inférieur de Moldova Nouă, représente une contribution à la connaissance du Miocène de la Dépression Pannonienne de Banat. En vertu des données paléontologiques, ont été identifiés des dépôts buglowiens et volhyniens et ont été décrites certaines formes fossiles qu'on n'avait pas encore signalées dans le Bassin Pannonien (*Cardium andrussovi pavlinovi* Zhizh., *Syndesmya alba scythica* Sokolov) ainsi que certaines formes rarement citées (*Irus aksajicus* Bogacev).

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

SEDIMENTOLOGIE

CONTRIBUŢII LA STUDIUL HUILELOR DE VÎRSTĂ CARBONIFERĂ DIN SINCLINALUL DRAGOSELA (ZONA SVINIŢA — SVINECEA MARE) [1])

DE

SMĂRĂNDIŢA ILIE, CORNELIA BIŢOIANU [2])

Abstract

Contributions to the Study of Carboniferous Bituminous Coals in the Dragosela Syncline (Şviniţa — Svinecea Mare Zone). The authors present the petrographic study of Carboniferous bituminous coals in the Dragosela syncline. A petrographic correlation of Paleozoic coals in the Şviniţa zone was made, and conclusions are drawn on the genesis, type of metamorphism and degree of carbonization of coals in the Dragosela zone.

Introducere. Prezenta lucrare are drept scop studierea cărbunilor de vîrstă paleozoic-superioară din zona Dragosela (sinclinoriul Şviniţa — Svinecea Mare din domeniul danubian, Banatul de SE), aducînd unele contribuţii în legătură cu vîrsta cărbunilor, pe baza rezultatelor petrografice.

În cuprinsul zonei Şviniţa formaţiunile de vîrstă carboniferă, apar destul de rar la zi, datorită faptului că sînt acoperite în genere de depozite mai noi (Permian inferior şi Jurasic).

În zona sinclinoriului Şviniţa s-a pus în evidenţă existenţa Carboniferului superior pe ambele flancuri. Pe flancul estic la Baia Nouă, Povalina şi Pîrîul Mraconiei şi pe cel vestic la Dragosela, Cozilele, Valea

[1]) Comunicare în şedinţa din 8 aprilie 1966.

[2]) Institutul Geologic, şos. Kiseleff, nr. 55. Bucureşti.

Mare şi Cameniţa. Apariţiile de Carbonifer superior de pe marginile zonei Şviniţa, semnalate deja de Fr. Schafarzik (după Gr. Răileanu 1953), şi Gr. Răileanu (1953), precum şi prezenţa Carboniferului superior într-un foraj de la Cameniţa, sub depozitele mezozoice şi permiene, dă indicaţii asupra existenţei Carboniferului superior în toată regiunea ocupată de sinclinoriul Şviniţa, unde constituie formaţiunea bazală a succesiunii stratigrafice.

Istoric. Zona Şviniţa a fost cercetată timp îndelungat de către numeroşi cercetători. Vom menţiona numai pe acei care în lucrările lor s-au ocupat şi de sinclinalul Dragosela.

Fr. Schafarzik (1912) a atribuit depozitelor de pe pîrîul Dragosela care conţin intercalaţii de argile cărbunoase cu resturi de plante, vîrsta carbonifer-superioară.

Gr. Răileanu (1953) face un amplu studiu asupra zonei Şviniţa — Svinecea Mare, descriind amănunţit formaţiunile ce intră în alcătuirea sinclinalului Dragosela, aducînd o imagine tectonică clară a regiunii.

Al. Semaka (1962) consideră prezent şi Westfalianul în această regiune, ridicînd problema existenţei unui Carbonifer superior *s. l.* (Westfalian B — Stefanian).

C. Boldur, I. Stănoiu, Al. Stilă[3]) (1963) şi Gh. Pitulea[4]) (1964) ocupîndu-se cu lucrările de prospecţiune şi explorare, ajung la aceleaşi concluzii ca Gr. Răileanu privitor la geologia sinclinalului Dragosela.

Date geologice generale

Sinclinalul Dragosela se conturează în extremitatea sud vestică a zonei Şviniţa. Este dezvoltat între ogaşul Tulinecea şi pîrîul Dragosela, fiind alcătuit din formaţiuni de vîrstă paleozoică (Permian — Carbonifer).

Discordant peste şisturile cristaline se dispune Carboniferul reprezentat în bază printr-un banc de gresii arcoziene cenuşii şi gresii şistoase

---

[3]) C. Boldur. I. Stănoiu, Al. Stillă. Raport geologic asupra prospecţiunilor de huile în zona Şviniţa — Cameniţa (Banat). 1963. Arh. Com. Stat Geol.

[4]) G. Pitulea. Raport geologic asupra cercetărilor pentru huilă, efectuate prin prospecţiuni de suprafaţă şi prospecţiuni cu lucrări miniere şi sondaje în subunitatea Sirinia-Cameniţa, reg. Banat în anii 1960 — 1964. Arh. Com. Stat Geol.

verzui sau gălbui. Peste acestea stau conglomerate poligene dezvoltate la confluenţa pîrîului Dragosela cu Valea Mare. În orizontul grezos se întîlnesc intercalaţii de şisturi cărbunoase şi lentile de cărbuni. În şisturile negre cărbunoase Fr. Schafarzik (1912) a determinat resturi de *Sigillaria* sp., *Calamites* sp. şi *Lepidodendron* sp., iar Gr. Răileanu (1953) a găsit resturi de *Calamites suckowi* Brongnt. Pe baza acestei asociaţii de floră fosilă, depozitelor de pe pîrîul Dragosela li s-a atribuit vîrsta carbonifer — superioară (Stefanian).

Al. Semaka pe baza reconsiderării florei fosile cunoscută din literatură (Fr. Schafarzik, Gr. Răileanu) cît şi pe exemplare proprii recoltate din zona Dragosela : *Calamites undulatus* Sternberg, *Stigmaria* sp., *Pecopteris arborescens* Schlotheim şi *Cordaites aequalis*, trage concluzia că aceste depozite aparţin unui Carbonifer superior *s. l.* (Westfalian B — Stefanian).

Peste carbonifer se dispun conglomerate, gresii şi şisturi argiloase roşii, ce aparţin seriei detritice a Permianului. Se remarcă lipsa seriei argiloase negre cu plante, pe care Gr. Răileanu (1953) o semnalează în părţile mai centrale ale zonei Şviniţa, la baza orizontului gresiilor şi şisturilor roşii. Această situaţie constituie o dovadă a caracterului transgresiv al depozitelor permiene, pe marginea de vest a zonei Şviniţa.

Sinclinalul Dragosela se dezvoltă pe cursul inferior al pîrîului Dragosela ; flancurile sale sînt alcătuite din Carbonifer superior iar umplutura axială din depozite permiene.

Studiul petrografic

Studiul petrografic s-a efectuat pe baza probelor de cărbune recoltate din „gal. III redeschidere" o veche lucrare minieră, situată în malul stîng al pîrîului Dragosela la 1,7 km de la confluenţa cu Valea Mare.

Această galerie a redeschis în anul 1964 un strat de cărbune în vederea explorării acestuia, pe o lungime de aproximativ 40 m. Intercalaţia de cărbune are grosimi ce variază între 0,15—0,60 m. Acoperişul stratului de cărbune este constituit din gresii arcoziene iar culcuşul din gresii argilitice şi gresii arcoziene. Direcţia stratului de cărbune în galerie este nord-est — sud-vest, iar înclinarea 45° sud-est. Din galeria menţionată, s-au recoltat 8 profile petrografice situate conform metrajului galeriei la m 2, m 10, m 13, m 18 pe peretele stîng şi la m 14, m 16, m 38 pe peretele drept. De la m 18 s-a recoltat şi o probă medie pentru analiza chimică.

Studiul macroscopic. Cărbunele din regiunea Dragosela se remarcă prin culoarea neagră şi luciu puternic. Stratificaţia nu se observă decît la suprafeţele lustruite şi este marcată prin alternanţă de benzi mate şi lucioase. Cărbunele prezintă numeroase oglinzi de fricţiune şi este foarte friabil în porţiunea dinspre culcuşul stratului, iar către acoperiş este mai dur.

Macroscopic se constată şi prezenţa fuzitului în cantitate mare, recunoscut prin luciul mătăsos, aspectul fibros şi faptul că se ia pe mînă ca funinginea. Pe placa de porţelan lasă o urmă de culoare neagră.

Studiul microscopic. Studiul microscopic s-a efectuat prin metoda suprafeţelor lustruite.

1. *Microlitotipi.* Prin acest studiu s-a pus în evidenţă prezenţa următorilor microlitotipi (componenţi petrografici): vitrit, fuzit, duroclarit şi clarit de cuticule.

a) V i t r i t. Acesta este reprezentat prin maceralul collinit care nu prezintă nici o urmă de structură. Sub microscop are culoarea cenuşie-albicioasă, apare sub formă de benzi ce alternează cu claritul sau sub formă de fragmente de diferite dimensiuni cu contururi neregulate. La unele fragmente de vitrit s-au pus în evidenţă microfalii de mică amploare. Pe anumite porţiuni este puternic milonitizat sau străbătut de crăpături neregulate, foarte rar perpendiculare pe stratificaţie (pl. I, fig. 1). Uneori din cauza crăpăturilor care se întretaie după mai multe direcţii, fragmentele de vitrit sînt compartimentate şi pe crăpături se observă depuneri de substanţă argiloasă sau pirită.

b) F u z i t. Acest microlitotip aparţine grupei de macerale „inertinit" şi în cărbunele din sinclinalul Dragosela, se prezintă sub formă de fuzit moale, ale cărui cavităţi celulare sînt goale. Este reprezentat prin cele două macerale: fuzinit şi semifuzinit. Sub microscop are relief puternic şi culoare alb gălbuie. Apare sub formă de benzi ce alternează cu claritul sau vitritul, lentile sau fragmente de la dimensiunile cele mai mari, uneori depăşind cîmpul microscopic, pînă la sfărîmături de celule (ace de fuzit). Predomină structurile ai căror pereţi celulari sînt groşi. Fuzitul sfărîmat prezintă uneori cunoscuta structură stelară, la care se păstrează numai punctele de unire ale celulelor. În ceea ce priveşte materialul vegetal din care a luat naştere fuzitul nu se poate spune decît că s-au întîlnit cîteva structuri de conifere şi cordaite, structurile în general

nefiind bine conservate (pl. I, fig. 3). La cîteva probe fuzitul îşi păstrează structura iniţială a celulelor pe anumite porţiuni, numai datorită impregnării cu substanţă humică. Ca şi vitritul, fuzitul este afectat de microfalii, mai evidente la acest microlitotip.

Semifuzitul spre deosebire de fuzit are relieful mai slab fiind maceralul de tranziţie între vitrinit şi fuzinit. În lumină reflectată are culoarea alb gălbuie, prezintă o structură slabă şi apare ca şi fuzinitul sub formă de benzi sau fragmente neregulate.

Geneza fuzitului. Prezenţa fuzitului în cantitate mare (30%) în acest cărbune, demonstrează că zăcămîntul s-a format într-o turbărie în care nivelul hidrostatic a suferit numeroase oscilaţii, astfel încît turbăria era intermitent emersă, iar materialul vegetal supus iniţial proceselor de transformare sub apă (gelifiere) a venit deseori în contact cu aerul, transformîndu-se mai departe, într-un mediu puternic oxidant, deci suferind un proces de fuzitizare (semifuzinitul).

Deformările (încreţiturile) observate microscopic la fragmentele de fuzit sînt o dovadă în plus că formarea acestui microlitotip a avut loc într-un mediu temporar uscat.

c) D u r o c l a r i t. Reprezintă un component care în cărbunele de la Dragosela este alcătuit din masă de bază vitrinitică în care sînt înglobate diferite detalii: fragmente de fuzit şi semifuzit, scleroţi, cuticule sfărîmate şi spori. Acest microlitotip are rolul de ciment pentru ceilalţi microlitotipi sau se prezintă sub formă de benzi ce alternează cu vitritul şi fuzitul (pl. I, fig. 2). Nu prezintă relief în comparaţie cu vitritul. Crăpăturile existente în ceilalţi microlitotipi, afectează uneori şi duroclaritul. Acest microlitotip se aseamănă ca mod de prezentare cu „masa aglomerată" termen introdus de I. M a t e c s c u (1964) cu ocazia studierii huilelor antracitoase de vîrstă carboniferă din zăcămîntul Baia Nouă.

d) C l a r i t d e c u t i c u l e. Acest microlitotip este constituit din masă de bază vitrinitică în care sînt incluse cuticule sau fragmente de corpuri bituminoase foarte mici care de fapt reprezintă sfărîmături de cuticule şi uneori macrospori rupţi. În cîteva suprafeţe lustruite s-a observat şi mesophil.

2. *Macerale.* În cărbunele din sinclinalul Dragosela, s-au observat următoarele macerale: cuticule, spori, rezinit-sclerotinit şi scleroţi.

a) C u t i c u l e. Cuticulele (învelişul extern al celulelor epidermei frunzelor şi ramurilor incipiente) nu se păstrează în întregime, decît foarte

rar. Cuticule perfect conservate, la care se remarcă clar marginea internă dantelată, s-au observat numai la cîteva probe recoltate din baza stratului (pr. 1 m 13, pr. 2 m 14, pr. 1 m 16) (pl. I, fig. 4). În general cuticulele din acest cărbune sînt rupte şi dificil de recunoscut.

În zonele unde se întîlnesc aglomerări de cuticule ne aflăm în prezenţa maceralului cutinit, care este un constituent important al claritelor de cuticule.

b) S p o r i. Uneori în cărbunele studiat s-au observat corpuri bituminoase de culoare cenuşie, forme diferite, ondulate sau cu capetele rotunjite şi la care foarte rar se distinge o linie mediană. Acestea reprezintă macrospori şi nu sînt prea numeroşi în cărbunele de la Dragosela. Deoarece sînt fragmentaţi nu s-au putut face determinări de genuri (pl. II, fig. 3).

c) R e z i n i t - s c l e r o t i n i t. S-au observat unele detalii care au contur mai mult sau mai puţin eliptic, culoare alb-cenuşie, puţin diferită de a vitrinitului. Pe baza unor studii aprofundate asupra cărbunilor de vîrstă carboniferă (E. S t a c h, W. P i c k h a r d t, 1964) s-a ajuns la concluzia că aceste corpuri asemănătoare scleroţilor, reprezintă de fapt corpurile răşinoase de odinioară, care au fost puternic polimerizate, mărindu-şi astfel capacitatea de reflexie (pl. II, fig. 4).

d) S c l e r o ţ i. În acest cărbune s-au întîlnit forme de scleroţi ce au putut fi comparate cu material determinat de E. S t a c h şi W. P i c k h a r d t (1957) în Carboniferul din bazinul Ruhr (Germania). Ele aparţin următoarelor genuri: *Crenasclerotes*, *Coronasclerotes* şi *Cellulasclerotes* (pl. II, fig. 1, fig. 2). În cărbunele din bazinul Ruhr, aceste genuri se găsesc în Westfalianul A, B, C, majoritatea cu răspîndire maximă în Westfalian B. Cercetătorii germani consideră că numărul maxim de forme, atît ca genuri cît şi ca indivizi se găseşte mai ales în Westfalian B, unde sînt prezente şi asociaţiile vegetale cele mai bogate, reliefîndu-se astfel mai pregnant raportul genetic dintre bogăţia în spori de ciuperci şi multitudinea genurilor macrofloristice (E. S t a c h şi W. P i c k h a r d t, 1957).

În urma determinării generice a scleroţilor mai sus menţionaţi, se poate conchide că în zona Dragosela nivelul cu cărbuni studiat de noi poate aparţine Westfalianului, foarte probabil Westfalianului B. Fapt care vine să se adauge la opinia exprimată de A l. S e m a k a (1962), care consideră depozitele cu cărbuni din sinclinalul Dragosela de vîrstă Westfalian B — Stefanian.

3. *Componenţi minerali.* Substanţele minerale observate în acest cărbune sînt : argila, mai rar carbonatul de calciu şi pirita. Unele suprafeţe lustruite conţin mai mult de 40% substanţe minerale în amestec cu şuviţe sau fragmente mici de substanţă cărbunoasă, reprezentînd microlitotipul carbargilit căruia macroscopic îi corespunde ca litotip şistul cărbunos.

Carbonatul de calciu apare în cîteva suprafeţe lustruite pe crăpăturile mai mari existente în vitrit. Pirita se prezintă sub formă de granule de dimensiuni mici, izolate.

Analiza cantitativ petrografică. Pentru determinarea participării procentuale a diferiţilor microlitotipi în alcătuirea cărbunelui de la Dragosela, s-a efectuat analiza cantitativă.

S-au obţinut următoarele valori medii :

vitrit	61,18%
fuzit	35,09%
substanţe minerale	3,73%

Analiza chimică

Rezultatele analizelor chimice au fost raportate atît la proba de laborator cît şi la materia combustibilă.

Date raportate la proba de laborator. Umiditatea de imbibaţie variază între 0,65—3,2% iar cea higroscopică între 1,8—2,35%. Cenuşa are valori cuprinse între 18,75—37% în timp ce Carbonul fix între 44,45— 51,52%. Cocsul are valori cuprinse între 78,00—81,45% şi aspectul său este pulverulent la toate probele, fapt explicabil datorită conţinutului ridicat în fuzit, care se comportă inert în procesul de cocsificare. Puterea calorifică inferioară este de 4599—6159 kcal/kg, iar cea superioară 4770—6376 kcal/kg. Aspectul cocsului este pulverulent. În ceea ce priveşte cenuşa raportată la cărbunele anhidru (uscat la 105°), este cuprinsă între valorile de 19,95—37,95%.

Date raportate la materia combustibilă. Materiile volatile au valori cuprinse între 26,6—32,2%, carbonul fix între 67,8—73,44%, hidrogenul 4,5—4,8% iar sulful combustibil între 1,75—2,45%. Puterea calorifică superioară este de 7878—8434 kcal/kg iar cea inferioară 7619—8191 kcal/kg.

Analizînd aceste date, comparativ cu rezultatele analizelor chimice făcute asupra celorlalte huile (antracitoase) din Paleozoicul Banatului,

se constată un conţinut ridicat în materii volatile (pînă la 32,2%) şi un conţinut mai scăzut în Carbon (pînă la 73,4%).

După rezultatele analizelor chimice, care de altfel sînt confirmate de datele petrografice, cărbunele din sinclinalul Dragosela se situează la limita dintre huila de gaz şi huila grasă.

Corelarea petrografică a cărbunilor paleozoici din zona Şviniţa

Comparînd cărbunii de la Dragosela cu ceilalţi cărbuni paleozoici din zona Şviniţa, Baia-Nouă, (I. Mateescu, 1964) şi Cameniţa, (Cornelia Biţoianu, Smărăndiţa Ilie, G. Pitulea, 1966), s-au constatat următoarele:

Materialul iniţial care a stat la baza formării cărbunilor din regiunea Baia Nouă, regiunea Cameniţa şi regiunea Dragosela a fost acelaşi, însă datorită condiţiilor diferite de metamorfism, cărbunii au ajuns la stadii de carbonificare diferite. Astfel: cărbunele de la Dragosela a fost afectat numai de dinamometamorfism, fapt care se reflectă în diferenţierea clară dintre microlitotipi; în timp ce cărbunii de la Baia Nouă şi Cameniţa au suferit atît influenţa dinamometamorfismului, cît şi a metamorfismului de contact (termic) ceea ce a dus la omogenizarea microlitotipilor prin creşterea puterii de reflexie.

După rezultatele analizelor petrografice confirmate de analizele chimice, cărbunii de la Dragosela se încadrează la limita dintre huila de gaz şi huila grasă, iar cei de la Baia Nouă şi Cameniţa reprezintă o huilă antracitoasă.

Condiţiile de geneză au fost aceleaşi pentru toţi cărbunii paleozoici din zona Sviniţa, formîndu-se în turbării intermitent emerse, motiv pentru care au un conţinut ridicat în fuzit (35%).

Concluzii

Cărbunii din sinclinalul Dragosela sînt alcătuiţi din: vitrit, fuzit, duroclarit şi clarit de cuticule. Dintre microlitotipii menţionaţi, un loc important ocupă vitritul (62%) şi fuzitul (30%).

Indicii petrografici ai cărbunilor din regiunea Dragosela arată un grad de carbonificare puţin avansat al acestor huile, care se datoreşte influenţei unui singur metamorfism, dinamometamorfismul.

PLANŞA I

PLANŞA I

Fig. 1. — Vitrit nestructural (collinit) cu crăpături neregulate. Gal. Dragosela, m 16 pr. 1. × 130.
Collinite à fissures irrégulières. Gal. Dragosela, m. 16, éch. 1. × 130.

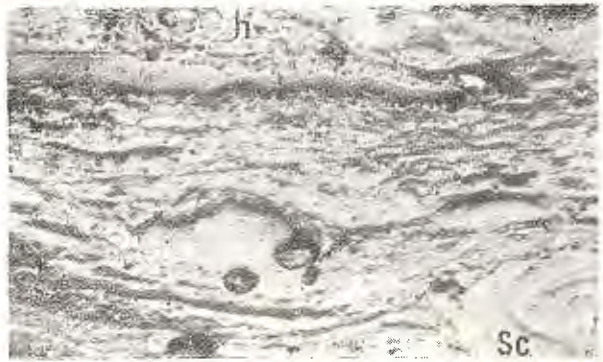
Fig. 2. — Duroclarit; sc, scleroţiu cu crestături; h, celule cu substanţă humică. Gal. Dragosela, m 13, proba. 1. × 130.
Duroclarite; sc, sclérote à entailles; h, cellule à substance humique. Gal. Dragosela, m 13, éch. 1. × 130.

Fig. 3. — Fuzit reprezentînd structură de Cordaite. Gal. Dragosela, m 13, pr. 1. × 130.
Fúsite représentant une structure de Cordaïtes. Gal. Dragosela, m 13, éch. 1. × 130

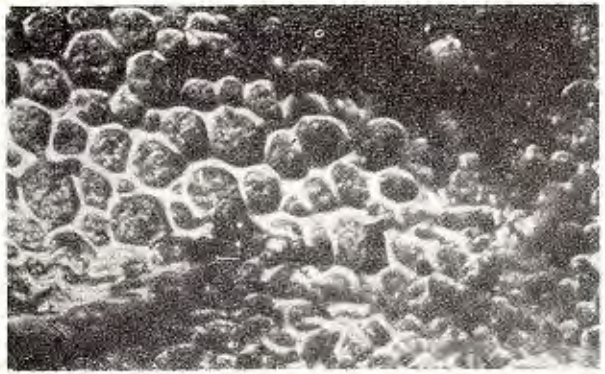
Fig. 4. — Cuticulă cu pereţii groşi secţionată de o microfalie. Gal. Dragosela, m 16, pr. 1. × 130.
Cuticule à parois épaisses, sectionnée par une microfaille. Gal. Dragosela m 16, éch. 1. × 130.

66-2

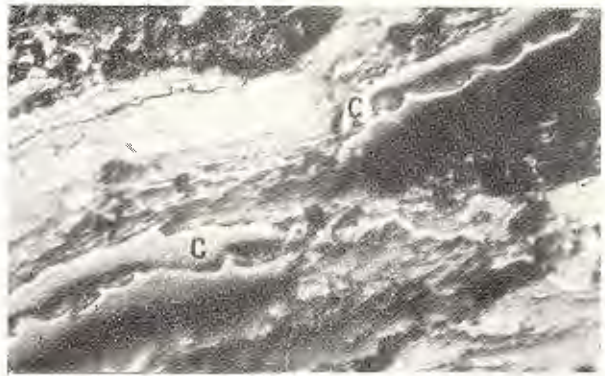
1



2



3



4

PLANŞA II

PLANŞA II

Fig. 1. — Scleroțiu, genul *Crenasclerotes*. Gal. Dragosela, m 14, pr. 1. × 130.
Sclérote, genre *Crenasclerotes*. Gal. Dragosela, m 14, éch. l. × 130.

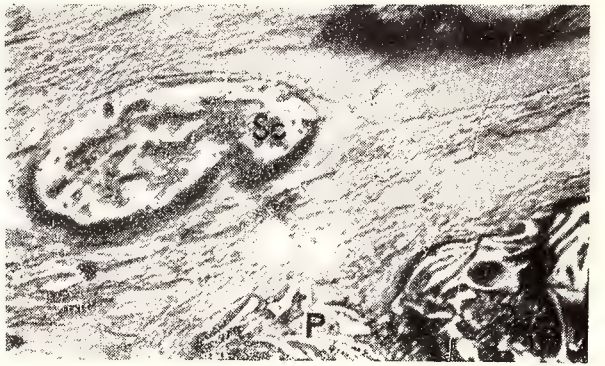
Fig. 2. — Scleroțiu, genul *Coronasclerotes*: (Sc), Plectenchim (p). Gal. Dragosela, m 14, pr. 1. × 130.
Sclérote, genre *Coronasclerotes*: (Sc), Plectenchim (p). Gal. Dragosela, m 14, éch. 1. × 130.

Fig. 3. — Macrospor, gen. *Apiculatisporites*. Gal. Dragosela, m 36, pr. 1. × 130.
Macrospore, genre *Apiculatisporites*. Gal. Dragosela, m 36, éch. 1. × 130.

Fig. 4. — Rezinit — sclerotinit(r). Gal. Dragosela, m 14, × 130.
Résinite — sclérotinite (r). Gal. Dragosela, m 14, × 130.

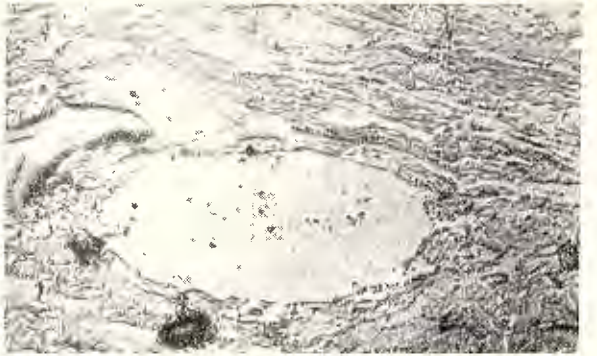
66-6

1



2

3



4

În ceea ce priveşte geneza, aceşti cărbuni s-au format într-o turbărie intermitent emersă, în care materialul vegetal supus iniţial unor procese de gelifiere, ulterior a venit în contact cu aerul, generînd fuzit.

Prezenţa scleroţilor ce aparţin genurilor *Crenasclerotes*, *Coronasclerotes* şi *Cellulasclerotes*, caracteristici pentru Westfalian, mai ales Westfalian B, sînt argumente noi care se adaugă celor deja cunoscute (Al. Semaka, 1962; Gr. Răileanu 1963), pentru susţinerea prezenţei Westfalianului în această regiune.

BIBLIOGRAFIE

Biţoianu Cornelia, Ilie Smărăndiţa, Pitulea Gh. (1966) Consideraţii stratigrafice şi petrografice asupra cărbunilor întîlniţi în forajul de la Camenița. *D.S. Com. Geol.* LII, 1. Bucureşti.

Mateescu I. (1964) Studiu asupra metamorfismului de la Baia Nouă, bazat pe considerente petrografice şi chimice. *Com. Geol. Studii tehnic. şi econ. Seria* A,6. Bucureşti.

Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Şviniţa-Faţa Mare. *Bul. şt. Acad. R.P.R.*, V, 2. Bucureşti.

Răileanu Gr., Grigoraş N., Oncescu N., Plisca T. (1963) Geologia zăcămintelor de cărbuni. Editura tehnică Bucureşti.

Schafarzic Fr. (1912) Geologische Reambulation der Umgebung von Berzaska. *Jber. d.k. ung. geol. R.A.* 1910. Budapesta.

Semaka Al. (1962) Observaţiuni asupra florelor paleomezozoice din danubianul Banatului. *D.S. Com. Geol.* XLVII. Bucureşti.

Stach E., Pickhardt W. (1957) Pilzreste (Sklerotinit) in paleozoischen Steinkohlen, *Palaeont. Z.* 31/1—2. Krefeld.

Stach E., Pickhardt W. (1964) Tertiäre und karbonische Pilzreste (Sklerotinit). *Fortschr. Geol.* Reinld. u. Westf. 12, Krefeld.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DES HOUILLES D'ÂGE CARBONIFÈRE DU SYNCLINAL DE DRAGOSELA (ZONE DE ŞVINIŢA — SVINECEA MARE)

PAR

SMĂRĂNDIŢA ILIE, CORNELIA BIŢOIANU

(Résumé)

Les charbons du synclinal de Dragosela sont cantonnés dans la zone sédimentaire de Şviniţa — Svinecea Mare, dans le SE du Banat.

L'étude pétrographique nous porte à conclure que ces charbons sont constitués par les microlithotypes suivants : vitrite, duroclarite, fusite et clarite de cuticule, dont le vitrite et le fusite prédominent. La grande quantité de fusite (30 %) suggère la genèse du gisement, notamment qu'il s'est formé dans une tourbière à émersions intermittentes.

Les résultats des analyses pétrographiques et chimiques accusent un faible degré de carbonification de ces houilles situées à la limite entre l'houille de gaz et l'houille grasse.

Par l'identification des sclérotes appartenant aux genres : *Crenasclerotes*, *Cellulasclerotes* et *Coronasclerotes* caractéristiques pour le Paléozoïque, largement répandus au Westphalien B, de nouveaux arguments viennent à soutenir ceux déjà établis grâce à la macroflore en ce qui concerne la présence du Westphalien dans cette région.

Les auteurs de cet ouvrage font une comparaison entre ces houilles et les autres charbons paléozoïques de la zone de Şviniţa (région de Baia Nouă et région de Cameniţa), mettant en évidence le fait que dans toute la zone sédimentaire les charbons se sont formés au dépens d'un matériel initial semblable, dans des conditions de genèse similaires (tourbières à émersions intermittentes) mais ayant été affectés par des types de métamorphisme différents. Au point de vue pétrographique, l'influence du métamorphisme se reflète dans la manière dont les microlithotypes se présentent et dans le degré de carbonification atteint par les charbons dans ces trois régions.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

SEDIMENTOLOGIE

DIRECŢII DE CURENT ÎN FACIESUL DE TARCĂU-FUSARU AL PALEOGENULUI DINTRE VALEA BISTRIŢEI ŞI RÎUL NEGRU [2])

DE

D. JIPA [2]), L. CONTESCU [3]), N. MIHĂILESCU [2])

Abstract

Current Directions in the Tarcău-Fusaru Facies of the Paleogene between the Bistriţa and Rîul Negru Valleys. The authors analyse the main paleocurrent directions in the Tarcău — Fusaru facies of the Paleogene Flysch. The most important currents were longitudinal, towards the north, and by their action thick-bedded sands were deposited. Transversal currents from the west played a secondary role, and only fine and thin-bedded sands were laid down by these weak currents. Accordingly, it is inferred that longitudinal currents originated and developed independently from the transversal ones, and that the Crystalline core of the Eastern Carpathians provided only a small quantity of clastics, while the main part of the material was probably furnished by the Pannonian-Transylvanian land.

Faciesul de Tarcău-Fusaru, faciesul intern al paleogenului unităţii de Tarcău, este bine dezvoltat între valea Bistriţei şi valea Teleajenului. Depozite aparţinînd aceluiaşi facies mai sînt cunoscute în Bucovina şi în bazinul Prahovei.

Din punct de vedere lito-stratigrafic, în partea internă a ariei de dezvoltare a flişului paleogen din Carpaţii Moldovei se separă : complexul gresiei de Tarcău (Eocen inferior şi mediu), stratele de Podu-Secu (Eocen superior) şi complexul gresiei de Fusaru (Oligocen) (I. Băncilă, 1958).

[1]) Comunicare în şedinţa din 12 aprilie 1966.

[2]) Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni. Şos. Kiseleff nr. 2. Bucureşti.

[3]) Institutul de Geologie şi Geografie al Academiei României. Str. Dr. I. Burghelea nr. 1. Bucureşti.

Atît în gresiile de Tarcău, cît şi în cele de Fusaru se disting două tipuri de secvenţe: primul, cel mai caracteristic, este constituit dintr-o succesiune de gresii în strate groase (0,50—2,0 m, dar depăşind în unele cazuri şi 10 m), separate fie de strate subţiri de lutite, fie de diasteme. Cel de-al doilea tip de secvenţă constă dintr-o alternanţă de arenite şi lutite în strate subţiri (5—20 cm), diferită însă, din punct de vedere litologic, în complexul gresiei de Tarcău şi în cel al gresiei de Fusaru.

Stratele de Podu-Secu sînt alcătuite dintr-o succesiune ritmică similară celui de-al doilea tip de secvenţă din complexul gresiei de Tarcău.

Harta de paleocurenţi ridicată de autorii notei de faţă se referă la cele trei complexe lito-stratigrafice menţionate ale unităţii de Tarcău ce se găsesc pe teritoriul cuprins între valea Bistriţei şi a Bicazului la nord, Rîul Negru şi valea Ghelinţei la sud (vezi planşa).

Mai la sud de regiunea cercetată, complexele gresiilor de Tarcău şi de Fusaru au fost studiate din punct de vedere al direcţiilor de paleocurenţi de către M. Dumitriu şi Cristina Dumitriu (1959), M. Dimian şi Elena Dimian (1964) şi S. Pauliuc (1962).

Direcţia paleocurenţilor

Complexul gresiei de Tarcău. Măsurarea orientării mecanoglifelor a pus în evidenţă existenţa a două sisteme de paleocurenţi. Cel mai important este sistemul constituit din paleocurenţi care au curs de la sud spre nord. Cel de-al doilea include curenţi dirijaţi de la vest spre est. Un număr cu totul redus de măsurători indică direcţii de curgere de la est spre vest.

Nu au fost distinse deosebiri ale direcţiilor de curent în cele două orizonturi de gresii de Tarcău recent separate (M. Săndulescu et al., 1962).

Stratele de Podu-Secu. Distribuţia direcţiilor de curent în stratele de Podu-Secu este asemănătoare, în linii generale, aceleia din gresiile de Tarcău. Caracteristică este însă ponderea mare a direcţiilor transversale dinspre vest, spre deosebire de frecvenţa ridicată a direcţiilor sud-nord de pe talpa gresiilor în strate groase de tip Tarcău.

Complexul gresiei de Fusaru. Imaginea distribuţiei direcţiilor de curent în cuprinsul gresiei de Fusaru este practic aceeaşi cu cea din complexul gresiei de Tarcău. Din nou ponderea cea mai mare a orientării mecanoglifelor este dată de direcţia sud-nord.

Curenţi longitudinali şi curenţi transversali

Cercetările efectuate pe întreaga arie de răspîndire a Paleogenului de tip Tarcău — Fusaru au confirmat observaţiile unuia dintre noi [4]), conform cărora cea mai mare parte a mecanoglifelor orientate sud-nord se găsesc pe gresiile în strate groase şi cu o granulaţie mai mare, pe cînd mecanoglifele orientate vest-est sînt foarte frecvente pe talpa gresiilor subţiri şi fine.

Astfel, materialul grosier şi în strate groase nu a fost depus de curenţi transversali (care transportă de obicei un detritus ce-şi găseşte originea în teritorii emerse mai apropiate), ci tocmai invers, a fost transportat şi sedimentat de curenţi longitudinali. Dimpotrivă, materialul clastic introdus pe cale transversală în şanţul flişului era fin şi în cantitate relativ redusă.

Distingerea a două orientări generale diferite ale paleocurenţilor, corespunzînd cu două tipuri stratonomice de arenite, avînd de obicei şi o granulometrie diferită, este de o deosebită importanţă şi dovedeşte în cazul de faţă că:

a) Curenţii longitudinali formează un sistem independent şi nu rezultă din virarea cu 90° a curenţilor transversali;

b) Curenţii transversali, avînd o origine vestică, erau relativ slabi şi, în consecinţă, transportau o cantitate mai redusă de material şi cu o granulometrie mai fină, deşi distanţa pe care au avut-o de parcurs a fost mai scurtă decît aceea străbătută de curenţii longitudinali.

Arii de sursă

Constatările de mai sus impun unele concluzii asupra poziţiei şi importanţei ariilor de sursă a materialului detritic pentru flişurile interne ale unităţii de Tarcău.

În primul rînd, datele obţinute pe teritoriul cercetat oferă posibilitatea localizării doar a sursei vestice, aceea a nucleului cristalin al Carpaţilor orientali.

Existenţa a două sisteme independente de paleocurenţi, din care numai unul îşi găseşte sursa în vecinătatea cristalinului central-carpatic, ne obligă să căutăm o altă arie de alimentare pentru cea mai mare parte

[4]) D. Jipa. Relationship between longitudinal and transversal currents in the Paleogene of the Tarcău Valley (Eastern Carpathians) (sub tipar).

a detritusului Paleogenului de tip Tarcău — Fusaru. O astfel de arie din care să fi provenit materialul transportat de curenţii longitudinali ce se deplasau spre nord era reprezentată, după toate probabilităţile, de masivul median transilvano-pannonic [5]).

Direcţiile transversale cu aport din spre est pot fi explicate fie prin schimbări locale ale traseului paleocurenţilor ce curgeau spre nord, fie prin pătrunderea accidentală în aria de sedimentare a Paleogenului de Tarcău — Fusaru a unor curenţi ce depuneau materialul faciesului marginal al Paleogenului, material care îşi avea originea pe Platforma rusă.

Concluzii

Din cele de mai sus rezultă că:

Materialul detritic ce ia parte la constituirea arenitelor din faciesul intern al unităţii de Tarcău are două origini diferite. Detritusul fin şi acumulat în strate subţiri provine dintr-un teritoriu exondat situat la vest de fosa flişului, teritoriu ce constituia, după toate probabilităţile, dorsala cristalină a Carpaţilor orientali.

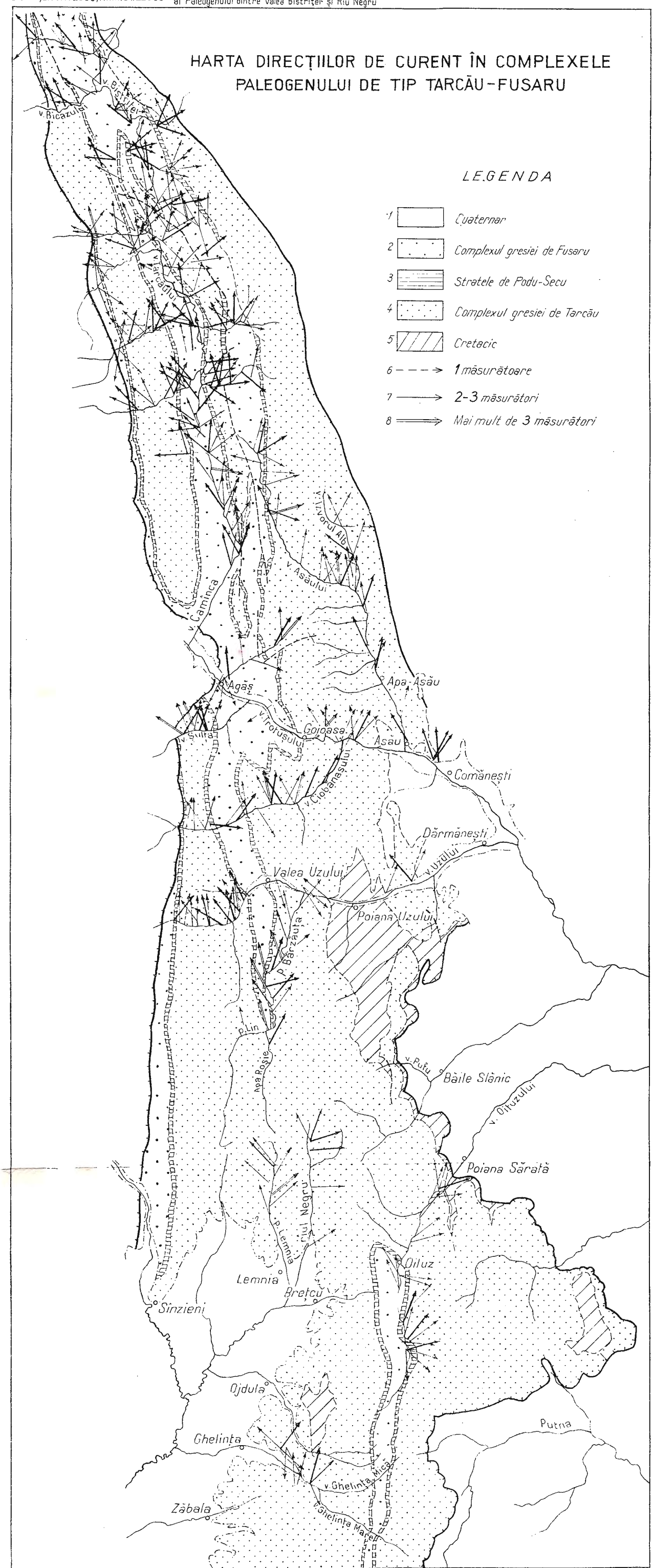
Clasticele mai grosiere şi dispuse în strate groase au fost transportate şi depuse de curenţi longitudinali ce curgeau spre nord. Originea acestui material este mai îndepărtată şi trebuie căutată în teritoriile emerse ale masivului transilvan (la care se adăuga în Paleogen şi o mare parte a nucleelor cristaline ale Carpaţilor meridionali şi Munţilor Apuseni). Materialul detritic pătrundea în şanţul flişului paleogen prin aria de înecare a Buzăului care separa în timpul Cretacicului şi Paleogenului masivul cristalin al Carpaţilor orientali de cel al Carpaţilor meridionali;

Volumul principal de detritus a fost transportat de curenţi longitudinali puternici, care au putut parcurge distanţe de circa 200—250 km;

Cantitatea redusă şi finețea materialului provenit din nucleul cristalin central-carpatic dovedeşte că acesta nu constituia o zonă cu relief accidentat şi supusă unei erodări intense, ca urmare a unei ridicări rapide. Imaginea nu corespunde deci cu aceea a unei cordiliere active din punct de vedere tectonic, ci cu aceea a unei ridicări (poate a unui lanţ de insule şi de creste submarine), cu relief destul de şters şi pe care procesele de eroziune şi de transport erau moderate.

---

[5]) D. Jipa, L. Contescu, N. Mihăilescu, N. Panin. The internal Paleogene Flysch of the Eastern Carpathians: paleocurrents, source areas and facies significance (sub tipar).



Imprim. Atel. Inst. Geol.

BIBLIOGRAFIE

Băncilă I. (1958). Geologia Carpaţilor Orientali. Ed. ştiinţifică. Bucureşti.

Dimian M., Dimian Elena (1964) Cercetări sedimentologice privind zona flişului cretacic superior — paleogen şi a molasei miocene dintre văile Zăbalei şi Buzăului. *D. S. Com. Geol.*, XLIX, I (1961—1962) p. 361—382.

Dumitriu M., Dumitriu Cristina (1959) Măsurători de structuri mecanice în unele gresii paleogene din pintenul de Văleni. *Comunic. Acad. R.P.R.* IX, 11, p. 1199—1204.

Pauliuc S. (1962) Contribuţiuni la studiul flişului cretacic şi paleogen dintre Bisca Mare şi Zăbala. *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959) p. 317—335.

Săndulescu M., Săndulescu Jana, Kusko M. (1962) Structura geologică a părţii de nord-vest a Munţilor Buzăului şi a părţii de sud-vest a Munţilor Vrancei. *D. S. Com. Geol.* XLVIII (1960—1961) p. 121—140.

DIRECTIONS DE COURANT DANS LE PALÉOGÈNE SOUS FACIÉS DE TARCĂU — FUSARU

PAR

D. JIPA, L. CONTESCU, N. MIHĂILESCU

(Résumé)

En mesurant l'orientation des mécanoglyphes de courant dans les trois complexes litho-stratigraphiques qui constituent la partie interne du flysch paléogène (Complexe des Grès de Tarcău — Eocène inférieur et moyen —, Couches de Podu Secu — Eocène supérieur — Complexe des Grès de Fusaru — Oligocène —), on s'est rendu compte que la plupart des traces montrant une direction longitudinale vers le nord des paléocourants se trouve sur la semelle des grès en bancs épais (25—300 cm). Par contre, les couches arénitiques minces (1—20 cm) montrent des figures de courant orientées W-E.

Les auteurs sont d'avis que les courants longitudinaux formaient un système indépendant de paléocourants, c'est-à-dire que les directions S-N ne resultent pas de la déviation avec 90° des courants initialement transversaux.

Quoique les courants transversaux transportaient un détritus provenant d'une source occidentale, sans doute plus rapprochée par rapport au sillon du flysch, ils charriaient tout de même seulement du matériel fin et en quantité limitée.

Celà dénote que le noyau cristallin des Carpates Orientales, la plus probable aire occidentale dispensatrice de détritus, constituait un territoire à relief assez effacé et sur lequel les processus d'érosion et de transport étaient modérés. L'image ne correspond aucunément à celle d'un cordillère, zone étroite et escarpée, active du point de vue tectonique.

Pour la plupart du materiel détritique prenant partie à la constitution des arénites en couches épaisses, on doit donc rechercher une autre source plus éloignée. Les auteurs sont d'avis que les territoires émergés du massif médian pannono-transylvain pourraient representer une telle source de clastiques.

EXPLICATION DE LA CARTE

Carte des directions de courant dans les complexes des grès de Tarcău et de Fusaru et dans les couches de Podu-Secu (Paléogène).

1, Quaternaire ; 2, complexe du grès de Tarcău ; 3, couches de Podu-Secu ; 4, complexe du grès de Fusaru ; 5, Crétacé ; 6, 1 mesurage ; 7, 2 à 3 mesurages ; 8, plus de 3 mesurages.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

SEDIMENTOLOGIE

CERCETĂRI SEDIMENTOLOGICE ÎN DEPOZITELE NEOGENE DINTRE ŞIŞTAROVĂŢ ŞI ZĂBALŢ (NORDUL BANATULUI) [1])

DE

AL. Z. MANEA [2])

Abstract

Sedimentological Researches in Neogene Deposits Situated between Şiştarovăţ and Zăbalţ (Northern Banat). The author reports the results of sedimentological researches carried out on Neogene deposits situated between Şiştarovăţ — Zăbalţ (northern Banat). Researches were performed regarding the granulometry of the sandy deposits, and two sedimentary petrographic provinces were separated on basis of the study of heavy minerals. The paragenetic correlative association was determined for the first petrographic province as follows: brown hornblende + hypersthene + epidote + + almandine + disthene. The amphiboles and the pyroxenes have a pyroclastic origin while the epidote is linked to the hydrothermal postvolcanic activity. The origin of the minerals of the crystalline nature is detrital. The paragenetic correlative association that characterizes the second petrographic province is formed of: opaque minerals + epidote + brown tourmaline + zircon. The origin of opaque minerals and of epidote is linked to the hydrothermal postvolcanic activity due to the Neogene igneous rocks. The minerals of a crystalline nature are considered as having a detrital origin.

Introducere. Lucrarea de faţă prezintă rezultatele cercetărilor întreprinse în decursul anului 1965, privind continuarea studiului mineralelor grele din depozitele neogene din culoarul Mureşului.

Obiectivul principal al cercetărilor de teren a fost acela al prelevării de probe şi delimitarea cartografică a formaţiunilor cercetate. Colectarea

[1]) Comunicare în şedinţa din 29 aprilie 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

probelor a fost executată mai ales din aflorimentele depozitelor detritice, cu preponderenţă din cele nisipoase.

Cercetările de laborator au fost efectuate în cadrul sectorului „Cercetarea petrografică a rocilor exogene" folosindu-se utilaje şi aparatură adecvată.

Delimitare, geomorfologie, hidrografie. Perimetrul cercetat este dispus în extremitatea nordică a culoarului Mureşului şi administrativ aparţine raionului Lipova, regiunea Banat. Acest perimetru se delimitează astfel: la nord, limita urmăreşte limita cu fundamentul cretacic care începe la N-E de satul Şiştarovăţ pînă la cca 1 km NE de comuna Zăbalţ. Limita sudică este formată de o linie care porneşte din valea Labaşinţul Bătrîn, limita sudică a hărţii, se continuă spre satul Pătîrş pînă în Valea Mare şi apoi spre est pînă la comuna Zăbalţ. La vest delimitarea perimetrului este dată de valea Drăuţului pînă la confluenţa cu valea Şiştarovăţului, pe aceasta pînă la izvoare şi apoi pînă în valea Labaşinţului Bătrîn. La est limita este dată de o linie sinuoasă care porneşte din valea Mureşului la cca 2—3 km est de satul Chelmac, trece prin vîrful Anaştilor, vîrful Micina (319,6 m), Gomila Roşie şi se opreşte în valea Nirişului la cca 2 km est de comuna Zăbalţ.

Din punct de vedere morfologic, regiunea cercetată, atît cea a fundamentului cretacic cît şi cea a depozitelor neogene, se caracterizează printr-un relief colinar cu versanţi prelungi şi uşor văluriţi, cu diferenţe de nivel mici ce nu depăşesc 150 m iar altitudinile rareori depăşesc 300 m.

Regiunea este în general împădurită, fapt ce constituie un impediment important pentru executarea observaţiilor geologice.

Reţeaua hidrografică este împărţită în două părţi distincte. Cea din nordul regiunii este tributară rîului Mureş iar cea din sud rîului Bega. În general văile sînt lipsite de apă în anotimpul secetos. Dintre văile mai principale din partea nordică cităm: pîrîul Drăuţului, valea Şiştarovăţului, Valea Mare, valea Nirişului, iar în partea sudică Valea Cioltului, valea Labaşinţului Bătrîn.

Principalele localităţi sînt: Lipova, Dorgoş, Ususău, Zăbalţ.

Istoricul cercetărilor. Din cercetarea datelor bibliografice, în general rezultă că regiunea a format obiectul unor cercetări încă în secolul trecut. Datele geologice se referă în special la fundamentul depozitelor neogene. În acest sens, cele mai vechi date (F. S. Beudant, 1819), se referă

la geologia masivelor Highiş şi Drocea, a căror continuare sudică şi sud-vestică o constituie de fapt regiunea cercetată de noi. Primele date cartografice, însă le găsim la A. Boué (1831) care prezintă o hartă întocmită de Lill V. Lilienbach, în care apar numai şisturi cristaline.

Lucrările lui V. Shlöenbach (1867) enumeră o serie de fosile din depozitele Cretacicului superior în facies de Gosau de la Conop (nord de Mureş).

L. Loczy (1912) dă extensiunea bazinului de sedimentare mezozoică din lanţul muntos dintre Lipova şi Turda. De asemenea scoate în evidenţă caracterul axial al seriei rocilor eruptive bazice în raport cu cele două zone simetrice de sedimentare de la N şi S, precum şi raporturile anormale dintre „gresia Carpatică" (Cr_1) şi formaţiunea cretacic-superioară.

Aproape concomitent cu lucrările lui Loczy apar şi lucrările lui J. Pethö (1884—1896) care se ocupă de depozitele jurasice-cretacice şi neogene dintre Lipova şi Conop. În ceea ce priveşte ultimele, el determină o faună abundentă din depozitele pannoniene, a căror cercetare a extins-o atît în culoarul Mureşului cît şi în valea Crişului-Alb.

V. Corvin Papiu (1949) [3]) dă descrierea şisturilor cristalofiliene a rocilor seriei efuzive bazice, Jurasicului superior, Cretacicului superior, banatitelor şi formaţiunilor neogene.

Studii detaliate şi o primă imagine cartografică de ansamblu asupra Drocei o găsim la V. Corvin Papiu (1953—1960). Acest autor interpretează relaţiile dintre cristalinul masivului Drocea şi rocile magmatice conexe, studiază în mod deosebit legătura genetică dintre depozitele flişului neocomian şi erupţiile diabazice generatoare de silicolite, cum şi stratigrafia şi petrografia formaţiunilor barremiene, cretacic-superioare în facies de Gosau.

Depozitele pannoniene din platoul Lipovei formează obiectul de cercetare al lui E. Pop (1952—1953) [4]), care arată că aceste roci se prezintă sub două faciesuri : o formaţiune fluviatilă şi o formaţiune lacustră alcătuită dintr-o alternanţă de depozite nisipoase şi argiloase (cu predominarea primelor).

---

[3]) V. Corvin Papiu. Raport geologic minier asupra regiunii Valea Mare-Căprioara Bulza-Pojoga 1949. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

[4]) E. Pop. Partea de W a Podişului Lipovei. Raport. 1952. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

E. Pop. Neogenul din partea SW a Podişului Lipovei. Raport. 1953. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Raportul lui M. Lupu (1965) [5]) se referă direct la perimetrul cercetat de noi, în care se aduc precizări referitoare la Neocomianul de la sud de Mureş, considerat anterior ca aparţinînd exclusiv Valanginian-Hauterivianului, considerîndu-l a fi reprezentat prin Tithonic-Neocomian. Semnalează încălecarea seriei neocomiene peste cea berremiană (Chelmac) cum şi a diabazelor şi calcarelor jurasice peste flişul neocomian.

În rapoartele privind studiul mineralelor grele din depozitele neogene din culoarul Mureşului-Crişul Alb (V. Corvin Papiu, Al. Manea, 1962 [6]); V. Corvin Papiu, Al. Manea, Olivia Romanescu, 1963 [7]); Al. Manea, 1963, 1964, 1965 [8]), se arată dualitatea provenienţei materialului psamitic din rocile detrice neogene, preponderent nisipoase, a cărui origine este atît terigenă cît şi vulcanogenă.

Ultima lucrare care se referă la culoarul Mureşului este autoreferatul lucrării de dizertaţie a lui A. Duşa (1965) în care autorul prezintă o stratigrafie amănunţită a depozitelor mezozoice şi terţiare. Semnalează prezenţa formaţiunilor neogene atribuite Pliocenului (sinonim Pannonianului) şi dă o descriere a distribuţiunilor şi caracteristicilor erupţiilor neogene.

Consideraţii geologice

Fundamentul depozitelor neogene este constituit din depozite, cretacice, ofiolite, şisturi cristaline epizonale, granite.

---

[4]) E. Pop. Neogenul din partea de W a Podişului Lipovei. Raport. Arh. Inst. Geol. 1953 Bucureşti.

[5]) M. Lupu. Studiul depozitelor neojurasice şi cretacice din partea de S W a masivului Drocea. Raport. Arh. Inst. Geol. 1965. Bucureşti.

[6]) V. Corvin Papiu, Al. Manea Studiul minerarelor grele din depozitele neogene ale Munţilor Apuseni. Raport. Arh. Inst. Geol. 1962. Bucureşti.

[7]) V. Corvin Papiu, Al. Manea, Olivia Romanescu. Studiul mineralelor grele din formaţiunile neogene ale bazinului Beiuşului şi Crişului Alb. Raport. Arh. Inst. Geol. 1962. Bucureşti.

[8]) Al. Z. Manea. Studiul mineralelor grele din formaţiunile neogene ale Culuarului Mureş, pînă în Valea Timişului (între Lipova-Remetea Mică-Buzad-Comeat şi Ususău). Raport. Arh. Inst. Geol. 1963. Bucureşti.

Al. Z. Manea. Studiul mineralelor grele din depozitele neogene între Buzad—Comeat şi Valea Timişului. Raport. Arh. Inst. Geol. 1964. Bucureşti.

Al. Z. Manea. Studiul mineralelor grele din depozitele neogene din Culoarul Mureşului — Studiul depozitelor dintre Ususău Ghizela-Pietroasa. Raport. Arh. Inst. Geol. 1965. Bucureşti.

La sugestia tov. Dir. Dr. Dan Rădulescu, în scopul unei eventuale corelări a sursei de origine a mineralelor grele din fundament cu cele din depozitele ponţiene, au fost efectuate cercetări, şi asupra geologiei fundamentului. Cu ocazia acestor cercetări au fost puse în evidenţă o seamă de corelări cu situaţia geologică din masivul Drocea, semnalîndu-se totodată şi deosebiri referitoare la funcţionarea geosinclinalului în regiunea cercetată de noi.

Rezultatele cercetărilor geologice şi petrografice vor forma obiectul unei lucrări ştiinţifice separate. Caracterele faunistice ale materialului colectat din depozitele ponţiene de la Zăbalţ, împreună cu cercetările sedimentologice respective, formează obiectul unei lucrări separate [9]).

Cercetări sedimentologice

După prelucrarea corespunzătoare de laborator a materialului colectat, împreună cu analiza granulometrică şi studiul micrografic asupra preparatelor în balsam de Canada de minerale grele, rezultatele obţinute au fost transpuse pe hartă şi întocmite grafice comprehensive. Trebuie să remarcăm că înaintea montărilor mineralelor grele, din fiecare clasă granulometrică a fost extrasă fracţia magnetică.

Rezultatele analizei granulometrice. Analiza granulometrică a fost efectuată numai asupra materialului psamitic (D > 0,05 Ruhin), deoarece numai în acesta au fost determinate speciile minerale. Analiza granulometrică s-a executat cu ajutorul unui set de patru site, obţinîndu-se următoarele clase granulometrice: grosieră (1,00—0,50); medie (0,50—0,25); fină (0,25—0,10) şi foarte fină (0,10—0,063). Datele referitoare la variaţia conţinutului fracţiei grele din probe, pe clase granulometrice, sînt înfăţişate în pl. IX. Din acest grafic reiese că în clasele grosiere fracţia grea are un conţinut scăzut, dispus în mod frecvent sub 1%, iar acest conţinut creşte considerabil (frecvent 15—25%) în clasa foarte fină. În ceea ce priveşte conţinutul fracţiei magnetice, rezultatele sînt redate în pl. XIV, tab. 3. Din tabelul citat reiese că clasele fină şi foarte fină au cele mai ridicate conţinuturi (frecvent 9%) şi deci medianele acestor probe au predominarea spaţială în aceste clase. Aceste date ne atestă, pe de o parte depărtarea moderată a sursei de origine. Faptul că în fracţia magne-

[9]) Al. Z. Manea, Josefina Stancu. Cercetări stratigrafice şi sedimentologice în depozitele neogene de la Zăbalţ. În volumul de faţă, pag. 103.

tică întîlnim adesea forme idiomorfe de magnetit (uneori octaedrice), iar în mod frecvent forme dominant colţuroase, ne duce la ideea că, cel puţin în parte, magnetitul provine şi din erupţiile vulcanice sincrone sedimentării depozitelor analizate, de tipul andezitelor cu amfiboli şi piroxeni sau din bazalte.

Au fost calculaţi parametrii granulometrici (pl. XIV, tabelul 2) pentru fiecare probă, după cum urmează : Md (mediana) ; So (coeficientul de sortare) ; Sk (coeficientul de asimetrie) şi C (coeficientul de decalaj al medianelor ; valorile 0—3 indică geneza eoliană, iar valorile 3—10 geneza acvatică). În cazul în care avem de-a face cu profile constituite din mai multe tipuri litologice, valorile medianei au fost supuse operaţiilor pentru aflarea valorii medii. Aceste valori au fost trecute pe harta geologică scara 1 : 25.000 şi unite cu izolinii, pentru prima dată în România. Judecînd după sistemul de izolinii considerat şi pornind de la valorile cele mai mici spre cele mai mari obţinem direcţia de aport a materialului.

În scopul folosirii rezultatelor furnizate de analiza granulometrică şi a valorilor parametrilor granulometrici, au fost aplicate la condiţiile regiunii cercetate, indicaţiile lui L. B. R u h i n pentru reconstrucţii paleogeografice şi a reconstituirii condiţiilor de sedimentare, în lucrarea sa „Bazele litologiei" ediţia 1961 la capitolul „Faciesurile şi metodele analizei faciale". Aceste indicaţii se referă la următoarele (cităm în traducere) :„...parametrii granulometrici obişnuiţi calculaţi pornind de la greutatea claselor, dă posibilitatea să se compare compoziţia granulometrică a diverselor roci. În afară de aceasta, valoarea lor reflectă şi condiţiile de formare. Astfel creşterea diametrului mediu indică creşterea vitezei de deplasare a agentului de transport, iar micşorarea abaterilor standard la îmbunătăţirea sortării care este legată în mod frecvent de o redepunere îndelungată. În cazul general, pe măsura redepunerii materialului detritic, acesta dă valori din ce în ce mai mici diametrului mediu şi coeficientului de sortare. Valoarea coeficientului de sortare depinde în mare măsură de condiţiile de depunere.... Prin cercetarea unui complex grezo-argilos este necesar de asemenea să se clarifice schimbările granulometrice din cadrul unei suprafeţe determinate... După transpunerea valorilor medii (Md) se trasează izolinii. Sistemul unor astfel de izolinii dă posibilitatea să se aprecieze direcţiile de aport ale materialului detritic..."

Din datele de laborator, transpuse pe hartă şi grafice s-a desprins existenţa a două provincii petrografice distincte, la care ne vom referi în cele ce urmează.

Prima provincie petrografică (vestică) este dispusă începînd de la vest de satul Şiştarovăţ şi pînă în apropierea satului Pătîrş şi se caracterizează prin dominarea hornblendei brune şi hiperstenului. A doua provincie (estică) dispusă la nord de Pătîrş şi pînă la 2—3 km est de comuna Zăbalţ, este caracterizată prin dominarea mineralelor opace şi a epidotului. Aportul piroclastic are principalul rol în alcătuirea fracţiei grele.

În ceea ce priveşte clasificarea structurală a materialului detritic care ia parte la constituţia probelor cercetate, putem afirma următoarele (pl. XIV, tabelul 1):

În prima provincie petrografică se remarcă o mare varietate granulometrică a materialului. Avem numai la Pb.78a o participare maximă (48,77%) a nisipurilor medii cu o participare simetrică a nisipurilor fine şi grosiere. În clasa nisipurilor foarte fine se încadrează probele 79b şi 81a cu o participare mai ridicată a nisipurilor fine şi cu conţinuturi sub 2% în nisipuri medii şi grosiere. Se constată că o serie de probe (78b, 79a, 103) se încadrează în clasa nisipurilor fine cu dominarea amestecului de nisipuri foarte fine asupra celor medii şi grosiere, iar proba 89 făcînd parte din aceiaşi încadrare structurală, are o simetrie a adaosului de material foarte fin şi mediu.

Din aceeaşi clasă a nisipurilor fine mai fac parte şi probele 82, 84, 85b, 87a, 88, 101, 102, 146, 147, dar la care se remarcă o participare ridicată în nisipuri medii.

Din clasa structurală a nisipurilor medii, dar cu participarea dominantă a materialului grosier fac parte probele: 79a [1], 81c, 83a, 90, 137, iar cu dominarea materialului fin: 79c, 83,b 86a, 86f.

Materialul detritic care participă la constituţia probelor 80, 89, 97 se încadrează în clasa structurală a nisipurilor grosiere, avînd totuşi participări ridicate de nisipuri medii şi fine.

Referitor la clasificarea structurală a materialului detritic care participă la constituţia probelor din cea de-a doua provincie petrografică, remarcăm uniformitatea distribuţiei materialului tuturor probelor. În sensul celor spuse, avem cantităţile cele mai ridicate de nisipuri fine, care depăşesc în majoritatea cazurilor 50% din materialul psamitic, atingînd şi 95,77% (Pb. 131). Din totalul de 20 probe, 12 probe (adică 60%) au amestec de nisipuri foarte fine în cantităţi ce depăşesc frecvent 10%, restul de 8 probe (14%) au amestec de nisipuri medii, iar nisipurile grosiere au de obicei o participare minoră (sub 1%) cu excepţia probei 115a,

la care se observă un conţinut mai ridicat (11,16%) de nisipuri grosiere. Clasificarea structurală a materialului detritic din cele două provincii petrografice sedimentare, este confirmată şi de forma de concentraţie a curbelor cumulative (pl. X). Astfel, pentru prima provincie petrografică se remarcă existenţa celor patru cîmpuri de concentrare ale curbelor cumulative corespunzătoare clasificării structurale, în timp ce în cea de a două provincie este prezent numai cîmpul concentrării curbelor cumulative pentru nisipurile fine.

Judecînd prin prisma indicaţiilor lui L. B. Ruhin, privind interpretarea valorilor coeficientului de sortare (So) şi ale coeficientului de asimetrie (Sk), expuşi în pl. XIV, tab. 2, ajungem la următoarele concluzii: în prima provincie petrografică So are valori foarte variate cuprinse între 1,00 şi 2,50 cu aceleaşi variaţii ale valorilor lui Sk exprimate în limitele 0,80—1,10, ceea ce ne indică o slabă sortare a materialului. Agentul de transport a purtat amprenta unei viteze reduse şi inconstante, la care s-au adăugat curenţi de turbiditate capricioşi, care împreună au creiat condiţiile unei sortări slabe a materialului.

La cea de-a doua provincie petrografică se remarcă o variaţie mult mai redusă a valorilor So şi Sk în intervalul 1,00—1,50 şi corespunzător 0,80—1,00, care ne indică condiţii de sortare bună. Agentul de transport a avut o viteză mai scăzută într-o perioadă mai îndelungată care a permis sortarea bună a materialului. Creşterea valorilor lui Md (0,20—0,23) din partea vestică a regiunii şi existenţa celei mai scăzute valori ale lui Md = = 0,10 tot în această regiune, ne indică apropierea ţărmului (unde media diametrului are o valoare ridicată), şi reducerea la valorile cele mai scăzute ale vitezei agentului de transport în regiunea probei 110.

Tot în pl. XIV, tabelul 2 sînt expuse şi valorile coeficientului de decalaj al medianelor „C" care ne indică geneza nisipurilor. Acest coeficient a fost calculat după metoda L. B. Ruhin (propusă în anul 1937) cu îmbunătăţirile aduse de noi metodei de calcul matematic. Din totalul de 48 probe ale ambelor provincii petrografice, doar două probe 110 şi 116 (ambele dispuse în cea de-a doua provincie petrografică) au geneză eoliană, restul acvatică. Considerăm că valorile lui „C" (0—3) care ne indică geneza eoliană, vin în sprijinul unei bune sortări a materialului detritic din aceste probe aşa după cum s-a arătat mai sus.

Izoliniile medianelor (vezi harta geologică; pl. XV), ne indică în prima provincie petrografică existenţa a două direcţii de aport. O primă direcţie este îndreptată SW-NE (regiunea satului Labaşinţ) iar o alta

SE-NW (împrejurimile satului Şiştarovăţ) Aceste direcţii de aport diferite, precum şi forma capricioasă a izoliniilor medianelor împreună cu variabilitatea structurală a materialului psamitic ne indică existenţa unor curenţi de turbiditate variabili în bazinul de acumulare al depozitelor analizate.

Datele care ne indică o mare variaţie a valorilor parametrilor granulometrici, a variaţiei structurale a materialului, forma capricioasă a izoliniilor medianelor, ne permit unele reconstrucţii paleogeografice. În acest sens putem arăta că această provincie petrografică marchează apropierea unui paleoţărm în care agentul de transport a avut o viteză redusă care a permis amestecul materialului cu granulaţie diferită, cu dese schimbări de direcţii de aport datorită variaţiilor curenţilor de turbiditate orientaţi preponderent spre largul bazinului lacustru.

Izoliniile medianelor din cea de-a doua provincie petrografică ne indică existenţa a două direcţii de aport de sens contrar. Una din direcţii, dispusă în partea vestică a regiunii are aceiaşi orientare SW-NE ca cea din împrejurimile satului Labaşinţ din prima provincie petrografică, iar o altă direcţie situată în partea estică, are direcţia NE-SW. În general se remarcă o direcţionare a izoliniilor NW-SE şi faptul că au o formă destul de regulată.

Gradul de sortare mai ridicat al materialului, dominarea netă a clasei fine, regularitatea formei izoliniilor, ne indică următoarea situaţie paleogeografică :

În timpul Ponţianului, în partea de vest a regiunii a existat un golf destul de liniştit în care agentul de transport a avut o viteză redusă şi constantă care a permis sortarea bună a materialului. Excepţia probei 115a se explică prin existenţa în acest orizont a unui bogat material faunistic (L. B. R u h i n). Forma mult mai regulată a izoliniilor ne indică un mediu liniştit de depunere. Acest lucru considerăm că se datoreşte existenţei masivului ofiolitic de la Pătîrş care a constituit în acest mod o barieră care a facilitat liniştea golfului lacustru instalat în a doua regiune petrografică.

Datele de mai sus ne confirmă faptul că cele două provincii petrografice separate pe baza asociaţiilor paragenetice corelative de minerale grele, coroborate cu datele privind parametrii granulometrici şi izoliniile medianelor, formează şi din punct de vedere sedimentologic două subunităţi distincte ale aceluiaşi bazin lacustru, în care au existat condiţii de sedimentare deosebite.

Studiul mineralelor grele. În cele ce urmează vom privi în detaliu fiecare specie minerală care ia parte la constituţia mineralogică a fracţiei grele, pe fiecare provincie petrografică. De asemenea vom semnala şi unele caracteristici structurale, consideraţii asupra participării cantitative a fiecărei specii, pentru ca pe baza principiilor cunoscute, să evidenţiem asociaţiile paragenetice corelative.

1. *Provincia petrografică I.* Amfibolii şi piroxenii domină net asupra celorlalte specii minerale, formînd masa de bază a fracţiei grele din toate probele. În sînul amfibolilor au fost separate varietăţile: hornblendă brună şi hornblendă verde; varietatea verde avînd o participare mult subordonată şi uneori lipsind din unele probe, nu ia parte la constituţia asociaţiei paragenetice corelative.

a) Hornblenda brună, (pl. I, fig. 1,2) este reprezentată prin cristale prismatic alungite, aproape idiomorfe, dominant prismatic-colţuroase şi în cazuri mult mai rare ajungînd la forme subrotunjite. Uneori se observă cristale de hornblendă brună care prezintă vacuole care, în unele cazuri, sînt umplute cu hidrohematit (τ) sau magnetit.

Deoarece amfibolii şi piroxenii au strînse relaţii cantitative, consideraţiile de acest ordin le vom insera la hornblendă brună, nemai revenind asupra lor cînd vom discuta hiperstenul.

De regulă amfibolii şi piroxenii, au conţinuturi ce depăşesc frecvent 50% din fracţia grea, în toate clasele granulometrice. Conţinuturile cele mai ridicate se remarcă de obicei la clasele medie şi grosieră, atingînd 80% (hornblenda brună) în clasa medie a probei 78a.

În ceea ce priveşte relaţiile cantitative dintre hornblenda brună şi hipersten situaţia se prezintă în felul următor: din totalul de 26 probe, 6 probe (23,80%) se caracterizează prin dominarea hornblendei brune asupra hiperstenului în toate clasele granulometrice,; un număr de 81 probe (30,80%) se caracterizează prin dominarea hiperstenului, iar restul de 11 probe (45,40%) se caracterizează prin dominarea hornblendei brune în clasele grosieră şi medie, iar a hiperstenului în clasele fină şi foarte fină.

Concentrarea medianelor curbelor cumulative întocmite pentru hornblenda brună (pl. X), evidenţiază o remarcabilă concentrare în jumătatea superioară a clasei medii, cu excepţia doar a două probe (81a şi 89).

Morfologia granulelor — dominant prismatic-colţuroase — împreună cu conţinutul ridicat şi remarcabila concentrare a medianelor, ne îndreptă-

ţesc să presupunem că hornblenda brună, în masa sa dominantă, este produsul unor erupţii, iar o cantitate redusă se datoreşte alterării penecontemporane ale unor lave apropiate (B. Milner, 1962).

b) Hornblenda verde, are aceleaşi caractere ca şi hornblenda brună, însă este reprezentată prin cantităţi reduse (sub 5%) şi lipseşte din foarte multe probe. Medianele curbelor cumulative ale unui număr de 5 probe au o concentrare situată aproximativ în centrul clasei foarte fină, iar restul au o difuzare foarte neregulată pe tot cuprinsul clasei fine. Aceste date dovedesc provenienţa sa din mai multe arii de alimentare precum şi un transport heterogen.

c) Hiperstenul (pl. I. fig. 3, 4; pl. II. fig. 1) se prezintă în granule prismatice cu alterare angulară, caracteristică a capetelor prismei, mai rar idiomorf. La majoritatea granulelor se remarcă striaţiuni pe direcţia prismelor şi un pleocroism specific : verde-pal, roz, galben-maroniu. Chiar la clasele grosiere, hiperstenul apare întotdeauna proaspăt, cu alterare angulară, prezentînd în cazuri rare vacuole care sînt umplute cu magnetit sau hidrohematit (?) În clasa foarte fină a probei 83b, s-au observat granule de hipersten idiomorfe cu feţe cristalografice bine conturate.

Distribuţia medianelor curbelor cumulative pentru această specie minerală, ne arată că aproximativ jumătate din probe au medianele concentrate în prima jumătate inferioară a clasei fină şi în prima treime a clasei medii, cu excepţia probei 78a, care este dispusă în clasa grosieră.

Caracterul morfologic aproape idiomorf al majorităţii cristalelor de hipersten, alterarea angulară caracteristică, prospeţimea şi curăţenia granulelor, pleocroismul specific, concentrarea medianelor în două clase granulometrice, ne conduc la concluzia că cea mai mare cantitate de hipersten a provenit din erupţii în două faze, sincrone sedimentării Ponţianului. Nu excludem însă şi aportul unei infime cantităţi de hipersten datorite unei alterări penecontemporane a unor lave andezitice foarte apropiate.

d) Epidotul (pl. II, fig. 2) apare în mod frecvent în fragmente de prisme cu o uşoară rotunjire. Adesea se remarcă şi apariţia de granule idiomorfe, cu culoare verde de fistic şi cu pleocroism de la verde-gălbui palid la verde de iarbă, foarte caracteristic pentru granulele idiomorfe. Au mai fost întîlnite şi granule subrotunjite. Într-un singur caz a fost întîlnită alterarea mamelonară a unui granul de epidot din clasa fină a probei 137. De regulă epidotul are o concentrare cantitativă în clasele

fină şi foarte fină, depăşind în mod frecvent 10% şi atingînd 22,47% (Pb. 84) şi chiar 36,80% (Pb. 103). Trebuie subliniat faptul că epidotul, prin prezenţa sa constantă, prin participarea procentuală cuprinsă frecvent în intervalul 9,50—15%, face parte din asociaţia paragenetică corelativă.

Faptul că are concentrări remarcabile în clasele fină şi foarte fină, alături de formele morfologice variate: idiomorfe, colţuroase şi subrotunjite, precum şi concentrarea medianelor unui număr de 10 probe (aproximativ 1/5 din totalul probelor) în cea de a doua jumătate a clasei foarte fină şi o difuzare largă a restului medianelor în clasa fină şi medie, ne îndreptăţeşte să presupunem o largă variaţie a compoziţiei geologice a rocilor din care a provenit. În sensul celor spuse mai sus, putem lega provenienţa epidotului de procesele metamorfismului regional, ca produs autometamorfic din rocile seriei bazice. De asemenea mai poate proveni şi din zonele de contact şi ca produse de alterare hidrotermală ale andezitelor neogene. Deoarece întîlnim adesea forme prismatic-colţuroase, admitem în special provenienţa sa din epidozitele cristalinului Highiş-Drocea, citate de V. Corvin Papiu şi H. Savu şi în legătură cu erupţiile bazice mezozoice în care procesele de epidotizare au o întindere remarcabilă. Cantitatea de material epidotic cu forme idiomorfe o legăm de continuarea activităţii hidrotermale datorită erupţiilor neogene.

e) Granaţii (pl. II, fig. 3,4). În mod frecvent, granaţii din această regiune petrografică apar sub formă de granule dominant colţuroase şi subrotunjite, rareori rotunjite. Varietatea dominantă aparţine net almandinului, dar au fost întîlnite şi rare granule de spessartin (pl. III, fig. 3) şi pirop (pl. III, fig. 4). Deoarece aceste specii sînt rar întîlnite nu au fost separate, fiind înglobate în termenul generic-granat. Spessartinul a fost întîlnit în clasa fină a probei 79a. Se remarcă prezenţa piropului în clasa fină a probelor: 83a; 86b; 88; 89; 97; 101; 137; în clasa foarte fină a probelor 83b şi 86a şi în clasa medie a probei 80.

În majoritatea cazurilor, granulele subrotunjite de almandin prezintă alterări mamelonare (pl. II, fig. 3) de la cele mai fine la grosiere, acoperind cu convexitatea lor întreaga parte vizibilă a granulelor. Ca o raritate morfologică prezentăm apariţia unui granul de almandin (clasa medie a Pb. 88) care are pe faţa vizibilă urme romboidale de spargere (pl. II, fig. 4).

De asemenea remarcăm prezenţa a două granule în clasa medie a probei 81c, în care una prezintă o incluziune de zircon (pl. III, fig. 1) iar alta o incluziune de staurolit (pl. III, fig. 2).

Almandinul are o participare constantă dominînd cantitativ în clasele fină şi foarte fină, însă nu rare sînt cazurile cînd conţinuturi de peste 10% se constată şi în clasele medie şi grosieră, în care de fapt sînt dispuse şi cele mai ridicate conţinuturi (45%—Pb.85b). Acest lucru se explică prin numărul scăzut de specii minerale care participă în clasa grosieră. Cele mai frecvente conţinuturi ale almandinului sînt 15—25%, motiv pentru care, ca şi pentru constanţa prezenţei sale, îl includem în asociaţia paragenetică corelativă.

Considerăm că provenienţa almandinului nu constituie o problemă, deoarece, direcţiile de aport fiind diferite, distribuţia neuniformă a medianelor cu o concentrare mai mult sau mai puţin gradată în cadrul clasei fină, ceva mai strînsă în primul interval al acestei clase şi simetrică în clasa medie, ne atestă varietatea ariilor de origine.

O primă arie de alimentare a constituit-o masivele cristaline de la nord de Mureş, în care sînt citate şisturi şi gnaise granatifere cu conţinuturi ce depăşesc 50%. De asemenea putem considera ca provenind şi din partea de SE a masivului Poiana-Ruscă, unde sînt descrise (L. Pavelescu, 1954) micaşisturi conţinînd 2—21% granaţi şi roci metamorfice de contact denumite granatite cu conţinuturi pînă la 90% granat. Tot pentru originea almandinului, mai putem menţiona şi partea nordică a masivului Semenic, la care se adaugă banatitele cu aureolele de contact.

Spessartinul deşi constituie o raritate, îi atribuim fie o origine pegmatitică, fie provenind din zonele manganifere de la Delineşti.

Piropul fiind mai frecvent (însă în cantităţi reprezentate prin granulele unice) poate proveni din eclogitele munţilor Sebeşului. (L. Pavelescu, 1955).

f) Staurolitul (pl. III, fig. 5), în general este reprezentat prin granule dominant colţuroase, însă nu sînt rare cazurile în care apar şi forme morfologice subrotunjite şi chiar rotunjite. Semnalăm de asemenea prezenţa unor particularităţi morfologice cum sînt : macle în formă de crucea sfîntului Andrei (pl. III, fig. 6) după 231 în clasa fină a probelor 79a [1] şi 101 şi în cea foarte fină a probei 81a. Acestea au fost întîlnite de obicei în granule colţuroase care cuprindeau partea centrală a maclei. S-a mai constatat şi alterări mamelonare ale unor granule de staurolit din clasa fină a probelor 81c şi 85b, iar în clasa foarte fină a probei 84 a fost remarcat un granul care prezintă concomitent alterare mamelonară şi urme de clivaj (marginal) după 010 (pl. IV, fig. 1). Au fost întîlnite granule care

prezentau un puternic pleocroism de la galben-pal pînă la galben-portocaliu aprins.

Cantitativ staurolitul are o participaţie destul de redusă şi nu depăşeşte 10%, absentînd în general din clasa grosieră şi avînd o concentrare mai mare în clasa fină (atinge 9,90% = Pb.84).

Urmărind distribuţia medianelor curbelor cumulative pentru staurolit, remarcăm o concentrare doar a patru mediane în clasa foarte fină, ceea ce ne demonstrează că staurolitul din probele 81a, 87a, 83b, 103, a străbătut un parcurs mai lung. Restul medianelor au o difuzare mai mult sau mai puţin regulată în intervalul claselor fină şi începutul celei medii.

Morfologia granulelor, concentrarea variată a medianelor, variaţia participării, ne arată ca şi în cazul almandinului provenienţa din mai multe arii de origine. El poate veni din masivele nordice (Apuseni-Highiş, Drocea, precum şi din Poiana Ruscă şi Semenic). În aceste masive au fost descrise diverse roci care conţin staurolit.

g) D i s t e n u l (pl. IV, fig. 2,3) apare în formă de prisme tabulare alungite, cu capetele de cele mai multe ori subrotunjite, dominant în clasele medie şi grosieră.

Aproape întreaga cantitate de disten, prezintă granule cu evidente urme de clivaj foarte caracteristice. În proba 147 (pl. IV, fig. 3) a fost observat un granul de disten cu incluziuni de rutil şi zircon orientate pe clivajul paralel cu alungirea cristalului.

Distenul are o prezenţă constantă în probele provinciei petrografice considerate, dominînd cantitativ în clasele grosieră şi medie, scăzînd mult în clasa foarte fină, dar în majoritatea cazurilor depăşeşte frecvent 10% (12—15%) atingînd 31,88% în clasa grosieră a probei 90.

Modul de distribuţie al medianelor, ne indică o largă difuzare, începînd cu clasa fină (un număr redus) şi pînă la clasa grosieră cu o concentrare oarecare în cea de a doua jumătate a clasei medii şi începutul celei grosiere.

Conţinutul ridicat al distenului în clasele medie şi grosieră, morfologia granulelor, distribuţia medianelor cu o largă difuzare, ne demonstrează că distenul împreună cu almandinul au fost minerale constante în rocile de origină metamorfică.

Pentru disten, ca arii de origină posibile, considerăm aceleaşi masive citate pentru almandin şi staurolit în care, uneori (munţii Sebeşului) sînt citate micaşisturi cu un conţinut de 96% disten, precum şi din Poiana Ruscă unde apar şisturi şi gnaise cu disten şi staurolit.

h) Sillimanitul (pl. IV, fig. 4) este reprezentat prin cristale alungite cu habitus fibros. Cantitativ el apare destul de sporadic în clasa fină şi foarte fină, prezentînd o morfologie care atestă un transport îndelungat. El nu prezintă importanţă pentru mineralogia probelor cercetate, situîndu-se frecvent sub 1 %.

Considerăm că ariile de origină sînt legate în principal de formaţiunile pînzei getice din nordul Banatului.

Deoarece nu se constată o prezenţă mai mult sau mai puţin constantă şi nici cantităţi semnificative pe clase granulometrice, pentru acest mineral nu au fost întocmite curbe cumulative de distribuţie.

l) Turmalina brună (pl. V. fig. 1, 2, 3, 4) constituie unul dintre mineralele frecvente ale fracţiei grele. Ea apare regulat sub formă de cristale alungite cu pleocroism evident şi în multe cazuri apar prisme colţuroase care prezintă o terminaţie idiomorfă sau prisme scurte cu feţe cristalografice şi terminaţii trigonale. De asemenea apar în mod frecvent cristale alungite cu terminaţii care prezintă alterarea angulară (pl. V, fig. 3). Semnalăm ca o varietate morfologică, apariţia unui granul de turmalină brună în clasa fină a probei 147 cu zonalitate evidentă. Cantitativ rareori depăşeşte 5 %.

În afara varietăţii comune, au mai fost întîlnite (numai cîte un granul), de cele mai multe ori idiomorfe: turmalină galbenă în clasa foarte fină a probelor 89 şi 90; turmalină verde (pl. V, fig. 4) cu un grad avansat de rotunjire în clasele fină şi foarte fină a probelor 84, 85b, 97. Semnalăm prezenţa turmalinei roşii în clasa fină a probei 86b şi a turmalinei albastre (indicolit) în clasele foarte fină a probei 89.

Referitor la originea turmalinei brune putem afirma că provine preponderent din şisturile cristaline, iar în cazurile în care domină fragmentele colţuroase în clasa grosieră, provine din pegmatite.

În ceea ce priveşte varietăţile: verde, roşie şi albastră, acestea pot proveni din rocile masivului Drocea, semnalate de H. Savu (1959) ca: metadiorite cu turmalină albastră şi roşie, luxullianite cu turmalină brun-roşcată, corneene cu turmalină verde şi albastră. În cazul varietăţii galbene, considerăm că ea provine din sedimente preexistente (unde se găsea remaniată din roci cristaline).

Urmărind distribuţia medianelor, remarcăm o concentrare semnificativă a acestora, simetrică, în porţiunea finală a clasei foarte fină şi prima jumătate a celei fine.

Aceste date, împreună cu formele dominant-colţuroase şi idiomorfene demonstrează existenţa unei arii de alimentare dispusă în apropierea bazinului de acumulare, constituită din roci cristalofiliene, în care turmalina brună a avut o granulaţie destul de uniformă, iar distanţa de transport redusă.

j) R u t i l u l, apare în cantităţi foarte reduse, adesea sporadic şi numai în clasa foarte fină. În totalitatea sa, reprezintă varietatea feriferă (nigrin), putînd fi determinat în cele mai multe cazuri doar printr-o iluminare puternică.

k) Z i r c o n u l (pl. VI, fig. 1,2) constituie mineralul cu cea mai capricioasă participare, atît cantitativă cît şi ca forme morfologice. În cele mai multe probe acest mineral prezintă habitusuri idiomorfe, dar nu sînt rare cazurile în care zirconul prezintă granule prismatice cu un avansat grad de rotunjire.

O mare variaţie cantitativă se observă şi în distribuţia sa granulometrică, întîlnindu-se frecvent procente de peste 10% în clasa grosieră şi medie, lipsind uneori din cea fină, pentru ca să apară din nou în clasa foarte fină cu conţinuturi de peste 15%. De regulă, s-a putut observa că formele idiomorfe sînt prezente mai ales în clasa grosieră şi medie, nelipsind din cea foarte fină, unde domină, cu un grad avansat de rotunjire.

Au mai fost întîlnite granule idiomorfe de zircon care prezentau zonalitatea concentrică (clasa grosieră a probei 146 şi foarte fină a probei 79a [1]). În clasa medie a probei 88 s-a remarcat un granul idiomorf cu culoare galbenă, cu pleocroism de la galben pal la galben-portocaliu intens, iar în clasa fină a probelor 80 şi 82 au fost remarcate şi granule de zircon roz.

Semnalîndu-se în foarte multe probe doar în clasa foarte fină, iar distribuţia medianelor fiind concentrată tot în această clasă, împreună cu formele idiomorfe alături de cantităţi mari care prezintă o morfologie cu un avansat grad de rotunjire, considerăm că nu putem preciza ariile de alimentare ale zirconului, deoarece acest mineral este citat în mod frecvent atît pentru rocile vechi ale fundamentului cristalin cît şi pentru formaţiunile mezo şi neoeruptive. Aceste arii sînt dispuse fie în apropierea bazinului, fie la distanţe uneori considerabile.

Deoarece b i o t i t u l apare uneori cloritizat sau în lamele decolorate şi în cantităţi ce nu depăşesc 3%, concentrate mai ales în clasa foarte fină, precum şi datorită posibilităţii de a proveni atît din roci eruptive cît şi din roci de origină cristalofiliană, nu am considerat utilă prezentarea sa. Din acest motiv, împreună cu faptul că medianele sînt distribuite

foarte neuniform în toate clasele granulometrice, indicîndu-ne heterogeneitatea ariilor de origine şi distanţe de transport variate, această specie minerală nu ne dă nici un fel de indiciu asupra particularităţii mineralogice a materialului psamitic studiat.

Semnalăm ca minerale rare, în primul rînd a n a t a z u l (pl. VI, fig. 3) cu morfologie în general rotunjită, în clasa foarte fină a probelor 79b şi 80 şi în clasa fină a probei 79a. A mai fost determinat şi un granul rotunjit de a n d a l u z i t (pl. VI, fig. 4) care într-o margine este incolor pe o fîşie îngustă, în rest granulul prezentînd o culoare albastră-violetă cu pleocroism puternic. Atribuim anatazului o origină mixtă, adică provine atît din roci magmatice cît şi din roci metamorfice. Andaluzitul se întîlneşte (H. W i n c h e l l, 1953) la contactul rocilor eruptive cu şisturi argiloase, din care a fost apoi remaniat.

Analizînd datele referitoare la prezenţa constantă a unor specii minerale, participarea procentuală la constituţia mineralogică a fracţiei grele pe clase granulometrice, formele morfologice dominante şi raporturile dintre speciile minerale discutate pînă acum, ajungem la concluzia că mineralele grele din provincia petrografică I au origine mixtă : vulcanogenă (piroclastică) şi detritogenă. Mineralele de origine vulcanogenă sînt : hornblenda brună, hiperstenul şi epidotul (considerînd cantitatea cea mai mare ca fiind legată de magmatismul neogen). Mineralele detritice provin din rocile cristalofiliene şi din rocile magmatice conexe.

Asociaţia paragenetică corelativă care caracterizează provincia petrografică I, este formată din următoarele specii minerale : hornblendă brună + hipersten + epidot + almandin + disten.

Originea mixtă a mineralelor grele, imprimă şi caracterul mixt vulcanogen şi detritic al asociaţiei paragenetice corelative.

2. *Provincia petrografică II.* Caracteristica mineralogică a acestei provincii este dată de dominarea netă a mineralelor opace şi a epidotului asupra celorlalte specii minerale, constituind masa fundamentală a fracţiei grele din probele cercetate.

a) M i n e r a l e o p a c e (pl. VII, fig. 1). La majoritatea probelor se remarcă abundenţa mineralelor opace, însă în strînse raporturi cantitative cu epidotul. Din acest punct de vedere, vom privi împreună cele două specii şi nu vom reveni la acest aspect al problemei atunci cînd vom prezenta epidotul.

În general mineralele opace sînt prezentate fără fracţia magnetică. Ele sînt reprezentate prin granule dominant colţuroase pînă la subrotunjite. Uneori au fost observate şi granule care prezentau habitus de hornblende.

În lumina reflectată s-a putut deosebi cu dificultate, minerale limonitizate de sulfuri. Din acest punct de vedere s-a remarcat dominarea granulelor de sulfuri (pirită în special), asupra celorlalte specii ca : hornblendă şi minerale limonitizate.

Cantitativ, de regulă, mineralele opace şi epidotul formează peste 75% din cantitatea mineralelor grele, iar în unele cazuri cantitatea de minerale opace să atingă 82%. Tot din punct de vedere al raporturilor cantitative se remarcă următoarea situaţie : din totalul de 17 probe dispuse pe suprafaţa acestei provincii, un număr de 10 probe (58,80%) sînt caracterizate prin dominarea netă, în toate clasele granulometrice a mineralelor opace. Într-un număr de 2 probe (11,80%) dominarea în toate clasele granulometrice aparţine epidotului, iar restul probelor (29,40%) prezintă raporturi deosebite şi anume : în clasele grosieră şi medie domină mineralele opace, iar în clasele fină şi foarte fină domină epidotul.

Concentrarea medianelor curbelor cumulative (pl. XIII) pentru această specie, ne indică o difuzare destul de regulată în clasa fină şi în jumătatea inferioară a celei medii.

Morfologia granulelor dominant colţuroase, răspîndirea regulată a medianelor fără localizări spaţiale, participarea ridicată a mineralelor opace la constituţia mineralogică a fracţiei grele, ne indică faptul că acestea provin, pe de o parte din sulfuri sau parţial din oxizi prezenţi iniţial ca minerale accesorii în rocile magmatice şi metamorfice, iar pe altă parte pot proveni din remanierea unor minerale hidrotermale legate de faze neogene anterioare sedimentării sau din minerale femice opacitizate, de pe arii de origine foarte apropiate. Mineralele opace mai pot reprezenta sulfuri formate direct în masa sedimentului.

b) E p i d o t u l (pl. VII, fig. 2) este reprezentat în mod dominant prin granule prismatic colţuroase şi frecvent idiomorfe. Are un colorit caracteristic verde de fistic — iar în prisme mai groase prezintă şi un pleocroism de la verde-gălbui la verde-închis, cu culori de birefringenţă vii, variate chiar în cadrul aceleaşi feţe cristalografice.

Urmărind distribuţia medianelor, remarcăm o difuzare neuniformă în clasa fină, dar şi o concentrare restrînsă în partea finală a clasei foarte fină şi a începutului celei fine.

Dominarea formelor prismatic-colţuroase şi mai ales idiomorfismul multor granule, precum şi concreşterile a două prisme idiomorfe care se observă în cazuri frecvente, participarea ridicată a epidotului la constituţia mineralogică a probelor cercetate, ne arată că o mare cantitate de epidot provine din activitatea hidrotermală postvulcanică legată de eruptivul neogen. Nu excludem posibilitatea ca o cantitate subordonată de epidot să provină şi din formaţiunile din Highiş-Drocea.

c) Hiperstenul, se prezintă frecvent în formă de prisme cu alterarea angulară caracteristică şi doar uneori cu pleocroism. Hiperstenul are o frecvenţă destul de uniformă în fracţia grea a probelor cercetate şi în toate clasele granulometrice. Participarea sa se caracterizează prin procente ridicate în clasa medie şi uneori fină, scăzînd sub 1% în clasa foarte fină.

Se remarcă o concentrare destul de ridicată a medianelor curbelor de distribuţie în partea centrală a clasei medii şi cu o difuzare neregulată în clasele fină şi grosieră.

Alterarea angulară, concentrarea unui număr destul de ridicat de mediane într-o singură clasă granulometrică precum şi difuzarea neregulată în celelalte, ne demonstrează originea vulcanogenă (din erupţie sau imediat după depunerea subaeriană), dar nu excludem şi aportul detritogen a unei cantităţi subordonate.

Considerăm că erupţiile neogene care au furnizat materialul piroxenic al primei provincii s-au făcut resimţite şi în golful în care s-au acumulat nisipurile ponţiene din cea de a doua provincie petrografică.

d) Hornblenda brună a fost recunoscută (în afara celei opacitizate) prezentînd culorile sale caracteristice însă în granule cu grad avansat de rotunjire. Are o participare nesemnificativă şi numai în unele clase granulometrice. Din aceste motive nu au fost întocmite curbe de distribuţie.

e) Almandinul. În această provincie petrografică a fost întîlnită numai specia almandinului care apare sub forme subrotunjite mai rar colţuroase. Participarea sa este în general redusă (frecvent sub 5%) prezentînd însă, în cazuri izolate, o participare de 32% (clasa grosieră a probei 115a). Acest conţinut ridicat se explică prin participarea unui număr redus de specii minerale în clasa considerată.

Urmărind distribuţia medianelor, se remarcă o difuzare foarte neregulată în toate clasele granulometrice cu o concentrare destul de redusă

(trei mediane) în partea superioară a clasei fine şi oarecum regulată în clasa medie.

Morfologia granulelor-dominant subrotunjite, concentrarea neregulată a medianelor, prezenţa cantitativă redusă, ne demonstrează existenţa mai multor arii de origine posibile şi un transport heterogen.

f) Staurolitul, se prezintă adesea în granule subcolţuroase pînă la rotunjite. Are o participare cantitativă şi mai redusă decît almandinul (frecvent sub 3%) şi dominant în clasele fină şi foarte fină. Sînt, cei drept rare cazurile în care staurolitul apare şi în clasa medie şi atunci prezintă cantităţi ridicate (7%).

În distribuţia medianelor se remarcă o oarecare concentrare în clasa foarte fină şi o distribuţie neregulată în clasa fină şi din nou o concentrare în partea centrală a clasei medii.

Distribuţia neregulată a medianelor cu unele concentrări în clase disparate împreună cu morfologia granulelor-subrotunjite ne atestă o provenienţă heterogenă ca şi la almandin.

g) Distenul, se prezintă de obicei în formă de prisme cu urme de clivaj, dar cu un grad avansat de rotunjire. Participarea sa procentuală, de regulă este scăzută (3%) şi doar uneori atinge cifra 10% cînd se concentrează într-o singură clasă granulometrică.

Medianele curbelor cumulative prezintă o mare heterogenitate de distribuţie în clasele fină şi medie, iar împreună cu morfologia granulelor ne conduce la concluzia că distenul a provenit din mai multe surse.

h) Biotitul, din această provincie petrografică sedimentară, deşi are o participare frecventă sub 3%, datorită culorii vii, cu pleocroism de la roşu pînă la maroniu închis-brun, prospeţimea lamelelor, faptul că nu au fost întîlnite fenomene de cloritizare sau decolorare caracteristice pentru biotitul de provenienţă cristalofiliană, îl considerăm numai de origine eruptivă (H. Winchell, 1953).

Biotitul este prezent în foarte multe probe doar într-o singură clasă granulometrică, iar medianele curbelor cumulative pentru probele care au avut în cel puţin două clase granulometrice biotit, ne indică o distribuţie neuniformă în clasele fină, medie şi chiar grosieră.

Considerăm, pe baza faptelor expuse mai sus, că biotitul a provenit în urma alterării penecontemporane Ponţianului a unor lave dispuse în diferite puncte din apropierea bazinului de acumulare.

i) Turmalina brună. În această provincie petrografică au fost remarcate două varietăţi de turmalină brună. O primă varietate

(pl. VII, fig. 3) este reprezentată printr-o distribuţie variată a culorilor brună şi verde. Această varietate se prezintă de obicei în forma unor fragmente de prismă colţuroase şi chiar subrotunjite, în care culorile amintite au o distribuţie foarte inegală, dar cu pleocroism caracteristic. Ea are pondere în clasele fină şi foarte fină.

O altă varietate este aceea a unei turmaline brune cu colorit uniform al prismelor şi adesea apare cu habitus idiomorf şi chiar mai multe cristale dispuse în formă de snop. A mai fost remarcat un granul de turmalină brună (clasa fină a probei 1160c pl. VII, fig. 4) care prezenta striaţiuni regulate pe diagonala cristalului, considerate drept urme de clivaj.

Cantităţi atingînd frecvent 10%, se constată numai în clasele fină şi foarte fină, iar referitor la distribuţia medianelor se remarcă o concentrare remarcabilă a unui număr ridicat al acestora în partea inferioară a clasei fină şi o distribuţie regulată a unui număr redus de mediane în restul acestei clase.

Considerăm, pe baza datelor de mai sus, că turmalina policromă provine numai din roci pegmatitice în timp ce varietatea brun-maronie poate proveni din roci ca: granulite, gnaise, micaşisturi, corneene (S. Duplaix, 1958).

j) Rutilul, (pl. VIII, fig. 1, 2) este reprezentat prin granule prismatic-colţuroase iar în clasa foarte fină, prin granule idiomorfe. De altfel el apare numai în clasa foarte fină şi fină şi doar în cazuri mai rare şi în clasa medie.

Se remarcă faptul că în această provincie petrografică, rutilul domină în varietatea galbenă-portocalie cu frecvente striaţiuni oblice pe feţele cristalografice (maclare polisintetică) remarcîndu-se şi frecvenţa maclelor în genunchi şi în formă de inimă. Au fost destul de rare cazurile în care a apărut şi varietatea feriferă-nigrin.

Din totalul de şapte probe, în care a fost întîlnită macla în genunchi şi în formă de inimă, în patru probe sînt prezente în clasa foarte fină iar în rest, în clasa fină. La proba 111 (pl. VIII, fig. 1) a fost remarcată macla în genunchi cu păstrarea prismelor indivizilor maclaţi (transport redus).

Cantitativ, rutilul apare sub 3% (frecvent sub 1,50%) dar au fost cazuri în care el atinge 17% (clasa foarte fină a Pb.110).

În ceea ce priveşte concentrarea medianelor curbelor de distribuţie se evidenţiază o remarcabilă concentrare a acestora în clasa foarte fină. Această concentrare, împreună cu morfologia granulelor dominant prismatic-colţuroase şi idiomorfe, ne atestă provenienţa detritică foarte apro-

piată dintr-o arie de alimentare constituită din roci metamorfice ca: amfibolite, gnaise, eclogite şi alte şisturi cristaline (H. W i n c h e l l, 1953).

k) Z i r c o n u l, (pl. VIII, fig. 3) este adesea reprezentat prin prisme colţuroase, iar în clasa foarte fină domină habitusurile idiomorfe. A fost observat doar un singur caz (clasa foarte fină proba 115a) în care zirconul apare maclat în genunchi (pl. VIII, fig. 3). De obicei el prezintă concentrări, cantitative mai ridicate de 10% (atingînd 16%-Pb. 110 şi 115a) în clasa foarte fină, prezentînd însă conţinuturi frecvente de peste 8%.

La zircon, concentrarea medianelor este remarcabilă în partea centrală a clasei foarte fine, şi doar două probe se dispun în partea superioară a aceleiaşi clase şi începutul clasei fine.

Datele privind formele morfologice—dominant idiomorfe—coroborate cu concentrarea medianelor în clasa foarte fină, împreună cu participarea cantitativă ridicată în aceiaşi clasă, ne dau dreptul să considerăm că zirconul a provenit dintr-o singură arie de sursă, dispusă în imediata apropiere a bazinului de sedimentare. Această arie a fost constituită din roci intrusive ca: granite, sienite şi diorite, în care zirconul este mai abundent, dar nu excludem posibilitatea ca o cantitate minoră să provină şi din roci metamorfice (H. W i n c h e l l, 1953).

Din datele expuse pînă acum, privind raporturile cantitative ale speciilor minerale, morfologia granulelor, distribuţia medianelor curbelor cumulative, ne conduc la concluzia că mineralele grele din provincia petrografică sedimentară II, au origină mixtă: mineralele opace şi epidotul sînt datorite (în masa lor principală) activităţii hidrotermale postvulcanice legată de eruptivul neogen. Originea detritică revine mineralelor de natură cristalofiliană.

Asociaţia paragenetică corelativă, avînd acelaşi caracter mixt, este formată din: minerale opace + epidot + turmalină brună + zircon.

Întrucît fauna recunoscută la Zăbalţ confirmă vîrsta ponţian-medie, iar în restul provinciei petrografice sedimentare II nu s-au recunoscut resturi fosile concludente, considerăm că asociaţiile paragenetice de minerale grele citate, specifică întregei provincii, pot fi considerate indicii conducătoare pentru extinderea acestei vîrste pentru depozitele întregei provincii sedimentare II.

Concluzii

Pe baza rezultatelor obţinute în urma analizei granulometrice efectuate asupra fracţiei psamitice a probelor din perimetrul cercetat şi a studiului mineralelor grele, ajungem la următoarele concluzii:

Fracţia grea are un conţinut scăzut în minerale grele (sub 1%) în clasa grosieră şi creşte mult în clasele granulometrice fină şi foarte fină (pînă la 50%, media fiind ±25%). Aceiaşi regulă se remarcă şi în cazul variaţiei conţinutului fracţiei magnetice (pl. XIV, tab. 3; pl. IX);

Izoliniile medianelor trasate pe harta geologică scara 1 : 25.000 au furnizat indicaţii preţioase referitoare la direcţiile de aport şi asupra caracteristicilor curenţilor de turbiditate.

Reconstrucţiile paleogeografice executate pe baza datelor semnalate mai sus, au dus la conturarea a două subunităţi distincte ale bazinului lacustru în care au existat condiţii de sedimentare diferite.

Prima subunitate este dispusă în apropierea unui paleoţărm, în care au existat curenţi de turbiditate foarte variaţi, iar cea de a doua subunitate corespunde unui golf mai liniştit sub raport hidrodinamic;

Valorile următorilor parametrii granulometrici: So (coeficientul de sortare); Sk (coeficientul de asimetrie) şi C (coeficientul de decalaj al medianelor) au confirmat concluziile paleogeografice;

Efectuarea clasificării materialului prin aplicarea clasificării structurale ale rocilor detritice după L. B. Ruhin, au demonstrat o mare neuniformitate de distribuţie a materialului în toate probele dispuse în subunitatea localizată în apropierea paleoţărmului. Materialul probelor din subunitatea dispusă în condiţiile golfului (mai spre larg) este dominat de uniformitatea granulometrică (sortare bună), caracterizîndu-se prin predominarea materialului fin;

Studiul mineralelor grele a permis separarea a două provincii petrografice sedimentare. Prima provincie petrografică este caracterizată prin asociaţia paragenetică corelativă: hornblendă brună + hipersten + epidot + almandin + disten.

Amfibolii şi piroxenii din această asociaţie au origine piroclastică, iar epidotul este legat de activitatea hidrotermală postvulcanică. Mineralele de natură cristalofiliană au origine detritogenă. Această provincie petrografică sedimentară este dispusă în partea vestică a perimetrului cercetat.

A doua provincie se caracterizează prin asociaţia mineralelor grele reprezentate prin : minerale opace + epidot + turmalină brună + zircon. Originea mineralelor grele este şi ea mixtă. Mineralele opace şi epidotul sînt legate de activitatea hidrotermală postvulcanică datorită eruptivului neogen. Cea de a doua — detritică — este atribuită mineralelor de natură cristalofiliană. Această provincie petrografică sedimentară este dispusă în partea estică a perimetrului cercetat;

Se atribuie vîrsta ponţian-medie pentru depozitele provinciei petrografice sedimentare II, pe baza faunei recunoscute la Zăbalţ unde asociaţia paragenetică de minerale grele este aceeaşi cu cea caracteristică pentru această provincie.

BIBLIOGRAFIE

Beudant F. S. (1818) Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris.

Boué Ami (1831) Erklärende Übersicht einer geognostischen Karte von Siebenburgen vorgelegt der geol. Gesselschaft in London. *Archiv of Mineralogie Geognosie etc. v. Karsten. III.*

Ciueva M. N. (1960) Mineralogheiceskii analiz şlihov i rudnih konţentratov. *Gosgheoltehizdat.* Moskva.

Duplaix S. (1958) Détermination microscopique des minéraux des sables. Paris et Liège.

Duşa A. (1965) Studii geologice pe Valea Mureşului în regiunea Valea Mare — Pojoga — Coşteiul de Sus —Bulza, cu privire specială asupra depozitelor mezozoice şi terţiare. Autoreferat. Universitatea „Bucureşti". Bucureşti.

Krumbein W. C., Sloss L. L. (1956) Stratigrafiia i osadkoobrazovanie. Moskva 1960.

Lóczy L (1912) Direktionsbericht 1912. *Jber. d. k. ung. geol. A.* f. 1912.

Milner H. B. (1962) Sedimentary Petrography. Londra.

Papiu Corvin V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea. *Acad. R.P.R. Bul. Ştiinţ. Sect. Biol. Geol. Geogr.* I.

Papiu Corvin V. (1960) Recherches géologiques dans le massif de Drocea. *An. Com. Geol.* XXVI—XXVIII. Bucureşti.

Papiu Corvin V. (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Edit. Ştiinţifică Bucureşti.

Pavelescu L. (1954) Studiul geologic şi petrografic al părţii centrale şi de sud-est a Munţilor Poiana Ruscă. *An. Com. Geol.* XXVII. Bucureşti.

Pavelescu L. (1955) Cercetări geologice şi petrografice în Munţii Sebeşului. *An Com. Geol.* XXVIII. Bucureşti

Pethö J. (1884) Ueber das Kreidegebiet von Lippa (= Lipova), Odvoş, und Conop (Jud. Timiş şi Arad). *Földl. Közl.* Budapest.

Pethö J. (1887) Die Tertiärbildungen des Fehér Körösthales (= V. Crişului Alb) zwischen dem Hegyes — Drocsa — und Pless — Kodru Gebirge. *Jber. d. k. ung. geol. A. f. 1885.* Budapest.

PLANŞA I

PLANŞA I

Province pétrographique sédimentaire I

Fig. 1. — Asociaţia mineralelor grele (Pb. 79a [1]). H.b. = Hornblendă brună; Hy = Hipersten; Ep = Epidot; Al = Almandin; St = Staurolit; T.b. = Turmalină brună.
Association des minéraux lourds (Èch. 79a[1]). H.b. = Hornblende brune; Hy = Hypersthène; Ep. = Épidote; Al = Almandin; St = Staurolite; T.b. = Tourmaline brune.

Fig. 2. — Granul prismatic de hornblendă brună (Pb. 78b). H.b. = Horn-blendă brună; Hy = Hipersten; Al = Almandin.
Grain prismatique de hornblende brune (Éch. 78b). H.b. = Hornblende brune; Hy = Hypersthène; Al = Almandin.

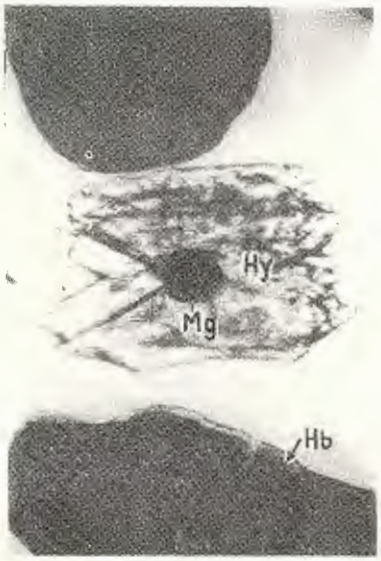
Fig. 3. — Hipersten cu alterare angulară şi incluziune hexagonală de magnetit. (Pb. 78a). Hy = Hipersten; H.b. = Hornblendă brună; Mg = magnetit.
Hypersthène à altération angulaire et à inclusion héxagonale de magnétite (Éch.78 a). Hy = Hypersthène; H.b. = Hornblende brune; Mg. = Magnétite.

Fig. 4. — Alterarea angulară a unui cristal proaspăt de hipersten (Pb. 82).
Altération angulaire d'un cristal frais de hypersthène (Ech. 82).

98-2

1

2



3

4

PLANȘA II

PLANŞA II

Province pétrograhique sédimentaire I

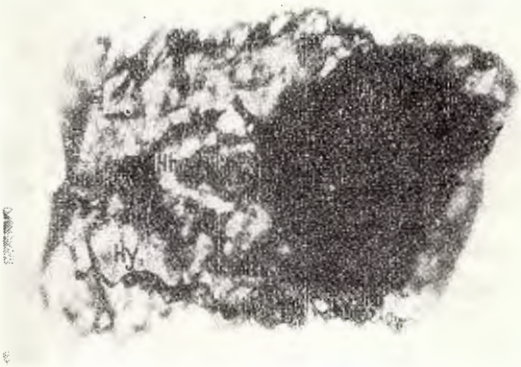
Fig. 1. — Vacuolă umplută cu hidrohematit (?) dintr-un granul de hipersten (Pb. 81c). H.h. = Hidrohematit (?); Hy = Hipersten.
Vacuole comblée de hydrohématite (?) d'un grainde hypersthène (Éch. 81c). H.h. = Hydrohématite (?); Hy = Hypersthène.

Fig. 2. — Granul ousidiomorf de epidot (Pb. 81c). Ep = Epidot; Al = Almandin.
Grain sousidiomorphe d'épidote (Éch. 81c). Ep. = Épidote; Al = Almandin.

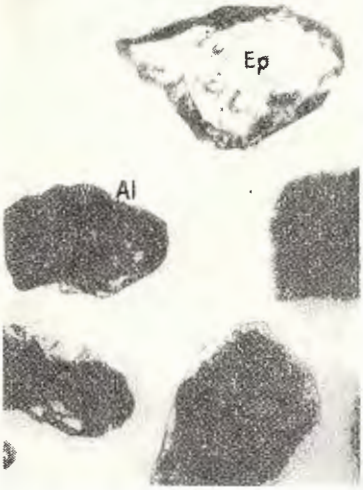
Fig. 3. — Granul de almandin cu alterare mamelonară (Pb. 137).
Grain d'almandin à altération cannellée.

Fig. 4. — Granul colţuros de almandin care prezintă urme de spargere romboidală (Pb. 88)
Grain anguleux d'almandin présentant des traces de cassure rhomboïdale

98-6



1



2

3

4

PLANȘA III

PLANŞA III

Province pétrographique sédimentaire I

Fig. 1. — Granul de almandin (Al) cu incluziune de zircon (Zr) idiomorf (Pb. 88).
Grain d'almandin (Al) à inclusion de zircon (Zr) idiomorphe (Éch. 88).

Fig. 2. — Incluziune de staurolit (St) într-un granul de almandin (Pb. 137).
Inclusion de staurolite (St) dans un grain d'almandin (Éch. 137).

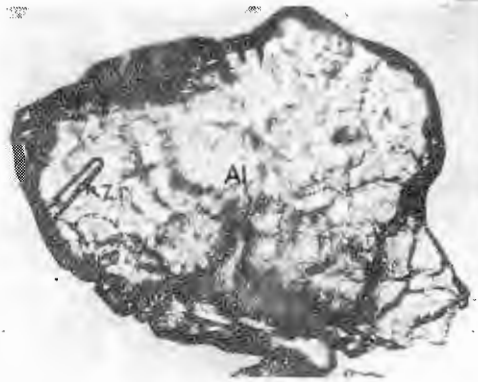
Fig. 3. — Spessartin, colţuros pînă la subrotunjit (Pb 79a). Sp. = Spessartin; Hy = = Hipersten; Al = Almandin; D = Disten.
Spessartin, anguleux jusqu'à sous-arrondi (Éch. 79a).
Sp = Spessartin; Hy = Hypersthène; Al = Almandin; D = Disthène.

Fig. 4. — Granul de pirop cu urme de spargeri romboidale (Pb. 79c).
Grain de pyrope à traces de cassures rhomboïdales (Éch. 79c).

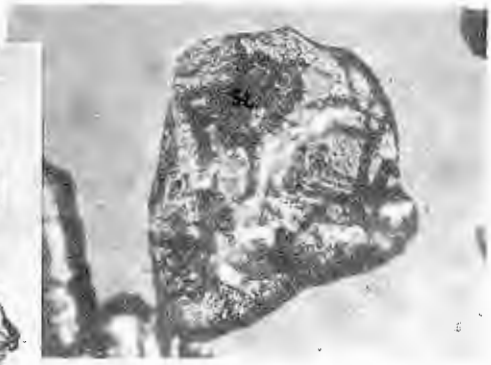
Fig. 5. — Granul colţuros pînă la subrotunjit de staurolit (Pb. 101).
Grain anguleux jusqu'à sous-arrondi de staurolite (Éch. 101).

Fig. 6. — Staurolit maclat după 231 (Crucca Sf. Andrei) (Pb. 79a [1]).
Staurolite maclé selon 231 (Croix St. André) (Pb. 79a [1]).

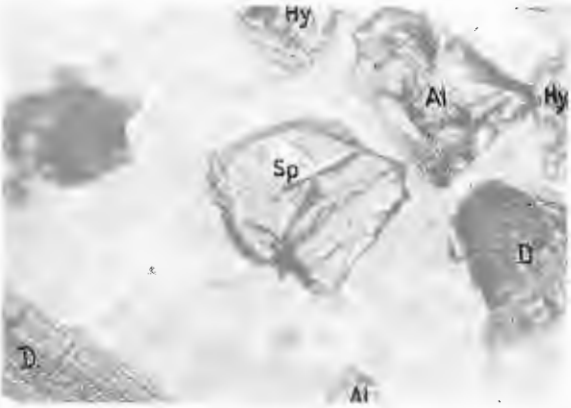
98-10



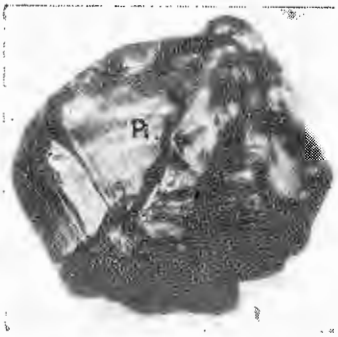
1



2



3



4

5

6

PLANȘA IV

PLANŞA IV

Province pétrographique sédimentaire I

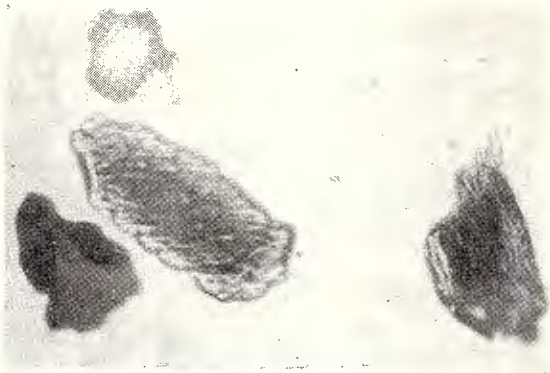
Fig. 1. — Granul de staurolit cu alterare mamelonară şi urme de clivaj după 010 (marginal) (Pb. 84).
Grain de staurolite à altération cannellée et traces de clivage selon 010 (marginal) (Éch. 84).

Fig. 2. — Granul prismatic de disten slab rotunjit cu urme de clivaj şi incluziune idiomorfă de rutil dispusă cu axul lung pe diagonala cristalului (Pb. 90).
Grain prismatique de dysthène faiblement arrondi à traces de clivage et à inclusion idiomorphe de rutile dont l'axe long est disposé sur la diagonale du cristal (Éch. 90).

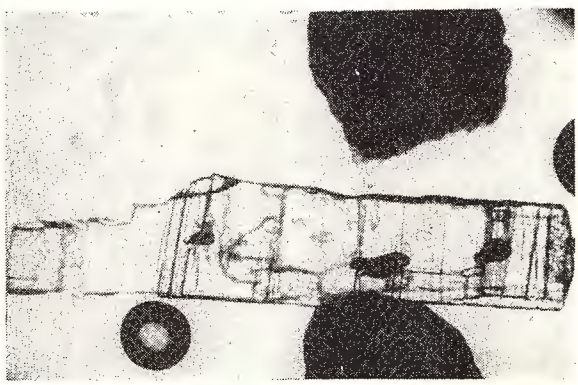
Fig. 3. — Disten prismatic cu urme de clivaj. Se remarcă incluziuni de rutil şi zircon orientate cu axul lung pe direcţia clivajului paralel cu alungirea cristalului (Pb. 147).
Disthène prismatique à traces de clivage. On remarque des inclusions de rutile et zircon dont l'axe long est orienté sur la direction du clivage parallèlement à l'allongement du cristal (Éch. 147).

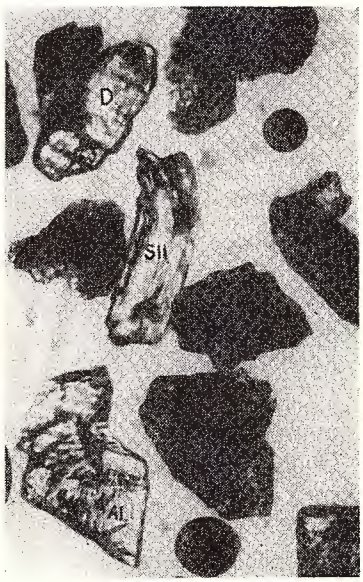
Fig. 4. — Granul prismatic subrotunjit de sillimanit, cu formă de ureche de iepure a capătului prismei. (Pb. 103). Sll. = silimanit; D = Disten; Al = Almandin.
Grain prismatique sous-arrondi de sillimanite, dont le bout du prisme a la forme d'une oreille de lièvre (Éch. 10²). Sll = Sillimanite; D = Disthène; Al = Almandin.

98-14



1 2





3 4

PLANȘA V

PLANŞA V

Province pétrographique sédimentaire I

Fig. 1. — Prismă cu un capăt idiomorf de turmalină brună (Pb. 132 a).
Prisme à un bout idiomorphe de tourmaline brune (Èch. 132 a).

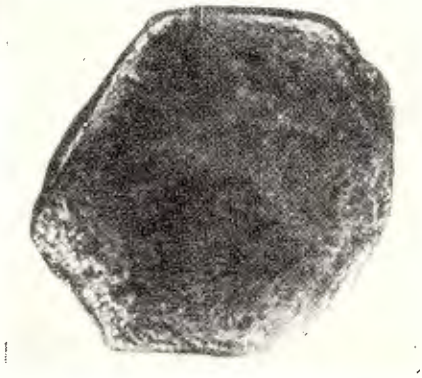
Fig. 2. — Secţiune cu contur hexagonal de turmalină brună (Pb. 147).
Section à contour héxagonal de tourmaline brune (Èch. 147).

Fig. 3. — Granul prismatic de turmalină brună. Se remarcă concreşteri idiomorfe marginale dispuse cu capetele piramidale în sens contrar. Se mai observă şi alterarea angulară a părţii de sus a cristalului (Pb. 132 a).
Grain prismatique de tourmaline brune. On remarque des enchevêtrements idiomorphes marginaux dont les bouts pyramidaux sont diposés en sens contraire. On observe également l'altération angulaire de la partie supérieure du cristal (Éch. 132a).

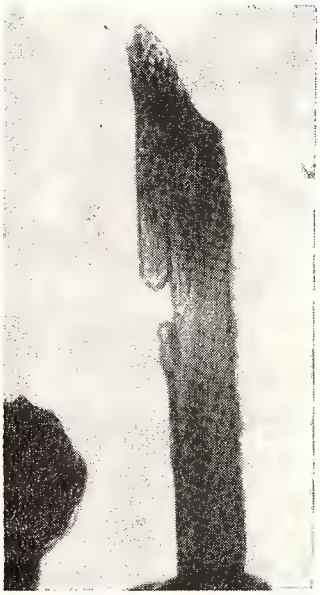
Fig 4. — Granul prismatic colţuros de turmalină verde (Pb. 84). T.v. = Turmalină verde; Al = Almandin
Grain prismatique anguleux de tourmaline verte. (Éch. 84). T.v. = Tourmaline verte; Al = Almandin.

98-18

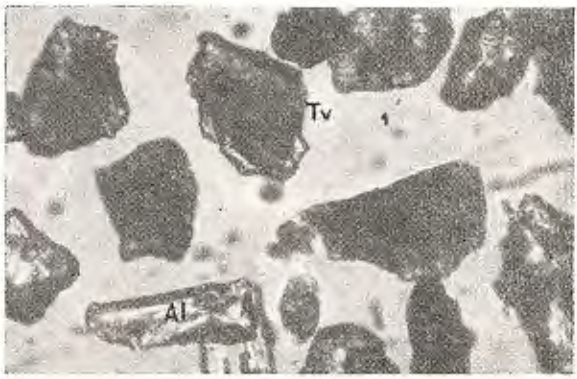
1



2



3



4

PLANŞA VI

PLANŞA VI

Province pétrographique sédimentaire I

Fig. 1. — Fragment de prismă idiomorfă de zircon galben (Pb. 80)
Fragment de prisme idiomorphe de zircon jaune (Éch. 80)

Fig. 2. — Cristal idiomorf de zircon galben pleocroic (Pb. 88).
Cristal idiomorphe de zircon jaune pléochroïque. (Éch. 88)

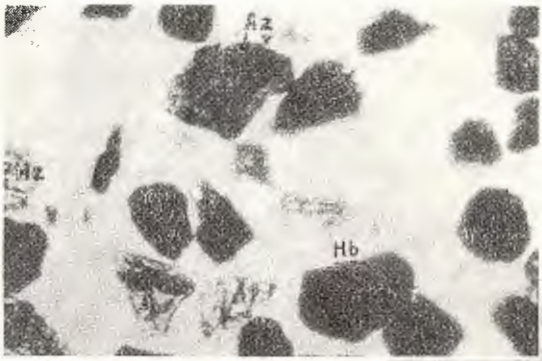
Fig. 3. — Granul colţuros pînă la subrotunjit de anataz. (Pb. 80).
Az. = Anataz; H.b. = Hornblendă brună; Hy = Hipersten; Al. = Almandin.
Grain anguleux jusqu'à sous-arrondi d'anatase. (Ech.80) Az. = Anatase; H.b. = Hornblende brune; Hy = Hypersthène; Al = Almandin.

Fig. 4. — Granul de andaluzit (Pb. 137). An = Andaluzit;; Hy = Hipersten.
Grain d'andalousite. (Pb. 137). An = Andalousite; Hy = Hypersthène.

18-22

1

2



3

4

PLANȘA VII

PLANŞA VII

Province pétrographique sédimentaire II

Fig. 1. — Asociaţia mineralelor grele (Pb. 113). Mn. op. = Minerale opace; Ep = Epidot; Hy = Hipersten; H.b. = Hornblendă brună; Al = Almandin; D = Disten; Bt. Biotit; T.b. = Turmalină brună.

Association des minéraux lourds (Èch.113). Mn. op. = Minéraux opaques; Ep = = Épidote; Hy = Hypersthène; H.b. = Hornblende brune; Al = Almandin; D = Disthène; Bt = Biotite; T.b. = Tourmaline brune.

Fig. 2. — Granul prismatic de epidot cu un capăt idiomorf (Pb. 116b).
Ep. = Epidot; Mn. op. = Minerale opace.
op. Grain prismatique d'épidote à bout idiomorphe (Éch. 116b). Ep = Épidote; Mn. = Minéraux opaques.

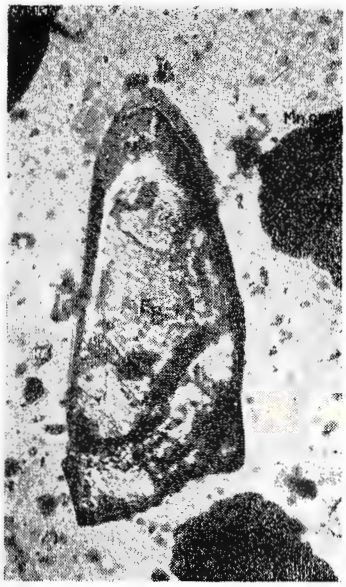
Fig. 3. — Granul colţuros pînă la subrotunjit de turmalină policromă. (Pb 116 b).
T.p. = Turmalină policromă; Mn. op. = Minerale opace;
Al = Almadin.
Grain anguleux jusqu'à sous-arrondi de tourmaline polychrome (Éch. 116 b).
T.p. = Tourmaline polychrome; Mn. op. Minéraux opaques; Al = Almandin.

Fig. 4. — Granul prismatic colţuros de turmalină brună prezentînd striaţiuni regulate pe diagonala cristalului (Urme de clivaj după 010). (Pb. 116c). T.b. = Turmalină brună; Al = Almandin.

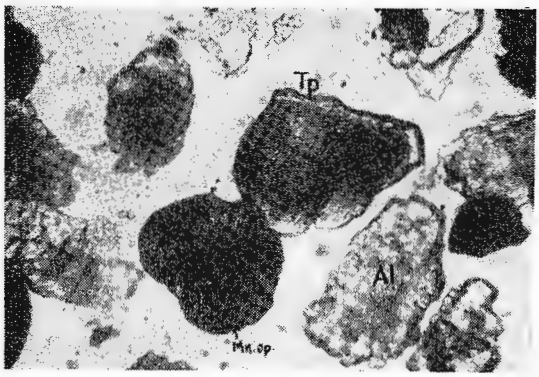
Grain prismatique anguleux de tourmaline brune qui présente des stries réguliers sur la diagonale du cristal (Traces de clivage selon 010) (Éch. 116c). T.b. = Tourmaline brune; Al. = Almandin.

98-26

1



2



3

4

PLANȘA VIII

PLANŞA VIII

Province pétrographique sédimentaire II

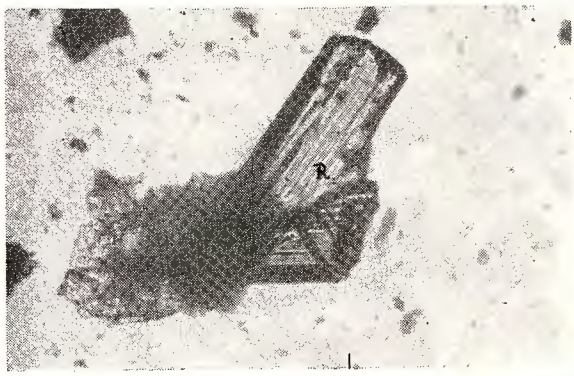
Fig. 1. — Maclă în genunchi de rutil, cu continuarea cristalelor din care s-a format macla. (Pb. 111).
Macle de rutile en genou, avec continuation des cristaux desquels s'est formée la macle.

Fig. 2. — Maclă în formă de inimă de rutil. Se remarcă şi striaţiuni oblice care reprezintă urme de maclaj polisintetic (Pb. 116d).
Macle de rutile en coeur. On remarque également des stries obliques représentant des traces de maclage polysynthétique (Éch. 116 d).

Fig. 3. — Maclă în genunchi de zircon (Pb. 115 a).
Macle de zircon en genou (Éch. 115 a).

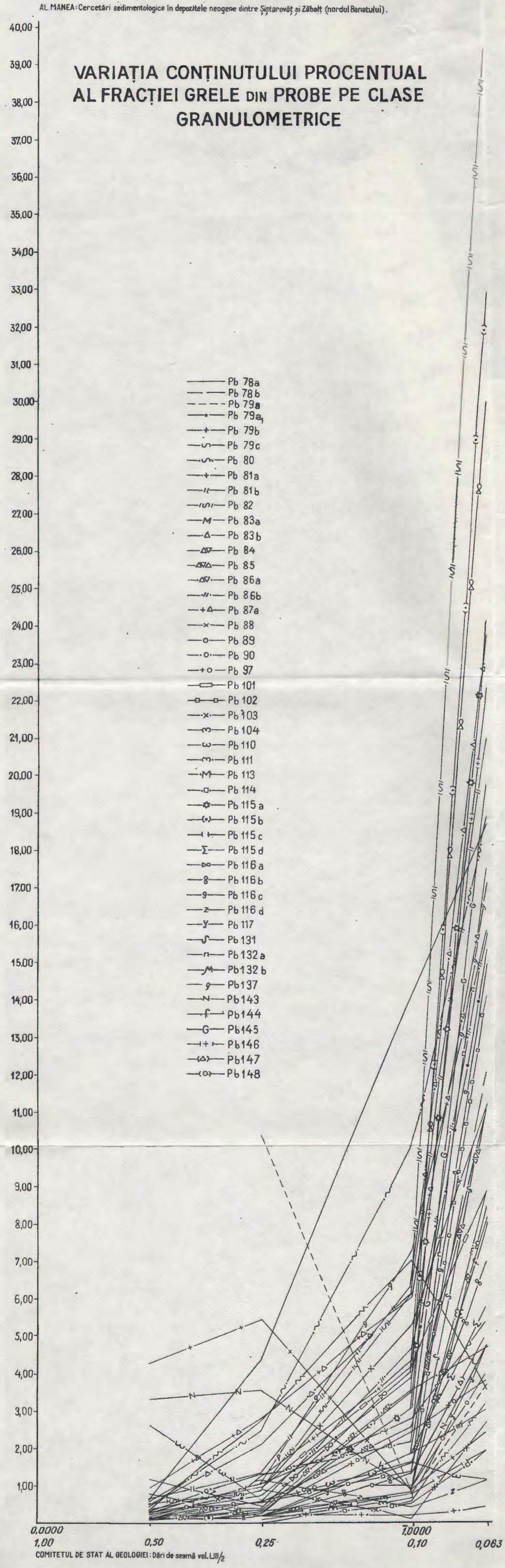
98-30

1



2

3



VARIAŢIA CONŢINUTULUI % AL FRACŢIEI GRELE DIN PROBE PE CLASE GRANULOMETRICE

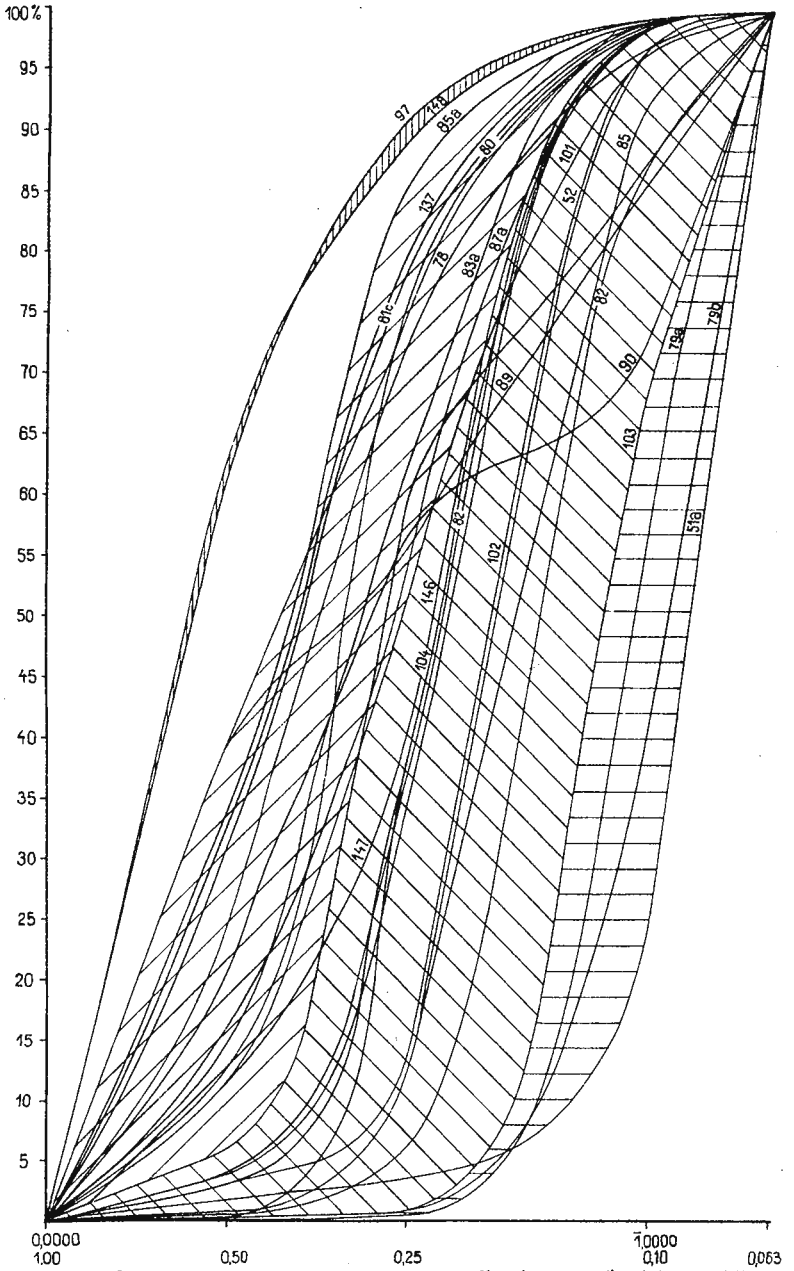
Pl. IX

Nr probei	Clasele granulometrice			
	1,00 - 0,50	0,50 - 0,25	0,25 - 0,10	0,10 - 0,063
78a	0.56	4.31	14,19	18.64
78b	0.18	0.17	1.88	12.08
79a	-	10.38	0,78	3.64
79a'	0.24	0.72	3.88	15.23
79b	4.25	5.43	0.91	2.44
79c	0.23	1.06	2.77	5.41
80	0.55	2.45	10.04	18.88
81a	-	0.22	0.20	0.42
81b	0.63	1.30	6.33	20.91
82	0.49	0.88	6.21	40.72
83a	0.41	2.71	7.08	3.58
83b	0.45	2.09	6.19	23.65
84	0.23	0.15	0.84	8.17
85b	0.13	0.56	2,57	11,05
86a	0,09	0.33	3.57	4.70
86b	0.14	0.58	4.54	15,78
87a	0.91	2,49	6,12	17.02
88	0.08	0.94	5,26	11,18
89	0.16	0.84	1,05	3.94
90	0.36	1.29	2.17	1.85
97	0.08	0.35	2.48	3.84
101	0.18	0.91	4.17	8.89
102	0.35	0.54	1.45	14.12
103	-	0.84	0.12	2.71
104	-	0.03	0.65	8.44
110	2.60	0.60	1.54	1.14
111	-	0,26	0.72	8,88
113	-	0.05	0.64	3.19
114	-	0.02	0.49	1.88
115a	0.10	0,38	3.10	24,00
115b	0,07	0.25	3,54	32.91
115c	0.74	0.13	0.74	1.95
115d	-	0.27	1.07	5.79
116a	0,50	0.32	4.02	30.07
116b	0.13	0.13	1.29	6.97
116c	-	0.13	1.68	14,86
116d	-	1.15	0.46	1.12
117	-	0,08	0.58	4,68
131	-	0.20	0.62	11.47
132a	-	0.04	0,75	17,56
132b	-	0.03	0.73	15,02
137	0.18	1.02	7.24	16.00
143	3.28	3.53	0.88	4.70
144	-	0.70	1.16	8.09
145	-	0.40	1.88	19.86
146	0.18	0.45	4,36	22.32
147	0.16	0.25	1.40	4.98
148	0.10	0.48	1,88	3.01

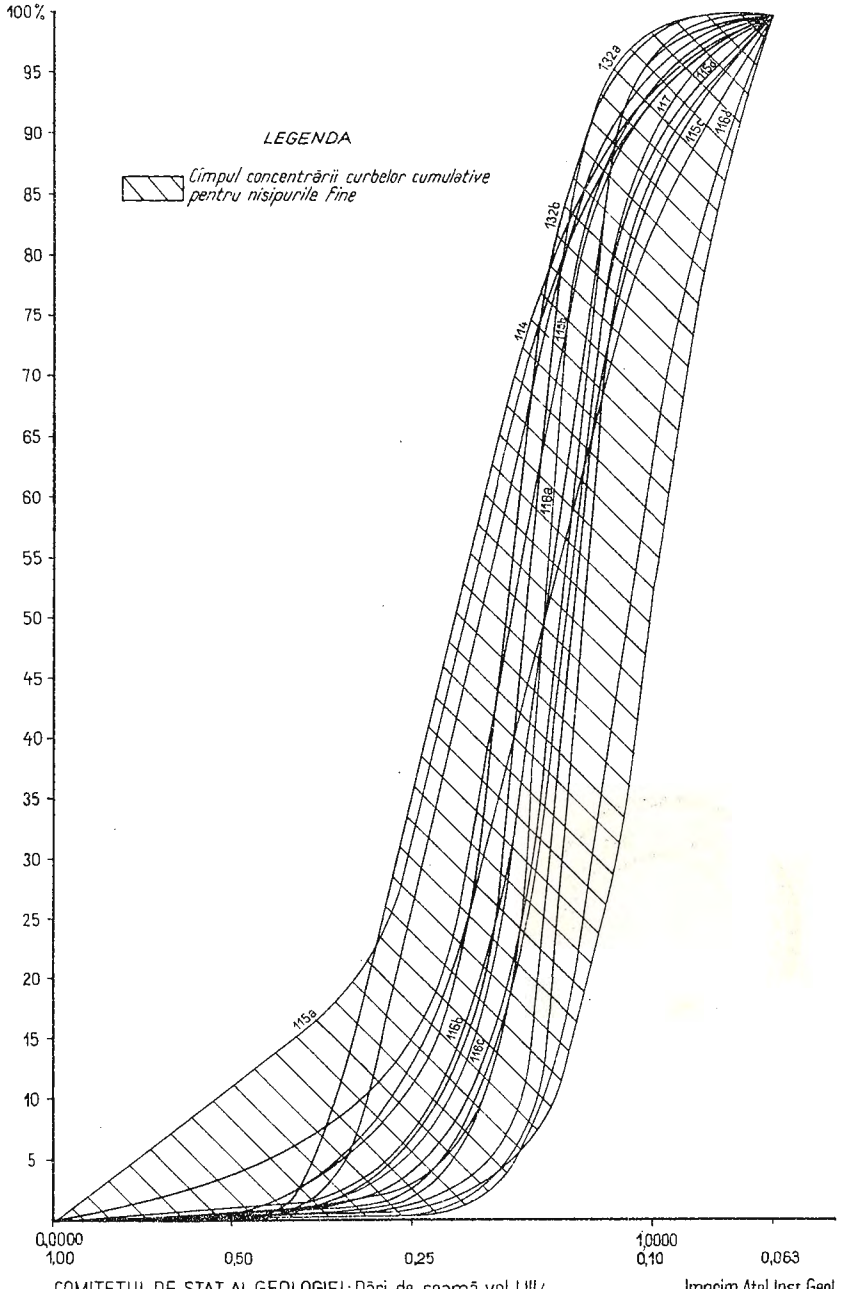
Imprim. Atel. Inst. Geol.

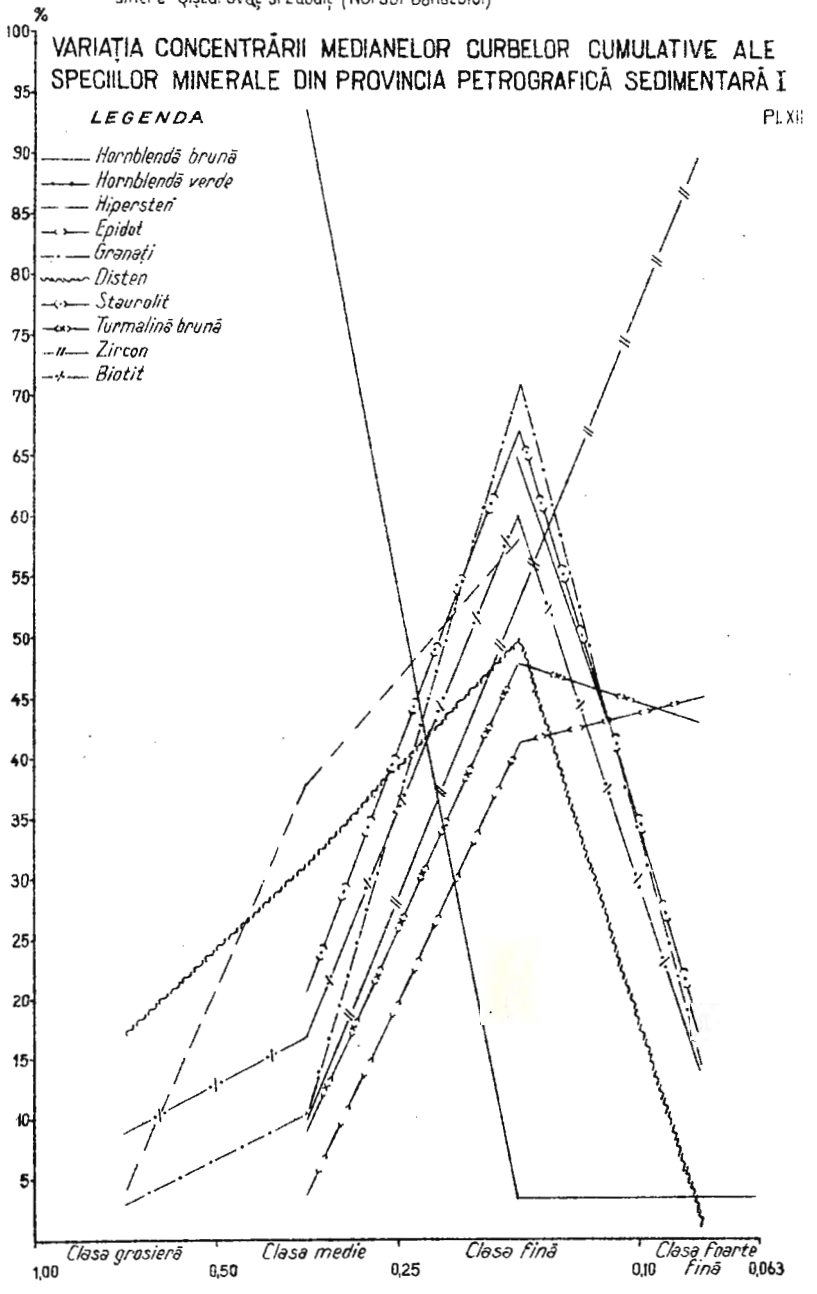
FORMA DE CONCENTRAȚIE A CURBELOR CUMULATIVE ALE PPOBELOR DIN PROVINCIA PETROGRAFICĂ SEDIMENTARĂ I

AL. MANEA — Cercetări sedimentologice în depozitele neogene dintre Șiștarovăț și Zăbalț (Nordul Banatului) — Pl. X

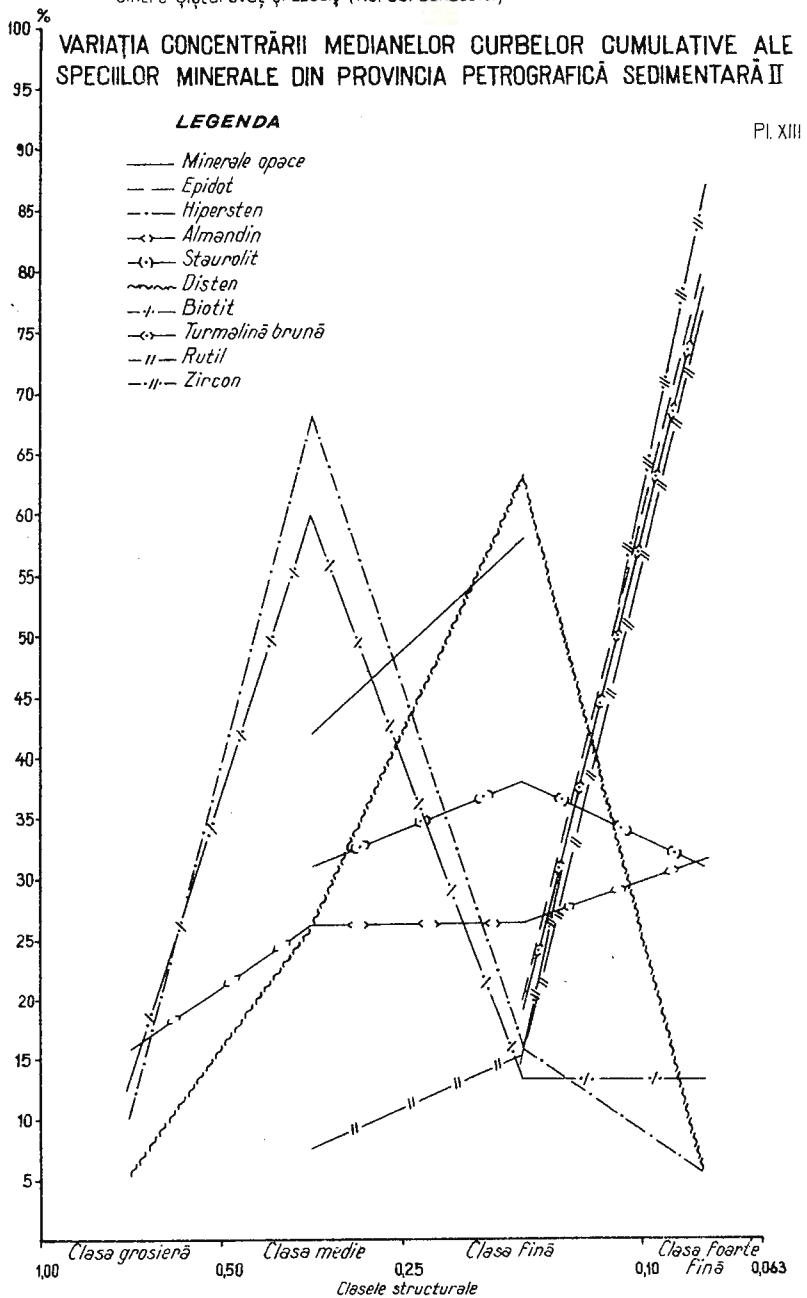


FORMA DE CONCENTRAȚIE A CURBELOR CUMULATIVE ALE PROBELOR DIN PROVINCIA PETROGRAFICĂ SEDIMENTARĂ II





Imprim. Atel. Inst. Geol.



Imprim. Atel. Inst. Geol.

TAB. Nº 1

CLASIFICAREA STRUCTURALĂ A NISIPURILOR

după clasificarea structurală a rocilor detritice a lui L.B. Rühin

ALEX. MANEA: Cercetări sedimentologice în depozitele neogene dintre Şiştarovăţ şi Zăbalţ (nordul Banatului)

Nr probei	Conținutul claselor structurale în procente			
	Nisipuri foarte fine	Nisipuri fine	Nisipuri medii	Nisipuri grosiere
78a	3.06	23.82	48.77	24.35
78b	12.58	81.22	5.64	0.56
79a	41.39	57.94	0.67	-
79a¹	0.38	18.16	48.99	32.47
79b	58.98	40.17	0.72	0.13
79c	11.97	27.78	54.25	6.00
80	0.90	24.18	35.57	39.35
81a	81.03	15.21	1.96	1.80
81c	0.81	20.23	48.14	30.82
82	1.53	63.77	30.87	3.83
83a	1.02	13.12	51.81	34.05
83b	0.66	36.81	47.51	15.02
84	2.72	85.07	11.41	0.80
85b	7.55	80.71	10.65	1.09
86a	1.27	22.05	64.00	12.68
86b	0.48	22.52	64.42	12.58
87a	1.55	43.69	38.63	16.13
88	1.61	61.71	32.65	4.03
89	13.22	30.84	15.91	40.03
90	26.79	16.17	35.42	21.62
97	0.52	8.34	29.17	61.97
101	2.89	44.83	40.40	11.88
102	3.32	83.53	10.05	3.10
103	30.59	68.42	0.99	-
104	1.13	61.45	37.17	0.25
110	54.81	44.50	0.49	0.20
111	2.77	95.88	1.33	0.02
113	4.84	69.78	25.24	0.14
114	5.71	57.63	36.41	0.25
115a	6.97	61.76	20.11	11.16
115b	7.06	78.21	10.98	3.75
115c	17.76	69.17	12.82	0.25
115d	12.52	87.26	0.21	0.01
116a	6.47	90.33	2.22	0.98
116b	13.64	79.20	6.06	0.10
116c	3.75	90.46	5.13	0.66
116d	35.15	64.54	0.24	0.07
117	9.88	86.39	3.69	0.04
131	2.11	95.77	1.52	-
132a	1.09	91.96	6.95	-
132b	1.36	87.50	11.14	-
137	0.88	18.50	48.51	32.11
143	13.31	83.87	2.13	0.69
144	12.46	87.14	0.40	-
145	10.51	89.29	0.20	-
146	1.85	57.61	37.57	2.97
147	1.44	57.80	35.03	5.73
148	0.60	9.91	25.68	63.81

TAB. Nº 2

VALORILE PARAMETRILOR Md, So, Sk, c

Nr. probei	Mediana (Md)	Coeficientul de sortare (So)	Coeficientul de asimetrie (Sk)	Coeficientul de decalaj al medianelor (c)
78a	0.3631	1.430	0.94	14.93
78b	0.1349	1.175	0.94	4.72
79a	0.1096	1.610	1.10	2.83
79a¹	0.3981	1.446	1.00	18.43
79b	0.0933	1.263	1.05	8.22
79c	0.2818	1.334	0.68	13.39
80	0.4074	1.430	1.17	21.24
81a	0.0832	1.175	0.96	14.00
81c	0.3902	1.600	0.81	11.10
82	0.2239	1.229	1.00	8.26
83a	0.4169	1.415	1.00	13.51
83b	0.2818	1.349	1.05	7.76
84	0.1862	1.123	1.00	6.60
85b	0.1585	1.245	1.00	3.83
86a	0.3236	1.246	0.98	14.16
86b	0.3467	1.364	1.02	14.72
87a	0.2339	1.364	1.29	4.94
88	0.2239	1.245	0.98	5.79
89	0.2089	2.318	1.95	11.12
90	0.2291	2.189	0.83	6.13
97	0.5823	1.382	0.96	33.84
101	0.2630	1.430	0.98	3.71
102	0.1660	1.217	1.02	4.85
103	0.1176	1.585	0.91	3.43
104	0.2239	1.245	0.98	9.21
110	0.0977	1.181	0.98	0.00
111	0.1698	1.050	1.05	6.02
113	0.2042	1.245	0.98	7.86
114	0.2188	1.320	0.96	8.29
115a	0.1905	1.430	1.23	8.58
115b	0.1738	1.217	0.98	6.91
115c	0.1685	1.289	1.15	4.89
115d	0.1479	1.149	0.87	4.56
116a	0.1479	1.149	1.00	3.83
116b	0.1749	1.245	0.70	7.26
116c	0.1585	1.205	1.00	3.83
116d	0.1122	1.245	0.93	1.89
117	0.1514	1.188	0.98	4.91
131	0.1585	1.073	0.96	4.89
132a	0.1660	1.123	1.04	5.12
132b	0.1738	1.136	1.02	6.63
137	0.3802	1.463	1.07	18.52
143	0.1445	1.210	0.69	3.97
144	0.1318	1.149	1.00	3.41
145	0.1445	1.163	0.98	4.90
146	0.2291	1.229	1.00	8.12
147	0.2239	1.329	1.05	5.79
148	0.5754	1.188	0.71	33.55

TAB. Nº 3

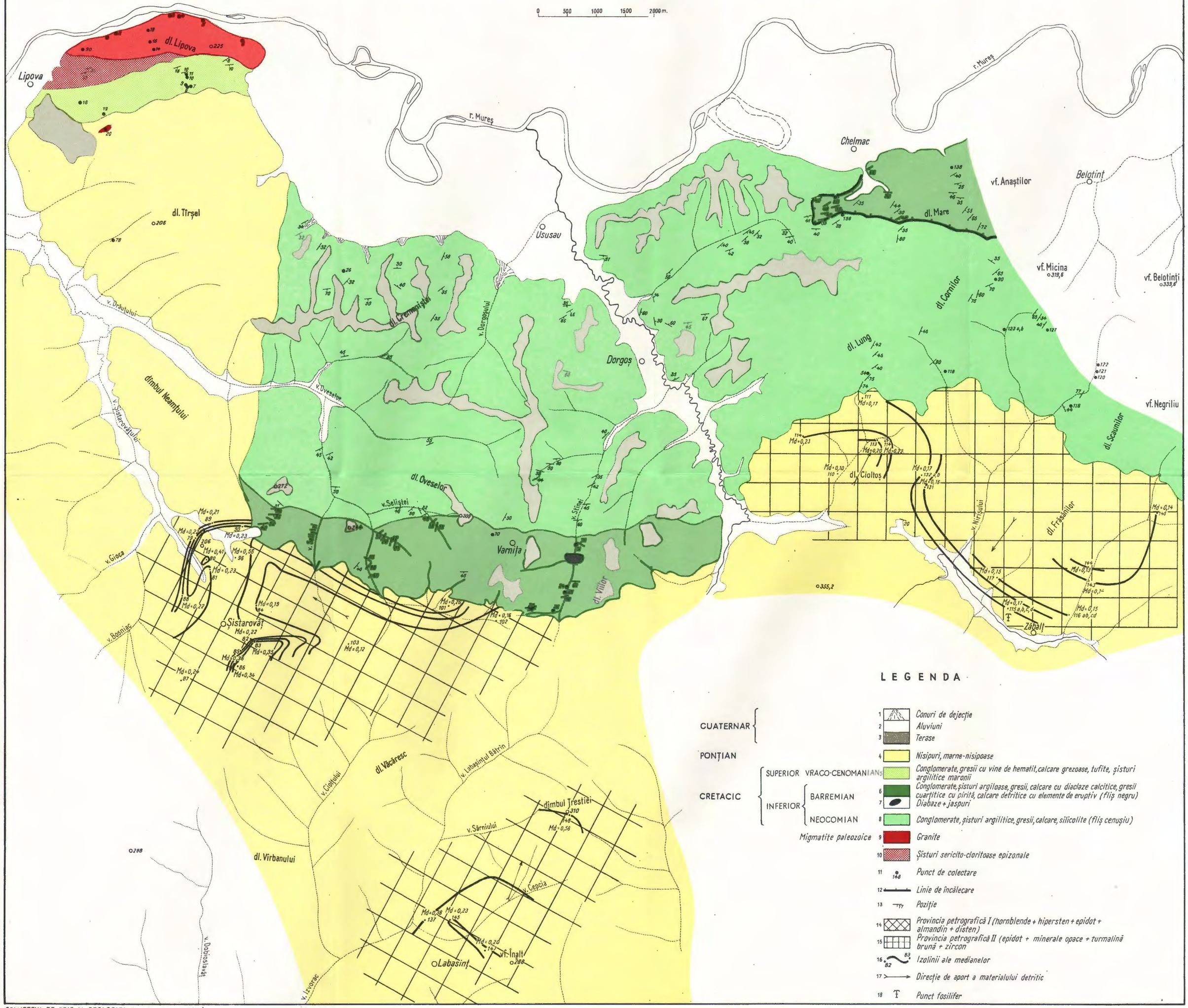
VARIAȚIA CONȚINUTULUI PROCENTUAL AL FRACȚIEI MAGNETICE PE CLASE GRANULOMETRICE

Nr. probei	Clasele granulometrice			
	1.00 - 0.50	0.50 - 0.25	0.25 - 0.10	0.10 - 0.063
78a	0.03	0.47	2.85	2.43
78b		0.02	0.09	0.93
79a		0.08	0.04	0.38
79a¹	0.005	0.01	0.38	2.10
79b			0.04	0.16
79c		0.02	0.22	0.54
80	0.003	0.26	2.69	5.32
81a		-	0.01	0.06
81c	0.002	0.03	1.05	4.86
82		0.03	0.55	7.90
83a	0.01	0.07	0.38	0.49
83b	0.08	0.02	0.26	3.23
84		0.02	0.06	1.17
85b		0.07	0.19	1.16
86a		0.01	0.04	8.16
86b		0.003	0.39	2.16
87a	0.20	0.24	0.94	3.24
88		0.04	0.65	1.55
89		0.03	0.06	0.25
90		0.01	0.09	0.09
97		0.001	0.13	0.33
101		0.03	0.31	1.00
102		0.007	0.02	0.87
103			0.002	0.29
104		0.004	0.03	0.39
110			0.007	0.02
111			0.005	0.14
113			0.02	0.15
114		0.005	0.006	0.07
115a		0.04	0.18	3.51
115b		0.03	0.26	5.87
115c		0.01	0.03	0.08
115d			0.01	0.17
116a			0.15	2.36
116b			0.06	1.05
116c			0.16	5.61
116d		0.31	0.002	0.02
117			0.01	0.25
131			0.01	0.27
132a			0.01	0.67
132b			0.005	0.52
137		0.02	0.64	2.78
143		0.18	0.03	0.68
144			0.02	0.74
145			0.03	1.12
146	0.03	0.007	0.08	1.94
147		0.006	0.03	0.58
148		0.005	0.10	0.22

Imprim. Atel. Inst. Geol.

ALEX. Z. MANEA

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII LIPOVA-ZĂBALȚ



Imprim. Atel. Inst. Geol.

Pethö J. (1888) Die Geologischen Verhältnisse der Gegend von Borosjenö (Boroşineu) Apatelek (Mocrea), Buttyin (= Buteni) und Beel (= Beliu) im Fehér-Köröstale), (Valea Crişului Alb). *Jber. d. k. ung. geol. A. f. 1887.* Budapest.

Pethö J. (1890) Ergänzungs aufnahme in den rechts-und linksuferigen Teilen des Fehér — Köröstales (V. Crişului Alb) *Földt. Kozl.* XXII.

Pethö J. (1895). Das östliche Zusammentreffen des Kodru Moma und Hegyes — Drocsa Gebirges im Comitate Arad. *Jber. d.k. ung. geol. A. f. 1893.* Budapest.

Pomerol Ch. (1961) Sur l'origine des minéraux lourds des sables de l'Éocène supérieur du bassin de Paris. *C. R. des séances de l'Académie des Sciences.* 253. Paris.

Pomerol Ch. (1961) Existence de deux provinces pétrographiques dans le bassin de Paris, à l'Albien et au Cénomanien. *C. R. Sommaire des séances de la Société Géologique de France,* 10. Paris.

Pomerol Ch. (1963) Représentation graphique des granulométries des sables exécutées avec la série de Tamis Afnor. *Cahiers géologiques,* Paris.

Schlöenbach V. (1867) Einsendungen für das Museum *Verhandl. d.k.k.g. A. f.* 1867 Budapest.

Strahov N. M. et al. (1957) Metodî izuceniia osadocinîh porod. *Gosgheoltehizdat.* Moskva.

Ruhin L. B. (1961) Osnovî litologhii. *Gostoptehizdat.* Leningrad.

Rădulescu D. (1965) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Stat ptr. Liter. didact. şi pedagogică. Ed. II. Bucureşti.

Winchell A. N., Winchell H. (1953) Opticeskaia mineraloghiia. *Izd-vo Inostranloi literaturî.* Moskva.

RECHERCHES SÉDIMENTOLOGIQUES DANS LES DÉPÔTS NÉOGÈNES SITUÉS ENTRE ŞIŞTAROVĂŢ ET ZĂBALŢ (N DU BANAT)

PAR

AL. Z. MANEA

(Résumé)

On présente dans cet ouvrage les résultats des recherches sédimentologiques effectuées dans les dépôts néogènes situés entre Şiştarovăţ-Zăbalţ au N du Banat.

On a fait des recherches concernant la granulométrie des dépôts, qui sont essentiellement sableux. En se basant sur l'étude des minéraux lourds on a séparé deux provinces pétrographiques sédimentaires.

Les valeurs des paramètres granulométriques, transposées sur la carte géologique et dans les graphiques nous ont permis quelques reconstructions paléogèographiques. En ce sens on a séparé deux subunités dans le bassin lacustre, correspondantes aux provinces pétrographiques sédimentaires.

Après avoir tracé les isolignes des médianes on a obtenu des données concernant les directions d'apport du matériel et le caractère des courents de turbidité.

On a déterminé l'association paragénétique corrélative pour la province pétrographique I qui est constituée par : hornblende brune + hypersthène + épidote + almandin + disthène. Cette association a une origine mixte. Les amphiboles et les pyroxènes proviennent de l'éruption néogène, tandis que l'épidote est liée à l'activité hydrothermale postvolcanique. Les minéraux cristallophylliens sont d'origine détritogène.

En ce qui concerne la province II l'association paragénétique corrélative est représentée par : minéraux opaques + épidote + tourmaline brune + zircon. L'origine des minéraux opaques et de l'épidote est liée à l'activité hydrothermale postvolcanique de l'éruptif néogène. L'origine détritique est attribuée aux minéraux cristallophylliens.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche IX

Variation du pourcentage de la fraction lourde des échantillons, par classes granulométriques. Variation de la teneur % de la fraction lourde des échantillons, par classes granulométriques.

Planche X

Forme de la concentration des courbes cumulatives des échantillons prélevés de la province pétrographique sédimentaire I :

1, zone de la concentration des courbes cumulatives concernant les sables très fins ; 2, zone de la concentration des courbes cumulatives concernant les sables fins ; 3, zone de la concentration des courbes cumulatives concernant les sables moyens ; 4, zone de la concentration des courbes cumulatives concernant les sables grossiers.

Planche XI

Forme de la concentration des courbes cumulatives des échantillons prélevés à la province pétrographique II. Zone de la concentration des courbes cumulatives concernant les sables fins.

Planche XII

Variation de la concentration des médianes des courbes cumulatives des espèces minérales de la province pétrographique sédimentaire I.

Planche XIII

Variation de la concentration des médianes des courbes cumulatives des espèces minérales de la province pétrographique sédimentaire II.

Planche IV

Tableau 1, classification structurale des sables d'après la classification structurale des roches détritiques de L. B. Ruhin. Tableau 2, valeurs des paramètres Md, So, Sk, C. Tableau 3, variation du pourcentage de la fraction magnétique par classes granulométriques.

Planche XV

Carte géologique de la région de Lipova-Zăbaţ.

Quaternaire ; 1, cônes de déjections ; 2, alluvions ; 3, terrasses. **Pontien** 4, sables, marnes-sableuses. **Crètacé superieur** : Vraco-Cénomanien ? : 5, conglomérats, grès avec veines d'hématite, calcaires gréseux, tuffites, schistes argilitiques bruns. **Crètacé inférieur** : Barrémien : 6, conglomérats, schistes argileux, grès, calcaires à diabases calcitiques, grès quartzitiques à pyrite, calcaires détritiques à éléments éruptifs (flysch noir) ; 7, diabases + jaspes. Néocomien : 8, conglomérats, schistes argilitiques, grès, calcaires, silicolites (flysch cendré). **Magmatites paléozoiques** : 9, granite ; 10, schistes séricito chloriteux épizonaux. 11, point d'où l'on a prélevé l'échantillon ; 12, ligne de chevauchement ; 13, position ; 14, province pétrographique I (hornblende + hypersthène + épidote + almandin + disthène) ; 15, province pétrographique II, (épidote + minéraux opaques + tourmaline brune + zircon) ; 16, isolignes des médianes ; 17, direction d'apport du matériel détritique ; 18, point fossilifère.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

SEDIMENTOLOGIE

CERCETĂRI STRATIGRAFICE ŞI SEDIMENTOLOGICE ÎN DEPOZITELE NEOGENE DE LA ZĂBALŢ (NORDUL BANATULUI)[1]

DE

AL. Z. MANEA, JOSEFINA STANCU[2]

Abstract

Stratigraphic and Sedimentological Researches in the Neogene Deposits of Zăbalţ (Northern Banat). The stratigraphic data point to the existence of the Middle Pontian in the region of Zăbalţ, and the paleontological inventory permitted the stratigraphic correlation with the classical point of Rădmăneşti and with the region situated between the Timiş Valley and the Pogoniş Valley, as well as with other regions situated outside the borders of our country (Hungary-Yougoslavia). The sedimentation of the material under deep sea conditions with variable rate of the transport agent connected either to the volumetric increase of the transport agent or to the increase of the dip of the continental shelf, or to the disturbances caused by some eruptions, is proved by means of sedimentological research. The coefficient „*c*" shows the aquatic origin of the transport agent. The mixed origin of heavy minerals was determined: hydrothermal postvolcanic connected to the Neogene igneous rocks. A detrital origin is assigned to the minerals of a chrystalline nature. A paragenetic correlative association was determined: opaque minerals + epidote + brown tourmaline + zircon.

În cursul lucrărilor de teren pentru prelevarea de probe în vederea studiului mineralelor grele din depozitele neogene din culoarul Mureşului s-a întîlnit un profil care a oferit pe lîngă o constituţie litologică favorabilă cercetării mineralelor grele şi un interesant material paleontologic.

Lucrarea de faţă expune atît rezultatele paleontologice obţinute, cît şi caracterizarea terigeno-mineralogică a depozitelor considerate.

[1]) Comunicare în şedinţa din 26 aprilie 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff, nr. 55, Bucureşti.

Profilul care a constituit obiectul cercetărilor este amplasat în regiunea Banat, raionul Lipova, în extremitatea de vest a localităţii Zăbalţ, în dreapta drumului regional ce leagă această comună de centrul raional Lipova.

Menţionăm că punctul fosilifer de la Zăbalţ nu a mai fost cunoscut pînă în prezent. Pe baza asociaţiilor faunistice s-au putut face unele corelări stratigrafice cu alte zone, iar caracterizarea terigeno-mineralogică va servi drept etalon pentru eventualele corelări ale altor depozite din acest culoar care nu sînt datate faunistic.

Scurt istoric. Cea mai veche referire asupra depozitelor din regiune se întîlneşte la J. Pethö (1884) care se ocupă, în afara depozitelor jurasice şi cretacice, şi de depozitele neogene dintre Lipova şi Conop, determinînd o bogată faună pannoniană.

Depozitele neogene din platoul Lipovei au mai format obiectul de cercetare al lui E. Pop (1959), care semnalează unele puncte fosilifere, iar pe baza asociaţiei faunistice atribuie depozitelor vîrsta ponţiană.

În 1965 M. Lupu[3]) consideră nisipurile cărămizii-roşcate, ponţiene numai prin comparaţia făcută cu depozitele de la Rădmăneşti.

În privinţa studiului mineralelor grele amintim rapoartele lui V. Corvin-Papiu, Al. Manea[4]) şi Al. Manea[5]) în care se discută dualitatea provenienţei materialului psamitic, a cărui origine este atît vulcanogenă cît şi terigenă.

Date litologice şi stratigrafice

Depozitele pliocene din regiunea Zăbalţ se dispun transgresiv peste flişul cretacic şi sînt constituite litologic dintr-o alternanţă de orizonturi nisipoase.

---

[3]) M. Lupu. Studiul depozitelor neojurasice şi cretacice din partea de SW a masivului Drocea. 1965. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

[4]) V. Corvin-Papiu, Al. Manea. Studiul mineralelor grele din depozitele neogene ale Munţilor Apuseni. 1962. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

[5]) Al. Manea. Studiul mineralelor grele din formaţiunile neogene ale culoarului Mureşului, pînă în valea Timişului (între Lipova — Remetea Mică — Buzad — Comeat şi Ususău). 1964. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Al. Manea. Studiul mineralelor grele din depozitele neogene între Buzad — Comeat şi valea Timişului. 1965. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Al. Manea. Studiul mineralelor grele din depozitele neogene din culoarul Mureşului. — Studiul depozitelor dintre Ususău — Ghizela — Pietroasa. 1966. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Profilul cercetat prezintă, începînd din bază, următoarea succesiune litologică : nisipuri galbene-portocalii (grosimea nu a putut fi apreciată); nisipuri fine cenuşii-albicioase (2,5 m); nisipuri grosiere cenuşii-gălbui cu o structură încrucişată (0,5 m); nisipuri grosiere puternic limonitizate, slab cimentate, în care este cantonată următoarea asociaţie faunistică :

Congeria triangularis Partsh.
Congeria balatonica Partsh.
Congeria ex. gr. *subcarinata* Desh.
Congeria sp.
Dreissena auricularis auricularis Fuchs
Dreissena auricularis simplex Fuchs
Dreissena sp.
Limnocardium (*Tauricardium*) *petersi* M. Hoern.
Limnocardium (*Euxinicardium*) *nobile* Ştef.
Limnocardium (*E.*) *subodessae* Sinz.
Limnocardium (*Arpadicardium*) *majeri* aff. *L.*(*A*). *multicostata* Gillet
Limnocardium (*Bosphoricardium*) *emarginatum* (Desh.)
Limnocardium sp.
Limnocardium penslii Fuchs
Limnocardium apertum Münst.
Limnocardium aff. *L. secans* Fuchs
Caladacna steindachneri (Brus.)
Melanopsis decollata Stol.
Melanopsis (*Lyrcaea*) *cylindrica* Stol.
Melanopsis sp.
Lymnaea sp.
Viviparus sp.
Planorbis sp.

Din analiza întregului inventar faunistic s-a remarcat frecvenţa mare a lamelibranchiatelor; dintre acestea, cel mai bine reprezentat este genul *Limnocardium*, prin numeroase specii, urmat de genurile *Dreissena* şi *Congeria*.

Gastropodele, cu excepţia genului *Melanopsis*, sînt reduse ca număr de indivizi, dar variate generic.

Faţă de clasicul punct de la Rădmăneşti, cu care se încearcă o paralelizare, noul punct de la Zăbalţ a oferit cîteva specii necitate încă, dintre

care menţionăm: *Congeria* ex. gr. *subcarinata* Desh., *Limnocardium* (*Tauricardium*) *petersi* M. Hoern., *L.* (*Euxinicardium*) *nobile* Ştef., precum şi genul *Lymnaea*.

Se remarcă, ca şi la Rădmăneşti, abundenţa genurilor: *Limnocardium*, *Dreissena*, precum şi numeroase cuiburi cu *Planorbis* care din cauza proastei conservări nu s-au putut determina specific.

Vîrsta depozitelor de la Rădmăneşti a fost destul de dezbătută de vechii cercetători; pînă la Sümegy şi Jekelius, a fost considerată meoţiană, apoi ponţiană, pentru ca în 1943 Suzette Gillet (1943) să o considere ponţian-inferioară, revenind mai tîrziu (1955) şi încadrînd-o în Ponţianul mediu.

Ne raliem acestei ultime păreri, considerînd punctul de la Zăbalţ de aceiaşi vîrstă cu cel de la Rădmăneşti.

În sprijinul existenţei Ponţianului mediu în punctul de la Zăbalţ aducem următoarele argumente:

Congeria triangularis Partsch. bine reprezentată numeric (s-au colectat şi exemplare tinere), nu este întîlnită în Ponţianul inferior, ci cantonată şi în alte nivele ale Ponţianului mediu.

Congeria balatonica Partsch. are o frecvenţă redusă în Ponţianul superior şi este inexistentă în cel inferior.

Limnocardium petersi M. Hoern., formă ce abundă în Ponţianul superior, la Zăbalţ este rar întîlnită şi prezintă o talie redusă.

Caladacna steindachneri (Brus.) frecventă în Ponţianul superior; în asociaţia colectată din noul punct fosilifer este întîlnită sporadic, ca şi genul *Viviparus*.

În concluzie punctul fosilifer de la Zăbalţ este sincron cu punctul clasic de la Rădmăneşti şi în consecinţă indică o trecere de la Ponţianul inferior către cel superior, prezentînd în asociaţia sa faunistică forme ce se opresc din evoluţie aici, sau altele ce abia îşi marchează prezenţa, urmînd ca în Ponţianul superior să abunde.

În afară de Rădmăneşti, depozitele de la Zăbalţ se pot corela cu zona situată în sud, între valea Timişului şi valea Pogonişului, unde E. Pop (1959) descrie depozitele Ponţianului, separînd trei orizonturi, din care numai orizontul 3 reprezintă Ponţianul, pe baza formelor de *Congeria triangularis*, *C. balatonica*, *Limnocardium penslii*, *Melanopsis*.

O paralelizare în afara graniţelor ţării noastre s-a putut face cu depozitele de la Tihany şi Kurd din Ungaria, precum şi cu numeroase

puncte din Jugoslavia de la Kljuk, Orešac, unde în „stratele de Orešac — Sand" formele caracteristice sînt *Congeria triangularis*, *Dreissena auricularis*, etc.

Cercetări sedimentologice

Au fost efectuate studii asupra mineralelor grele din materialul fiecărui orizont care ia parte la constituţia profilului considerat, precum şi analize granulometrice.

Studiul mineralelor grele s-a executat asupra materialului obţinut în urma sitărilor, material care a fost încadrat în următoarele clase granulometrice (clasificare obţinută prin analogie cu clasificarea structurală a rocilor detritice a lui L. B. Ruhin): clasa foarte fină (0,063—0,10); fină (0,10—0,25); medie (0,25—0,50); grosieră (0,50—1,00). Remarcăm faptul că aceste cercetări au fost făcute numai asupra materialului mineralogic din fracţia grea obţinut după separarea fracţiei magnetice. Au mai fost executate şi cercetări microscopice în vederea determinării speciilor minerale care iau parte la alcătuirea fracţiei grele, însoţite de determinările raporturilor cantitative dintre specii, precum şi observaţii structurale.

Rezultatele obţinute în urma studiilor enunţate mai sus au fost sistematizate şi reprezentate grafic.

a) **Rezultatele analizei granulometrice.** Analiza granulometrică a fost executată numai asupra materialului psamitic, deoarece numai asupra lui a fost efectuat studiul mineralelor grele. În acest sens, remarcăm dominarea materialului fin în toate probele cercetate, dar cu variaţii în ceea ce priveşte participarea sa cantitativă.

În proba colectată din baza profilului (115d) se remarcă cea mai ridicată participare a materialului fin (87,26%) şi un amestec de 12,52% material foarte fin, avînd conţinuturi minore (sub 0,5%) de material cu granulaţie medie şi grosieră.

Nisipurile cenuşii-albicioase care urmează sînt caracterizate printr-un conţinut de 69,17% material fin, 17,76% foarte fin şi 12,82% mediu, cu adaos extrem de redus de material grosier (0,25%, Pb. 115c).

Materialul din orizontul de nisipuri cenuşii-gălbui cu stratificaţie încrucişată prezintă: 61,76% material fin, 7,06% foarte fin, ca apoi să crească participarea materialului mediu pînă la 10,98% iar a celui grosier pînă la 3,75%.

Orizontul fosilifer dispus la partea superioară a profilului se caracterizează prin cel mai scăzut conţinut al materialului fin (faţă de celelalte probe) 61,76% şi foarte fin 6,97%, crescînd participarea celui mediu (20,11%) şi grosier (11,16%).

Pe baza datelor prezentate mai sus ajungem la concluzia că materialul detritic care constituie profilul considerat este dominat de materialul cu granulaţie medie şi cu o participare neregulată a celorlalte clase structurale.

Valorile parametrilor granulometrici (pl. I) ne indică următoarele: Mediana (Md — care reprezintă diametrul şi conţinutul mediu), pentru toate probele, are valori destul de apropiate cuprinse între 0,1479 şi 0,1905 şi deci nu reflectă variaţii mari ale condiţiilor de acumulare.

Coeficientul de sortare (So) şi asimetrie (Sk), care împreună ne furnizează date referitoare la caracterul şi viteza agentului de transport, sînt variabile. Întrucît proba 115d are So = 1,149 cu scăderea corespunzătoare a lui Sk = 0,87 şi considerînd conţinutul cel mai ridicat în material fin şi foarte fin, ajungem la concluzia că în perioada acumulării acestui orizont au existat condiţii de depunere în care agentul de transport a avut o viteză constantă, destul de redusă, iar sortarea materialului a fost foarte bună. Pe baza acestor considerente se poate deduce faptul că materialul fin a fost depus în largul bazinului, cel grosier şi mediu rămînînd în apropierea ţărmului.

Datorită faptului că, valorile mai ridicate lui So şi Sk din proba 115c, au valori mai ridicate (respectiv 1,289 şi 1,15) împreună cu creşterea conţinutului în material cu grosisment mediu (12,82%), ne conduc la concluzia că agentul de transport a avut în perioada acumulării acestui orizont o viteză mai ridicată decît cea din perioada acumulării orizontului din bază, care a antrenat şi o parte din materialul cu grosisment mediu, cel grosier rămînînd în continuare numai în apropierea ţărmului bazinului lacustru.

Valorile lui So şi Sk, împreună cu creşterea conţinutului în material cu granulaţie medie şi grosieră, ultimul ajungînd la 3,75%, ne indică creşterea corespunzătoare a vitezei agentului de transport în timpul depunerii materialului probei 115b.

Referitor la condiţiile de transport şi sedimentare a materialului din orizontul superior, putem arăta că coeficientul de sortare şi de asimetrie (cele mai ridicate), împreună cu valoarea maximă a medianei precum şi creşterea ridicată a cantităţilor de material de granulaţie medie şi mai

ales grosieră (de 3 ori mai mult faţă de conţinutul din orizontul anterior), s-a depus în condiţii în care viteza de transport a crescut considerabil faţă de vitezele anterioare pe de o parte, iar pe de altă parte s-a produs înrăutăţirea sortării materialului datorită abundenţei materialului faunistic.

Considerăm că ridicarea vitezei agentului de transport este legată fie de creşterea debitului aportului acvatic, fie de accentuarea pantei continentale sau de agitaţiile provocate de unele erupţii care au avut loc în apropierea sau chiar în cadrul bazinului de acumulare.

Au mai fost obţinute şi valorile coeficientului de decalaj al medianelor, care ne indică geneza acvatică a nisipurilor. În cazul probei din bază, unde şi sortarea a fost cea mai bună, s-a obţinut un $c = 4{,}56$, cu puţin mai mult faţă de limita superioară (0—3) indicată pentru geneza eoliană de către autorul metodei, L. B. Ruhin.

Odată cu creşterea vitezei de transport şi deci a înrăutăţirii sortării, creşte corespunzător şi valoarea acestui coeficient: pentru proba 115c, $c = 4{,}89$; proba 115b are $c = 6{,}91$; proba 115a are $c = 8{,}58$ ceea ce îl situează aproape de limita maximă (3—10) pentru originea acvatică.

Luat în totalitatea sa, materialul detritic care constituie profilul cercetat a fost depus în condiţiile unui bazin de acumulare, în care agentul de transport a avut viteză redusă dar variabilă, legată fie de creşterea sa volumetrică, fie de creşterea pantei continentale, fie de agitaţiile provocate de unele erupţii.

b) **Studiul mineralelor grele**. În cele ce urmează vom privi în detaliu fiecare specie minerală care participă la constituţia mineralogică a fracţiei grele. De asemenea vom semnala unele caracteristici structurale, şi vom face unele consideraţii asupra raporturilor cantitative, iar pe baza principiilor cunoscute vom evidenţia asociaţia paragenetică corelativă pentru întregul profil.

Mineralele opace. În general, ele sînt reprezentate prin granule dominant colţuroase pînă la subrotunjite. Uneori au fost observate şi granule care prezintă habitus de hornblendă. În lumină reflectată s-au putut deosebi, cu dificultate, mineralele limonitizate de sulfuri. Din acest punct de vedere, s-a remarcat dominarea granulelor de sulfuri (pirită în special), asupra celorlalte specii ca: hornblendă şi minerale limonitizate.

Cantitativ, mineralele opace împreună cu epidotul formează peste 50% din cantitatea mineralelor grele, uneori depăşind chiar 75% (Pb.

115c). Ele prezită strînse relaţii cantitative asupra cărora nu vom mai reveni cînd vom discuta epidotul.

Tot din punct de vedere al participării cantitative se remarcă următoarea situaţie (pl. II şi IV): în orizontul nisipurilor gălbui-portocalii, în cel al nisipurilor grosiere cenuşii-gălbui cu stratificaţie încrucişată ca şi în orizontul superior fosilifer constatăm predominarea epidotului în clasele foarte fine şi fină, şi a mineralelor opace în clasele medie şi grosieră. În orizontul nisipurilor fine, cenuşii-albicioase, larga participaţie aparţine mineralelor opace, în toate clasele granulometrice.

Urmărind distribuţia medianelor curbelor cumulative întocmite pentru mineralele opace, se remarcă faptul că cele ale probelor 115d, 115c, 115b, sînt dispuse în clasa fină şi doar mediana probei 115a este dispusă în intervalul inferior al clasei medii (pl. III).

Morfologia granulelor dominant colţuroasă, dispunerea medianelor în clasa fină, participarea ridicată a mineralelor opace la constituţia mineralogică a fracţiei grele, ne conduce la concluzia că ele provin pe de o parte din sulfuri sau parţial din oxizi (prezenţi iniţial ca minerale accesorii în rocile magmatice şi metamorfice), iar pe de altă parte, din remanierea unor minerale hidrotermale legate de faze neogene anterioare sedimentării sau de minerale femice opacitizate de pe arii de origine foarte apropiate. Mineralele opace mai pot reprezenta unele sulfuri formate direct în masa sedimentului.

E p i d o t u l este reprezentat în mod dominant prin granule prismatic-colţuroase şi frecvent idiomorfe. Are un colorit caracteristic — verde de fistic — iar în prisme mai groase prezintă şi pleocroism de la verde gălbui la verde închis cu culori de birefringenţă vii, variate chiar în cadrul aceleiaşi feţe cristalografice. Reamintim că împreună cu mineralele opace formează masa de bază a fracţiei grele.

Medianele curbelor cumulative, ne indică o distribuţie în partea finală a clasei foarte fină (115c) şi în cea fină.

Dominarea formelor prismatic-colţuroase şi mai ales idiomorfismul multor granule, împreună cu concreşterile a două prisme idiomorfe care se observă în cazuri frecvente, participarea ridicată a epidotului la constituţia mineralogică a tuturor orizonturilor, ne arată că o mare cantitate a acestei specii minerale provine din activitatea hidrotermală postvulcanică, legată de eruptivul neogen. Nu este exclus ca o cantitate minoră de epidot să provină şi din şisturile cristaline din masivul Highiş — Drocea („epidozitele cristalinului" citate de V. C o r v i n P a p i u şi H. S a v u).

H i p e r s t e n u l se prezintă în mod frecvent sub formă de prisme cu alterare angulară caracteristică şi uneori cu pleocroism. Hiperstenul are o frecvenţă destul de uniformă în fracţia grea a probelor cercetate remarcîndu-se prin conţinuturi ridicate (36% şi respectiv 44%) în clasa grosieră a probelor 115a şi 115c, pentru ca la proba 115d el să fie prezent doar în clasa medie şi foarte fină. Variaţia participării sale procentuale este subliniată şi de scăderea remarcabilă a conţinutului în clasa fină şi foarte fină, cu excepţia probei 115b, unde el atinge în clasa foarte fină 13%, cu o participare sub 6% în celelalte clase şi lipsind în clasa grosieră. Conţinuturile ridicate din clasa grosieră şi medie sînt explicate prin numărul redus de specii minerale.

Se remarcă dispunerea medianelor curbelor cumulative pentru hiperstenul din probele 115a şi 115c în clasa grosieră iar a celei reprezentînd proba 115b în partea finală a clasei foarte fine.

Alterarea angulară, prospeţimea granulelor, dispunerea neregulată a medianelor, ne demonstrează originea vulcanogenă pentru probele 115a şi 115c, sau din remanierea imediată după depunere subaeriană; pentru hiperstenul din probele 115b şi 115d admitem aportul detritogen.

H o r n b l e n d a b r u n ă a fost recunoscută în afara celei opacitizate şi apare cu culorile brune caracteristice dar cu forme destul de rotunjite ale prismelor. Are o participare cantitativă nesemnificativă şi numai în unele clase granulometrice. Din aceste motive nu au mai fost întocmite curbe de distribuţie.

A l m a n d i n u l a fost întîlnit în forme subrotunjite şi mai rar colţuroase. Participarea sa cantitativă este redusă (frecvent sub 5%), cu excepţia clasei grosiere a probei 115a (număr redus de specii minerale). Tot din punct de vedere al participării se remarcă şi o variaţie remarcabilă pe clase granulometrice dar fiind prezent în toate probele numai la clasele medie şi fină.

Morfologia granulelor — dominant subrotunjite, distribuţia medianelor în toate clasele granulometrice, variaţia remarcabilă a raporturilor cantitative în probele profilului şi pe clase granulometrice, ne demonstrează existenţa mai multor arii de origine şi un transport heterogen.

S t a u r o l i t u l se prezintă adesea în granule subcolţuroase pînă la rotunjite. Are o participare ridicată (pînă la 6%) în clasa medie, redusă (3%) în clasa fină şi foarte redusă (sub 1%) în clasa foarte fină. Se remarcă şi faptul că în proba din baza profilului (115d) staurolitul are o participare sub 1% şi numai în clasele foarte fină şi fină.

În distribuţia medianelor se observă o concentrare neregulată a celor care reprezintă probele 115a şi 115d (în clasa fină) şi o concentrare remarcabilă în cea de a doua jumătate a clasei medii a medianelor curbelor cumulative pentru staurolitul din probele 115c şi 115b.

Formele morfologice variate ca şi distribuţia neuniformă a medianelor, indică o provenienţă heterogenă şi un transport apreciabil.

Distenul apare de obicei sub formă de prisme incolore sau cenuşii, cu urme de clivaj, dar cu un grad avansat de rotunjire. Participarea sa cantitativă se prezintă în felul următor : în orizontul bazal are o participare de peste 4% în clasele medie şi fină, scăzînd sub 1% în clasa foarte fină.

O situaţie deosebită observăm în cazul participării sale la constituţia mineralogică a claselor granulometrice din orizontul următor unde distenul are o participare sub 1,5% la clasa medie şi foarte fină şi peste 3% în clasa fină. Participarea foarte redusă (sub 1%) prezintă distenul în orizontul nisipurilor grosiere cenuşii-gălbui, pentru ca în orizontul fosilifer să prezinte o mare varietate procentuală în toate clasele. Astfel în clasa grosieră = 2,5%, medie = 6,07%, fină = 3,61%, foarte fină = = 1,86%.

Medianele curbelor de distribuţie se grupează în perechi în felul următor : pentru probele 115b şi 115c medianele sînt dispuse în partea centrală a clasei fine, iar a probelor 115a şi 115d, sînt dispuse în partea finală a clasei fine şi începutul clasei medii.

Dispunerea în perechi a medianelor, gradul avansat de rotunjire al prismelor de disten, raporturile cantitative variabile ne conduc la concluzia că această specie minerală a provenit din două surse terigene diferite.

Biotitul. Datorită culorii sale uniforme, roşu-maroniu aprins, cu pleocroism de la roşu pînă la maroniu-brun, prospeţimii lamelelor, faptului că nu au fost întîlnite fenomene de cloritizare sau decolorare caracteristice pentru biotitul provenit din roci cristalofiliene, îl considerăm că provine numai din roci eruptive (H. Winchell, 1953). Biotitul este prezent sub 3% (frecvent sub 1%) doar în orizontul fosilifer şi în cel imediat inferior. Medianele curbelor cumulative pentru biotitul din aceste două orizonturi sînt dispuse în clase diferite ceea ce ne indică heterogenitatea ariilor de alimentare.

Turmalina brună. Au fost remarcate două varietăţi de urmal ină brună :

O primă varietate este aceea a unei turmaline brune cu distribuţie policromă a culorilor brună şi verde. Această varietate se prezintă de obicei sub forma unor fragmente de prisme colţuroase şi chiar subrotunjite, în care culorile amintite au o distribuţie inegală dar prezentînd pleocroism caracteristic turmalinei brune;

Cea de a doua varietate este reprezentată prin granule cu colorit uniform, cu apariţii de prisme idiomorfe sau mai multe prisme dispuse în formă de snop. Pleocroismul acesteia variază de la roşu-maroniu pînă la brun-negru.

Turmalina brună are o distribuţie cantitativă destul de uniformă în clasele granulometrice: medie, fină şi foarte fină, nedepăşind 2% în primele 3 orizonturi superioare, remarcîndu-se o creştere pînă la 9% în clasa foarte fină a probei 115c şi conţinuturi aproximativ egale cuprinse între 6—5% numai în clasele fină şi foarte fină din orizontul din baza profilului.

Turmalina brună prezintă o concentrare remarcabilă a medianelor curbelor de distribuţie a orizonturilor a, c, d în partea cea mai inferioară a clasei fine, ceea ce demonstrează provenienţa dintr-o singură arie de alimentare. Orizontul b are mediana dispusă în partea centrală a aceleiaşi clase.

Pe baza datelor de mai sus, considerăm că turmalina policromă provine numai din roci pegmatitice, în timp ce varietatea brună-maronie poate proveni din roci ca: granulite, gnaise, micaşisturi şi corneene (S. Duplaix, 1958).

Rutilul apare adesea în formă de granule prismatic colţuroase, iar în clasa foarte fină domină net habitusul idiomorf. De altfel el apare numai în clasa foarte fină şi doar în proba 115b în clasa fină. Se mai remarcă faptul că varietatea galben-portocalie cu striaţiuni frecvente oblice pe feţele cristalografice caracterizează masa dominantă a rutilului. În cazuri foarte rare apare şi varietatea feriferă — nigrin. Semnalăm prezenţa maclei în genunchi în clasa foarte fină a probei 115a. Cantitativ rutilul are o reprezentare sub 1% şi doar în materialul orizontului din baza profilului depăşeşte cu puţin 1%.

Morfologia idiomorfă a granulelor, apariţia maclei în genunchi, cantitatea redusă a rutilului, granulaţia foarte fină, ne conduce la concluzia că această specie minerală provine dintr-o arie de alimentare dispusă în imediata apropiere a bazinului de acumulare constituită din roci meta-

morfice ca : amfibolite, gnaise, eclogite şi alte şisturi cristaline (H. Winchell).

Zirconul este reprezentat adesea prin prisme colţuroase, iar în clasa foarte fină şi fină domină habitusurile idiomorfe. A fost observată şi macla în genunchi, în clasa foarte fină a probei 115a. De altfel chiar concentrarea cantitativă a zirconului se remarcă în clasa foarte fină, depăşind frecvent 10%. Prezenţa sa în clasele fină şi medie se remarcă doar la orizontul fosilifer şi cel bazal. Medianele curbelor de distribuţie ale acestor două probe se dispun în clasa fină, depăşind cu puţin limita sa (115a).

Datele privind formele dominant idiomorfe, coroborate cu apariţia maclei în genunchi, împreună cu dispunerea medianelor în clasa foarte fină, raporturile cantitative ridicate, ne dau dreptul să considerăm că zirconul a provenit dintr-o singură arie de origine dispusă în imediata apropiere a bazinului de sedimentare. Această arie a fost constituită din roci intrusive ca : granite, sienite şi diorite în care zirconul este mai abundent (H. Winchell).

Din cele expuse pînă acum privind participarea cantitativă a speciilor minerale, morfologia granulelor, distribuţia medianelor, ajungem la concluzia că mineralele grele ale profilului cercetat au origine mixtă; mineralele opace şi epidotul provin din activitatea hidrotermală postvulcanică legată de eruptivul neogen ; originea detritogenă revine mineralelor de natură cristalofiliană.

Asociaţia paragenetică corelativă, avînd acelaşi caracter mixt al originii este formată din : minerale opace + epidot + turmalină brună + zircon.

Concluzii

Pe baza datelor obţinute în urma cercetărilor stratigrafice şi sedimentologice asupra profilului din depozitele neogene de la Zăbalţ, ajungem la următoarele concluzii :

Punctul fosilifer de la Zăbalţ aduce noi argumente în sprijinul existenţei în partea nordică a culoarului Mureşului a Ponţianului mediu. Asociaţia sa faunistică a permis corelarea stratigrafică cu alte puncte fosilifere clasice din Banat şi cu alte zone externe teritoriului ţării ;

Datele analizei granulometrice demonstrează că materialul psamitic este dominat de nisipurile medii.

Valorile parametrilor granulometrici indică variaţii ale vitezei agentului de transport şi al caracteristicilor sedimentării, materialul avînd în baza profilului o sortare bună iar pe măsura creşterii vitezei se face simţită înrăutăţirea sortării materialului, mai pregnantă la orizontul din partea superioară a profilului, legată şi de abundenţa faunistică. Creşterea vitezei agentului de transport este legată fie de creşterea debitului aportului acvatic, fie de accentuarea pantei continentale, fie de agitaţiile provocate de unele erupţii.

Coeficientul „*c*" ne indică originea acvatică a materialului detritic. Acesta creşte odată cu creşterea vitezei de transport şi înrăutăţirea sortării;

Datele privind participarea cantitativă a speciilor minerale, morfologia granulelor acestor specii, distribuţia medianelor curbelor cumulative pentru fiecare specie minerală, conduc la concluzia că mineralele grele au origine mixtă: mineralele opace şi epidotul provin din activitatea hidrotermală postvulcanică legată de eruptivul neogen; originea detritică revine mineralelor de natură cristalofiliană;

Asociaţia paragenetică corelativă este formată din: minerale opace + epidot + turmalină brună + zircon.

BIBLIOGRAFIE

Brusina S. (1902) Iconografia Molluscorum fosilium in telleure tertiaria. Zagreb.

Ciueva M. N. (1960) Mineraloghiceskii analiz şlihovii rudnîh konţentratov. *Gosgheoltehizdat.* Moskva.

Duplaix S. (1958) Détermination microscopique des minéraux des sables. Paris et Liège.

Gillet Suzette (1943) Les Limnocardiidés des Couches à Congéries de Roumaine. *Mém. Inst. Géol. Roum.* IV. Bucureşti.

Gillet Suzette, Horrenberger Ingrid (1955) Observation sur la faune de Rădmăneşti (Banat Roumain). *Extrait du C. R. Sommaire des séances de la société géologique de France,* 11—12. Paris.

Fuchs Th. (1870) Fauna der Congerienschichten von Rădmăneşti im Banat. *Jb. d.k.k. geol. Reichstanst.* XX. 1870.

Lörenthey E. (1902) Pannonische Fauna von Budapest. *Palaeontographica,* XLVII.

Ionescu-Argetoaia I. (1918) Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol.* VIII (1914). Bucureşti.

Marinescu Fl. (1964) Propuneri cu privire la orizontarea Ponţianului din partea occidentală a bazinului Getic. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Seria Geologie* 1, 9.

Milner H. B. (1962). Sedimentary Petrography. Londra.

Papp A. (1951) Das Pannon des Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Ges. Wien* 39, 41. Viena.
Papp A. (1953) Die Molluskenfauna des Pannons im Wiener Becken. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 44. Viena.
Pomerol Ch. (1961) Existence de deux provinces pétrographique dans le bassin de Paris, à l'Albien et au Cénomanien. *C. R. Sommair des séances de la Soc. Géol. de France* 10. Paris.
Pop E. (1959) Neogenul şi Cuaternarul dintre Valea Timişului şi Valea Pogonişului. *Bul. Inst. Mine Petroşani.* II.
Stevanović P. (1951) Pontische Stufe im engeren Sinne... *Serb. Ak. Wiss*, CLXXXVII, 2.
Stevanović P. (1962) Pontische Fauna mit Limnocardium petersi bei Kadar an der Save (Nord — Bosnien). *Ann. Géol. de la Péninsule Balkanique.* XXVIII. Belgrad.
Strahov N. M. et al. (1957) Metodî izuceniia osadocinîh porod. *Gosgheoltehizdat.* Moskva.
Wenz W. (1942) Die Moll. des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete. *Senckenbergiana* 24. Frankfurt a. M.
Winchell A. N., Winchell H. (1953) Opticeskaia mineraloghiia. *Izd— vo. Inostranoi literaturî.* Moskva.

RECHERCHES STRATIGRAPHIQUES ET SÉDIMENTOLOGIQUES DANS LES DÉPOTS NÉOGÈNES DE ZĂBALŢ (N DU BANAT)

PAR

AL. Z. MANEA, JOSEFINA STANCU

(Résumé)

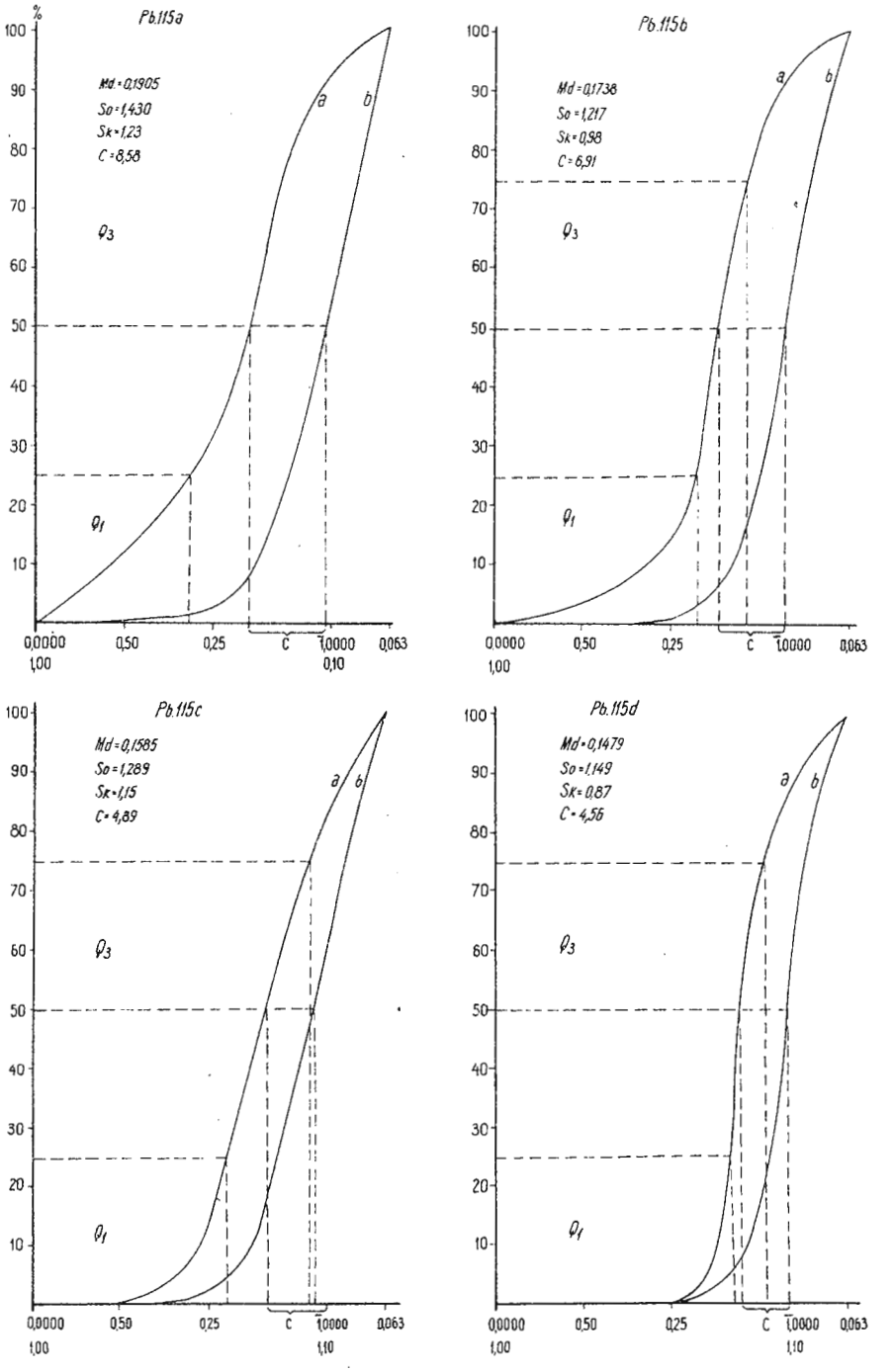
On a effectué des recherches stratigraphiques et sédimentologiques sur un profil des dépôts néogènes de Zăbalţ (N du Banat).

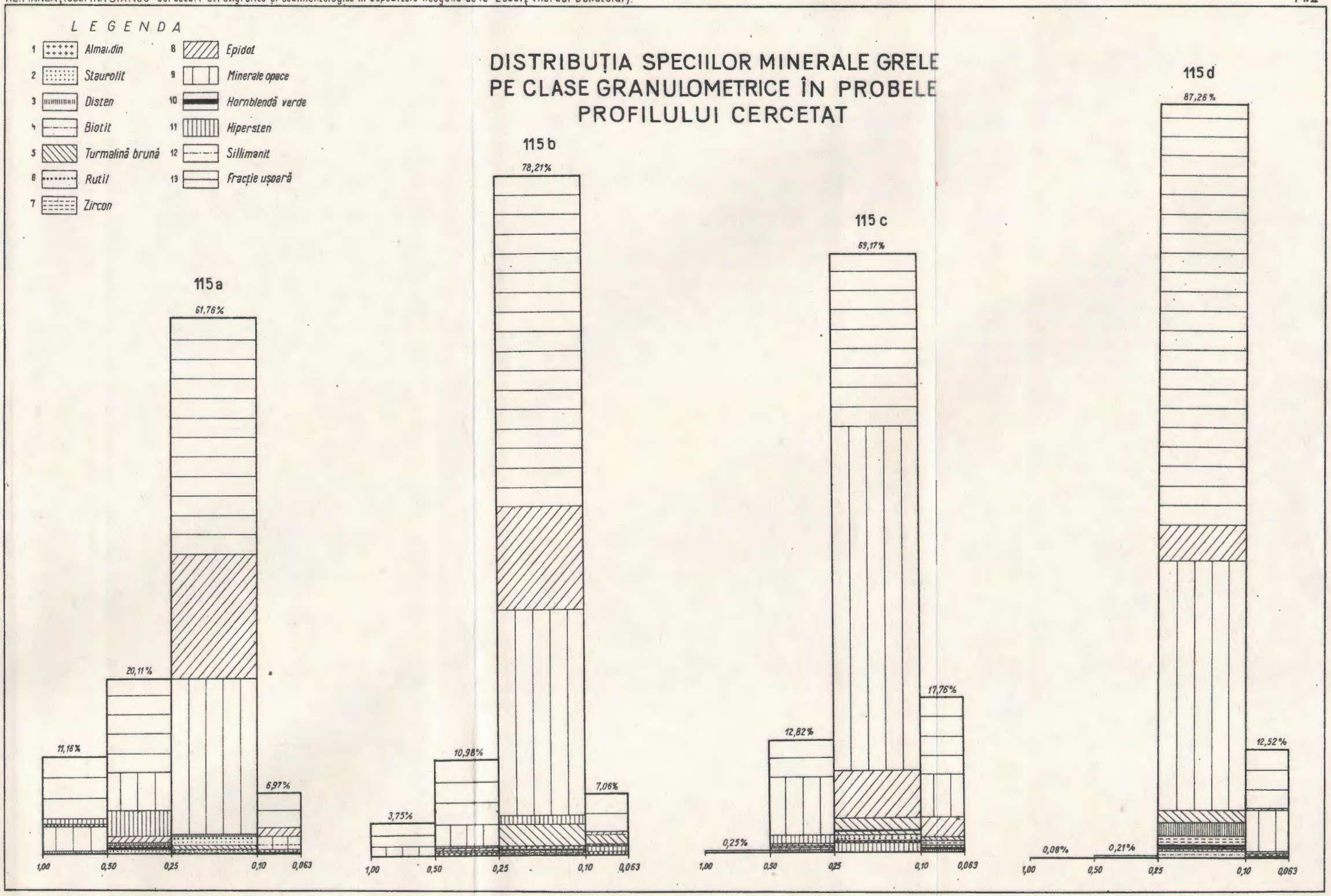
La lithologie du profil, constitué de dépôts sableux, est simple.

Les données stratigraphiques établissent dans cette zone la présence d'un Pontien moyen et grâce à l'inventaire paléontologique collecté nous avons réalisé la corrélation stratigraphique entre Rădmăneşti, le point classique et la zone située entre la vallée de Timiş et la vallée de Pogoniş.

Les recherches de sédimentologie ont relevé que le matériel détritique s'est déposé dans des conditions plus ou moins pélagiques, celles d'un bassin d'accumulation lacustre, où l'agent de transport a eu des vitesses variables, liées soit à l'augmentation de son volume, soit à l'accroissement de la pente continentale, soit aux agitations provoquées par cer-

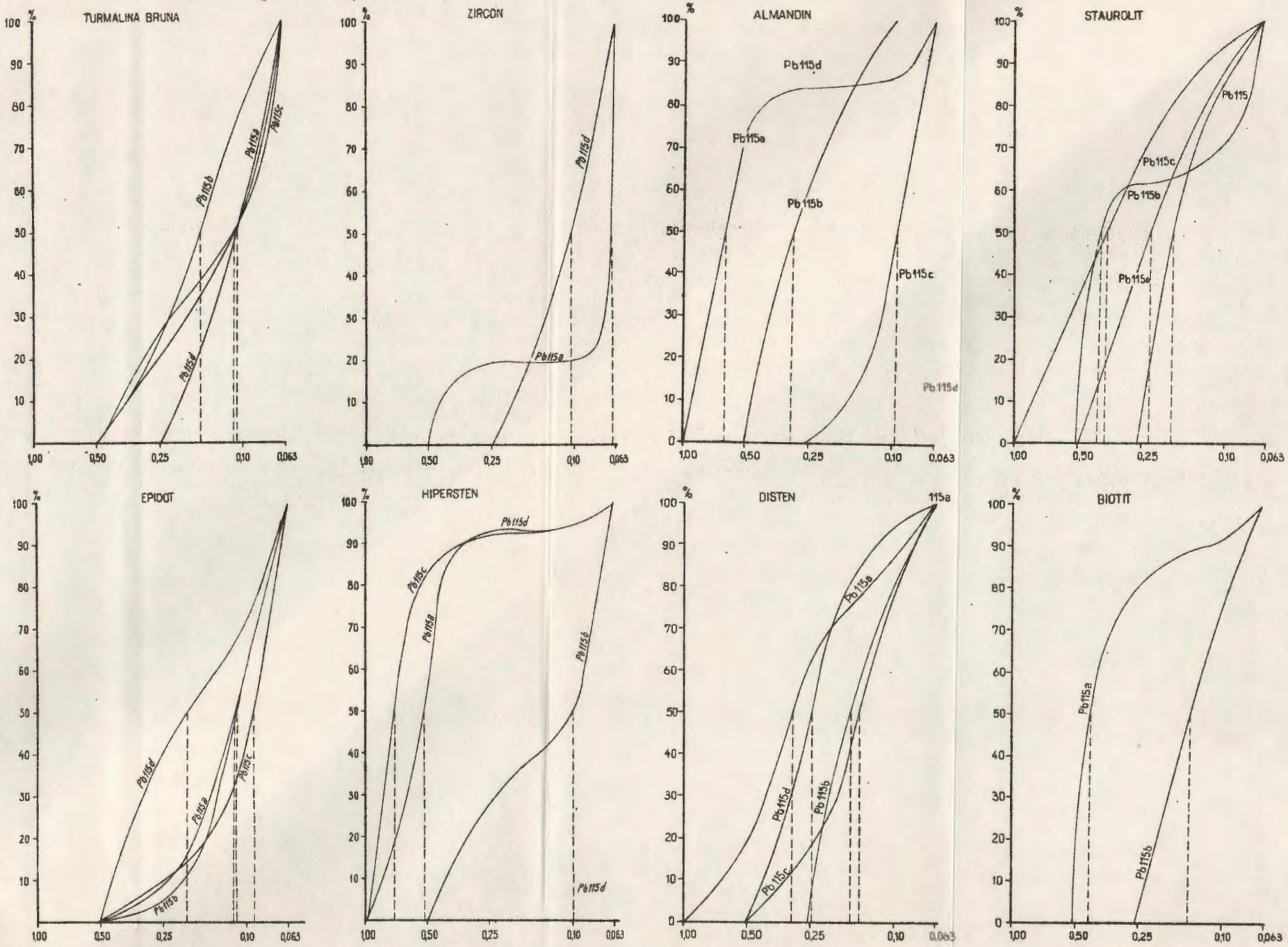
FORMA DE DISTRIBUȚIE A MATERIALULUI DETRITIC ȘI VALORILE PARAMETRILOR GRANULOMETRICI ALE PROBELOR PROFILULUI CERCETAT





Imprim. Atel. Inst. Geol.

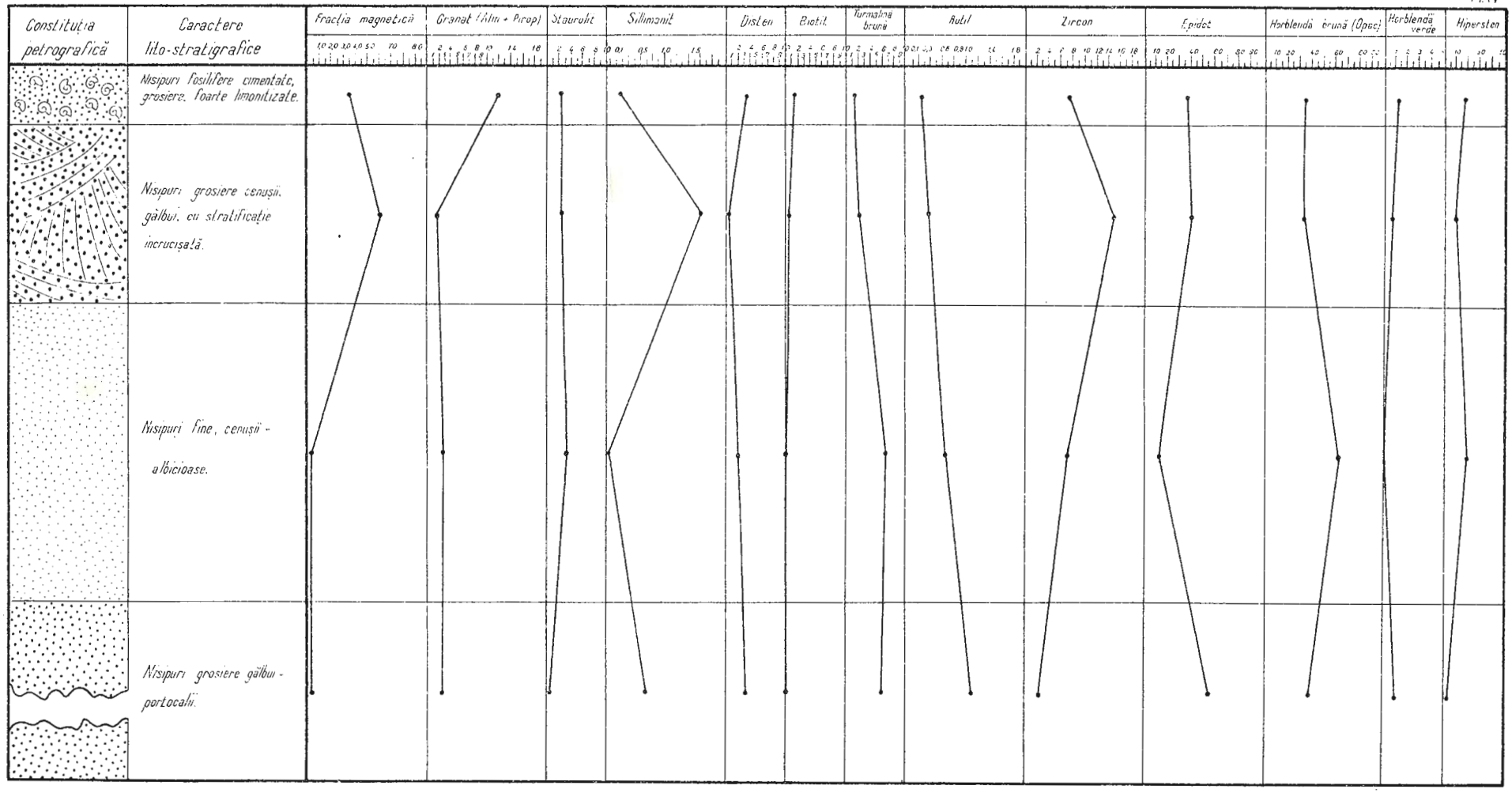
DISTRIBUŢIA MEDIANELOR CURBELOR CUMULATIVE PENTRU SPECIILE MINERALE DIN PROBELE PROFILULUI CERCETAT



VARIAȚIA CONȚINUTULUI SPECIILOR MINERALE PE PROFILUL ANALIZAT

AL. MANEA, JOSEFINA STANCU: Cercetări stratigrafice și sedimentologice în depozitele neogene de la Zăbalț (nordul Banatului)

Pl. IV



Imprim. Atel. Inst. Geologic

taines éruptions. Le coeficient „*c*" indique l'origine aquatique de l'agent de transport.

On établit l'origine mixte des minéraux lourds : les minéraux opaques et l'épidote proviennent de l'activité hydrothermale postvolcanique liée à l'éruptif néogène, l'origine détritique étant attribuée aux minéraux de nature cristallophyllienne.

On a établi, également, l'association paragénétique corrélative : minéraux opaques + épidote + tourmaline brune + zircon.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Forme de la distribution du matériel détritique et valeur des paramètres de la granulométrie des échantillons prélevés à la coupe géologique étudiée.

Planche II

Distribution des espèces de minéraux lourds par classes granulométriques dans les échantillons prélevés à la coupe géologique étudiée.

Planche III

Distribution des mediens des courbes cumulatives pour les espèces des minéraux prélevés à la coupe géologique étudiée.

Planche IV

Variation de la teneur des expèces des minéraux prélevés à la coupe géologique analysée.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

SEDIMENTOLOGIE

CONSIDERAŢII LITOGENETICE ASUPRA FORMAŢIUNII BARREMIENE DIN MUNŢII METALIFERI[1]

DE

V. CORVIN PAPIU[2]

Abstract

Lithogenetic Considerations on the Barremian Formation in the Metalliferous Mountains. This work presents a number of lithogenetic conclusions resulting from the study of the formations assigned to the Barremian in the eastern area of the Metalliferous Mountains (Feneş Valley — Crişul Alb Valley). Three lithofacies were determined: 1. the argillo-detrital — volcanogenous (prevalent) with three subfacies: a) argillo — microclastic, b) microclastic and c) calcareous-detrital—volcanogenous (corismatic). 2. reef facies and 3. calcareous — macroclastic of Piatra Caprei facies. The whole series is the result of a flysh sedimentation preponderently microclastic with domination of graywacke and subgraywacke types in frequently euxinic conditions. Both the sedimentation and the diagenesis were continually affected by volcanogenous synchronous contributions (pyroclastic material and hydrothermal solutions). Traces of a dislocation metamorphism of Cretaceous age are also to be found. The macroclastic and calcareous aspects are determined by the relief of the bottom, as well as the more or less temporary supply of oxygen.

Datele conţinute în prezenta lucrare cuprind concluziile litogenetice obţinute în urma unui amănunţit studiu micrografic executat asupra formaţiunii atribuite Barremianului, din partea estică a Munţilor Metaliferi. Principala pondere revine materialului colectat de pe valea Feneşului (afluent pe dreapta văii Ampoiului la localitatea cu acelaşi nume), căruia i s-au adăugat o seamă de completări rezultate din studiul formaţiunii barremiene din amonte de satul Bulzeşti şi dintre comuna Blăjeni şi

[1]) Comunicare în şedinţa din 15 aprilie 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff 55, Bucureşti.

Valea Crişului (sat), ambele regiuni aflîndu-se în bazinul văii Crişului Alb, în apropiere de centrele miniere Baia de Criş şi respectiv Brad [3]).

Date bibliografice. Formaţiunea atribuită în prezent Barremianului din Munţii Metaliferi a fost plasată în trecut fie în Apţian (M. Ilie, 1940), fie într-un interval mai comprehensiv Barremian-Apţian (M. Ilie, 1953; V. Corvin-Papiu, 1953), interpretare ce apare şi mai recent (M. Bleahu şi M. Dimian, 1964).

În 1941, T. P. Ghiţulescu şi M. Socolescu o atribuie exclusiv Barremianului, utilizînd termenul local de „Strate de Căbeşti", separare care este adoptată şi de autorii ulteriori (M. Lupu et al., 1959[4]), M. Bleahu et al., 1960 [5]), 1962) [6]).

În ceea ce priveşte caracterul litologic al acestei serii, constatăm că încă din 1914, K. Papp subliniază influenţa unui metamorfism dinamic (filitizare) pe care îl atribuie mişcărilor tectonice, idee care este admisă şi de M. Ilie (1940), văzînd încă un sprijin pentru concepţia sa referitoare la şariaje de mare amploare în munţii Trascău-Metaliferi (lubrefiant). În caracterizarea litologică dată în 1953, acelaşi autor distinge cinci complexe care se dezvoltă peste stratele cu *Aptychus* (complex conglomeratic, calcare urgoniene, şisturi satinate, complex detritic superior şi calcare cu Orbitoline). T. P. Ghiţulescu şi M. Socolescu (1941) caracterizează în general formaţiunea, astfel: „şisturi argiloase fin micacee, uneori bituminoase cu intercalaţii de gresii dure silicioase, şisturi cu aspect grafitos". M. Lupu et al. (1959[4]) scot în evidenţă existenţa ritmicităţii şi subliniază încălecarea formaţiunii barremiene peste cea senoniană în regiunea Bulzeşti. M. Bleahu et al. (1960[5]) fac o descriere amănunţită a litologiei formaţiunii cu caracter preponderent detritic alcătuită din gresii şi „argile cu feţe luciate" cărora li se adaugă o seamă de tipuri detritice, pe Ampoi predominînd şisturi micacee cu desfacere

[3]) Materialul a fost colectat în colaborare cu Olivia Romanescu în campania anului 1964.

[4]) M. Lupu, Denisa Lupu, E. Antonescu, S. Bordea, Gh. Mantea. Raport asupra cartărilor geologice pentru harta 1:100.000 foile Brad şi Muntele Mare. Problema V/26 1959. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

[5]) M. Bleahu, S. Bordea, Denisa Lupu, M. Lupu, Gh. Mantea, M. Zbierea. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiune efectuate în Munţii Metaliferi pentru metale neferoase. Pr. 1b. OV/3b 1960. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

[6]) M. Bleahu, M. Lupu, Denisa Lupu, M. Dimian. Studii geologice în cuprinsul foii 71 (Zlatna), sc. 1:100.000, Probl. IX/1a. 1962. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

pe feţe curbe, cum şi calcare recifale. În 1962, M. Bleahu et el.[6] deosebesc în Barremian un facies nordic (psamitic) şi un facies sudic, predominant pelitico-stromatitic şi asociaţia strînsă cu roci spilitice a acestora, cum şi caracterul de ansamblu de fliş pararitmic. În fine M. Bleahu şi M. Dimian (1964) separă în Barremianul Metaliferilor un litofacies stromatitic, condiţionat de magmatismul ofiolitic, cu caractere slab metamorfice, analog celui de „Schistes lustres" din Alpi, şi un litofacies detritic.

În privinţa punerii în loc a erupţiunilor bazice, se remarcă existenţa a o seamă de opinii. Se admite astfel că magmatismul a avut loc exclusiv în Triasic (M. Ilie), în două timpuri: Triasic (melafire) şi Apţian (ofiolite) (T. P. Ghiţulescu şi M. Socolescu), Triasic şi Cretacic inferior (H. Savu, 1962), serie magmatică continuă din Jurasic şi pînă în Neocomian, cel puţin (V. Corvin Papiu). M. Bleahu, M. Lupu şi colab. ridică vîrsta acestor erupţii pînă în Cenomanian, deosebindu-le într-o fază mai nouă de cele vechi antekimerice.

În ceea ce ne priveşte am arătat că în masivul Drocea depozitele atribuite Barremianului prezintă o variaţie foarte mare pe întreaga scară argilo-detritică şi că faciesul aleuro-argilitelor silicioase negre cu vine de calcit se manifestă local încă din Neocomian, avînd astfel caracterul unei mari recurenţe faciale la nivelul Barremianului şi că, în acest sector al orogenului Mureşului, magmatismul ofiolitic nu a fost încă recunoscut mai sus de Neocomian (V. Corvin Papiu, 1953).

I. Consideraţii asupra originii componenţilor litogeni şi evoluţiei bazinului de sedimentare

Materialul care alcătuieşte formaţiunea atribuită Barremianului din acest sector al Munţilor Metaliferi are origine mixtă: sedimentogenă şi vulcanogenă, iar îmbinarea celor două tipuri de aporturi se face resimţită atît la nivelul proceselor de acumulare (sedimentogene *str.s.*) cît şi în fazele următoare, de diageneză şi metamorfism de dislocaţie.

În prima etapă — a sedimentării depozitului — se manifestă, în ordinea importanţei, trei surse: terigenă, vulcanogenă şi organogenă. Local ponderea fiecăreia se schimbă prin apariţia, în cadrul seriei terigene (aleuro-argiloase), de roci piroclastice sau organogene (calcare şi subordonat silicolite). Componentul chimic (chemogen) este de origine diagenetică (penecontemporan sau epigenetic), provenind în genere în urma acţiunii

soluţiilor generate în însăşi masa sedimentului, cărora li se adaugă un aport juvenil mai mult sau mai puţin important; acest aport poate lipsi aproape integral în anumite puncte, fiind cu totul dominant în altele. Acţiunea epigenetică se transformă datorită tensiunilor tectonice, ce conduc la un metamorfism cinematic (de dislocaţie), amplificat de aporturi hidrotermale mai mult sau mai puţin sincrone. Acest metamorfism se face resimţit mai ales la nivelul rocilor mixte sedimentar-vulcanogene (corismitice) care, din acest motiv, prezintă caractere din domeniul sedimentar, eruptiv şi metamorfic, ocupînd o poziţie intermediară între toate aceste trei grupe petrografice.

În lumina acestor date, fiecare grup de factori îşi are participarea sa specifică legată de diversele surse enunţate mai sus, ale căror produşi pot fi clasificaţi după cum urmează:

A) **Componenţi terigeni.** Componenţii terigeni provin din următoarele formaţiuni preexistente:

masivele cristaline, probabil hercinice în majoritate, ale Highişului, Drocei, Bihariei, Gilăului şi Arieşului, pe rama nordică a bazinului şi Carpaţilor meridionali (Poiana Ruscă şi Sebeşului), pe cea sudică;

masivul ofiolitic jurasic-cretacic din axa orogenului Drocea-Trascău, înglobînd roci magmatice preponderent bazice (diabaze, spilite etc.) şi în subsidiar din roci efuzive mai acide (porfirite, ortofire etc.), cum şi din sedimente conexe;

calcare recifale jurasic-superioare (facies de Stramberg) pînă la cretacic-inferioare (urgoniene);

depozite cretacice preexistente sau provenind din remaniere intraformaţională.

Fundul bazinului de sedimentare era alcătuit preponderent, în acest sector din rocile ofiolitice, din calcarele recifale jurasice şi din sedimentele flişului. Calcarele recifale jurasice ca şi cele cretacic-inferioare ce le succed, se eşalonează în bazin pe două aliniamente periferice (unul nordic şi altul sudic) orientate EW potrivit axului său de roci ofiolitice, în sectorul corespunzînd Munţilor Metaliferi (*str. s.*) adică între linia Zam-Vaţa la W şi Valea Ampoiului la E. În primul aliniament se situează recifii dintre muntele Găina, Vaţa de Sus şi Abrud (acoperiţi în mare măsură de cuvertura depozitelor cretacice în partea estică), iar în cel de-al doilea, lungul şir recifal ce se dezvoltă, cu unele întreruperi, de la Căprioara (pe Mureş, la SE de Săvîrşin) şi pînă dincolo de Valea Ampoiului, continuîn-

du-se apoi cu suita recifală din Trascău, a cărei direcţie se schimbă: NE, pînă la NS, odată cu a fâşiei de ofiolite din fundament. Primului aliniament (nordic) i se mai ataşează şi întreaga serie de recifi minusculi ce bordează limita nordică şi nord-vestică a seriei ofiolitelor din masivul Drocea, legătura dintre ei şi restul aliniamentului fiind însă mascată de impozanta placă de aglomerate andezitice neogene dintre Gurahonţ şi Hălmagiu. Ambele aliniamente trebuie interpretate ca două bariere recifale mai mult sau mai puţin continue, indicînd probabil apropierea ţărmului, una nordică şi alta meridională. Afirmaţia o facem cu toată rezerva şi este probabil ca, în multe părţi, şi chiar şi în regiunea Dîmbău-Piatra Caprei (valea Feneşului), la care ne referim în acest studiu, să nu avem de-a face de fapt decît cu elevaţiuni de fund (insulare) care să se fi manifestat mai ales la nivelul Cretacicului inferior (în Barremian). Aceasta deoarece, pe măsură ce studiile au progresat, s-a dovedit că bună parte dintre recifii atribuiţi Malmului superior au de fapt vîrsta cretacic-inferioară. O creastă mai ridicată unea cele două bariere marginale, şi este marcată astăzi de recifii dintre Caraci şi Luncoiu de Jos, cu orientare NNW-SSE. (T. Ghiţulescu şi M. Socolescu, 1941, hartă). Odată cu finele Jurasicului au loc mici ridicări de scurtă durată, mai ales în sectorul vestic (Drocea), urmate de adîncirea bazinului şi manifestarea sedimentării de fliş, cu strate cu *Aptychus* şi cu strate de Sinaia. Acestea din urmă, au astăzi o dezvoltare subordonată în întregul orogen, în afară de sectorul său vestic (masivul Drocea), în care constituie o zonă foarte bine individualizată; în care se poate descifra în mod remarcabil, evoluţia proceselor de sedimentare la acest nivel al Cretacicului, în fosa geosinclinală din sudul Munţilor Apuseni (V. Corvin Papiu, 1953, 1966).

Odată cu Barremianul, sedimentarea ia un caracter de adîncime ceva mai redusă, ajungîndu-se la faciesuri macroclastice şi recifale. După cum s-a arătat, pentru masivul Drocea am avut ocazia (1966) să scoatem în relief asemănarea facială dintre depozitele neocomiene şi cele barremiene, în sectorul său vestic, dar şi caracterul macroclastic cu mare extensiune, ceea ce ne permite să admitem că marginea nordică a bazinului se găsea în această parte a masivului Drocea. După cum se va vedea, în zona cercetată a Munţilor Metaliferi, caracterul sedimentării nu ne permite, cel puţin în stadiul actual al cunoştinţelor să trasăm o atare linie de ţărm.

B) **Componenţi vulcanogeni.** Magmatismul ofiolitic, care controlează în moduri diferite litogeneza începînd din Jurasic şi pînă în plină

perioadă cretacică, se face resimţit în mod remarcabil la nivelul Barremianului, cum şi într-o fază penecontemporană sau chiar net ulterioară depunerii sedimentelor sale. Erupţiile sincrone sedimentării sînt reprezentate prin spilite, tachilite şi roci andezitice (porfirite) cu cineritele respective, corespunzînd probabil ultimelor manifestări ale vulcanismului ofiolitic. Materialul piroclastic constituie un important adaos la sedimentare, alcătuind atît intercalaţii independente cît şi roci mixte (tufuri, tufite, tufolave, microbrecii). Uneori curgerile de lavă înglobează fragmente terigene (anclave) sau pătrund pe reţele de fisuri sau pe planele de separaţie dintre strate, dînd naştere la rocile de tip corismitic. Intervenţia mişcărilor tectonice, mai mult sau mai puţin sincrone punerii lor în loc, are ca urmare formarea şisturilor filitice, prin provocarea unui metamorfism de dislocaţie, acţionînd fie asupra lavei foarte fluide ce se insinuează pe cele mai înguste spaţii, fie asupra şisturilor argiloase care, sincron, pot suferi şi influenţa aporturilor hidrotermale legate de magmatismul ofiolitic. Vîrsta apţiană a acestor manifestări magmatice a fost menţionată.

Aporturi masive de silice care să fi generat depozite apreciabile de jaspuri (direct sau ca rezultat al descompunerii silicaţilor sub acţiune organică), aşa cum s-a întîmplat în formaţiunea neocomiană, nu par a fi avut loc. Existenţa unor silicolite calcaroase şi piroclastogene este însă evidentă, indicînd că procesul s-a petrecut şi la acest nivel, însă la o scară cu mult mai redusă şi fără eliberarea unor cantităţi prea importante de ioni de fier şi de mangan (ca în cazul Neocomianului din masivul Drocea).

Acţiunea soluţiilor hidrotermale se corelează cu cea diagenetică şi are ca efect un „summum" de modificări mineralogene.

Aici se situează diferitele forme de alterare, caolinizare, cloritizare, sericitizare, care reflectă transformarea „în situ" a mineralelor primare, cum şi apariţia de minerale noi (de neoformaţiune), printre care : depunerile de pirită şi magnetit, şi mai ales cantitatea apreciabilă de silice (cuarţ şi calcedonie) hidrotermală, care se dispune pe fisuri sau impregnează roca. Cităm de asemenea, ca şi din depozitele neocomiene, prezenţa feldspaţilor de neoformaţie, extrem de caracteristici care, spre deosebire de ceea ce se constată în formaţiunea neocomiană, în Barremian sînt bine individualizaţi atît în componenţii calcarelor detritice şi sub forma de pături de supracreştere în jurul nucleelor preexistente, cît şi pe fisuri, indicînd o origine net epigenetică. O menţiune specială trebuie făcută pentru calcitul care apare mai ales în intercalaţiile calcaroase din faciesul

corismitic şi care, în parte, considerăm că poate proveni şi în urma eliminării carbonatului în procesul de spilitizare (apreciere valabilă de altfel şi pentru depozitele neocomiene din masivul Drocea).

Prezenţa biotitului şi muscovitului, în afară de materialul detritic, este legată de zonele mai intens metamorfozate şi cu aporturi hidrotermale.

C) **Material organogen.** Materialul organogen are o dezvoltare şi un rol litogenetic cu totul subordonat, cu excepţia rocilor faciesului recifal, a unor intercalaţii calcaroase cu caracter local în seria argilodetritică şi a unor apariţii sporadice de roci cu radiolari, legate de magmatismul submarin.

Organismele calcaroase abundă în rocile recifale şi recifogene şi au o dezvoltare ceva mai subordonată în intercalaţiile calcaroase din restul seriei, care pot fi comparate, datorită modului lor sporadic de dezvoltare, cu nişte accidente calcaroase în seria argilo-detritică şi uneori, cu nişte ecouri telerecifale (recifogene).

Faciesul recifal şi recifogen este impus de condiţii speciale create local în marea barremiană şi se reflectă în calcare construite (biohermice) cu resturi de organisme coloniale (alge, hexacoralieri, briozoare) alături de fragmente de bivalve, de foraminifere granulare, de entroce de crinoide şi de calcare preexistente. Faciesul recifogen este predominant, ca de altfel în majoritatea calcarelor denumite generic „recifale", şi corespunde unei biocenoze autentice, cu un adaos de resturi organice în tanatocenoză, desprinse din reciful propriu-zis sau provenite din dezagregarea acestuia sub acţiunea abraziunii marine şi organismelor perforante.

În calcarele recifogene de la Piatra Caprei, M. Lupu a determinat genurile *Cayeuxia*, *Clypeina*, *Nodophtalmidium* şi fragmente de *Solenoporaceae*, indicînd probabil vîrsta cretacic-inferioară (?).

Dezvoltarea acestor roci a fost mijlocită în mod evident de fundamentul diabazic (de fixare) recunoscut în baza lor prin lucrările de cartare recente (M. Bleahu şi colab.).

Rocile calcaroase ce apar asemeni unor intercalaţii în seria argilo detritică (accidente calcaroase) sau ca orizonturi subţiri mai mult sau mai puţin individualizate în seria faciesului detrito-calcaros din amonte de Piatra Caprei, au în primul rînd un caracter detritic, cu adaosuri subordonate de resturi organice bentonice şi de foraminifere. Depozitele organogene propriu-zise apar sporadic, iar probele examinate pînă în prezent ar putea indica doar aspecte cu totul locale. Este cazul unei intercalaţii

de 3 m grosime din partea superioară a Văii Feneşului, din zona din aval de limita cu sedimentele atribuite Cenomanianului în care, alături de fragmente psefitice şi subpsefitice de roci calcaroase preexistente, apar fragmente de organisme bentonice, mai ales de organisme coloniale, amintind depozitele de flanc recifal.

În lumina acestor elemente, presupunem că apariţia orizonturilor şi intercalaţiilor organogene calcaroase nu este legată atît de crearea de condiţii de mediu geochimic propice dizolvării organismelor calcaroase ci mai curînd, aşa cum vom mai avea ocazia să arătăm, mai ales de manifestarea unor curenţi de fund care au antrenat materialul triturat de abraziunea marină de pe anumite elevaţiuni sau din zona recifală, către zonele mai depresionare în care avea loc acumularea depozitelor argilo-aleuritice. Mai este probabil că sedimentarea calcaroasă a fost înlesnită, în acelaşi timp, şi de condiţii favorabile de aerisire a fundului marin, care se manifestau sporadic.

Organismele silicioase au o participare subordonată la procesul de sedimentogeneză şi se întîlnesc în silicolitele legate de vulcanismul submarin, fiind reprezentate prin radiolari şi, în subsidiar, prin spiculi de spongieri. În general, structura acestor schelete este ştearsă de diageneză. În formaţiunea calcaro-detritică de la N de Piatra Caprei am recunoscut o rocă aleuro argiloasă bogată în radiolari, dar a cărei provenienţă nu este clară, putînd proveni şi din conglomerate. Sub acest raport, aşa cum s-a mai arătat, formaţiunea barremiană necaracterizîndu-se prin efuziuni submarine intense, nu prezintă nici corespunzătoarele jaspuri diabazice şi şisturi argiloase. Procesele de silicifiere singenetică din Neocomian se continuă deci, în mod cu totul subordonat, la nivelul Barremianului însoţind modestele intercalaţii spilitice din serie.

Substanţa organică şi chimismul mediului de acumulare. Prezenţa substanţei organice admitem că a avut un rol deosebit de important mai ales în crearea condiţiilor geochimice din mediul de acumulare. Culoarea neagră şi prezenţa piritei singenetice arată existenţa unui domeniu sulfuros, neaerisit (sulfuretum), ceea ce concordă şi cu remarcabila penurie de resturi fosile din serie. Ritmicitatea se recunoaşte la unele şisturi mixte şi rezultă din alternanţa de lamine cu grosimi submilimetrice. Dintre acestea, unele au caracterul fin aleuro-argilos şi sînt intens pigmentate cu substanţă coloidală organo-hidrotroilitică, iar celelalte sînt mai grosiere (aleuro-grezoase) şi bogate în calcit, posedînd o cantitate cu totul subordonată de pigment coloid (pl. I, fig. 1). Explicăm

această succesiune, care poate fi asemănată în bună măsură cu structura varvelor continentale sau cu cea a mîlurilor microstratificate din zona profundă a Mării Negre, în felul următor:

Condiţiile anaerobe ce se stabilesc în bazinul de acumulare datorită unei slabe circulaţii şi unui aport continuu de materie organică planctonică sînt turburate, la anumite intervale (care pot fi eventual chiar sezoniere), datorită unor aporturi continentale sau prin curenţi de turbiditate. Aceste aporturi temporare au trei consecinţe:

modifică alcătuirea granulometrică a rocii, — considerînd că fondul sedimentării este argilo-aleuritic — şi conduce la structuri aleuro-psamitice;

modifică compoziţia chimico-mineralogică prin apariţia calcitului şi împuţinarea pigmentului organo-sulfuros;

modifică culoarea sedimentului, laminele calcaroase avînd nuanţe mai deschise decît cele argilo-aleuritice.

Considerentele citate la ultimele două puncte sînt impuse de modificarea temporară a caracterelor fizico-chimice din mediu, pH-ul şi EH-ul acestuia schimbîndu-se prin aporturi de ape aerisite şi tulburi. Mediul de sulfuri face loc în acest moment unui mediu mai puţin reducător şi totodată mai sărac în ioni de hidrogen, permiţînd astfel depunerea calcitului în detrimentul hidrotroilitului. Liniştirea apelor aduce după sine sedimentarea argilo-sulfuroasă a laminei de culoare închisă. Variaţiile de intensitate şi de direcţie ale acestor curenţi temporari au ca urmare variaţii în grosimea unităţilor din textura rubanată ca şi în distribuţia lor spaţială.

De altfel variaţia culorii se constată uneori pe o scară foarte întinsă. Dacă în unele sectoare culoarea neagră impusă de pigmentul organo-hidrotroilitic este dominantă (asemănîndu-se astfel cu seria barremiană din Drocea, mai ales cu orizontul său inferior din sectorul vestic, sau cu şisturile negre din Carpaţii orientali), în altele variaţia este foarte mare apărînd şisturi de culoare verde sau cenuşie, indicînd existenţa unor medii ceva mai oxidante, probabil în faciesuri leptocloritice, dar în care nu s-au recunoscut nici sideritul (ca facies intermediar) şi nici glauconitul spre a indica faciesuri geochimice cu oxigenare parţială.

Concluzii mineralogenetice. În lumina datelor expuse mai sus rezultă că componenţii litologici ai seriei barremiene din estul Munţilor Metaliferi

s-au format în patru etape bine definite putînd fi, sub acest raport, sistematizate astfel:

1. Componenţi sedimentogeni (singenetici): clastici (epiclastici şi piroclastici), organici (minerali şi substanţă organică) şi chemogeni (argilă, în parte, calcit, silice, leptoclorit ?).

2. Componenţi diagenetici penecontemporani (chemogeni), rezultaţi din reacţiile ce au avut loc în intimitatea depozitelor aleuropelitice, (calcit, monosulfură feroasă, bitumin) sau în urma aporturilor juvenile (albit în corpusculii calcaroşi, pirită, clorit).

3. Componenţi epigenetici (chemogeni) rezultaţi mai cu seamă din aporturi juvenile (cuarţ, calcit, albit, pirită, magnetit) pe fisuri, sau din alterare „in situ" (clorit, epidot).

4. Componenţi dinamo-metamorfici ± aport juvenil (sericit, clorit, muscovit, biotit ?, calcit recristalizat).

Presupunem, pentru seria din amonte de Dîmbău-Piatra Caprei, existenţa unor influenţe magmatice îndepărtate (termice) care au condus la unele procese mai avansate de compactizare, la recristalizări şi la impregnare cu oxizi ferici, ceea ce ne-ar permite să mai adăugăm un grup.

5. Componenţi metamorfici de contact (?) : silice, calcit recristalizat, oxizi.

Mineralogeneza începe deci în faza singenetică prin acumularea concomitentă de minerale clastogene şi chemogene rezultate din îmbinarea factorilor geochimici sedimentogeni şi vulcanogeni. Continuă în faza penecontemporană (de litificaţie) cînd depozitele, mai ales cele calcaroase, funcţionează asemenea unor mari receptori ai aporturilor juvenile, şi apoi în cea epigenetică, în care aceste aporturi se alătură soluţiilor reci diagenetice, ca un ecou al ultimelor manifestări ale magmatismului ofiolitic, spre a se încheia cu produsele metamorfice legate fie de un metamorfism de dislocaţie (mai mult sau mai puţin sincron cu aceste ultime aporturi hidrotermale), fie de un presupus metamorfism termic legat poate de un corp banatitic.

II. Consideraţii litologice şi litofaciale

Ţinînd seama de asociaţiile litologice recunoscute, cum şi de marea variaţie petrografică pe care o prezintă aceste roci, am încercat o sistematizare a litofaciesurilor din formaţiunea atribuită Barremianului în acest sector al Munţilor Metaliferi. Această formaţiune ne apare ca rezultatul

unui complex de procese de sedimentare cu predominarea depozitelor argilo-microclastice, cu episoade locale macroclastice şi, cu totul subordonat calcaroase (ultimele două tipuri impuse de elevaţiuni ale fundului), acumulate sub controlul manifestaţiilor efusive ale seriei ofiolitelor (diabaze spilitice, porfirite). După litificaţie, manifestaţii hidrotermale şi chiar aporturi vulcanice tardive modifică fundamental caracterele locale, procesele diagenetice făcînd loc unor reale procese de metamorfism de dislocaţie şi hidrotermal. Principalul litofacies, pe care îl denumim „de valea Feneşului" este aşadar un litofacies (*A*) argilo-detrito-vulcanogen. Cu o dezvoltare subordonată, se recunoaşte (*B*) un „litofacies" recifogen (de Dîmbău-Piatra Caprei) şi, în amonte faţă de ivirea recifală, pe valea Feneşului, (*C*) faciesul calcaro-detritic de Piatra Caprei.

A) **Litofaciesul de valea Feneşului (argilo-detrito-vulcanogen).** Din modul de asociere al componenţilor menţionaţi şi mai ales datorită predominării unora asupra altora, în alcătuirea faciesului de valea Feneşului se manifestă o mare varietate de tipuri litologice care se pot grupa în trei mari subfaciesuri:

1. Subfaciesul argilo-microclastic } adaosuri calcaroase
2. Subfaciesul macroclastic } subordonate
3. Subfaciesul calcaro-filito-vulcanogen corismitic (mixt).

Separarea aceasta are deci, în unele puncte, un caracter convenţional deoarece tipurile litologice se asociază. Fondul este alcătuit din rocile primului subfacies în care apar intercalaţii de depozite grosiere sau calcaroase, cum şi roci vulcanice şi piroclastice.

1. *Subfaciesul argilo-microclastic.* Acest subfacies conţine un mare număr de tipuri litologice în care principala pondere revine componentei argilo-detritice, subordonat celei calcaroase şi apoi celei silicioase. Funcţie de participarea fiecărei componente, am deosebit trei tipuri litologice principale (concretizate în trei serii litologice între care există tranziţii frecvente): roci argilodetritice, roci calcaroase, roci silicioase (silicolite).

Diferitele tipuri de roci determinate pot fi sistematizate în următorul tabel:

Roci argilo-detritice *a*)	Intermediare	Roci calcaroase *b*)	Intermediare	Roci silicioase (silicolite) *c*)
Şisturi aleuro-argiloase, şisturi aleurolitice, şisturi aleurogrezoase, şisturi argilo-aleuro-psefitice	Sisturi aleuro-marnoase	Calcare organo-detritice, calcare organogene, calcare pseudoolitice, spergenite	Silicolite calcaroase	Silicolite piroclastogene

a) Rocile argilodetritice alcătuiesc marea masă a formaţiunii barremiene şi rezultă din asocierea, în proporţii variate, a materialului argilos şi a granulelor detritice ale căror dimensiuni variază de la pelitice pînă la psefitice, cu predominarea (peste 60%) a fracţiei aleuritice. Şisturile exclusiv argiloase putem afirma că practic sînt absente, iar cele net aleurolitice (cu adaosuri argiloase sub 10%) sînt o raritate (pl. I, fig. 3). Domină în mod categoric şisturile aleuroargiloase cu unele tranziţii spre şisturi aleurogrezoase sau chiar psamo-aleuro-pelitice (hlidolitice sau loam). Adaosuri izolate de material grosier de dimensiuni milimetrice sau centimetrice conduc la tipurile psefitice. Alături de fragmente de roci cristaline şi eruptive se adaugă mai ales fragmente colţuroase de calcare recifogene sau spergernitice cu albit de neoformaţiune, tip neocomian. Au fost recunoscute şisturi aleuro şi argilopsefitice, cum şi şisturi marnopsefitice (pl. IV, fig. 3). Materialul psamitic este reprezentat în primul rînd prin cuarţ şi mice şi în subsidiar prin granule de feldspaţi (oligoclaz sau andeclaz) în genere proaspete şi maclate şi prin minerale femice (augit, hornblendă verde) a căror participare cantitativă poate fi neglijată. Dimensiunile cuarţului variază pe o scară întinsă, cele fine menţionîndu-se în jurul a D = 0,03—0,05 mm, iar cele grosiere atingînd dimensiuni psamitice. În genere sînt colţuroase pînă la subrotunjite cu variaţii mari în valoarea indicilor de sortare şi rotunjire (care însă, în medie, se menţin între 0,7 şi 0,9). Cantitativ cuarţul detritic variază între 10 şi 40% în rocile aleuritice şi atinge 95% în zonele psamitice şi în zonele grosiere ale rocilor aleuritice microstratificate. O importanţă deosebită (pînă peste 60%) o are adaosul de mice, în care muscovitul este adeseori depăşit cantitativ de biotit (uneori foarte proaspăt, iar alteori baueritizat, cloritizat, sau „umflat", probabil hidrobiotit). Adeseori cloritul rezultat din biotit difuzează în masa rocii, fiind fixat pe complexul argilos pe care îl pigmen-

teză. Principalul pigment este însă de natură organică, coloidal (bitumin asociat cu hidrotroilit). El se găseşte asociat substanţei argiloase contribuind, după cum s-a arătat, la definirea unei texturi microstratificate primare, distribuindu-se pe direcţia şistozităţii sau pe reţele dispuse neregulat în masa rocii, în general însă alungite pe stratificaţie. Pe seama hidrotroilitului se individualizează uneori pirită glomerulară sau chiar idiomorfă, produs de diageneză şi care se poate confunda uneori cu pirita hidrotermală.

Elementele structurale şi texturale ce rezultă din caracterele şi din modul de asociere al acestor componenţi, sînt atît primare cît şi impuse de epigeneză şi metamorfism. Astfel, se remarcă în primul rînd textura microstratificată pînă la şistoasă cu caracterul menţionat.

În cazul unui şist aleuro-argilitic de pe valea Feneşului, microstratificaţia rezultă din alternanţa de zone fine argilo-detritice şi de zone grosiere argilo-detrito-calcitice (cu calcit recristalizat de origine organogenă) (pl. I, fig. 1). La aceste roci ne-am referit la capitolul privind participarea organismelor la litogeneza seriei. Alcătuirea lor planimetrică este următoarea :

Zonele fine :	%	
Argilă	40—60	
Mice	30—40	D = ± 0,1 mm
Cuarţ	10—20	D = 0,04—0,08 mm
Calcit.	absent	
Zonele grosiere :		
Argilă	30—40	
Calcit organogen	30—40	
Cuarţ	30—40	D = 0,5—0,15 mm
Feldspat plagioclaz	sporadic	D = ± 0,016/0,08

Adaosurile uniforme şi difuze de carbonat de calciu conduc la roci marnoase (marno-aleuritice, marno-psefitice etc.), roci ce apar sporadic pe valea Feneşului, fiind mult mai frecvente, sub formă de intercalaţii, în seria argilo-aleuritică din bazinul Crişului Alb (pl. I, fig. 4).

Texturile variază de la rubanate la plan şistoase, gofrate şi încreţite. Alături apar aspecte lenticulare sau ocelare, datorită orientării materialului

argilos pigmentat în raport cu cel detritic care alcătuieşte unităţi lenticulare sau ocelare (pl. I, fig. 2). Acestea din urmă provin din modul de distribuţie a materialului argilos în jurul unui fenoclast de cuarţ sau de cuarţit subcolţuros cu D = ± 0,08 mm, sub influenţa presiunii. În interiorul spaţiilor ocelare argila este de obicei mai slab pigmentată şi conţine granule minuscule de clorit. Caracterul acestor „oftalmite" sedimentogene se accentuează sub presiune care, împreună cu aporturile hidrotermale, mai mult sau mai puţin sincrone, conduce la rocile de amestec cu aspecte corismitice. Pe seama argilei ia naştere sericitul, iar pe seama biotitului se formează clorit, proces ce este cu atît mai evident cu cît roca este mai puternic laminată sau afectată de influenţe hidrotermale. Ambele fenomene se pot suprapune, neputîndu-se stabili, în acest caz, ceea ce revine fiecăruia sub raport mineralogenetic. Tranziţia dintre rocile tipic sedimentare şi cele metamorfozate se face treptat, prin accentuarea şistozităţii şi apariţia blastezei. Aporturile hidrotermale privesc însă şi rocile nemetamorfozate pe care le împregnează mai ales cu cuarţ filonian după sistemele de fisuri sau după planele de şistozitate (aporturi deci post-tectonice). Iau astfel naştere roci cu caracter flebitic sau, prin impregnarea masei rocii în urma proceselor de difuziune penecontemporane, şisturile aleuro-argilo-silicioase, argilo-aleuro-psamitice sau psefitice, silicioase (Pl. II, fig. 1). În aceste roci cuarţul detritic este regenerat de silicea aporturilor juvenile. În amonte de Piatra Caprei s-au recunoscut şisturi negre silicioase aleuro-argiloase, cu radiolari diagenizaţi, a căror poziţie în seria barremiană este însă foarte nesigură, putînd proveni chiar şi din blocurile remaniate în conglomerate.

b) Rocile calcaroase. Între depozitele tipice subfaciesului argilo-microclastic se intercalează adeseori bancuri de roci calcaroase de culoare brună-cenuşie pînă la neagră, amintind macroscopic de stratele de Sinaia din formaţiunea neocomiană. Aceste roci sînt caracteristice mai ales aflorimentelor din bazinul Crişului Alb. Din modul de asociere al rocilor calcaroase cu rocile argiloclastice ale „fondului litologic", ale căror aspecte apar adeseori şi în masa carbonatată, rezultă că aceste roci nu reprezintă altceva decît depozite impuse de apariţia masivă, în anumite momente, a organismelor calcaroase şi a aporturilor de calcare preexistente (detritice) în timpul sedimentării „normale". Ele apar astfel ca nişte adevărate „accidente calcaroase" stratificate, pe un fond argilo-microclastic. Din raporturile dintre cantitatea de calcit şi cea de material clastic rezultă diferite tipuri de roci : gresii şi aleurite calcaroase, calcare grezoase,

calcare organodetritice, spergenite, calcare organogene, calcare pseudoolitice. Materialul clastic este atît de natură epiclastică cît şi piroclastică. Se adaugă cantităţi variabile de argilă cu pigment organo-sulfuros. În masa calcaroasă se întîlnesc uneori intercalaţii concordante milimetrice sau submilimetrice de şisturi aleuroargiloase (pl. IV, fig. 1). Detritusul organic din calcarele cu material epiclastic dintre Blăjeni şi Valea Crişului Sat depăşeşte 70%, din care cca 20% este reprezentat prin granule de calcare preexistente. Materialul organogen este constituit din fragmente de alge calcaroase, echinoderme (adeseori entrocele de crinoide sînt regenerate diagenetic), moluşte, foraminifere şi organisme coloniale (pl. II, fig. 2). Calcarele exclusiv organogene sînt foarte rare (valea Feneşului). Procesele diagenetice au denaturat conturele fragmentelor de calcare şi de schelete organice, iar calcitul rezultat a alcătuit cimentul a cărui recristalizare, local, pare a fi determinată şi de procese de metamorfism dinamic şi hidrotermal. Calcarele pseudoolitice apar de asemenea sporadic (pl. IV, fig. 2), reprezentînd poate ecouri telerecifale (ca şi precedentele?) ale biohermelor de tip Piatra Caprei-Dîmbău. Corpusculii calcaroşi fără structură (D = 0,20—0,35 mm) sînt uşor alungiţi pe stratificaţie, arareori deformaţi, şi constitue 10—40% din masa rocii. Cu totul sporadic apar în aceste calcare resturi organice (rondele de echinoide) parţial dizolvate, înlocuite cu cristale secundare de calcit. Din dezagregarea diagenetică a materialului corpusculilor pseudoolitici, rezultă o pulbere calcitică ce apare asemeni unor „nouri" difuzi.

Adeseori se recunosc începuturi de oolitizare (cruste calcitice în jurul granulelor), mai ales în calcarele organodetritice din amonte de Bulzeşti, conducînd la tipurile spergenitice, asemănătoare celor citate de noi (1966) din seria neocomiană a masivului Drocea.

Materialul epiclastic, este reprezentat prin cuarţ şi prin fragmente minuscule de şisturi cristaline (filite, cuarţite, şisturi muscovitice), cum şi prin material eruptiv (spilite, porfirite, sticlă tachilitică). Procesul de calcitizare diagenetică modifică caracterele acestui material mai ales prin substituţii periferice (pl. II, fig. 3) la sticla tachilitică.

Remarcabilă este prezenţa feldspaţilor care prezintă următoarele aspecte:

Fragmente colţuroase de oligoclaz (20% An) maclate, cu zone de regenerare periferică albitică (8—9% An), indicii ale continuării influenţelor juvenile cu efecte asupra granulelor clastice de feldspat;

Cristale subidiomorfe de albit (8—9% An) maclate polisintetic, proaspete, sau uşor caolinizate cum şi granule nemaclate, regenerate periferic;

Cristale perfect idiomorfe de andeclaz (30% An), maclate polisintetic, rezultînd din roci porfiritice în urma calcitizării masei fundamentale (relicte în masa calcaroasă);

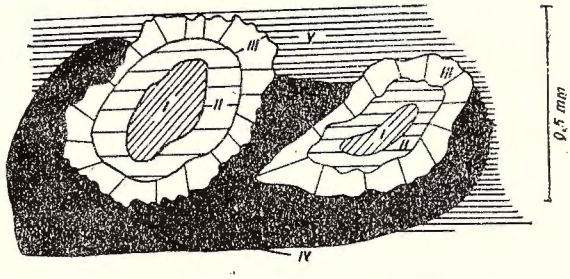


Fig. 1. — Calcar detritic recristalizat. I, nucleu de calcar neocomian; II, zonă de cuarţ; III, zonă calcitică; IV, corpuscul calcaros; V, masă recristalizată.
Calcaire détritique recristallisé. I, noyau de calcaire néocomien; II, zone de quartz; III, zone calcitique; IV, corpuscule calcaire; V, masse recristallisée.

Fragmente de cristale de ortoză subidiomorfe nemaclate şi uşor alterate.

Produse caracteristice ale diagenezei, cu sau fără ajutor juvenil, sînt şi cristalele de cuarţ care cuarţifică masa calcaroasă. Dizolvarea sub presiune are ca urmare pătrunderi reciproce între granulele de cuarţ (aspecte suturale şi stilolitice), cum şi corodarea acestora de către calcitul chimic al cimentului. Este notabil faptul că unele cristale de albit de neoformaţiune, atît din granulele remaniate de calcare neocomiene cît şi cele din masa rocii barremiene, prezintă aspecte concentrice în care zonele calcaroase alternează cu cele albitice (pl. II, fig. 4), sau cu cuarţ de neoformaţiune dispus în jurul unui mic nucleu de calcar neocomian (fig. 1). De asemenea sînt caracteristici corpusculii calcaroşi a căror periferie este integral albitizată, dovedind o feldspatizare în mediu marin imediat după sedimentare (pl. III, fig. 1, 2), fenomen remarcat mai ales în probele din regiunea Blăjeni — Valea Crişului Sat. Uneori granulele de cuarţ sînt înconjurate de calcit fibroradiar, într-o singură direcţie, denotînd

o deplasare a acestora în masa calcaroasă. În fine mai cităm aici şi prezenţa unor şiruri de cristale de albit nemaclate ce se dezvoltă într-un psefit calcaros pe limita dintre un fragment de calcar recristalizat şi un calcar neocomian (origine hidrotermală).

c) Rocile silicioase (silicolite) rezultă fie din acumularea silicei de natură preponderent vulcanogenă în unităţi independente, fie din asocierea acesteia cu materialul calcaros (silicolite calcaroase sau calcare silicioase). Acest din urmă tip intermediar a fost recunoscut sub forma de intercalaţii în seria argilo-detritică parţial hidrotermalizată din valea Feneşului (gura văii Brăzdiţei). Alcătuirea lor aminteşte de a unor „chailleuri" recristalizate : într-o masă de microcuarţ şi calcedonie fină, apar forme circulare de radiolari calcitizaţi şi forme alungite (probabil spiculi de spongieri calcitizaţi) cum şi romboedri calcitici dispuşi neregulat în masa rocii şi aparţinînd la două tipuri (pl. IV, fig. 4) : romboedri mari (0,2—0,4 mm), maclaţi şi cu clivaj, cu marginele corodate de silice şi cu zonele periferice marcate de o pulbere calcitică care poate uneori invada întreaga masă a mineralului, uneori conţine în interior cîte un minuscul granul de pirită ; romboedri mici (0,050—0,025 mm), hialini şi necorodaţi.

Admitem că roca provine dintr-un amestec intim de material calcaros, de silice vulcanogenă şi de organisme silicioase, între care au avut loc schimburi ionice reciproce conducînd, într-o primă etapă, la calcitizarea resturilor de organisme silicioase şi ca urmare la eliminarea silicei şi la o primă silicifiere (microcuarţ) a masei fundamentale (marcată de apariţia romboedrilor mari, generaţia I-a). Au urmat aporturi de silice hidrotermală ce au pătruns în sedimentul în curs de litificare, conducînd la desăvîrşirea procesului de silicifiere şi la corodarea prin disoluţie a romboedrilor (I) şi a calcitului din scheletele de organisme. Consecinţa a fost şi apariţia romboedrilor mici din generaţia II. În masa rocilor apar pelicule argilo-detritice intens pigmentate (de tipul şisturilor din serie), plagioclazi de tipul celor din rocile porfiritice şi mici granule de spilite cloritizate, indicînd că formarea acestor roci corespunde unor momente în care sedimentarea normală a seriei era deranjată de aporturi masive de silice şi că aceste intercalaţii reprezintă, ca şi în cazul calcarelor citate mai sus, nişte adevărate „accidente silicioase" stratiforme şi concordante. Pe fisuri, ultimele manifestaţii hidrotermale au depus fie calcedonită fibroasă fie o asociaţie intimă de cuarţ şi calcit puternic cristalizat.

În fine, în stadiul cel mai avansat de silicifiere se găsesc rocile pe care le-am denumit „silicolite piroclastogene" care, prin caracterele lor

litologice, fac trecerea spre piroclastitele bazice ale seriei. Aceste roci sînt alcătuite dintr-o masă aproape izotropă, de culoare verde închisă pînă la neagră, reprezentînd un material vitroclastic uşor devitrificat, cu un adaos subordonat de argilă. În această masă se conturează vagi forme circulare (radiolari), apar romboedrii primei generaţii alături de insule calcaroase corodate, în proporţii mult subordonate faţă de precedentele

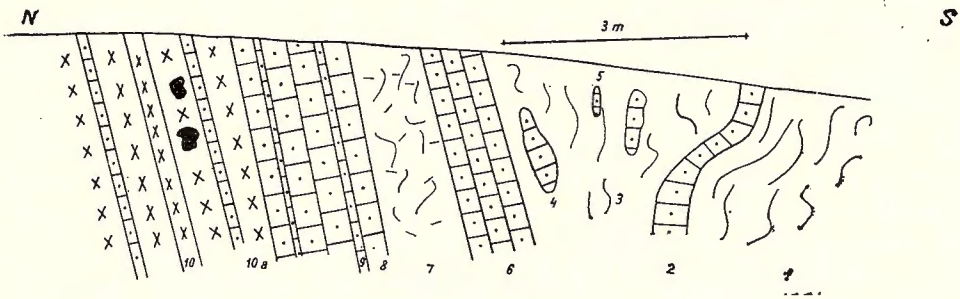


Fig. 2. — Profil de amănunt pe valea Feneşului la gura văii Brăzdiţei (la Troiţa).

1, şisturi argilo-aleuritice; 2, 8, 9, calcar organo-detritic; 3, şisturi argiloase; 4, 6, silicolit calcaros; 5, şisturi aleuro-grezoase; 7 silicolit piroclastogen; 10, spilit; 10a, tufolavă spilitică.

Coupe géologiques de détail dans la vallée de Feneşul au confluent de la vallée de Brăzdiţa (à Troiţa).

1, schistes argilo-aleuritiques; 2, 8, 9, calcaire organo-détritique; 3, schistes argileux; 4, 6, silicolite calcaire; 5, schistes aleuro-gréseux; 7, silicolite pyroclastogène; 10, spilite; 10 a, tuffolave spilitique.

(sub 15%), cum şi granule detritice de cuarţ. Roca este împărţită în sectoare poligonale, delimitate de fisuri calcitice şi dipuse mai mult sau mai puţin perpendicular pe direcţia de stratificaţie. Aceste silicolite (jaspuri verzi) provin din halmiroliza totală a unui material vitroclastic spilitic, cu adaosuri subordonate de silice organică şi hidrotermală şi fac trecerea către cineritele vitroclastice propriu-zise. Acestea din urmă se asociază silicolitelor în profilul de pe valea Feneşului (gura văii Brăzdiţei) şi prezintă zone bogate în material epiclastic (de 0,64—0,20 mm) corespunzînd unor cinerite grezoase sau unor tufite.

Raporturile dintre aceste tipuri petrografice sînt foarte caracteristice pe cursul inferior al văii Feneşului, la gura văii Brăzdiţei (fig. 2).

2. *Subfaciesul macroclastic.* Constituind o variantă a precedentului impusă de elevaţiuni locale ale fundului bazinului de sedimentare sau de intervenţia materialului piroclastic, acest facies are o dezvoltare cu totul subordonată. Tipurile litologice prezintă toate tranziţiile reciproce, asemănîndu-se, în ansamblul lor, în mod remarcabil cu faciesul grosier al

formaţiunii atribuite de noi în trecut Barremianului (V. Corvin Papiu, 1953). Pe valea Feneşului apar în puţine aflorimente, dintre care cel mai complet se găseşte la gura Pîrîului Popii, unde sînt asociate şi cu şisturi aleuro-argiloase (fig. 3), cum şi la cca 450 m aval de reciful de la Piatra Caprei unde se dezvoltă mai ales faciesul psefitic feldspatic.

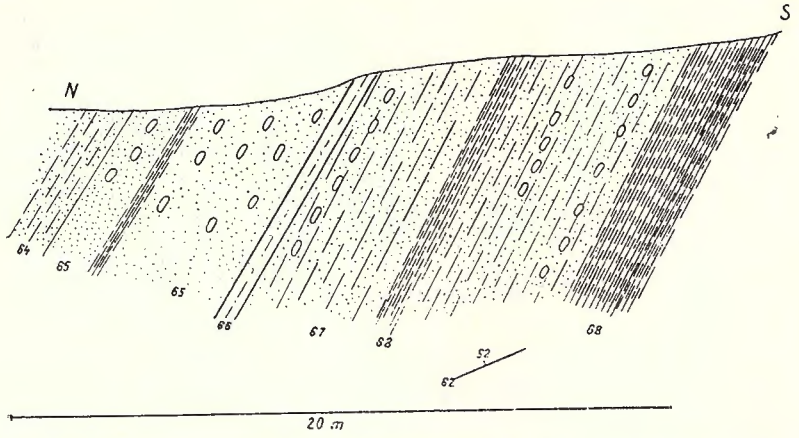


Fig. 3. — Profil de amănunt pe malul stîng al văii Feneşului, gura Pîrlului Popii.

64, 67, şisturi grezo-calcaroase; 65, microconglomerat calcaros; 66, gresii silicioase; 68, şisturi aleuro-argiloase.

Coupe géologique de détail dans la rive gauche de la vallée de Feneş, au confluent du ruisseau Popii.

64, 67, schistes gréso-calcaires; 65, microconglomérat calcaire; 66, grès siliceux; 68, schistes aleuro-argileux.

În primul caz, principalii reprezentanţi litologici variază, granulometric, de la şisturi grezoase de diferite granulaţii, pînă la microconglomerate şi calcare detritogene cu material clastic. Cele mai frecvente sînt rocile cu ciment calcaros, format pe seama materialului detritic (autocimentare). Sub acest raport se deosebesc următoarele tipuri litologice:

a) Gresii şi şisturi grezoase calcaroase, între care se găsesc atît tipuri fine cît şi grosiere.

În prima grupă se numără roci cu cca 50% granule de cuarţ metamorfic, subrotunjit, de 0,1—0,25 mm (arareori de 0,65 mm). Sporadic apar granule de feldspat şi staurolit. O cantitate subordonată de granule de calcar şi de fragmente spatice de echinoide furnizează cimentul calcitic recristalizat cu caracter bazal sau subazal.

În gresiile grosiere materialul detritic atinge 70—80%, din care 95% este cuarţ şi 5% granule de calcar şi schelete calcaroase. Sporadic apar granule de filite (0,64/0,30 mm), de cuarţite, magnetit, muscovit şi biotit alterat. La cuarţ fracţiunea grosieră (0,5—1 mm) constituie cca 60%, iar cea medie (0,5—0,25 mm) şi cea fină (0,25—0,10 mm), cîte 20%. Materialul calcaros este alcătuit din granule de calcare neocomiene şi din resturi organice, cu albit de neoformaţiune individualizat penecontemporan sedimentării (echinoide, briozoare, bivalve şi puţine foraminifere). Cimentul este calcit recristalizat în care pătrund uneori zonele de supracreştere ce se manifestă în jurul granulelor de cuarţ (fig. 4). O structură mai grosieră este prezentată de gresiile conglomeratice, cu ciment calcaros în care materialul detritic atinge cca 75%, cu predominarea (60%) cuarţului metamorfic şi cu adaosuri subordonate de fragmente de roci de 1—3 mm (metacuarţite, cuarţ filonian, şisturi muscovitice, calcare neocomiene, aleuro-argilite de tipul descris remaniate intraformaţional, spilite cloritizate şi opacitizate, porfirite). Micele apar cu totul subordonat. Fragmentele de roci calcaroase sînt puternic diagenizate şi pătrunse de cuarţ prin dizolvare sub presiune. În urma solvirii întregii cantităţi de carbonat, rămîn izolate cristalele de feldspaţi de neoformaţiune. Resturile organice (fragmente spatice de echinoderme şi briozoare) sînt subordonate, iar prezenţa piritei în granule idiomorfe sau în mici concreţiuni indică depunere în mediu reducător.

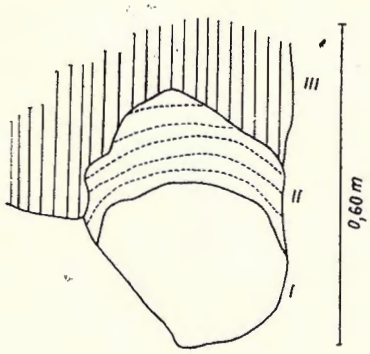


Fig. 4. — Zone de supracreştere la granule de cuarţ în gresiile calcaroase din faciesul macroclastic.

I, granul de cuarţ detritic; II, zonă de supracreştere; III, ciment calcaros.

Zones de surcroissance des grains de quartz dans les grès calcaires du faciès microclastique

I, grain de quartz détritique; II, zone de surcroissance; III, ciment calcaire.

În subsidiar apar gresii fine silicioase alcătuite din cca 50% material detritic din care 80% este cuarţ metamorfic de 0,08—0,25 mm. Se adaugă mice, între care domină biotitul, în bună parte decolorat şi umflat (hidrobiotit), care mulează granulele. Accesoriu apar zirconul, apatitul şi sporadic granule de şisturi sericitoase. Cimentul de atingere şi pelicular este reprezentat prin microcuarţ cu pigment cloritic, format pe seama biotitului. e fisuri apare cuarţ şi magnetit. Considerăm că acest ciment silicios nu

are caracter sedimentogen ci provine din aporturi hidrotermale sincrone sedimentării sau epigenetice (substituind un ciment iniţial calcaros) (pl. V, fig. 1, 2). Este remarcabilă absenţa materialului de natură ofiolitică.

b) Roci conglomeratice. Prin creşterea dimensiunilor materialului detritic se trece la microconglomerate. În aflorimentul de la gura Pîrîului Popii materialul detritic constitue 80%, din care cca 70% aparţine fracţiei psefitice fine (1—5 mm), fiind reprezentat prin cuarţite şi cuarţuri hidrotermale al căror indice de sfericitate variază între 0,7 şi 0,9 mm, iar cel de rotunzime între 0,5 şi 0,7, căruia i se adaugă spilite alterate, opaluri feruginoase perfect rotunjite, calcare neocomiene, (coraliere şi spergenitice, cu feldspaţi de neoformaţiune), şi resturi de schelete organice (bivalve şi brachiopode). Dizolvările sub presiune conduc la pătrundera cuarţului în masa granulelor de cuarţit. În materialul psamitic apare cuarţul şi biotitul alterat (pl. V, fig. 3).

În microconglomeratele din aval de Piatra Caprei se constată totala absenţă a materialului de origine cristalofiliană. Au fost remaniate rocile seriilor cretacice, atît calcarele cît şi cele eruptive (aplite, porfirite, sticlă tachilitică parţial piritizată, cristale regenerate de oligoclaz). Pe fisuri apar şiruri de cristale de albit, efect al unui magmatism mai nou decît litificaţia. Prin mărirea cantităţii de material calcaros (calcare de tip neocomian de dimensiuni psefitice) se ajunge la calcare detritice (calcirudite) în care materialul de natură eruptivă (litofeldspatic) joacă un rol subordonat. În acestea din urmă se recunosc fragmente de hialodiabaze (tip pillow-lava cu feldspaţi dispuşi în jerbe divergente), jaspuri cu radiolari cloritici, ortocuarţite aleuroargilitice cum şi granule de albit şi de andezin (35—40% An) a căror concentrare imprimă local caracterul de arcoză cu ciment calcaros. Fragmentele milimetrice de calcare sînt alungite pe stratificaţie şi puternic diagenizate.

c) Calcare detritice cu material litofeldspatic (pl. V, fig. 4). Am încadrat aceste roci în seria macroclastică deoarece apar asociate cu precedentele şi sînt alcătuite dintr-o mare cantitate de fragmente de calcare detritice de tipul celor din Neocomian, cu dimensiuni milimetrice şi alungire pe stratificaţie, cărora li se adaugă procente subordonate de granule de feldspaţi şi fragmente de roci rotunjite şi de dimensiuni submilimetrice: spilite cu mult clorit, diabaze hipabisice, hialodiabaze de tip pillow-lava, cu feldspaţi dispuşi în jerbe divergente, jaspuri opaline cu radiolarii cloritizaţi, cuarţite, aleuro-argilite. Feldspaţii subidiomorfi,

uneori fragmentaţi, provin din porfirite şi diabaz-porfirite (andezin cu 35—40% An), sau din porfiritele albitice (albit). Concentrarea feldspaţilor (mai mult sau mai puţin idiomorfi) dă rocii un caracter local de arcoză cu ciment calcaros.

d) Roci psamitice feldspatice. O menţiune specială trebuie făcută pentru rocile feldspatice pe care le-am atribuit unor depozite arcoziene bazice (grauwacke în sensul lui Folk) sau unor depozite mixte tufitice (piroclasto-detritice). Avem de-a face cu sedimente extrem de imature în care domină oligoclazul bazic pînă la andezin, în genere idiomorf, în cea mai mare parte uşor alterat şi pătruns de vine cloritice. Se adaugă cca 20% fragmente de porfirite (andezite) şi cu totul sporadic cuarţ, muscovit şi apatit. Cimentul este pelicular, de natură cloritică şi local, în pori, calcitic. Adaosuri de cuarţ şi cuarţite (granule colţuroase şi subcolţuroase) conduc la gresii arcoziene în care procentul de feldspaţi scade sub 30%. Provenienţa poate fi atît de natură piroclastică cît şi legată de remanieri în loc (pl. VI, fig. 1—4).

3. *Subfaciesul calcaro-filito-vulcanogen* (*mixt*). Rocile situate în această grupă prezintă o remarcabilă varietate impusă de transformările metamorfice pe care le sufăr rocile faciesului argilo-microclastic şi rocile piroclastice sub influenţe hidrotermale şi mai ales sub impulsul mişcărilor tectonice (metamorfism de dislocaţie). De altfel această influenţă are loc şi asupra rocilor eruptive sincrone sau aproape sincrone mişcărilor, cu formarea de roci facoidale şi filonitice în care adeseori este evident caracterul de amestec (corismitic). Aceste roci au fost denumite de către M. Bleahu şi M. Dimian „stromatite" în comparaţie cu cele din Maramureş şi din formaţiunea Bünderschiefer din Grisoni (după W. K. Nabholz, 1945). Pe valea Feneşului sînt caracteristice asociaţiile de filite şi calcare cristaline. Alcătuirea şi geneza lor va forma obiectul unei note separate.

În această lucrare ne limităm la a menţiona faptul că la alcătuirea acestor roci participă un material sedimentogen (paleosoma) care poate fi, încă de la început, amestecat cu material vulcanogen (piroclastic) şi o fază „ofiolitogenă" (W. K. Nabholz, 1945), care evoluează spre aspectele de filite cloritice sau se asociază după tipul „flebitic" sau „stromatitic" cu roci calcaroase în alternanţe strînse (milimetrice sau centimetrice). Acestea din urmă prezintă toate trecerile între roci marmoreene şi calcare spergenitice tipice, datorită gradelor diverse de recristalizare. Din aso-

cierea acestor tipuri litologice (calcare şi filite) rezultă roci mixte ce amintesc adeseori calcarele cloritice din epizona masivului Poiana Ruscă descrise de noi anterior. Date mai amănunţite au fost prezentate într-un raport recent [7]). Formaţiunea poate fi analogată parţial cu formaţiunea „diabaz-filitică" din Stara Planina (B. Vrîblenski et al., 1963). Considerăm că aceste formaţiuni reprezintă un plastic exemplu şi de metamorfism legat de mişcările alpine, efecte recunoscute de altfel şi în alte sectoare carpatice ca de ex. în baza pînzei getice.

B) **Litofaciesul recifal.** Litofaciesul recifal este determinat, după cum s-a mai arătat, de condiţiuni propice create pe elevaţiuni sau pe insule vulcanice (diabazice), fapt evident şi în cazul calcarelor de la Piatra Caprei-Dîmbău în baza cărora se găsesc, ca pretutindeni de altfel în lanţul Drocea-Trascău, curgeri de lave diabazice. Acelaşi tip de calcare masive se mai găsesc şi în alte cîteva puncte din bazinul văii Feneşului, de unde le-am studiat doar informativ. Am recunoscut faciesuri subrecifale organogene (calcarele cenuşii de la Piatra Caprei) şi pseudoolitice (calcare negricioase de pe stînga văii Feneşului, aval de Piatra Caprei). Primele sînt alcătuite din resturi organice de dimensiuni submilimetrice pînă la centimetrice, în diferite stadii de diagenizare : hexacoralieri, alge calcaroase, briozoare, bivalve, foraminifere granulare (Textularii, Miliolide etc.), entroce de crinoide.

Se mai recunosc mici fragmente de calcare preexistente cu cristale de albit în care apar zone granulare de calcit relict cum şi corpusculi pseudoolitici. Rocile pseudoolitice sînt alcătuite din corpusculi sferici pînă la ovoidali, de 0,07—0,25 mm. Din sudarea lor rezultă structuri granulare uniforme. Sporadic apar fragmente organice (foraminifere), granule clastice de feldspat şi albit de neoformaţiune. Roca rezultă din triturarea materialului recifal, pe cale organică (alge perforante) sau anorganică, urmată de precipitare fizico-chimică, în zonele subrecifale.

C) **Litofaciesul calcaro-macroclastic de Piatra Caprei.** Am înglobat în acest facies o seamă de roci macroclastice (gresii şi conglomerate) cu intercalaţii de calcare fin stratificate, roci în genere compacte şi puternic cimentate, făcînd impresia a fi suferit un uşor metamorfism magmatic.

[7]) V. Corvin Papiu, Olivia Romanescu. Studiul litologic al formaţiunii barremiene din M-ţii Metaliferi (pr. II/2) Inst. Geologic, 1964.

Ele se dezvoltă în mod remarcabil pe valea Feneşului în amonte de masivul calcaros-recifal de la Piatra Caprei-Dîmbău (fig. 5).

1. *Roci conglomeratice.* Între rocile psefitice, s-au deosebit trei tipuri de conglomerate.

a) Microconglomerate brecioase cu ciment pelicular calcito-hematitic. Materialul detritic nu depăşeşte 3 mm, fiind reprezen-

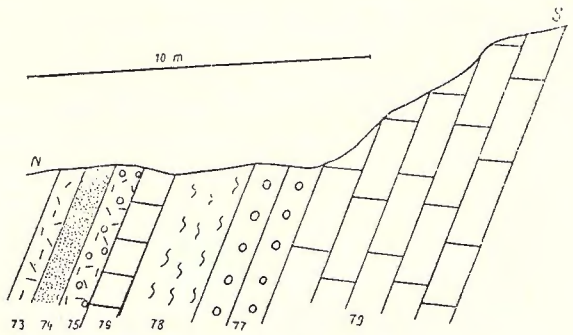


Fig 5

Fig. 5. — Profil de amănunt în formaţiunea clastică în amonte de Piatra Caprei.

73, microconglomerat brecios; 74, gresie dură calcaro-feruginoasă; 75, conglomerat calcitic cataclazat; 76, calcar detritogen orientat; 77, conglomerat calcaros; 78, şisturi argilo-aleuritice; 79, calcare subrecifale.

Coupe géologique de détail dans la formation clastique en amont de Piatra Caprei.

73, microconglomérat brécheux; 74, grès durs calcaréo-ferrugineux; 75, conglomérat calcitique cataclasé; 76, calcaire détritogène orienté; 77, conglomérat calcaire; 78, schistes argilo-aleuritiques; 79, calcaires subrécifaux.

tat prin fragmente de şisturi cristalofiliene, cuarţuri hidrotermale, roci pegmatitice, calcare detrito-organogene cu albit, spilite şi calcare recristalizate amintind de cele din faciesul corismitic al Barremianului de pe valea Feneşului. În subsidiar apar granule de cuarţ (0,5—1 mm) şi testuri de foraminifere umplute cu hematit.

b) Conglomerate cataclazate foarte dure şi cu mult calcit. Materialul remaniat are dimensiuni centimetrice şi este dominat de prezenţa unor porfirite silicifiate, prezentînd zone hematitice difuze cu calcit recristalizat în porţiunea lor centrală.

În aceste roci, vechile fenocristale de oligoclaz se conturează vag în masa de microcuarţ, prezentînd uneori mici insule de calcit în partea centrală, iar alteori zone mai dezvoltate pînă la calcitizarea totală (laolaltă

cu masa fundamentală). Se adaugă fragmente de spilite silicifiate şi calcare neocomiene parţial recristalizate sub acţiunea soluţiilor. Sistemul strîns de fisuri care străbate roca este colmatat cu mari cantităţi de calcit, hematit, pirită, cuarţ. La limita dintre aceste minuscule filoane şi cristalele de oligoclaz pe care le străbat apare clorit, iar plagioclazul se albitizează. Local apar insule exclusiv cuarţo-hematitice.

c) Al treilea tip psefitic este un conglomerat calcaros grosier ale cărui fragmente au dimensiuni ce variază de la centimetrice la 1—2 dm şi aparţin următoarelor tipuri de roci: spilite intersertale puternic cloritizate şi magnetitizate, spilite cu structură divergentă sau stelată puternic silicifiate, sticlă tachilitică cloritizată, calcare oolitice parţial recristalizate, calcare organogene parţial recristalizate, spergenite, calcare oolitice şi pseudoolitice în care între alte resturi organice, se recunosc fragmente de rudişti şi orbitoline.

2. *Gresii dure calcaro-feruginoase.* Sînt roci dure, compacte, alcătuite în proporţie de cca 60% din material detritic, din care 85% reprezentat prin cuarţ metamorfic foarte heterogranular (0,17—0,75 mm) cu un adaos subordonat de cuarţite, de calcare neocomiene şi de resturi organice (alge calcaroase din reciful alăturat). Sporadic apar lame de biotit cloritizat. Cimentul este calcit recristalizat cu caracter de crustificaţie, cu un adaos de pirită granulară idiomorfă, de pulbere hematitică şi de concentraţii de pirită.

3. *Calcare detritogene.* Acestea apar la limita cu formaţiunea barremiană în facies argilo-microclastic de pe valea Feneşului şi au caracterul unor calcare detritice cu material psamitic pînă la psefitic (calcarenite-calcirudite), cu un adaos cu totul subordonat de material clastic. Materialul granular calcaros este reprezentat prin fragmente de calcare foarte variate (fin granulare, coraliere, sau cu alcătuirea variată menţionată, în care se remarcă asociaţii complexe de organisme bentonice şi foraminifere). Calcarul rezultă probabil dintr-un depozit acumulat pe flancurile recifului, dar nu sincron ci după litificarea acestuia. Subordonat apar granule psamitice de cuarţ rotunjit şi corodat, cu incluziuni de zircon şi de oligoclaz cu conturul foarte puţin denaturat prin remaniere şi mai rar colţuros, avînd o zonă foarte subţire de albit la periferie. Materialul detritic are deci o provenienţă foarte apropiată de locul acumulării.

III. Concluzii litogenetice

a) Seria sedimentară atribuită Barremianului de pe valea Feneşului şi bazinul Crişului Alb este produsul unei sedimentări geosinclinale, în facies de fliş, efectuată într-o fosă în care activitatea vulcanică ofiolitică se manifesta mai mult sau mai puţin continuu şi cu precădere în anumite zone, marcînd probabil vechi vulcani submarini. Această activitate constituie ultimul act al magmatismului ofiolitic început înainte de jurasicul superior, caracteristic fosei eugeosinclinale din sudul Munţilor Apuseni.

b) Procesele sedimentogenetice se caracterizează printr-o acumulare mai mult sau mai puţin uniformă argilo-microclastică, cu vagi indicii de ritmicitate, impuse fie de curenţii de turbiditate locali, fie de curenţii produşi de procesele efuzive submarine. Mediul geochimic este al unor ape neaerisite, poate chiar euxinice, supoziţie întărită şi de existenţa unei microstratificaţii locale (analoge mîlului microstratificat din Marea Neagră), în care materialul clastic psamitic se asociază cu calcitul în lamine submilimetrice de culoare deschisă, iar cel microclastic-argilos, cu pigmentul organo-hidrotroilitic, situaţie ce poate fi produsă atît de condiţii periodice locale legate de climă sau diastrofism cît şi de alternanţele sezoniere. Corespund formaţiunilor de grauwacke şi subgrauwacke.

c) Faciesurile recifale şi macroclastice marchează, în accepţiunea noastră, elevaţiuni insulare ale fundului. Biohermele au ca substrat de fixare în primul rînd denivelările vulcanice, asociate sau nu cu rocile cristaline ale fundamentului. Domină şi aici, ca în toate orogenurile, ca şi în depozitele actuale, faciesul organodetritic (subrecifal), produs al abraziunii marine şi al dezagregării sub acţiunea organismelor perforante şi limnivore.

d) Faciesurile macroclastice dau indicaţii asupra alcătuirii fundamentului, preponderent cristalofilian în cazul profilului de la gura Pîrîului Popii, eruptiv şi sedimentar în aflorimentele din aval de Piatra Caprei şi mixt, conţinînd toate tipurile de roci, în depozitele psefitice din amonte de aceasta. Prezenţa materialului calcaros (spergenitic cu albit de neoformaţiune) de tip neocomian ne conduce fie la concluzia că aceste depozite ar fi avut o extensiune mai mare în timpul sedimentării formaţiunii barremiene şi că au fost apoi aproape integral erodate, fie că avem de-a face cu o recurenţă facială în care mîlurile calcaroase au funcţionat, ca şi în cazul depozitelor calcaroase neocomiene, asemeni unui vast receptor al degazeificărilor alcaline fixate în corpusculii calcaro-detritici şi în scheletele calcaroase sub formă de minuscule cristale de albit. Depozitele faciesu-

lui detrito-calcaros de Piatra Caprei indică acumularea pe un substrat mixt cristalino-ofiolito-calcaros, pe o elevaţiune de fund. Fracturi tectonice profunde de vîrstă austrică, subhercinică sau laramică mijlocesc poate, la nivelul Cretacicului superior, aporturi ale magmatismului banatitic, care nu apar însă la suprafaţă.

Într-un recent studiu litologic, executat asupra depozitelor nisipoase şi argilo-siltitice de pe fundul bazinului Buzzard (Massachusetts), J. Robert Moore (1963) ajunge la concluzia că depozitele nisipoase sînt datorite acţiunii mareelor în timp ce depozitele fine au fost transportate mai spre larg provenind din acelaşi material de origine. Depozitele argilo-siltitice ar corespunde unor „protograuwacke" argiloase, mineralogic găsindu-se elementele asociaţiei de grauwacke. Ca şi în cazul nostru, acumularea are loc într-un domeniu euxinic cu hidrotroilit şi cu pirită, recunoscîndu-se zone de supracreştere atît la cuarţ cît şi la feldspaţi. Depozitele psamitice, tip protoarcoze, sînt legate de procese de alterare submarină, iar nisipurile cuarţoase sînt în totul analoge celor din coloanele stratigrafice. Este remarcabilă asemănarea acestor variate asocieri litologice cu situaţiile constatate de noi în seria barremiană de pe valea Feneşului în care am atribuit formaţiunile arenitice elevaţiunilor de fund. Spre deosebire însă de acestea, materialul feldspatic, în cazul nostru, este de natură vulcanică, iar glauconitul şi corespondentele nisipurilor cuarţoase propriu-zise sînt practic absente.

e) Apariţia intercalaţiilor calcaroase este legată de dezvoltarea masivă a organismelor calcaroase în anumite momente ale sedimentogenezei, sau de aporturile de material detritic calcaros de pe flancurile recifilor (faciesuri mai mult sau mai puţin telerecifale). În cazul intercalaţiilor organogene, admitem că fauna bentonică se află aici într-o tanatocenoză foarte apropiată biocenozei de origine, cel mult uşor deplasată de pe unele elevaţiuni sau flancuri recifale. Se adaugă depozitele de precipitare fizico-chimică (oolitice şi pseudoolitice) care indică aerisirea apelor în medii de adîncime redusă. O parte din calcit considerăm că provine din eliminarea carbonatului în procesul submarin de spilitizare, aşa cum am admis şi pentru seria neocomiană asociată marei mase diabazice din masivul Drocea. Caracterul de intercalaţii sporadice pe care îl prezintă rocile calcaroase ne-a făcut să le asemănăm unor „accidente calcaroase stratificate".

f) Magmatismul ofiolitic sincron şi imediat următor sedimentării contribuie la procesul de sedimentogeneză prin următoarele aporturi :

furnizează materialul piroclastic în adaosuri mai mult sau mai puţin sincrone acumulării materialului detritric;

furnizează silicea şi materia primă silicatată necesară dezvoltării organismelor silicioase din silicolite;

mineralizatorii şi produsele de degazeificare legate în parte de spilitizare controlează continuu caracterele mediului geochimic cum şi geneza unor minerale penecontemporane şi epigenetice;

se creează substratul solid necesar fixării recifilor coralieri şi poate că se ridică şi temperatura apei marine;

determină apariţia unor curenţi de turbiditate care influenţează distribuţia spaţială şi sortarea unor sedimente.

e) Prezenţa silicolitelor piroclastogene mai mult sau mai puţin calcaroase este urmarea intervenţiilor vulcanice submarine. Aceste roci au dezvoltare cu mult inferioară celor legate de marele magmatism ofiolitic de la nivelul Neocomianului cînd iau naştere jaspurile diabazice cu oxizi de mangan (sin. stratele de Curechi sau strate de Şoimuş-Buceava). Prin modul de dezvoltare, silicolitele din seria barremiană din Munţii Metaliferi pot fi denumite „accidente silicioase piroclastogene" într-o serie argilo-microclastică.

h) Episoadele feldspatice, traduse prin roci arcoziene sau tufitice, pot fi printr-o extindere a termenului denumite „accidente feldspatice" termenul avînd un sens strict mineralogic şi fără nici o legătură cu originea chimică din definiţiile date altor roci de precipitare ce apar „accidental" în anumite serii litologice.

i) Ultimul grup de procese litogenetice care se manifestă în serie este metamorfismul de dislocaţie legat de mişcările tectonice mezocretacice care conduce la rocile mixte corismitice şi la faciesurile metamorfice (filite, calcare cristaline) caracteristice seriei.

BIBLIOGRAFIE

Bleahu M., Dimian M. (1963) Caracteristici stratonomice ale seriilor cretacice din Munţii Apuseni. *Cong. V. Asoc. Carpato-Balc.* III, 1. Bucureşti.

Ghiţulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI. Bucureşti.

Ilie M. (1940) Structure géologique de la région aurifère de Zlatna (Roumanie). *An. Inst. Rom.* XX. Bucureşti.

PLANȘA I

PLANŞA I

Fig. 1. — Textură microstratificată rezultată din alternanţa de zone argilodetritice cu pigment organo-hidrotroilitic (culoare închisă) şi zone argilo-calcito-detritice (culoare deschisă). Şist aleuro-argilos de pe valea Feneşului (Pb. 27). N ||. x 15.
Texture microstratifiée résultée de l'alternance de zones argilodétriques à pigment organo-hydrotroï litique (foncées) et de zones argilo-calcito-détritiques (claires). Schiste aleuroarg leux de la vallée Feneşului (Éch. 27). N ||. x 15.

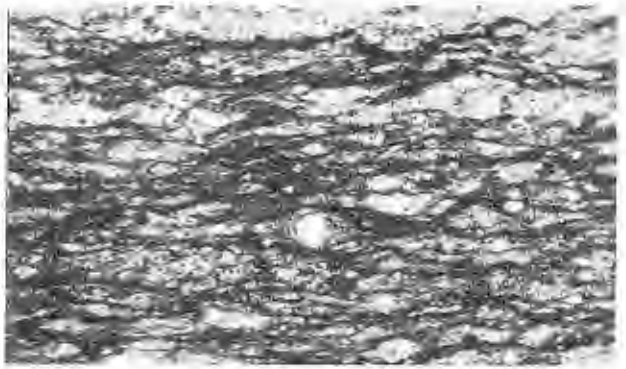
Fig. 2. — Textură oculară în zonele argilodetritice la un şist argilo-aleuritic de pe valea Feneşului (Pb. 27). N ||. x 54.
Texture oeillée dans les zones argilodétritiques d'un schiste argilo-aleuritique de la vallée Feneşului (Éch. 27). N ||. x 54.

Fig. 3. — Şist aleurolitic, valea Feneşului (Pb. 72). N ||. x 54.
Schiste aleurolitique, vallée Feneşului (Éch. 72). N ||. x 54.

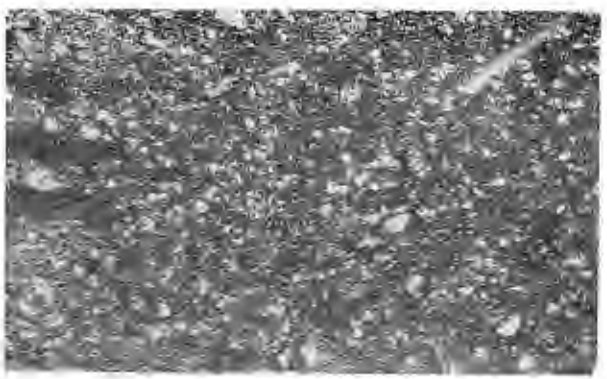
Fig. 4. — Şist aleuro-marnos în amonte de comuna Bulzeştii de Jos (Pb. 114). N ||. x 25·
Schiste aleuro-marneux en amont du village Bulzeştii de Jos. (Éch. 114). N 11. x 25·

146-2

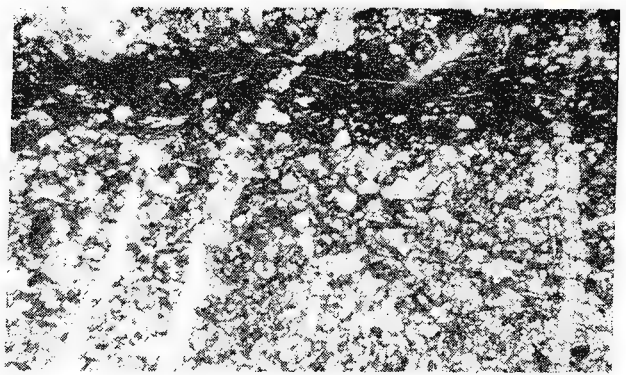
1



2



3



4

PLANŞA II

PLANŞA II

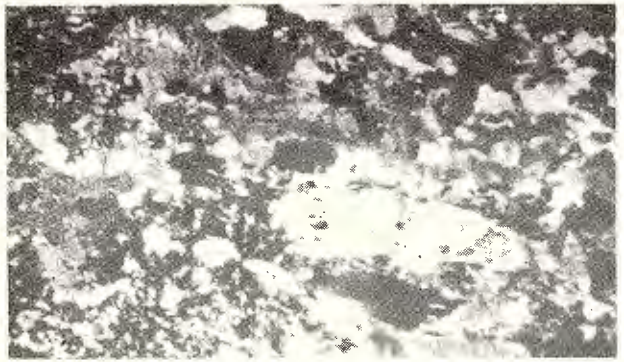
Fig. 1. — Şist argilo-detritic (cu material psefitic) silicifiat prin aporturi de silice singenetice Valea Feneşului (Pb. 49). N ||. x 15. ||
Schiste argilo-détritique (à matériel pséphitique) silicifié par des apports de silice syngénétiques. Vallée Feneşului (Éch. 49) N ||. x 15.

Fig. 2. — Calcar organodetritic, în amonte de satul Bulzeştii de Jos. (Pb. 115). N || .x 25.
Calcaire organodétritique, en amont du village Bulzeştii de Jos. (Éch. 115). N ||. x 25.

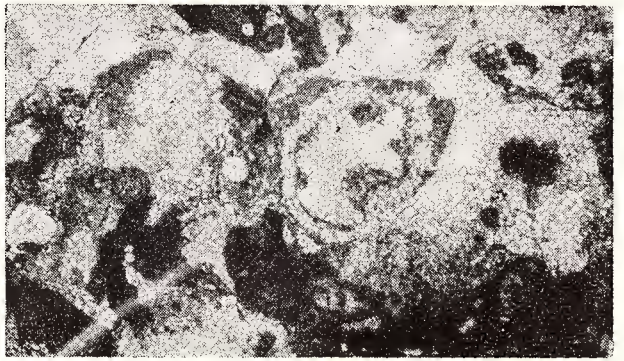
Fig. 3. — Calcar organodetritic, în amonte de satul Bulzeştii de Jos: fragment de sticlă tachilitică cu periferia calcitizată diagenetic. N ||. x 25.
Calcaire organodétritique, en amont du village Bulzeştii de Jos : fragment de verre tachillitique à la périphéria calcitisée diagénétiquement. N ||. x 25.

Fig. 4. — Albit de neoformaţiune cu centrul calcaros, în calcar organodetritic parţial recristalizat, valea Feneşului, gura văii Brăzdiţei (Pb. 8). N ||. x 25.
Albite de néoformation à centre calcaire, dans un calcaire organodétritique partiellement recristallisé, vallée Feneşului, embouchure de la vallée Brăzdiţei. (Éch. 8). N ||. x 25.

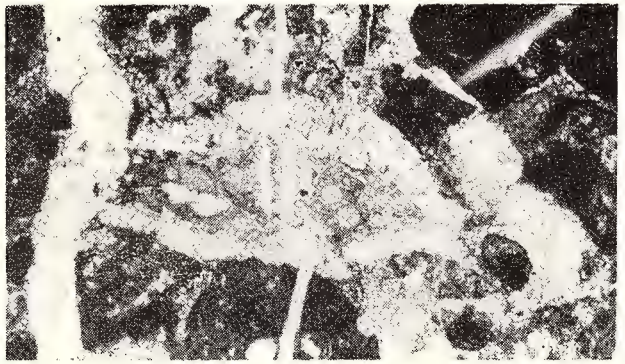
146-6



1



2



3

4

PLANŞA III

PLANŞA III

Fig. 1. — Calcar grezos: a, corpuscul calcaros cu coroană albitică de neoformaţiune; b, granul detritic de oligoclaz regenerat periferic cu albit de neoformaţiune (Pb. 101). N ||. x 54.

Calcaire gréseux : a, corpuscule calcaire à couronne albitique de néoformation ; b, grain détritique d'oligoclase régénéré à la périphérie avec albite de néoformation (Éch. 101). N || x 54.

Fig. 2. — Coroană de albit de neoformaţie în jurul unui corpuscul calcaros. Calcar grezos. Intre comuna Blăjeni şi Valea Crişului Sat (Pb. 101) N ||. x 54.

Couronne d'albite de néoformation autour d'un corpuscule calcaire. Calcaire gréseux. Entre les villages Blăjeni et Valea Crişului Sat (Éch. 101). N ||. x 54.

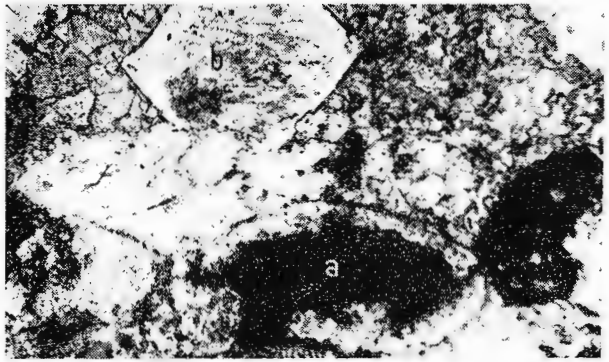
Fig. 3. — Granul detritic de albiclaz regenerat periferic cu material albitic. Valea Feneşului în amont de gura văii Brăzdiţei. (Pb. 16). N 11. x 54.

Grain détritique d'albiclase régénéré à la périphérie avec matériel albitique. Vallée Feneşului en amont de l'embouchure de la vallée Brăzdiţei (Éch. 16). N ||. x 54.

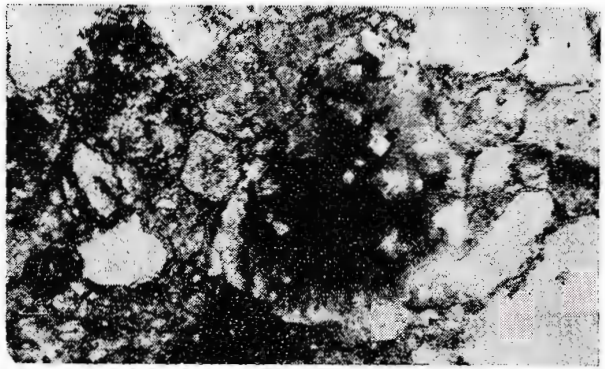
Fig. 4. — Granul detritic de albiclaz regenerat periferic cu material albitic. Valea Feneşului în amont de gura văii Brăzdiţei. (Pb. 16). N +. x 54.

Grain détritique d'albiclase régénéré à la périphérie avec du matériel albitique. Vallée Feneşului en amont de l'embouchure de la vallée Brăzdiţei (Éch. 16). N +. x 54.

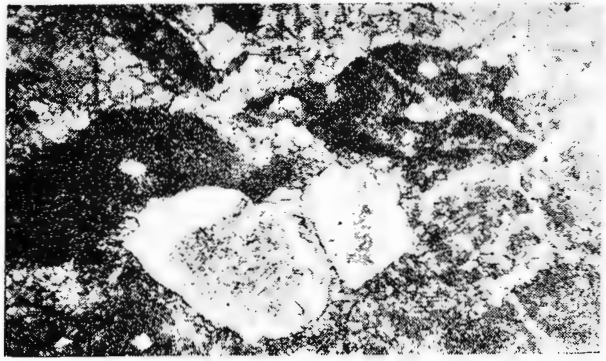
146-10



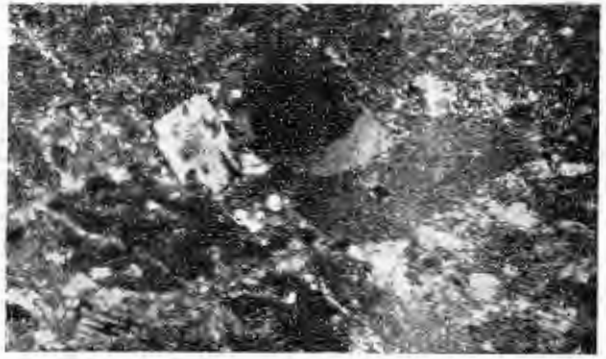
1



2



3



4

PLANȘA IV

PLANŞA IV

Fig. 1. — Intercalaţie argilo-aleuritică (negru) într-un calcar detritic recristalizat sub influenţe hidrotermale (alb-cenuşiu), valea Feneşului, gura văii Brăzdiţei (Pb. 2) N ||. x 25.

Intercalation argilo-aleuritique (noir) dans un calcaire détritique recristallisé sous des influences hydrothermales (blanc gris), vallée Feneşului, embouchure de la vallée Brăzdiţei. (Ech. 2) N ||. x 25.

Fig. 2. — Calcar pseudoolitic cu resturi organice, valea Feneşului (Pb. 82). N ||. x 25.

Calcaire pseudoolitique à débris organiques, vallée Feneşului (Éch. 82). N ||. x 25.

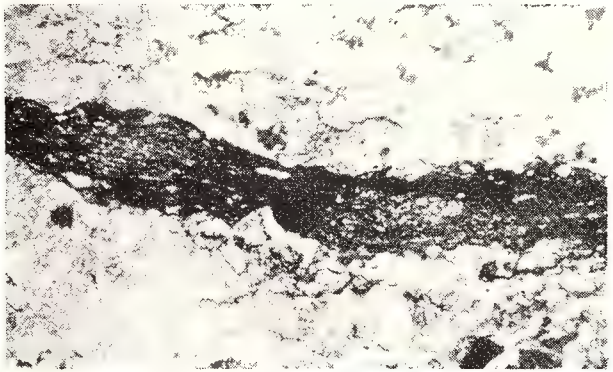
Fig. 3. — Şist argilo-aleuro-psefitic, valea Feneşului. N ||. x 15.

Schiste argilo-aleuro- pséphitique, vallée Feneşului. N ||. x 15.

Fig. 4. — Silicolit cu romboedri de calcit : a, masă silicioasă de substituţie ; b, romboedri mari corodaţi ; c, romboedri mici din generaţia a doua. Valea Feneşului, gura văii Brăzdiţei (Pb. 4). N ||. x 54.

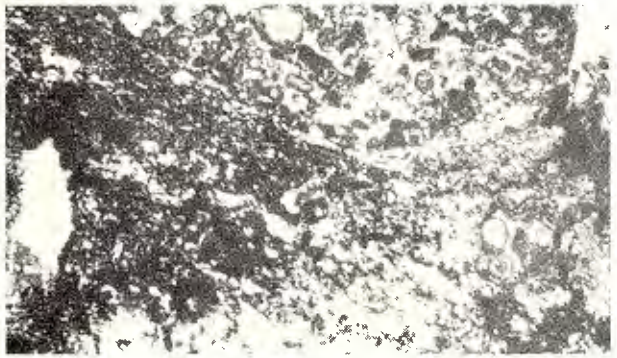
Silicolite à rhomboèdres de calcite : a, masse siliceuse de substitution ; b, grands rhomboèdres corrodés ; c, petits rhomboedres de la seconde génération. Vallée Feneşului, embouchure de la vallée Brăzdiţei (Éch. 4). N ||. x 54.

146-14

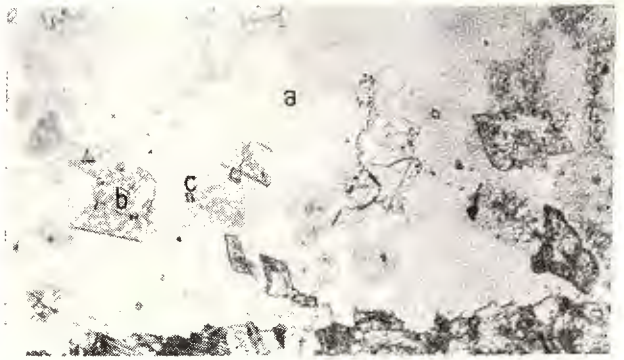


1

2



3



4

PLANȘA V

PLANŞA V

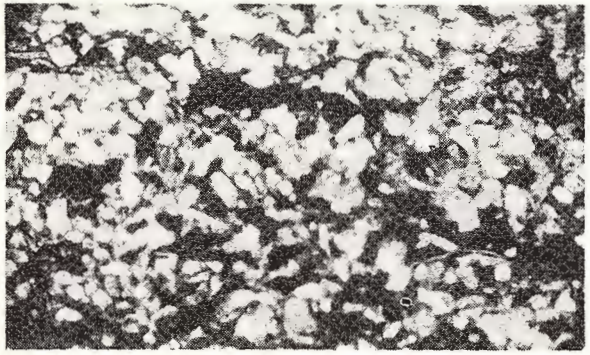
Fig. 1. — Gresie silicioasă de pe valea Feneşului, gura pîrîului Popii. (Pb. 66). N ||. x 25.
Grès siliceux de la vallée Feneşului, embouchure du ruisseau Popii. (Éch. 66). N ||. x 25.

Fig. 2. — Gresie silicioasă de pe Valea Feneşului, gura pîrîului Popii (Pb. 66) N +. x 25.
Grès siliceux de la vallée Feneşului, embouchure du ruisseau Popii. (Éch. 66). N + x 25.

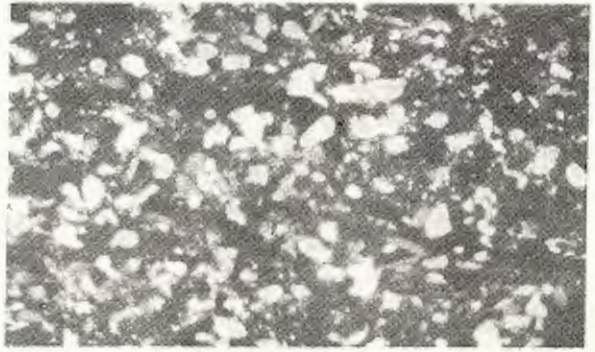
Fig. 3. — Microconglomerat calcaros, valea Feneşului, gura pîrîului Popii (Pb. 65). N ||. x 25.
Microconglomérat calcaire, vallée Feneşului, embouchure du ruisseau Popii (Éch. 65). N ||. x 25.

Fig. 4. — Calcar detritic cu material litofeldspatic, valea Feneşului, aval de Piatra Caprei (Pb. 86). N ||. x 15.
Calcaire détritique à matériel lithofeldspathique, vallée Feneşului, en aval de Piatra Caprei (Éch. 86). N ||. x 15.

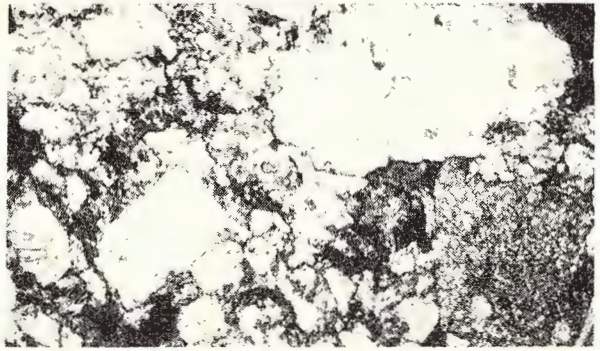
146 — 18



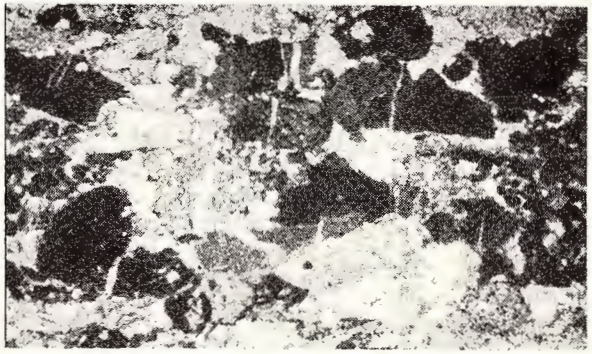
1



2



3



4

PLANŞA VI

PLANŞA VI

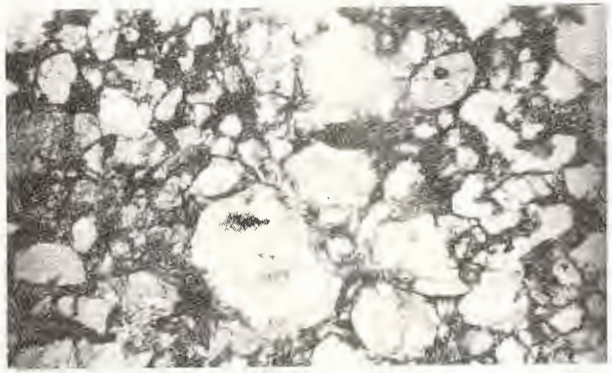
Fig. 1. — Arcoză calcaroasă de pe valea Feneşului, în aval de Piatra Caprei (Pb. 85), N ||. x 25.
Arkose calcaire vallée Feneşului, en aval de Piatra Caprei (Éch. 85). N ||. x 25.

Fig. 2. — Arcoză calcaroasă de pe valea Feneşului, în aval de Piatra Caprei (Pb.85). N +. x 25.
Arkose calcaire vallèe Feneşului, en aval de Piatra Caprei (Éch. 85). N ||. x 25.

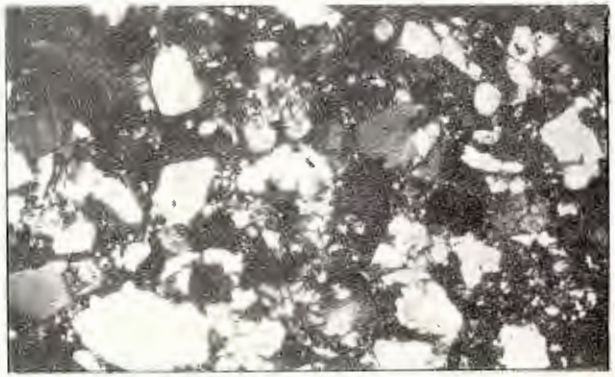
Fig. 3. — Arcoză cu feldspaţi idiomorfi, valea Feneşului în aval de Piatra Caprei. N ||. x 25.
Arkose à feldspaths idiomorphes, vallée Feneşului en aval de Piatra Caprei. N ||. x 25.

Fig. 4. — Arcoză cu feldspaţi idiomorfi, valea Feneşului în aval de Piatra Caprei. N. || x 25
Arkose à feldspaths idiomorphes, vallée Feneşului en aval de Piatra Caprei. N || x 25.

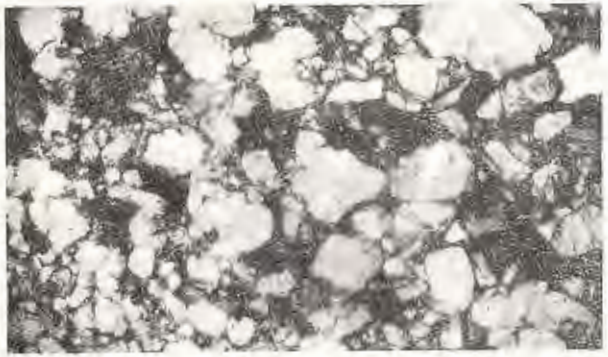
146-22



1



2



3

4

Moore Robert J. (1963) Bottom sediment studies, Buzzard Bay. Massachusetts. *Journ. of. sedim. Petr.* 33, 3.

Nabholz W. K. (1945) Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald-Valser- und Safiental. *Eclogae geol. Helvetiae*, 38, 1.

Papiu Corvin V. (1953) Cercetări geologice în Masivul Drocea (Munţii Apuseni). *Bul. Acad. R.P.R. Sect. Ştiinţe biologice* (1950) V, 1. Bucureşti.

Papiu Corvin V. (1956) Erupţii vulcanice submarine. Edit. Ştiinţifică. Bucureşti.

Papiu Corvin V. (1966) Consideraţii asupra proceselor de litogeneză din formaţiunea neocomiană a masivului Drocea. *D. S. Com. Geol.* LII, 1 (1964—1965). Bucureşti.

Papp K. (1914) Das taube Sediment von Zlatna. *Jber. d. k. ung. geol. R. A.*

Savu H. (1962) Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Troaş-Pîrneşti din masivul Drocea. *D. S. Com. Geol.* XLIV (1956—1957). Bucureşti.

Vrîblenski B., Vîleva G., Graşeva N., Kolceva K., Kostadinov T., Nedialkova Sl., Iaranova D. (1963) Diabaz-fillitoidnaia formaţiia zapadnoi Staroi Planinî. *Asoc. Carp.-Balc. Congr. V.*, II. 1961, Bucureşti.

CONSIDÉRATIONS LITHOGÉNÉTIQUES SUR LA FORMATION BARRÉMIENNE DES MONTS MÉTALLIFÈRES

PAR

V. CORVIN PAPIU

(Résumé)

L'étude se rapporte à la constitution lithologique de la formation attribuée au Barrémien dans le secteur oriental des Monts Métallifères (Monts Apuseni) entre les vallées de Crişul Alb et Ampoiul, mais surtout à celles du bassin de l'un des affluents de ce dernier (Vallée Feneşului). Des composants terrigènes (apports argilo-détritiques), volcanogènes (matériel pyroclastique, minéraux déposés par les solutions juvéniles) et organogènes (squelettes calcaires siliceux et matière organique) participent, en quantités variables, à la constitution de cette formation. La participation de chaque groupe varie, fonction des conditions locales existant dans le bassin de sédimentation. Des actions ultérieures diagénétiques et métamorphiques (métamorphisme de dislocation), transforment, avec le concours plus ou moins évident des apports hydrothermaux, le caractère des composants primaires, suivis de l'apparition de minéraux secondaires et de roches mixtes partiellement métamorphisées (chorismites). La source des composants terrigènes est représentée par les unités suivantes :

Les massifs métamorphiques des Monts Apuseni au N, et des Carpates Méridionales au S constituant le cadre de l'eugéosynclinal méridional des Monts Apuseni (Drocea-Trascău);

Le massif ophiolitique diabasique de l'axe de l'Orogène;

Les calcaires récifaux jurassiques et éventuellement urgoniens constituant les deux barrières (l'une septentrionale, l'autre méridionale, fixées à un soubassement ophiolitique, d'éruptions sous-marines), ainsi que les dépôts néocomiens détrito-calcaire-argileux qui ont précédé les dépôts barrémiens;

Des remaniements intraformationels dans le cadre de la formation barrémienne.

Les composants volcanogènes sont liés aux dernières manifestations effusives du magmatisme ophiolitique sous-marin commencé avant le Malm supérieur et sont représentés par du matériel pyroclastique : vitre tachylitique, spilites, porphyrites (andésites), oligoclase. Des apports hydrothermaux s'y ajoutent : silice, chlorite, calcite, pyrite, albite, produits de la spilitisation (feldspaths de néoformation trouvés dans les calcaires et les zones de régénération qui entourent les granules détritiques des feldspaths). C'est également à la spilitisation que nous pensons attribuer une partie du calcite de nature chimique. Les matériels organogènes caractérisent surtout les récifs synchrones aux dépôts détritiques barrémiens et aux zones sous-récifales, ainsi que les intercalations calcaires des séries argilo-détritiques, représentant parfois des échos télérécifaux de ces dernières. Les débris d'organismes siliceux (radiolaires, spicules de spongiaires) apparaissent en corrélation directe avec le matériel volcanogène sous-marin et sont parfois associées à des accumulations calcaires (silicolites carbonatiques). La substance organique, en grande quantité, s'est accumulée surtout en conditions géochimiques euxiniques, dans un sulfuretum typique, déterminant l'apparition du hydrotroïlite et de la pyrite alternant avec des périodes plus aérées.

Le caractère micro-rythmique (varvé) de certains dépôts, dans lesquels des lamines détrito-calcaires claires alternent avec des unités argilo-organiques noires, témoigne d'une rythmicité imposée par des apports terrigènes périodiques si non saisonniers. Le changement du caractère de l'EH du domaine d'accumulation mène, localement, jusqu'à des faciès chloritiques sans qu'un y puisse cependant reconnaître ni le faciès intermédiaire sidéritique, ni des faciès plus aérobes (glauconieux par exemple). L'étude micrographique a déterminé trois lithofaciès principaux : 1, le

lithofaciès argilo-détrito-volcanogène (de la vallée Feneşului); 2, le lithofaciès récifogène (de Dîmbău-Piatra Caprei) et 3, le lithofaciès calcaire-détritique de Piatra Caprei (à indices problématiques de métamorphisme de contact).

Le premier lithofaciès est dominant, caractérisé plus particulièrement par des roches argilo-aleuritiques et moins par celles gréseuses, à indices de rythmicité et appartient à la série grauwakes — sousgrauwakes. Nous avons distingué trois sous-faciès. Les deux premiers (argilo-microclastique et macroclastique) incluent des roches issues des processus de sédimentation et diagenèse; le troisième (calcaire-phxyllito-volcanogène) est le résultat des mélanges de matériel volcanique et sédimentaire (roches mixtes) ainsi que de la transformation métamorphique (d'âge cretacée moyenne-supérieure) en processus de métamorphisme de dislocation à apport volcanogène plus ou moins synchrone. Dans le sous-faciès argilo-microclastique on a distingué des roches argilo-détritiques (schistes aleuro-argileux, schistes aleuritiques, schistes aleuro-gréseux, schistes argilo-aleuro-pséphitiques), des roches calcaires (calcaires organogènes, calcaires organo-détritiques, calcaires pseudoolithiques) et des roches siliceuses (silicolites pyroclastogènes). Les schistes aleuro-marneux font la transition entre les deux premieres groupes lithologiques et les silicolites calcaires (en partie de type chaille) — entre les calcaires et les silicolites; c'est la conséquence des conditions mixtes de sédimentation. Une seule roche, à position incertaine, répond à la définition de schiste aleuro-argileux à radiolaires.

L'accumulation des dépôts calcaires de la série correspond soit à des apports récifogènes imposés par des courants soit à des conditions aérobes dans lesquelles les organismes bentoniques de la biocénose se trouvent aussi dans la tanatocénose. Des conditions spéciales ne permettent que partiellement la formation des oolithes et des pseudoolithes, à laquelle, participe, également, le matériel trituré d'organismes limnivores et perforants. Par leurs caractères complexes, certains calcaires correspondent à la notion de „spergénites".

Les calcaires constituent une sorte d'„accidents": calcaires stratifiés locaux dans la série argilo-détritique. L'apparition épisodique des silicolites leur confère, par analogie, le caractère des „accidents" concordants, liés à la manifestation du magmatisme sous-marin.

Dans le sous-faciès macroclastique se situent des roches gréseuses et des conglomérats à ciment calcaire ou silicifié ultérieurement par des

apports hydrothermaux. Elles fournissent des indices importants sur le soubassement et sur l'origine du matériel clastique.

L'apparition de grandes quantités de feldspath (oligoclase basique à peu près idiomorphe) conduit vers le type mixte arkosien ou pyroclastogène, étant directement liée aux roches ophiolitiques.

Nous avons encore admis que les sous-faciès macroclastiques, tout comme le faciès récifal, correspondent à d'anciennes élévations du fond du bassin dans lequel avait lieu la sédimentation argilo-microclastique.

Le sous-faciès mixte (calcaire-phyllito-volcanogène) est, ainsi que nous l'avons déjà indiqué, la conséquence de la dynamométamorphose d'une alternance de roches mixtes (effusives sédimentaires) ou normales, en général à intervention hypogène. Elles ressemblent remarquablement à la formation Bündnerschiefer de Grisoni et correspondent à une formation chorismatique. Elles constituent un exemple prégnant de metamorphisme mésocrétacé dans les régions carpatiques.

Le faciès récifal est lié également à des élévations constituée d'anciennes îles de nature éruptive. Des éruptions synchrones produisaient probablement l'augmentation locale de la température de l'eau du milieu et déterminaient des courants de turbulence lesquels, partiellement du moins, contribuaient au triage des dépôts du faciès argilo-détrito-volcanogène (de la Vallée Feneş).

Enfin, le lithofaciès calcaire-macroclastique de Piatra Caprei inclue premièrement des roches conglomératiques à côté de grès calcairo-ferrugineux et de calcaires organo-détritogènes (calcarénites jusqu'à calcirudites) à matériel clastique. Le soubassement mixte (cristallophyllien-ophiolito-calcaire) constituait probablement une élévation locale. Des fractures tectoniques profondes, engendrées par les mouvements autrichiens, subherciniens et laramiens ont probablement médié, au niveau du Crétacé supérieur, l'influence du magmatisme banatitique, dont les roches, pourtant, ne sont pas mises à jour.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

SEDIMENTOLOGIE

ASUPRA PREZENŢEI FITOLITELOR OPALICE ÎN ROCILE ARGILO-DETRITICE ASOCIATE BAUXITELOR DIN MASIVUL PĂDUREA CRAIULUI [1])

DE

V. CORVIN-PAPIU, SILVIA MÎNZATU [2])

Abstract

On the Presence of Opal-Phytolites in the Argillaceous Detrital Rocks associated with the Bauxites of the Pădurea Craiului Massif. The presence of opal-phytolites (cell remains of phanerogams impregnated with silica) in the argillaceous detrital rocks (lehm) associated with the Lower Cretaceous bauxites of the Pădurea Craiului Massif (Apuseni Mountains) is recorded in Romania for the first time. These forms show analogous features both in the deposits associated with the primary bauxites (in situ), and in the secondary (reworked) deposits whose matrix they make up, and whose formation is linked to the Quaternary (periglacial, postglacial) glaciation. The opal-phytolites are of Upper Neogene (Pliocene-Quaternary) age, this being proved by palinologic studies, as these forms show no traces of recrystallization but the phytolites of the lower part of the deposits are sometimes diagenetically corroded, feature which differentiates them from those of the upper part of the same unweathered deposits.

În cadrul studiului monografic asupra zăcămintelor de bauxită din R. S. România ce se execută în prezent la Institutul Geologic, a fost abordată în mod deosebit şi din motive legate de fluxul tehnologic, problema alcătuirii şi originii depozitelor argilo-detritice asociate bauxitelor din zăcămintele din masivul Pădurea Craiului (Munţii Apuseni).

Aceste depozite de vîrstă recentă se găsesc la suprafaţa calcarelor bauxitifere din carstul bihorean, înglobînd adeseori blocuri de bauxită sau nisip bauxitic în cantităţi apreciabile şi devenind, în felul acesta,

[1]) Comunicare în şedinţa din 12 aprilie 1966.

[2]) Institutul Geologic. Şos. Kiseleff 55 Bucureşti.

zăcăminte secundare. Sînt cunoscute sub denumirea de lehm terra rossa sau lehm carstic (P. Rozlozsnik, 1916; Th. Bărbat, Al. Codarcea, 1948) [3]), sau de argile bauxitifere, termen utilizat în minerit (D. Patrulius, 1954) [4]). Acelaşi tip de depozite se întîlneşte însă şi în legătură cu zăcămintele primare de bauxită, admiţîndu-se insinuarea lor secundară, pe calea fisurilor şi pe zonele de contact dintre calcare şi bauxite, pe care eroziunea ar fi acţionat preferenţial. Vîrsta lor este atribuită fie Pliocenului (P. Rozlozsnik, 1916), fie Cuaternarului (Th. Bărbat, Al. Codarcea, 1948), fie ambelor (D. Patrulius, 1955), iar originea, probabil eluvio-aluvionară.

După părerea noastră, extinderea lehmului bauxitifer (roci argilo-detritice de vîrstă recentă), pe întreaga suprafaţă a carstului bihorean, este datorită deplasării materialului şi răspîndirii sale sub acţiunea aparatelor fluvio-glaciare legate de glaciaţia şi postglaciarul cuaternar, sau în zonele periglaciare prin soliflucţiuni, aşa cum admite M. Bleahu (1964) că s-ar fi deplasat galeţii şi blocurile de pe platoul Padişului şi chiar unele blocuri metrice de conglomerate şi cuarţite werfeniene de pe platforma carstică a masivului Pădurea Craiului, citate de Th. Kräutner. Pentru denumirea acestor roci argilo-detritice recente am utilizat termenul de lehm bauxitifer sau lehm (peri) glaciar.

Materialul a fost furnizat de I. G. E. X. prin ing. Gr. Jacotă şi provine din diverse lucrări de explorare, mai ales din puţuri.

În urma studiului granulometric şi mineralogic a reieşit că aceste roci corespund numai în parte termenului de „argile", majoritatea situîndu-se în domeniul argilelor siltitice, silturi argiloase sau chiar nisipuri argiloase (Fr. Shepard, 1954), motiv pentru care utilizăm pentru denumirea lor termenul de roci argilo-detritice.

În stadiul actual al cercetărilor, am ajuns la concluzia că, între rocile argilo-detritice provenite din zăcăminte secundare, adică remaniate (Zece Hotare) şi cele provenite din zăcăminte primare de bauxită (Roşia), este o remarcabilă asemănare, din cele mai multe puncte de vedere, confirmînd opinia potrivit căreia aceste depozite ar fi fost întroduse în zăcăminte ulterior formării lor, pe calea fisurilor şi diaclazelor existente în calcarele neocomiene ce constituie acoperişul bauxitelor.

---

[3]) Th. Bărbat, Al. Codarcea. Raport asupra zăcămintelor de bauxit din reg. Pădurea Craiului de Nord. 1948.

[4]) D. Patrulius. Raport asupra bauxitelor din partea centrală a Pădurii Craiului. 1954. Arh. Inst. Geol.

Gradul redus de litificare pe care îl prezintă aceste roci argilo-detritice, a impus cercetarea microscopică a materialului granular pe fracţii separate cu lichide dense.

Cu ocazia acestor studii s-a recunoscut în fracţia uşoară < 0,2 mm, prezenţa unor forme organice celulare speciale, de natură silicioasă, cunoscute în fitomorfologie sub denumirea de „schelete de silice", iar în pedologie — termen adoptat apoi şi în paleontologie — de fitolite, fitolite opalice (opalfitolite) sau opal de plante. Aceste forme, uneori foarte caracteristice, reprezintă celule epidermice de plante superioare (trichomi, celule bulbiforme şi fundamentale, etc.) cu membranele impregnate cu opal, rămase în urma îndepărtării materiei organice; ele provin mai ales din resturile de Graminee şi Cyperacee care au populat regiunea de origină a depozitului considerat.

Fitolitele opalice au fost recunoscute atît în solurile actuale (G. Baker, 1959; A. H. Beaver, J. Stephen, 1958; F. Smithson, 1956) cît şi în diverse roci sedimentare cuaternare şi neozoice (G. Baker, 1960; R. L. Jones, 1964). Beaver şi Stephen (1958) arată că, în o serie de soluri din Illinois, fitolitele se concentrează mai ales în fracţia siltitică din orizontul *A*, şi că pot atinge în unele nisipuri fine (0,10—0,05 mm) pînă la 15%. Datorită stabilităţii sale aparente, faţă de procesele de alterare, „opalul de plante" poate fi considerat ca un „mineral index" pentru orizontul *A* în paleosoluri. În cazurile studiate de aceşti autori, proporţia medie se evaluează la cca 1% în fracţia solurilor grosiere. G. Baker (1960) citează astfel de forme din o seamă de depozite australiene actuale şi neogene, printre care: argile siltitice cu diatomee (Holocen), sedimente calcaro-caolinice (Pleistocen superior — Pliocen), nisipuri fine (Paleocen), toate din vestul Provinciei Victoria, şi arată că, la prima vedere, au putut fi confundate cu spiculii de spongieri cum şi că, între formele fosile şi cele actuale, există mari asemănări morfologice. Transportul, ca şi trecerea diagenetică a opalului în calcedonie şi apoi în cuarţ, pot denatura însă aceste contururi iniţiale (în depozitele neozoice şi cuaternare din Victoria nu s-au recunoscut indicii de atare transformări). În condiţiile solurilor actuale, autorul consideră că fitolitele opalice nu pot subzista mai mult de 1000 ani dar că, în condiţii de conservare favorabile, ele au putut fi păstrate în stare fosilă timp de mai multe milioane de ani.

Din totalul de 20 probe colectate din masivul Pădurea Craiului (19 probe din zăcămînt secundar şi 1 probă din zăcămînt primar de la

limita calcar neocomian — bauxită), din care s-au analizat fracţiile uşoare, rezultă următoarele conţinuturi în fitolite: 1 probă cu 0,5—1,0%; 2 probe cu < 0,5%; 11 probe cu conţinut sporadic (o probă fiind din zăcămînt primar); 6 probe nu conţin fitolite. Dimensiunile fitolitelor variază între 0,16 mm şi 0,03 mm lungime.

Distribuţia spaţială a fitolitelor, atît pe verticală cît şi pe orizontală, nu permite nici o interpretare de ordin genetic-stratigrafic. Menţionăm numai două situaţii, respectiv două profile, din care pare să rezulte o uşoară diferenţă de conţinut în fitolite şi anume: în partea superioară a depozitului argilo-detritic apar fitolite cu totul sporadic şi cu forme de spiculi cu contururi nete şi fără indicii de alterare, în timp ce, în partea inferioară a aceluiaşi depozit, fitolitele se prezintă în număr mai mare şi cu forme variate, corodate în diferite grade. În majoritatea cazurilor, atît fitolitele corodate cît şi cele întregi, se găsesc în aceeaşi probă.

Formele cele mai frecvente de fitolite, însumînd aproape 50% din totalul formelor întîlnite, sînt cele aciculare, de bastonaş sau de cilindru.

1. Fitolitele cu forme aciculare, amintind spiculii de spongieri, sînt, dintre cele menţionate, cel mai puţin întîlnite. Ele au grosimi variate şi pereţii netezi (circulare în secţiune transversală) (pl. I, fig. 1a,b), sau muchii fine care le dau aspect de prisme aciculare (poligonale în secţiune transversală) (pl. I, fig. 2). Toate aceste forme sînt drepte, lungi, uneori uşor curbate şi ascuţite la un capăt (pl. I, fig. 3). În toate cazurile prezintă un canal central deschis, care le străbate în toată lungimea şi care este uneori marcat de prezenţa unui pigment oxidic depus în interiorul lui. Trebuie remarcat că aceste resturi organice îşi păstrează forma intactă. Excepţie face un singur caz, care prezintă uşoare coroziuni pe suprafaţă (pl. I, fig. 4,5).

Presupunem că aceste forme aciculare reprezintă scheletul silicios al unor trichomi din epiteliile de pe suprafaţa inferioară a frunzelor de Graminee sau Cyperacee.

2. Formele cele mai frecvente de fitolite sînt însă cele de cilindru-bastonaş cu stadii diferite de coroziune a suprafeţii lor (pl. I, fig. 6—11; pl. II, fig. 1), ceea ce le reduce în ultimă instanţă la forme înguste, puternic crenelate (pl. II, fig. 2—4), cu aspect spiralat (pl. II, fig. 5).

Acestora li se adaugă forme derivate, uşor curbate (pl. I, fig 11; pl. II, fig. 6), asimetric dezvoltate (pl. II, fig. 7), gîtuite (pl. II, fig. 8), sau bulbare (pl. II, fig. 9—11), cu formă de sticlă (pl. II, fig. 12) etc. şi care totalizează cca 20%.

3. O frecvenţă destul de mare (cca 20%) o au formele conice, cu vîrful rotunjit, necorodate (pl. III, fig. 1), sau foarte ascuţite (pl. III, fig. 2—4), prezentînd grade diferite de coroziune.

4. O altă grupă de fitolite, expune forme patratice, groase, cu margini crenelate şi suprafeţe de asemenea ciuruite (pl. III, fig. 5—7), ca efect al unei coroziuni intense. Împreună cu formele derivate constituie cca 10% din totalul fitolitelor.

5. În sfîrşit, o altă grupă de fitolite prezintă forme foarte variate, capricioase (pl. III, fig. 8—12), care nu se pot încadra în nici unul din grupurile amintite. Ele sînt desigur rezultatul fragmentării şi al corodării intense.

În conformitate cu datele bibliografice, destul de sărace de altfel, presupunem că ne găsim în prezenţa unor fragmente de epidermă sau a unor simple celule epiteliale de Graminee sau Cyperacee, impregnate cu silice.

Faptul că toate fitolitele sînt constituite exclusiv din opal, fără indicii de recristalizare (calcedonie, microcuarţ), arată că aceste formaţiuni nu sînt mai vechi decît Neozoicul recent (Pliocen-Cuaternar).

Dată fiind marea lor fragilitate şi buna stare de conservare pe care o prezintă numeroase exemplare, considerăm că nu poate fi vorba despre o remaniere din depozite mezozoice, ci că aceste forme au fost introduse în zăcăminte împreună cu materialul argilo-detritic, deci la o dată net posterioară constituirii zăcămintelor primare de bauxită.

În lumina datelor expuse anterior referitoare la fitolitele recunoscute în rocile detritice care însoţesc bauxitele din masivul Pădurea Craiului, resturi vegetale care se citează pentru prima dată în formaţiunile noastre geologice, se pot trage, în stadiul actual al cercetărilor, următoarele concluzii :

a) În timpul Neogenului superior — Cuaternar, în masivul Pădurea Craiului, s-a dezvoltat o vegetaţie erbacee a cărei substanţă organică, datorită condiţiilor defavorabile de conservare, a fost în întregime descompusă şi îndepărtată, conservîndu-se doar celulele epidermice cu membrane impregnate cu opal.

b) Materialul argilo-detritic în care apar fitolitele a fost sedimentat odată cu blocurile de bauxită din zăcămintele secundare (Zece Hotare), pătrunzînd în acelaşi timp sau într-o fază foarte apropiată, pe calea fisurilor şi diaclazelor, pînă în masa zăcămintelor primare. Se confirmă

astfel punctul de vedere formulat de P. Rozlozsnik şi apoi de D. Patrulius asupra raportului dintre aceste roci şi bauxite.

c) Vîrsta depozitelor argilo-detritice şi deci a formării zăcămintelor secundare este probabil neogen-superioară — cuaternară pentru cele de la suprafaţă.

d) Aporturile de material au avut loc în două sau mai multe etape, motiv pentru care, în cazurile citate, fitolitele din orizonturile inferioare prezintă indicii de corodare diagenetică, spre deosebire de cele din depozitele superioare, mai recente, care nu sînt alterate pe această cale.

Această ipoteză a fost confirmată de studiul palinologic informativ întreprins de Ştefana Roman, asupra a două probe: una dintre probe provine dintr-un orizont inferior, fiind asociată unei lentile de bauxită primară; cea de a doua, din depozit superficial — zăcămînt secundar de bauxită. Acest studiu a arătat că prima probă (Pleistocen inferior) este mai veche decît cea de a doua (Cuaternar cu adaosuri actuale), confirmînd ipoteza menţionată. Umplerea fisurilor profunde ar fi fost aşa dar efectul unei prime faze de depozitare a materialului argilo-detritic, cea de a doua fază — o fază mai nouă — corespunzînd împrăştierii sale la suprafaţa carstului bihorean. Este posibil ca de fapt să nu fie vorba despre două faze despărţite printr-un interval stratigrafic, ci numai despre o acumulare continuă, iar depozitul rezultat să fie mai vechi în partea sa inferioară şi mai recent în cea superioară.

e) Extinderea acestor depozite argilo-detritice pe suprafaţa carstului bihorean este legată de glaciaţia cuaternară (periglaciar, aparate fluvioglaciare). La sfîrşitul Neogenului şi apoi în perioadele interglaciare se dezvolta vegetaţia erbacee care se includea în solurile respective. Amestecul formelor diferite de fitolite cu materialul argilo-detritic şi răspîndirea lor pe toată întinderea carstului bihorean, avea loc atît în periglaciar cît şi sub influenţa acţiunii aparatelor fluvioglaciare, şi în urma viiturilor şi inundaţiilor ce se produceau în urma topirii gheţarilor, în fazele postglaciare.

Fără a avea suficientă forţă pentru a deplasa în mod sensibil galeţii şi blocurile bauxitice, apele aduceau şi depuneau printre ei, materialul fin granular care, alături de argilă şi oxizi, le constituie actuala matrice, imprimîndu-le adesea un aspect de adevărate „argile cu blocuri".

PLANŞA I

PLANŞA I

Fig. 1 a, b — Fitolite aciculare cu secţiunea circulară (Pb. 9 II). Zece Hotare — lentila 82.x 370.
Phytolites aciculaires à section circulaire (Éch. 9 II). Zece Hotare — lentille 82.x 370.

Fig. 2. — Fitolite aciculare cu secţiunea poligonală (Pb. 9 II). Zece Hotare — lentila 82.x 370.
Phytolites aciculaires à section polygonale (Éch. 9 II). Zece Hotare — lentille 82.x 370.

Fig. 3. — Fitolite cu forma conică (Pb. 4 II). Zece Hotare — Sector Cornet II — Puţ 3701 J.x 370.
Phytolites à forme conique (Éch. 4 II). Zece Hotare — Secteur Cornet II — Puit 3701 J. x 370.

Fig. 4. — Fitolite aciculare uşor corodate. (Pb. 896). Zece Hotare — Puţ 3175 A — m. 5,00 — 6,00.x 370.
Phytolites aciculaires légèrement corrodés. (Éch. 896). Zece Hotare — Puit 3175 A — m. 5,00 — 6,00. × 370.

Fig. 5. — Fitolite aciculare uşor corodate. (Pb. 2 II). Zece Hotare — Puţ 3462 E. × 370.
Phytolites aciculaires légèrement corrodés (Éch. 2 II). Zece Hotare — Puit 3462 E. × 370.

Fig. 6. — Fitolite cilindrice corodate (Pb. 2 II). Zece Hotare — Puţ 3462 E. × 370.
Phytolites cylindriques corrodés (Éch. 2 II), Zece Hotare — Puit 3462 E. × 370.

Fig. 7, 8, 9, 11. — Fitolite cilindrice corodate (Pb. 9 II). Zece Hotare — lentila 82. × 370.
Phytolites cylindriques corrodés (Ech. 9 II) Zece Hotare — lentille 82. × 370.

Fig. 10. — Fitolite cilindrice corodate (Pb. 9 II). Zece Hotare — Puţ 3277 — m. 0,00 — 2,00. × 370.
Phytolites cylindriques corrodés (Éch. 9 II). Zece Hotare — Puit 3277 — 0,00 — 2,00. × 370

156-R

1a

1b

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

PLANŞA II

PLANŞA II

Fig. 1. — Fitolite cilindrice corodate (Pb. 8 II). Zece Hotare — lentila 211. × 370.
Phytolites cylindriques corrodés (Éch. 8 II). — Zece Hotare — lentille 211. × 370.

Fig. 2,3. — Fitolite cilindrice puternic corodate—crenelate (Pb. 912) — Zece Hotare — Puţ 3232 A. — m. 4,00 — 6,00. × 370.
Phytolites cylindriques fortement corrodés — crenelés (Éch. 912) — Zece Hotare — Puit 3232 A. — m. 4,00 — 6,00. × 370.

Fig. 4. — Fitolite cilindrice puternic corodate — crenelate — (Pb. 9 II) — .Zece Hotare — lentila 82. × 370.
Phytolites cylindriques fortement corrodés — crenelés (Éch. 9 II) Zece Hotare — lentille 82. × 370.

Fig. 5. — Fitolite corodate cu aspect spiralat (Pb. 2 II). Zece Hotare — Puţ 3462 E. × 370.
Phytolites corrodés à aspect spiralé (Éch. 2 II) — Zece Hotare — Puit 3462 E. × 370.

Fig. 6. — Fitolite cilindrice uşor curbate, corodate (Pb. 2 II) — Zece Hotare — Puţ 3462 E × 370.
Phytolites cylindriques légèrement courbés, corrodés (Éch. 2 II) — Zece Hotare — Puit 3462 E. × 370.

Fig. 7. — Fitolite asimetrice (Pb. 9 II) — Zece Hotare — lentila 82. × 370
Phytolites asymétriques (Éch. 9 II) — Zece Hotare — lentille 82. × 370.

Fig. 8. — Fitolite cu forma gituită (Pb. 1 b) — Zece Hotare — limita calcar neocomian — bauxită × 370.
Phytolites à forme étranglée (Éch. 1 b) — Zece Hotare — limite calcaire néocomien — bauxite. × 370.

Fig. 9. — Fitolite cu formă bulbară (Pb. 907) — Zece Hotare — Puţ 3270 B. m. 12,00 — 14,00. x 370.
Phytolites à forme bulbaire (Éch. 907) — Zece Hotare — Puit 3270 B. m. 12,00 —14,00. × 370.

Fig. 10, 11 — Fitolite cu formă bulbară (Pb. 2 II) — Zece Hotare — Puţ 3462 E × 370
Phytolites à forme bulbaire (Éch. a II) — Zece Hotare — Puit 3462 E. × 370.

Fig. 12. — Fitolite cu formă de sticlă (Pb. 9 II) — Zece Hotare — lentila 82. × 500.
Phytolites à forme de bouteille (Éch. 9 II) — Zece Hotare — lentille 82. × 500.

156-6

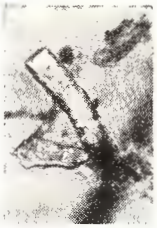
1

2

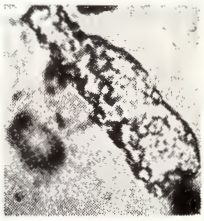
3

4

5


6

7


8

9

10

11

12

PLANȘA III

PLANŞA III

Fig. 1. — Fitolite cu formă conică, necorodate. (Pb. 4 II) — Zece Hotare — Sectorul Cornet II — Puţ 3701 J. × 370

Phytolites coniques, noncorrodés (Éch. 4 II) — Zece Hotare — Secteur Cornet II — Puit 3701 J. × 370

Fig. 2, 3. — Fitolite cu formă conică, corodate. (Pb. 2 II) — Zece Hotare — Puţ 3462 E — × 370

Phytolites coniques, corrodés. (Éch. 2 II) — Zece Hotare — Puit 3462 E — × 370.

Fig. 4. — Fitolite cu formă conică, corodate (Pb. 9 II) — Zece tare — lentila 82 — × 370

Phytolites coniques, corrodés (Éch. 9 II) — Zece Hotare lentille 82 — × 370.

Fig. 5, 6, 7 — Fitolite cu forme patratice (Pb. 2 II) — Zece Hotare — Puţ 3462 E — × 370.

Phytolites quarrés. (Éch. 2 II) — Zece Hotare — Puit 3462 E — × 370.

Fig. 8. — Fitolite cu forme neregulate — (Pb. 2 II) — Zece Hotare — Puţ 3462 E — × 370.

Phytolites à formes irrégulières (Éch. II) — Zece Hotare — Puit 3462 E — × 370

Fig. 9. — Fitolite cu forme neregulate (Pb. 912) — Zece Hotare — Puţ 3232 A m. 4,00 — 6,00 × 370

Phytolites à formes irrégulières (Éch. 912) — Zece Hotare — Puit 3232 A — m. 400, — 6,00 × 370

Fig. 10, 11 — Fitolite cu forme neregulate (Pb. 2 II) — Zece Hotare — Puţ 3462 E — × 370

Phytolites à formes irrégulières (Éch. 2 II) — Zece Hotare — Puit 3462 E — × 370

Fig. 12. — Fitolite cu forme neregulate (Pb. 907) — Zece Hotare — Puţ 3270 B — m 12,00 — 14,00. × 370

Phytolites à formes irrégulières (Éch. 907) — Zece Hotare — Puit 3270 B — m. 12,00 — 14,00. × 370

156-10

1

2

3

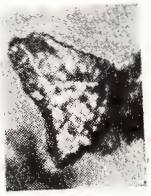
4

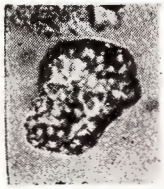
5

6

7

8


9


10

11

12

BIBLIOGRAFIE

Baker G. (1960) Fossil opal phytolites. *Micropaleontology*, 6, p. 79—85.

Bleahu M. (1964) Formaţiuni periglaciare în carstul Munţilor Bihorului. *Lucr. Inst. Speol. „Emil Racovitză"*, III p. 215—228. Bucureşti.

Beaver A. H., Stephen J. (1958) Some features of the distribution of plant opal in Illinois soils. *Soil. Sci.* 86, p. 1—5.

Jones Robert L. (1964) Note on the occurrence of opal-phytolites in some Cenozoic sedimentary rocks. *Journal of Paleontology* 38, 4, p. 773—775.

Patrulius D. (1956) Contribuţiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului (comunicare preliminară). *D. S. Com. Geol.* XL (1952—1953). Bucureşti.

Rozlozsnik P. (1918) Vorläufiger Bericht über die Art des Auftretens der Bauxite im nördlichen Bihar Kiralyerdö (Pădurea Craiului). *Jber. d. k. ung. geol. A. f. 1916*. Budapest.

Shepard Fr. (1954) Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *J. Sediment. Petrol.* 24, p. 151—148.

Smithson F. (1956) Plant opal in soil. *Nature* 178 : 107.

SUR LA PRÉSENCE DES OPALE-PHYTOLITHES DANS LES ROCHES ARGILO-DÉTRITIQUES ASSOCIÉES AUX BAUXITES DU MASSIF DE PĂDUREA CRAIULUI

PAR

V. CORVIN-PAPIU, SILVIA MÎNZATU

(Résumé)

L'étude lithologique des dépôts argilo-détritiques que nous avons dénommées lehm bauxitifère, lehm glaciaire ou lehm périglaciaire, qui accompagnent les gisements de bauxite d'âge crétacé inférieur du Massif de Pădurea Craiului (Monts Apuseni), ceux de gisement primaire autant que ceux de gisement secondaire (remaniés), ont mis en évidence, pour la première fois, dans les formations géologiques du territoire de la République Socialiste de Roumanie, la présence de certaines formes végétales conservées dans l'opale, connues sous le nom de phytolithes opalines (cellules de Gramminées ou Cypéracées à membrane silicifiée).

Le fait que les phytolithes étudiées ne présentent pas d'indice de recristallisation diagénétique (avec formation de calcédoine ou de micro-

quartz), nous porte à conclure que leur âge n'est pas antérieur au Néogène (probablement sa partie supérieure — Quaternaire inférieur). Cette remarque, confirmée par des études effectuées par voie palinologique (Pléistocène inférieur en ce qui concerne un échantillon et Holocène — actuel en ce qui concerne le seconde) constitue un argument de plus en faveur de l'opinion selon laquelle les dépôts argilo-détritiques des gisements primaires de bauxite sont plus récents que ceux-ci. Les phytolithes y ont pénétré ultérieurement par la voie des fissures et des diaclases, ayant donc le même âge que le matériel détritique englobant les blocs de bauxite des gisements secondaires. D'ailleurs ce fait est prouvé aussi par les caractéristiques lithologiques de ces dépôts, dont l'extension sur la surface karstique de Bihor se rattache, à notre avis, à la glaciation, à la post-glaciation, ou à l'activité périglaciaire.

L'apport du matériel a eu lieu dans des étapes successives, raison pour laquelle les phytolithes des horizons inférieurs sont parfois plus corrodées, au point de vue diagénétique, que celles reconnues à la partie supérieure du gisement, généralement non altérées.

La présence des phytolithes indique aussi que dans ces régions, durant le Néogène supérieur ou le Quaternaire, existait une végétation herbacée (Graminées, Cypéracées) dont la substance organique a été intégralement altérée.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

SEDIMENTOLOGIE

CONTRIBUŢII LA GENEZA ZĂCĂMINTELOR DE SĂRURI MIOCENE DIN ROMÂNIA [1])

DE

M. PAUCĂ [2])

Abstract

Contributions to the Knowledge of Deposits of Miocene Evaporites in Romania. The Miocene evaporites appear in two big tectonic units: in the Transylvanian Intracarpathian basin and the Carpathians outer zone. The characteristic features of the salt deposits in the Intracarpathian area, where a lagoon of considerable size was to be found, are as follows: a marked penury of dolomitic shales, a small quantity of gypsum, the presence of salt in form of a continous layer whose thickness amounts to several hundred meters and, finally, the absence of K-Mg salts. In the outer zone of the Carpathians, dolomitic shales and gypsum are relatively wide spread, the rock salt forms isolated blocks, and the K-Mg salts are also present. The abundance of dolomitic shales and of gypsum in the Carpathians can be considered as an argument for the existence of the connection between the World Ocean and the Transylvanian lagoon through this region, and not through the Mureş Valley, as it was previously admitted.

Se ştie că apele mărilor reprezintă soluţii complexe de săruri de calciu, magneziu, sodiu şi potasiu sub formă de carbonaţi, sulfaţi şi cloruri şi că, prin concentrarea apelor, diferitele săruri se depun în ordinea inversă a solubilităţii.

Din cele 35 de grame de săruri diferite, pe care apa de mare le conţine în mod normal la litru, se depun următoarele procente de săruri: carbonaţi 0,4%, gips 3,6%, sare gemă 78% şi săruri complexe (cloruri şi sulfaţi) de potasiu şi magneziu 17,7%.

[1]) Comunicare în şedinţa din 11 februarie 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff, 55, Bucureşti.

Cercetările recente (H. Borchert, 1959 etc.) sînt de acord cu constatarea că zăcămintele de săruri marine au luat naştere în lagune în general de dimensiuni foarte mari şi nu prea adînci, datorită unui concurs rar întîlnit de împrejurări : climat arid, subsidenţă lentă a fundului lagunei şi prezenţa unei largi bariere ale cărei mişcări verticale datorite unor secuse orogenice, au determinat o legătură intermitentă între laguna principală şi Oceanul Planetar. Asemenea condiţii se întîlnesc numai rareori deodată în istoria Pămîntului. Pe teritoriul ţării noastre ele au fost realizate din plin în timpul Tortonianului.

În primul stadiu de concentrare a apelor şi anume în lagunele relativ mici, situate în imediata apropiere a Oceanului Planetar, carbonaţii de calciu şi de magneziu se depun împreună sub formă de şisturi dolomitice. Acestea sînt întotdeauna bituminoase deoarece ele reprezintă concentrarea limită pe care o pot suporta microorganismele înainte de pieirea lor. Aspectul acestor dolomite a determinat pe unii geologi (O. Bolgiu, 1948) să le atribuie Oligocenului, considerîndu-le drept şisturi disodilice. Totuşi modul lor de alterare şi compoziţia chimică diferită ale celor două feluri de roci le deosebesc cu totul, şisturile disodilice avînd o compoziţie argiloasă.

În stadiul următor de concentrare a apelor şi anume la o depărtare ceva mai mare de Oceanul Planetar, decît regiunea de sedimentare a dolomitelor, în complexul de lagune intermediare a urmat depunerea sulfatului de calciu sub formă de gips. Mult mai tîrziu s-a depus şi clorura de sodiu sub formă de sare gemă. Numai într-un al patrulea stadiu, final, de concentrare a apelor s-au depus şi asociaţiile de cloruri şi de sulfaţi de potasiu şi de magneziu sub formă de săruri complexe, caracterizate prin maximum de solubilitate.

În România sărurile de precipitare chimică miocene au fost depuse în două mari unităţi tectonice : în zona externă a Carpaţilor şi în unele depresiuni din interiorul acestor munţi, anume în bazinele Transilvaniei şi Maramureşului.

Din punct de vedere paleogeografic mari suprafeţe din regiunile Carpaţilor orientali şi Subcarpaţii în întregime au reprezentat un sistem de lagune numeroase şi relativ mici, pe care le numim lagune intermediare (fig. 1). În regiunea de curbură a Carpaţilor orientali, acestea — după cum urmează să arătăm îndată — făceau legătura între Oceanul Planetar, situat la exteriorul Carpaţilor şi laguna unitară de mari dimensiuni,

care acoperea bazinele pe atunci unite, ale Transilvaniei şi Maramureşului.

În cele ce urmează vom începe prin a expune constatarea că sărurile de precipitare chimică miocene de la noi apar în cele două mari unităţi de sedimentare sub formă de asociaţii deosebite şi mai ales în cantităţi diferite. Întrucît această situaţie n-a fost sesizată şi nu s-a ţinut seamă

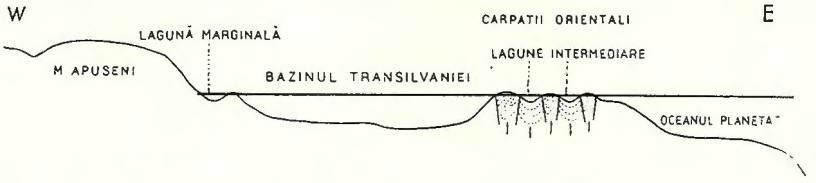


Fig. 1. — Profil W-E arătînd relaţiile dintre laguna transilvană şi Oceanul Planetar.
Coupe W-E indiquant les relations entre la lagune transylvaine et l'Océan Planétaire.

de ea pînă acum, ne-au scăpat unele indicii deosebit de preţioase asupra dinamicei şi condiţiilor de geneză a sărurilor miocene din România.

Lagunele intermediare îndeplineau rolul de a reţine din apa oceanică, la concentrări încă reduse, dar la temperaturile ridicate pe care le puteau atinge apele lor puţin adînci, mai întîi carbonaţii de calciu şi de magneziu, cei mai puţin solubili şi totodată termofili, apoi şi sulfatul de calciu de asemenea termofil, permiţînd numai apei încărcată cu clorura de sodiu şi cu sărurile din seria K-Mg să treacă în marea lagună din bazinul Transilvaniei (fig. 2). Pe măsură ce înaintau spre marea lagună transilvană, apele oceanice se concentrau progresiv. Marea sărăcie în dolomit şi gips, prezentată de Tortonianul din bazinul Transilvaniei, este consecinţa lăţimii deosebite a zonei de lagune intermediare din regiunea de curbură a Carpaţilor, care reţineau în întregime carbonaţii şi sulfatul de calciu.

Observaţiile de teren arată că în regiunile carpatice diferitele săruri de precipitare chimică marină apar, în majoritatea cazurilor, în mod independent şi numai destul de rar unele dintre ele se suprapun ori conţin impurităţi din anumite alte săruri. Aceasta este o consecinţă a distribuţiei lagunelor intermediare şi a uscatului dintre ele, precum şi a faptului că lagunele intermediare aveau o durată limitată, după care dispăreau

fiind acoperite de sedimente. Curînd însă, pe locul lor, sau în imediata apropiere, apăreau alte lagune de aceleaşi dimensiuni.

Dolomitul miocen de precipitare chimică apare în cantitate mare numai în regiunea de curbură a Subcarpaţilor orientali, cuprinsă între rîurile Trotuş şi Buzău. În mod deosebit de frecvent acesta apare în profilele de pe văile Putnei, Zăbalei şi Milcovului. Dolomitul se prezintă

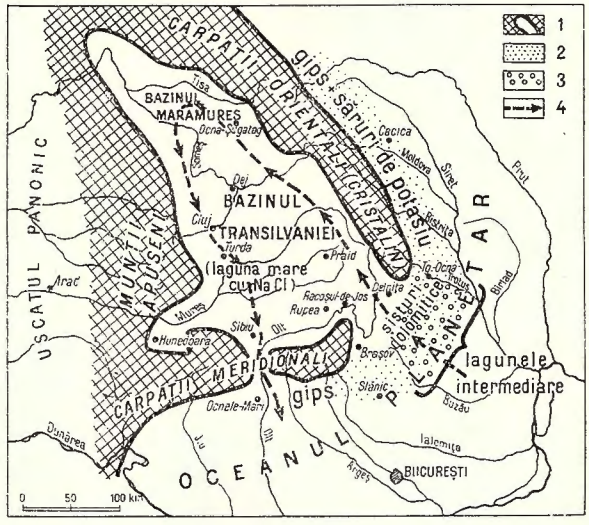


Fig. 2. — Schiţă paleogeografică în timpul depunerii sării.

1, repartiţia uscatului şi a apelor; 2, repartiţia gipsului la exteriorul Carpaţilor; 3, repartiţia şistului dolomitic bituminos; 4, direcţia curentului marin în interiorul lagunei transilvane.

Esquisse paléogéographique pendent le dépot du sel.

1, répartition de la terre ferme et des eaux; 2, répartition du gypse à l'extérieur des Carpates; 3, répartition du schiste dolomitique bitumineux; 4, direction du courrant maritime à l'intérieur de la lagune transylvaine.

sub formă de strate şistoase, de culoare cafenie, cu miros de bitumen în spărtură proaspătă şi cu o grosime pînă la trei metri. Şisturile dolomitice conţin uneori şi slabe intercalaţii argiloase, ele alterîndu-se şi clivînd cu atît mai uşor şi mai perfect cu cît cantitatea de argilă este mai mare.

La N de Trotuş şi la W de Buzău şisturile dolomitice devin foarte rare sau sînt chiar necunoscute. Să reţinem acest fapt întrucît el este deosebit de important pentru clarificarea procesului de geneză a sărurilor miocene şi a paleogeografiei din acel timp.

Marea importanţă, pe care o prezintă şisturile dolomitice, ne fiind nici măcar bănuită în trecut, ne-a scăpat un criteriu foarte important pentru dezlegarea problemei depunerii sărurilor din regiunile carpatice. Ele ne dau adevărata cheie a acestor probleme.

În comparaţie cu frecvenţa relativ mare a şisturilor dolomitice în sectorul amintit din cuprinsul Subcarpaţilor orientali, în bazinele din interiorul acestor munţi şisturile dolomitice sînt extrem de rare. Ele sînt indicate numai din două puncte : de la Popeşti — Cluj [3]) şi din forajul executat în 1965 la Băile Someşeni [4]).

Referindu-ne la precipitatul chimic, care urmează în ordinea insolubilităţii în apele pe cale de concentrare, anume la gips, constatăm şi la acesta o răspîndire asemănătoare cu aceea a şisturilor dolomitice. Într-adevăr gipsul apare în cantitatea cea mai mare în regiunea de curbură a Subcarpaţilor orientali între Trotuş şi Buzău, unde este nelipsit din toate profilele geologice. Importanţa pe care o prezintă gipsul în această regiune reiese atît din frecvenţa stratelor, cît şi din grosimea acestora, care atinge uneori 20 metri.

Datorită procentului relativ mare a sulfatului de calciu din apele mărilor, gipsul apare adeseori în cantităţi apreciabile şi dincolo de limitele de răspîndire a şisturilor dolomitice din Subcarpaţii orientali, el fiind cunoscut pînă în Bucovina, în Muntenia pînă aproape de Olt, iar în cantităţi mici şi în Oltenia.

Este necesar să constatăm de pe acum că frecvenţa maximă pe care o prezintă dolomitul şi gipsul în regiunea de curbură a Carpaţilor orientali corespunde întreruperii pe o distanţă de cca 60 km (Racoşul de jos — Delniţa) a fundamentului cristalino-mezozoic vechi al acestor munţi.

Remarcăm că în regiunile subcarpatice gipsul se prezintă întotdeauna cu o culoare mai mult sau mai puţin cenuşie, datorită impurităţilor de argilă. Aceasta apare uneori şi curată sub formă de intercalaţii cu grosimi milimetrice pînă la centimetrice. Argila din stratele de gips de la curbura Carpaţilor provine din ţărmurile lagunelor care erau formate din rocile detritice cu granulaţie fină, încă puţin cimentate, ale flişului şi ale Miocenului mai vechi decît sarea.

---

[3]) Comunicare verbală M. Ilie.

[4]) Comunicare verbală V. Dragoş

În interiorul arcului carpatic gipsul apare în relativ puţine localităţi situate pe marginile marii lagune. Culoarea sa albă şi starea curată, sub care se prezintă aici, este datorită fapului că ţărmurile micilor lagune temporare în care se depunea, erau formate din roci bine cimentate, anume din şisturi cristaline şi din depozite mezozoice vechi. Pînă acum, în această unitate, gipsul este cunoscut în cantităţi exploatabile numai în împrejurimile oraşului Turda. În cantităţi mici el mai apare la zi în cîteva puncte situate la S de acest oraş, precum şi în cursul superior al văii Apoldului, apoi în regiunile satelor Cacova şi Dobîrca pe marginea munţilor Cibinului, precum şi în bazinul Haţegului.

În bazinul Maramureşului gipsul a fost semnalat, de asemenea în cantităţi mici, de V. Mutihac (1956) în trei puncte situate la S de valea Izei.

Gipsul mai este cunoscut şi în forajul de la Tiur-Blaj, la adîncimea de 224 m, unde are grosimea de 1,50 m, precum şi în forajul de la Băile Someşeni. Remarcăm însă că în mod foarte constant, numeroasele foraje adînci din interiorul bazinului Transilvaniei au întîlnit sarea aşezată direct peste tuful de Dej, fără prezenţa gipsului între ele.

Mai remarcăm că, spre deosebire de regiunile subcarpatice, unde gipsul joacă un rol deosebit de important şi în brecia masivelor de sare, în interiorul Carpaţilor gipsul este prezent cel mult numai sub formă de urme sau lipseşte total din brecia masivelor importante de la Ocna Sibiului, Sovata, Praid, Ocna Mureşului, Ocna Şugatag etc.

Referindu-ne la clorura de sodiu constatăm în zona externă a Carpaţilor existenţa unui număr de cca 200 masive de sare cunoscute la suprafaţă sau în foraje, în timp ce în interiorul arcului carpatic erau cunoscute în trecut numai vreo 40 de masive situate pe marginile bazinului. Totuşi cantitatea de sare din interiorul arcului carpatic trebuie să fie de zeci de ori mai mare ca în exteriorul acestor munţi, întrucît forajele din ultimele decenii ne-au făcut cunoscut existenţa unei plăci de sare continuă, groasă de sute de metri, care ocupă subsolul întregului bazin al Transilvaniei.

Spre deosebire de evoluţia geologică relativ simplă suferită în timpul depunerii sării de bazinul Transilvaniei — care a format o lagună unitară de dimensiuni imense şi a determinat depunerea unui strat de sare unitar — suprafeţele ocupate de Carpaţi şi de Subcarpaţii orientali, — ca o consecinţă a structurii lor geologice nu numai foarte complicată, dar şi în continuă transformare — au determinat chiar de la început depu-

nerea sărurilor în numeroase lagune izolate şi cu dimensiuni relativ mici. Numeroasele şi puternicele mişcări care, în timpul depunerii sărurilor, au determinat unele din structurile Carpaţilor orientali, continuîndu-şi activitatea pînă în Cuaternar, au accentuat şi mai mult individualitatea iniţială a masivelor de sare din aceşti munţi.

Cît priveşte sărurile din seria K-Mg, care sînt cele mai solubile, constatăm prezenţa lor în cantităţi nu prea mari numai în sectorul mijlociu al Carpaţilor orientali, situat la N de Tg. Ocna. Ele lipsesc sau există numai în cantităţi infime în toate celelalte regiuni de răspîndire a sărurilor miocene. Cauzele acestei lipse le vom discuta mai jos.

Rezumînd cele relatate precedent, putem constata că în bazinul Transilvaniei şisturile dolomitice şi gipsul sînt foarte rare, sărurile din seria K-Mg — căutate în zadar încă de peste 55 de ani — sînt ca şi necunoscute, în timp ce sarea gemă există în cantităţi excepţional de mari.

Depozitele salifere din zona externă a Carpaţilor şi din Subcarpaţii orientali se caracterizează, din contră, printr-o cantitate relativ mare de şisturi dolomitice şi mai ales de gips în special în regiunea de curbură, prin prezenţa abundentă a sării şi prin existenţa sărurilor de K-Mg în regiunea Tg. Ocna şi la N de aceasta, unde şisturile dolomitice sînt foarte rare sau chiar lipsesc complet. Constatarea acestei situaţii ne conduce spre rezolvarea problemei mecanismului de depunere a sărurilor.

Datorită situaţiei geomorfologice, condiţiilor fizico-chimice precum şi stadiului de evoluţie al diferitelor lagune, în timp ce în unele lagune se depunea dolomit sau gips, în altele se depuneau sarea gemă sau chiar sărurile din seria K-Mg.

Care să fie cauzele acestor deosebiri în repartiţia sărurilor? Răspunsul stă în căile urmate de apele oceanice pentru a ajunge în lagunele de diferite dimensiuni în care avea loc concentrarea apelor.

Ceea ce a frînat pînă astăzi înţelegerea adîncită a mecanismului de depunere a sărurilor din regiunile carpatice a fost interpretarea eronată admisă pentru căile de legătură între lagunele de diferite dimensiuni şi între acestea şi Oceanul Planetar. Această cale de legătură era imaginată ca fiind reprezentată de şanţul Mureşului, ţinîndu-se probabil seama de relieful scăzut şi de orientarea actuală a reţelei hidrografice. În comparaţie cu regiunile carpatice, situate la N şi spre W de curbură, care în Tortonian erau exondate pe suprafaţe mari delimitînd laguna transilvană de suprafeţele oceanice, regiunea de curbură s-a situat nu numai în timpul depunerii sării, dar şi în epocile următoare, pe o treaptă de scufundare

importantă. Aceasta se manifestă prin marea grosime atinsă aici de sedimentele de toate vîrstele, inclusiv cele cuaternar-inferioare, precum şi prin prezenţa depresiunilor cuaternare ale Bîrsei, Sf. Gheorghe şi Tg. Secuiesc.

Distribuţia geografică a celor patru categorii de săruri marine, împreună cu cantităţile prin care sînt reprezentate fiecare, constituie un indiciu indiscutabil asupra drumului de la E spre W urmat de apele oceanice în timpul depunerii sărurilor. Prezenţa şistului dolomitic şi a gipsului în cantitate maximă la curbura Carpaţilor dovedeşte că aici, şi nu în altă parte, se afla calea de legătură între marea lagună transilvană şi Oceanul Planetar.

Părerea exprimată de I. Popescu-Voiteşti (1936, fig. 27) şi de J. Seneš (1961, fig. 8—11) că legătura, de care ne ocupăm, ar fi avut loc pe valea Mureşului, nu rezistă în faţa documentelor de care dispunem astăzi. Aceste documente arată că, în timpul depunerii sării, depresiunea Dunării mijlocii a reprezentat o suprafaţă continentală. Acesta este de altfel şi motivul pentru care, pe vastul teritoriu al acelei mari unităţi structurale, lipseşte orice indiciu asupra prezenţei sării, iar depozitele tortoniene au grosimi uneori de cîteva zeci de metri, corespunzătoare numai orizontului superior al acestui etaj. În schimb, aceşti doi geologi considerau că, în timpul depunerii sării, Carpaţii reprezentau un uscat neîntrerupt şi cu înălţimi suficient de mari, care izolau complet laguna în spre sud şi est.

În condiţiile climatice din acel timp, depunerea sărurilor, fie chiar şi numai în cantităţi reduse, ar fi fost o consecinţă logică şi în această unitate, dacă regiunea era acoperită de ape.

Înălţimile actuale mari, pe care le prezintă Carpaţii, au fost cauza care a împiedecat pînă acum pe geologi să admită posibilitatea unor legături pe deasupra lor. Astăzi ştim însă că, cu toate ridicările puternice suferite în Tortonianul superior, imediat după depunerea sării, cînd a avut loc depunerea unor puternice conglomerate de geneză piemontană pe ambii versanţi ai Carpaţilor, în curmezişul acestora mai persistau mici depresiuni şi în Sarmaţian, care legau apele de pe cele două laturi ale munţilor. Una dintre aceste depresiuni era reprezentată prin bazinul cu cărbuni de la Comăneşti, iar alta urmărea defileul Oltului de la S de Turnu Roşu.

Dacă într-adevăr drumul apelor, care veneau din Oceanul Planetar pentru a intra în marea lagună transilvană, ar fi urmărit şanţul Mureşului, atunci ar fi trebuit ca dolomitul şi gipsul, în calitate de săruri greu solubile,

să apară în cantităţile cele mai mari în cuprinsul acestei văi, iar în cazul cînd acolo ele ar fi fost erodate în întregime, aceste săruri ar trebui să fie abundente şi în regiunea de SW a bazinului Transilvaniei. Dar acesta nu este nici de cum cazul, întrucît se constată că în întregul bazin transilvan, sărurile greu solubile apar numai în mod excepţional şi de fiecare dată numai în cantităţi deosebit de mici. De altfel în lungul şanţului Mureşului lipseau condiţiile tectonice necesare dezvoltării unui sistem de lagune intermediare fără de care diferitele săruri nu se pot separa şi nici n-ar fi fost posibilă depunerea ulterioară a unui strat de sare gros de sute de metri.

Pentru care motiv atunci sărurile greu solubile sînt totuşi prezente în interiorul arcului carpatic? Prezenţa în cantitate surprizător de redusă, în comparaţie cu regiunile externe ale Carpaţilor, a dolomitului bazal şi a gipsului în Tortonianul bazinului Transilvaniei, îşi găseşte explicarea în faptul că aceste săruri reprezintă aici numai conţinutul de carbonaţi şi de sulfat de calciu existent în apele iniţiale ale marei lagune transilvane, mai înainte ca aceasta să se izoleze şi să fi început pătrunderea curentului de ape oceanice prin regiunea de mici lagune intermediare de la curbura Carpaţilor. Apele care veneau din această direcţie erau lipsite de carbonaţii de Ca şi de Mg, precum şi de sulfatul de calciu, care erau reţinuţi printr-un fenomen de preconcentrare produs în lagunele intermediare.

În timp ce în bazinul Transilvaniei sarea se depunea în stare curată, o zonă de numeroase lagune relativ mici se dezvolta nu numai pe suprafaţa ocupată astăzi de depresiunea subcarpatică, în care depozitele tortoniene cunoscute sub numele de Salifer apar nemijlocit la zi cuprinzînd bogate depozite de precipitare chimică, dar şi pe suprafaţa actualei zone externe a flişului, care încalecă depozitele salifere. Lagunele acopereau de asemenea toată suprafaţa zonei interne a flişului Carpaţilor orientali de la curbură, după cum o dovedeşte prezenţa sării în forajul de la Ojdula. În acel timp se găsea exondată probabil numai zona de dezvoltare a Cristalinului.

Lipsa frecventă a gipsului din baza plăcii de sare din interiorul bazinului Transilvaniei, unde forajele au arătat că sarea este aşezată în marea majoritate a cazurilor direct peste tuful de Dej, şi prezenţa gipsului numai pe marginile bazinului este o dovadă sigură, că anterior invaziei apelor oceanice supuse fenomenului de preconcentrare în lagunele intermediare de la curbură, tot sulfatul de calciu din apele marei lagune, care abea luase naştere, fusese colectat în micile depresiuni din regiunile lito-

rale. În acestea, temperatura fiind mai ridicată decît în largul marei lagune transilvane, erau create condiţiile de depunere a acestui mineral termofil, ca de altfel şi a dolomitului care este cunoscut tot numai de pe marginile bazinului.

Datorită situaţiei paleogeografice care obliga apa oceanică, ca înainte de a ajunge în bazinul Transilvaniei, să treacă prin numeroase lagune intermediare cu dimensiuni diferite şi, deci cu temperaturi deosebite, situate în lungul regiunilor carpatice cutate, diferitele săruri precipitau independent, separîndu-se astfel nu numai între ele, dar şi în numeroase lagune separate. Înainte de a ajunge în marea lagună, care ocupa bazinul Transilvaniei, apele oceanice sufereau, deci, în micile dar numeroasele lagune carpatice, un fenomen de preconcentrare prin reţinerea carbonaţilor şi a sulfatului de calciu. Această reţinere a fost completă datorită lăţimii de cca 150 km pe care o atingea zona de mici lagune intermediare de la curbură. În condiţiile de sedimentare cu un caracter mai statornic din bazinul Transilvaniei nu este, deci, de mirare că în interiorul acestei mari lagune a avut loc depunerea unui singur strat de sare curată, gros de sute de metri.

Datele litologice impun să admitem că în timpul şi imediat după secusele orogenice, datorită unor uşoare ridicări a fundului mării, uscatul predomina asupra suprafeţelor acoperite de ape. Acestea prezentau aspectul unor lagune mai mult sau mai puţin anostomozate, care stînjeneau circulaţia apelor. Materialul din care era alcătuit uscatul, fiind însă prea puţin, sau de fel cimentat, era în curînd erodat parţial astfel că, după un timp, apele erau acelea care predominau. În fazele de linişte orogenică uscatul se prezenta deci sub forma unor insule izolate şi de mici dimensiuni. În această situaţie circulaţia apelor spre marea lagună transilvană se intensifica.

Temperaturile pe care le atingeau apele în lagunele sărate au fost apreciate de H. Borchert (1959, pag. 24) pînă la 70°. În lagunele intermediare, datorită volumului lor mic, temperatura atingea desigur un maximum, dar ea trebuie să fi fost mult mai scăzută în marea lagună transilvană, datorită volumului enorm de apă al acesteia.

Începînd cu faza imediat următoare depunerii sării, ca o consecinţă a puternicelor şi repetatelor etape de ridicare suferite de zona flişului intern de la curbură, depozitele salifere — împreună cu sărurile pe care le conţineau — au fost îndepărtate prin eroziune de pe întreaga suprafaţă care făcea legătura între bazinul Transilvaniei şi regiunile din exteriorul

Carpaţilor. Marea grosime (cca 10.000 m) a depozitelor sarmato-pliocene din regiunea de curbură a Carpaţilor orientali este consecinţa, pe de o parte, a ridicării şi, deci, a eroziunii intense care a avut loc în regiunile carpatice interne, iar pe de altă parte, a scufundării concomitente produsă în regiunea situată imediat spre E.

Numeroasele lagune mici din regiunile carpatice se prezentau sub formă lenticulară foarte mult alungită în sensul direcţiei de cutare locală a acestor munţi. Ele posedau lungimi de mulţi kilometri, cărora le corespundeau lăţimi uneori probabil numai de cîteva sute de metri şi adîncimi de cîţiva metri. În special pentru regiunea de curbură, cuprinsă între rîurile Trotuş şi Buzău, trebuie să admitem că între actuala depresiune a Vrancei şi bazinul transilvan, pe o lăţime de 150 km se dezvolta un număr foarte mare de asemenea lagune dispuse paralel, a căror suprafaţă totală era aproximativ egală cu aceea a suprafeţei uscatului care le separa.

Diferitele săruri precipitînd numai în anumite stadii de concentrare şi de temperatură a apelor, apar în mod obişnuit nu numai separate, dar şi pe alte suprafeţe. Pentru acest motiv pînă acum de curînd nu se cunoştea un profil continuu şi mai mult sau mai puţin complet începînd de la sărurile cele mai puţin solubile, anume dolomitul, care s-a depus primul, pînă la cele mai solubile din seria K-Mg, care au încheiat seria depunerilor.

În mod excepţional, imediat deasupra şistului dolomitic şi în strînsă legătură cu el, dar în cazurile cele mai frecvente independent, este cunoscută în Subcarpaţii orientali o cantitate de gips incomparabil mai mare ca aceea din bazinul Transilvaniei. Prezenţa în Subcarpaţi a unor asemenea cantităţi de dolomit şi de gips se datoreşte imensului debit de apă oceanică, care străbătea complexul de lagune intermediare din regiunea de curbură, înainte de pătrunderea apelor în marea lagună transilvană. Gipsul din regiunea de curbură nu provine, deci, numai din apele care au depus apoi masivele de sare locală, ci şi din acele ape care, trecînd în bazinul Transilvaniei, au depus acolo cantitatea enormă de sare curată cunoscută astăzi.

Dar cîtă apă a trecut prin regiunea de curbură a Carpaţilor? Calculele au arătat că, dintr-un strat de apă cu o grosime de 1 000 metri se depun următoarele cantităţi de săruri: 0,048 m dolomit, 0,55 m gips, 12,5 m sare gemă şi 3,35 m săruri complexe de K-Mg. În consecinţă, pentru depunerea în bazinul Transilvaniei a unui strat de sare gros de 400 m a trebuit să se evapore un strat de apă cu o grosime de 32 km.

Întrucît apele acestui bazin aveau o adîncime care nu depăşeşte cîteva sute de metri, importanţa curentului care venea din Oceanul Planetar este evidentă.

Trebuie să subliniem că acest calcul poate fi făcut numai referindu-ne la grosimea plăcii de sare din bazinul Transilvaniei şi nu la grosimea dolomitului sau a gipsului din regiunea de curbură, unde aceste roci se depuneau cel mai adesea impurificate cu cantităţi variate de argilă şi în lagune cu o durată de timp în general redusă.

Prezenţa în Subcarpaţii orientali cel mai adeseori independentă a gipsului, fără să aibă în bază şistul dolomitic, dovedeşte că apele, după ce-şi începeau concentrarea într-o lagună, în care se depuneau carbonaţii, erau deplasate de mişcările crustale, ori atrase de nivelul în continuă scădere al apelor din marea lagună transilvană, în care evaporarea se continua intens, spre alte suprafeţe depresionare, unde avea loc depunerea în continuare numai a gipsului. Instabilitatea suprafeţelor ocupate de complexul lagunelor intermediare dovedeşte astfel o intensitate maximă.

Fenomenele de sedimentare, care aveau loc pe suprafeţele lagunelor intermediare, dovedesc variaţii extreme chiar şi numai la o analiză sumară. Într-adevăr, pe de o parte aici au luat naştere pachete groase de evaporite, fapt care indică o scufundare lentă a suprafeţelor unde s-au depus acestea. Pe de altă parte, în alternanţă cu sărurile, apar pachete groase de sute şi chiar de mii de metri de sedimente detritice, majoritatea reprezentate prin argile şi gresii fine, care presupun o scufundare intensă a aceloraşi regiuni. Mişcările de scufundare reprezentau, deci, un caracter ritmic.

Dar mişcările de scufundare nu erau singurele care caracterizau evoluţia tectonică a regiunii de legătură dintre laguna transilvană şi Oceanul Planetar, precum şi dintre acesta şi micile lagune care se înşirau pe marginea externă a Carpaţilor. Ele alternau cu puternice mişcări de ridicare a regiunilor de uscat, care delimitau lagunele, din erodarea cărora proveneau sedimentele groase, care separă evaporitele. Materialul detritic care dădea naştere depozitelor salifere, provenea din imediata apropiere, întrucît în regiunea de lagune intermediare, în care se depuneau evaporitele, nu existau curenţi longitudinali care să aducă sedimentele de la mari depărtări. O mare parte din depuneri proveneau din remanierea sedimentelor abea formate.

Analiza litologică a depozitelor care alcătuiesc Saliferul ne determină să admitem că alternanţa de lagune şi de suprafeţe terestre, existentă în regiunile carpatice între marea lagună transilvană şi Oceanul Planetar

precum şi pe marginile acestuia din urmă, corespundea în fundamentul adînc unei alternanţe de blocuri care se scufundau, cu altele care se ridicau. Aceste blocuri erau separate prin fracturi cu o activitate continuă şi îndelungată. Alternanţa de lagune şi de insule era deci determinată tectonic.

După ce apele oceanice depuneau în lagunele intermediare toată cantitatea de săruri termofile ce o conţineau, ele intrau în laguna principală a bazinului transilvan unde depuneau sarea curată pe grosimi de sute de metri. Pentru explicarea sărăciei în gips a depozitelor tortoniene din bazinul Transilvaniei nu sîntem, deci, nevoiţi să recurgem la prezenţa unei activităţi bacteriene, cum s-a recurs pentru depozitele de săruri marine din diferite regiuni ale Europei.

Să trecem acum la explicarea distribuţiei inegale a sărurilor din seria K-Mg, caracterizate printr-o solubilitate maximă.

Existenţa în oarecare mici cantităţi a acestor săruri în zăcămintele din zona externă a Carpaţilor pe rîul Trotuş şi la N de acesta, îşi are explicarea în faptul că acolo apele se concentrau în lagune cu dimensiuni limitate care se aflau în afara drumului de legătură între Oceanul Planetar şi depresiunea transilvană. După depunerea sării geme, apele atingeau în ele concentrări suficient de înaintate, întrunind astfel condiţiile necesare şi pentru depunera sărurilor celor mai solubile.

Astfel, din carotele extrase în regiunea Tg. Ocna, D. Rădulescu (1954, 1958) a determinat prezenţa a cinci minerale din seria potasiu — magneziu şi anume : polihalit, cainit, carnalit, leonit şi picromertit.

Sărurile din seria K — Mg nu se puteau depune în regiunile de dezvoltare maximă a dolomitului şi a gipsului de la curbură pentru motivul că acolo apele se aflau într-un stadiu iniţial de concentrare. Ele nu pot apărea împreună şi pentru motivul că, în timp ce dolomitul şi gipsul sînt termofile, sarea şi sărurile complexe din seria K-Mg sînt criofile. Totuşi în regiunea de curbură sînt cunoscute numeroase masive de sare. Prezenţa acestora în regiunea de legătură dintre bazinul Transilvaniei şi Oceanul Planetar poate fi explicată numai prin existenţa unor lagune cu dimensiuni relativ mari şi cu o existenţă îndelungată, care în anumite momente au putut ajunge la un grad înaintat de concentrare.

În lumina faptelor expuse precedent lipsa din bazinul Transilvaniei a sărurilor din seria K — Mg este de asemenea clară. Ea se datoreşte la două cauze. Prima cauză constă în dimensiunile deosebit de mari ale lagunei transilvane, care nu îngăduiau apelor să atingă concentrări excesiv

de înaintate. Cea de a doua cauză era reprezentată prin existența unui curent de apă care străbătea Carpații meridionali prin regiunea defileului Oltului, scoțînd din lagună și reintroducînd în Oceanul Planetar apele bogate în sărurile ușor solubile.

În interiorul marii lagune transilvane trebuie să admitem existența unui curent de apă care avea o formă circulară (fig. 2). Acest curent lua naștere în regiunea de curbură a Carpaților orientali, fiind determinat de existența curenților oceanici care împingeau apele peste pragul alcătuit de lagunele intermediare. Evaporarea intensă din cuprinsul marii lagune, forma ovală a acesteia, existența unui horst submers situat în centrul bazinului și existența strîmtoarei de pe valea Oltului determinau direcția acestui curent mai întîi spre N paralel cu Cristalinul Carpaților orientali pînă în Maramureș. De aici curentul se întorcea de-a lungul marginii de E a Munților Apuseni, pentru ca apoi apele sale, eliberate de cea mai mare parte a clorurii de sodiu, să reintre în Oceanul Planetar prin strîmtoarea Oltului.

Existența în Tortonian pe valea Oltului a unei strîmtori, străbătută de un curent cu direcția N-S, o deducem, — în afară de unele indicii tectonice și paleogeografice — și din prezența abundentă a stratelor de tuf dacitic în Miocenul regiunii Ocnele Mari, dintre care unul — atribuit tufului de Dej — prezintă grosimea neobișnuită de 250 m (V. Dragoș, 1953), grosime pe care I. Popescu-Voiteşti (1938) a explicat-o în mod eronat prin prezența unui centru local de erupție.

Dacă un asemenea centru ar fi existat cu adevărat la Ocnele Mari, el ar fi trebuit să producă și material vulcanic mai grosier în afară de numai cenușă și ar fi trebuit să aibă o activitate mai îndelungată, decît numai la un moment dat al Tortonianului.

Întrucît tuful dacitic nu atinge chiar și în apropierea numeroaselor și puternicelor centre de erupție bine studiate din Transilvania, decît în mod excepțional grosimi de sute de metri, singura explicare a prezenței sale la Ocnele Mari în cantitate așa de mare este depunerea sa de către un curent marin care îl aducea de peste munți. Marea grosime a tufului de la Ocnele Mari o atribuim întîlnirii unor ape cu pH diferiți, care a determinat depunerea suspensiunilor aduse de peste munți.

Lipsa de cunoștințe pînă acum asupra unor roci tortoniene, care să dovedească existența acelui canal marin, este ușor de înțeles dacă ținem seama de ridicarea puternică suferită de întregul lanț carpatic începînd imediat după depunerea sării și pînă în Cuaternar, precum și de

intensitatea eroziunii care a avut loc cu această ocazie asupra unor depozite încă necimentate. Totuşi geologii (M. I l i e, S t. R o t a r u, 1965), care lucrează pentru barajul de pe valea Lotrului, au întîlnit în regiunea cursului superior al acestei văi, la altitudinea de 1 300 m, depozite cu un conţinut micropaleontologic tortonian, care confirmă că lanţul carpatic era străbătut şi în acea regiune de un canal.

Din cele expuse precedent reiese că analiza distribuţiei sărurilor de precipitare chimică ne permite să precizăm configuraţia paleogeografică a teritoriului ţării noastre la un moment dat al istoriei geologice şi să facem unele prognoze asupra repartiţiei sărurilor din unele regiuni ale ţării.

Problema „metamorfozei" zăcămintelor de săruri tortoniene n-a făcut obiectul unor cercetări amănunţite. Faptul că sulfatul de calciu apare în toate zăcămintele sub formă de gips, adică aşa cum s-a depus iniţial, şi nu transformat în anhidrit, ar pleda pentru concluzia că sărurile şi-au păstrat compoziţia lor iniţială. Totuşi prezenţa celestinei în gipsul de la Săndulești-Turda şi de la Baciu-Cluj (J. I m r e h, 1957, 1957 a) poate fi încadrată numai în fenomenul de metamorfoză. De asemenea prezenţa la Tg. Ocna a picromertitului, care nu există ca mineral de cristalizare primară din apa de mare, reprezintă un alt indiciu asupra existenţei fenomenului de metamorfoză. Vîrsta relativ tînără a acestor săruri ar pleda pentru o metamorfoză puţin înaintată.

Acum, după ce am dus problema genezii şi distribuţiei sărurilor marine în diferitele regiuni carpatice cu un pas înainte pe calea cunoaşterii lor, este cazul să ne ocupăm puţin şi de problema mult controversată a vîrstei sărurilor din regiunile carpatice. Din acest punct de vedere constatăm că, pe cît de simplă se prezintă problema în bazinul Transilvaniei, pe atît de complicată apare ea în unităţile puternic dislocate ale Carpaţilor.

Începînd încă din cel de al doilea deceniu al acestui secol geneza şi vîrsta zăcămintelor de sare din exteriorul Carpaţilor au făcut obiectul unor vii discuţii (L. M r a z e c 1917, 1926; I. P o p e s c u-V o i t e ş t i, 1917, 1926, 1934, 1935; D. M. P r e d a et al., 1926; G. M a c o v e i, 1916, 1917, etc.). Unele dintre concluziile de atunci au devenit astăzi mult depăşite. G r. P o p e s c u (1944) şi F l. O l t e a n u (1944) au adus ultimele contribuţii de seamă şi un istoric succint al ideilor exprimate.

Cît priveşte sarea din bazinul Transilvaniei, aceasta a atras şi ea încă de mult atenţia geologilor (F r. P o š e p n y, 1867, 1871; H. B ö c k h, 1913, etc.). În cercetările lor, aceştia sperau să descopere sărurile de po-

tasiu care în alte ţări însoţesc sarea gemă şi sînt atît de căutate pentru fabricarea îngrăşămintelor agricole. Descoperirea întîmplătoare a unei alte bogăţii naturale şi mai valoroase — gazul metan — a deviat însă interesul geologilor asupra acestei substanţe noi.

În prezent un mare număr de foraje ne permit să precizăm poziţia stratigrafică a sării din bazinul Transilvaniei, unde sarea se prezintă sub forma unui singur orizont de vîrstă tortoniană medie. Sarea se află aşezată aici direct peste un strat de tuf dacitic cu o grosime uneori de 100 m — tuful de Dej — şi este acoperită de marne şi apoi, în unele regiuni, de un orizont important de conglomerate.

Atît timp cît zăcămintele de săruri de pe cele două laturi ale Carpaţilor au fost cercetate separat, iar geneza sării şi a sărurilor însoţitoare era explicată fără a se cunoaşte suficient de amănunţit condiţiile paleogeografice, geomorfologice şi tectonice locale, precum şi raporturile exacte dintre mările din interiorul cu cele din exteriorul arcului carpatic, problema vîrstei masivelor de sare din exteriorul Carpaţilor nu putea fi rezolvată.

Nu numai vîrsta sării, dar şi aceea a depozitelor miocene presarmaţiene din exteriorul Carpaţilor a făcut obiectul controverselor. Astfel S. Athanasiu (1906) după ce atribuise iniţial vîrsta tortoniană tuturor depozitelor miocene presarmaţiene din exteriorul Carpaţilor, a terminat prin a accepta ideea exprimată de marea majoritate a geologilor care, fără a dispune de date paleontologice suficiente, le-au atribuit, numai pe criterii litologice şi în special datorită grosimii lor excepţionale (3500 m), tuturor celor patru etaje ale Miocenului presarmaţian.

Care poate fi valoarea cronologică a unor asemenea separări stratigrafice reiese şi din următoarea constatare. Burdigalianului i s-a atribuit un complex de conglomerate şi de gresii, groase între 200 şi 700 m, formate în cea mai mare parte din şisturi cristaline şi din calcare mezozoice. Uneori conglomeratele conţin blocuri de Cristalin colţuroase şi cu dimensiuni de circa 6 m^3. Astăzi este cunoscut că ele reprezintă depozite de piemont, care au luat naştere cu ocazia puternicelor denivelări verticale suferite de numeroasele blocuri carpatice în timpul mişcărilor stirice tîrzii, posterior depunerii sării. Interpretarea acestor conglomerate timp de decenii ca fiind transgresive a provocat confuzii adînci în descifrarea evoluţiei tectonice a regiunilor carpatice în timpul Miocenului.

Ţinînd seama de structura în blocuri mari a regiunilor carpatice, noi explicăm geneza acestor conglomerate ca fiind consecinţa intenselor

mişcări de ridicare a blocurilor carpatice reprezentate prin Cristalin, însoţite de scufundarea blocurilor învecinate, care au acumulat sedimente deosebit de groase. În aceste condiţii grosimea conglomeratelor nu indică o sedimentare îndelungată, corespunzătoare vîrstei unui etaj, ci reprezintă în realitate o sedimentare intensă şi de scurtă durată, anume de ordinul miilor de ani.

Cît priveşte sedimentarea argilelor, gresiilor şi mai ales a depozitelor de precipitare chimică, atribuite de diferiţi geologi unuia sau chiar tuturor celor patru etaje ale Saliferului, aceasta a necesitat într-adevăr timpuri îndelungate, dar nici de cum de ordinul celor 12 milioane de ani, cifră la care este apreciat întregul Miocen presarmaţian. În condiţiile de sedimentare expuse, noi apreciem că întregul pachet de sedimente salifere din exteriorul Carpaţilor aparţine unui sigur etaj, anume Tortonianului.

Depunerea sării din bazinul Transilvaniei mai trebuie considerată ca o fază de durată relativ scurtă în dezvoltarea paleogeografică şi paleotectonică a Tortonianului şi pentru motivul că, în afară de faza lagunară, cînd au luat naştere sărurile, în evoluţia acestui bazin mai distingem cel puţin alte două faze de dezvoltare a Tortonianului. Cea mai veche este reprezentată prin puternicele erupţii de pe marginile bazinului, cînd a luat naştere tuful de Dej. Prăbuşirile care au deschis erupţiilor calea spre suprafaţă, au permis invazia apelor oceanice calde. Acestea au adus în Europa centrală o bogată faună marină tropicală, care, în unele regiuni litorale, au dat naştere faciesului de Leitha. În sfîrşit, într-o altă fază, determinată de mişcările stirice tîrzii, a luat naştere puternicul complex de conglomerate de pe marginea de S a bazinului.

Întrucît depunerea sărurilor reprezintă un fenomen puţin obişnuit în istoria geologică, ea fiind consecinţa unui concurs rar întîlnit de împrejurări excepţionale, se pune întrebarea, cum a fost posibil ca, în timp ce în bazinul Transilvaniei s-a depus numai un singur strat de sare, în zona externă a Carpaţilor să se fi putut depune cel puţin două orizonturi, anume unul de vîrstă aquitaniană, singurul admis de geologi cu cîteva decenii în urmă, dar astăzi contestat de majoritatea lor, şi altul de vîrstă tortoniană, care pînă acum este dovedit numai pentru cîteva puţine masive?

T. Iorgulescu et al. (1961) admite existenţa în interiorul Carpaţilor a nu mai puţin decît patru orizonturi de sare, pe care le atribuie astfel: limitei Burdigalian-Helveţian, Helveţianului superior, Tor-

tonianului mediu (orizontul de brecie a sării) şi Tortonianului superior (marnele cu *Spirialis*). Nici vorbă deci, de un orizont de vîrstă aquitaniană.

Aceşti autori bazează într-adevăr vîrsta celor patru orizonturi, cărora le atribuie masivele studiate, pe asociaţii micropaleontologice diferite. Totuşi, ţinînd seama de remanierile neîncetate suferite de sedimentele şi, deci, şi de microfauna tortoniană, este cazul să fim cît se poate de prudenţi relativ la valoarea stratigrafică de mare detaliu pe care o atribuim asociaţiilor microfaunistice rezultate în asemenea condiţii. Faptul că ele conţin frecvent şi specii paleogene sau chiar cretacice, dovedeşte cu atît mai mult cît de puţin ne putem bizui pe ele cînd voim să facem separaţii cronologice foarte amănunţite. Compoziţiile diferite ale acestor microfaune sînt datorite hazardului că, din diferitele nivele ale Saliferului cunoaştem microfaune deosebite, remaniate din strate de diferite vîrste.

Întrucît microorganismele piereau încă din momentul cînd apele atingeau concentrarea care determina depunerea dolomitului, este clar că microorganismele din depozitele ce formează culcuşul şi acoperişul stratelor de gips şi al celor de sare, erau de mult moarte (tanatocenoze) în momentul cînd erau înglobate rocilor în care le găsim astăzi.

Existenţa în bazinul Transilvaniei a unui singur orizont de sare, a cărui vîrstă tortoniană este indiscutabilă, pune în discuţie posibilitatea existenţei mai multor orizonturi de sare de diferite vîrste în exteriorul Carpaţilor. Astăzi, cînd ştim că în Aquitanianul din interiorul arcului carpatic se depuneau roci caracteristice unui exces de umiditate, — cărbunii din bazinele Petroşeni şi Almaş — este greu, dacă nu chiar imposibil, să admitem că, nu departe, în exteriorul aceloraşi munţi, să se fi putut depune roci caracteristice unei clime extrem de aridă. La numai 100 km distanţă între aceste două feluri de roci — cărbuni şi sare — este greu să înţelegem posibilitatea coexistenţei celor două climate extreme.

Acest argument paleoclimatic ni se pare cu totul hotărîtor în favoarea inexistenţei în regiunile externe ale Carpaţilor a unui orizont de sare de vîrstă aquitaniană.

Cauza care a determinat ca vîrsta masivelor de sare din regiunile externe ale Carpaţilor să facă impresia că aparţin unui interval de timp mai lung, adică cel puţin intervalului Burdigalian superior — Tortonian, în comparaţie cu acelea din regiunile interne ale arcului carpatic, se datoreşte în primul rînd complicaţiei tectonice extreme a regiunilor externe

ale Carpaţilor, precum şi amestecului de faune miocene şi de vîrste mai vechi care, prin asociaţiile artificiale ce alcătuiesc, dau impresia unor nivele cronologice diferite.

O problemă care s-a discutat adesea asupra zăcămintelor de sare străine, este durata care a fost necesară pentru depunerea lor. În acest scop criteriul de care ne folosim este prezenţa intercalaţiilor de argilă.

Este cunoscut că depozitele de sare gemă sînt caracterizate întotdeauna printr-o alternanţă de strate din sare curată şi incoloră, cu strate de culoare cenuşie datorită unui conţinut mai mult sau mai puţin redus de argilă. Asupra provenienţei argilei s-a afirmat că ea ar fi fost transportată în lagune de apele ploilor şi că aceste intercalaţii ar fi caracteristice sezonului umed. Noi sîntem însă de părere că argila a putut fi transportată numai pe cale aeriană, de vînt, sub formă de praf fin, în anotimpul caracterizat prin curenţi aerieni importanţi.

Grosimea fiecăreia dintre aceste alternanţe sezoniere a fost măsurată la numeroase masive de sare carpatice ca fiind de cca 10 cm, ceea ce înseamnă că, anual, sarea se depunea pe o grosime de cca 20 cm. Trebuie să remarcăm însă că această cifră reprezintă o depunere destul de intensă în comparaţie cu cifrele admise pentru alte regiuni de pe glob. Noi o atribuim condiţiilor climatice caracteristice regiunilor carpatice.

În unele masive, de ex. Cacica, Praid etc., sarea se prezintă mai intens impurificată prin argilă, care apare în cantitate sporită în alternanţele de culoare cenuşie, dîndu-i o culoare aproape neagră. În cantitate mai redusă, în asemenea masive argila apare şi în alternanţele care ar trebui să fie incoloro. Această impurificare intensă este caracteristică pentru apropierea sării de vechile ţărmuri ale Carpaţilor orientali formate din sedimente argiloase în cantitate mare, cum sînt Saliferul şi flişul.

Oricum ar fi avut loc transportul argilei, alternanţa de sare de culoare deschisă şi relativ închisă, dovedeşte un caracter ritmic, analog inelelor de creştere la arbori. În consecinţă, dacă am dispune de un foraj cu carotaj continuu, care să străbată un pachet de sare întreg şi nederanjat — ceea ce ar putea fi cazul numai în unele regiuni din interiorul bazinului Transilvaniei — s-ar putea preciza numărul de ani în care a avut loc depunerea sării de vîrstă tortoniană din regiunile carpatice.

Cu oarecare aproximaţie se poate răspunde la această problemă şi prin următorul calcul. Grosimea medie de sare depusă anual fiind apreciată la 20 cm, înseamnă că, pentru depunerea unui strat gros de un metru au fost necesari cinci ani, iar pentru depunerea celor 400 m sare, admişi

ca grosime medie pentru regiunea din interiorul bazinului Transilvaniei, au fost necesari cca 2 000 de ani. Această cifră este susceptibilă de creştere pînă la cel mult 5 000 de ani, dacă ne referim la unele foraje în care sarea a fost constatată pe o grosime de aproape 1 000 m.

Calculele efectuate pentru diferite regiuni din Europa au dus la cifre de ani mult mai mari, aceleaşi grosimi de sare depunîndu-se în multe zeci de mii de ani, ceea ce noi atribuim condiţiilor climatice şi tectonice locale caracteristice acelor regiuni. Ţinînd însă seama de numeroasele condiţii prin a căror coincidenţă a putut avea loc depunerea sării, este problematic ca ele să fi fost realizate timp îndelungat.

Prin cele expuse precedent, noi credem că am deschis un drum nou în studiul sărurilor marine din România. Aceasta era necesar pentru motivul că multe din concluziile la care se ajunsese cu cîteva decenii în urmă, au devenit astăzi necorespunzătoare raportate la progresele teoretice făcute pe plan mondial în cunoaşterea depunerii sărurilor marine.

Păstrarea în mare parte a legăturilor pe care le prezintă evaporitele cu rocile care le-au servit de culcuş şi acoperiş, posibilitatea de a reconstitui pe criterii litologice paleogeografia regiunilor carpatice într-o anumită etapă de dezvoltare a Miocenului, precum şi metamorfoza puţin avansată a evaporitelor carpatice ne permit să reconstituim cu destulă precizie mecanismul depunerii sărurilor miocene. Nu tot aceeaşi afirmaţie o putem face şi despre evaporitele eocene din bazinul Transilvaniei, dintre care cunoaştem numai gipsul.

BIBLIOGRAFIE

Athanasiu S. (1906) Clasificarea terenurilor neogene şi limita stratigrafică între Miocen şi Pliocen în România. *Volum omagial prof. P. Poni*, Iaşi.

Böch H. (1913) Kurzer, zusammenfassender Bericht über die Ergebnisse der in den Jahren 1911—1912 durchgeführten Untersuchungen des Erdgasvorkommens des Siebenb. Beckens. *Kgl. ung. Finanzministerium.* Budapest.

Bolgiu O. (1948) Neue Daten zur Geologie des Gebietes Năruja-Andrieşul, Rumänien. *Mitt. alpenl. geol. Ver. Oester*, XXXV. Wien.

Borchert H. (1959) Ozeane Salzlagerstätten. *Bornträger*, Berlin.

Dragoş V. (1953) Cercetări geologice asupra regiunii dintre rîurile Topolog şi Olt. *D. S. Com. Geol.* XXXVII, Bucureşti.

Ilie M., Rotaru St. (1965) Un nou bazin miocen intramontan descoperit prin lucrările I. S. P. H. în munţii Lotrului. *Sesiunea Tehnico-Ştiinţifică. Ministerul Energiei Electrice.* Bucureşti.

Imreh J. (1957 a) Cristale de celestină de la Săndulești. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol. Geogr.*, VIII, 1 — 2, Cluj.

Imreh J. (1957 b) Nouveaux cristaux de celestine de Baciu. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol. Geogr.*, VIII, 3 — 4, Cluj.

Iorgulescu T., Niculescu N. I., Peneş M. (1961) Vîrsta unor masive de sare din R.P.R. Editura Academiei R.P.R. Bucureşti.

Macovei G. (1916) Asupra vîrstei formaţiunii salifere subcarpatice. *D. S. Inst. Geol.* V. Bucureşti.

Macovei G. (1917) Poziţia stratigrafică şi tectonică a zăcămintelor de sare din România. *D. S. Inst. Geol.* VII. Bucureşti.

Mrazec L. (1917) Observaţiuni relative la comunicarea Dlui. G. Macovei „Poziţia stratigrafică şi tectonică a zăcămintelor de sare din România". *D. S. Inst. Geol.* VII. Bucureşti.

Mrazec L. (1927) Les plis diapirs. *C. R. Inst. Geol. Rom.* VI. Bucureşti.

Mutihac V. (1956) Cercetări geologice în regiunea Dragomireşti — Botiza (Maramureş). *D. S. Com. geol.* XL. Bucureşti.

Olteanu Fl. (1944) Observaţiuni asupra breciei sării cu masive de sare în regiunea miopliocenă dintre rîul Teleajen şi pîrîul Bălănceasa. *D. S. Inst. Geol.* XXXII. Bucureşti.

Popescu Gr. (1944) Observaţiuni asupra „breciei sării" şi a unor masive de sare din zona paleogen-miocenă a jud. Prahova. *D. S. Inst. Geol.* XXXI. Bucureşti.

Popescu-Voiteşti I., Grozescu H., Preda D. (1917) Formaţiunea cu masive de sare. *D. S. Inst. Geol.* VII, Bucureşti.

Popescu-Voiteşti I. (1926) Discuţiune relativă la vîrsta sării. *D. S. Inst. Geol.* VIII, Bucureşti.

Popescu-Voiteşti I. (1934) Noţiuni de geologia zăcămintelor de sare. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, V, 1, Cluj

Popescu-Voiteşti I. (1936) Evoluţia geologică-paleogeografică a Pămîntului Românesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, V, 2, Cluj.

Popescu-Voiteşti I. (1938) Sur l'existence d'un cône volcanique de cendres dacitiques à Ocnele Mari. *C. R. Ac. d. Sci. de Roum.*, II, 5, Bucureşti.

Pošepny Fr. (1867, 1871) Studien aus dem Salinalgebiet Siebenbürgens. *Jahrbuch d. k. k. geol. R. A.* XIII (I—1867) şi (XXXII (II—1871). Wien.

Preda D. M. (1925) Geologia şi tectonica părţii de răsărit a jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* X. Bucureşti.

Rădulescu D. (1954) Contribuţii la studiul mineralogic al depozitelor saline din R.P.R. *Rev. Univ. Parhon. Politehn.* 3 — 4. *Bucureşti.*

Rădulescu D. (1958) Einige aus rumänischen Salzlagerstätten erstmalig festgestellte Minerale. *N. Jb. Min. Mh.* Stuttgart.

Seneš J. (1961) Paläogeographie des westkarpatischen Raumes in Bezichung zur übrigen Paratethys im Miozän. *Geologicke Prace* 60. Bratislava.

CONTRIBUTIONS À LA GENÉSE DES GISEMENTS DE SELS MIOCÈNES EN ROUMANIE

PAR

M. PAUCĂ

(Résumé)

Les évaporites miocènes apparaissent en Roumanie dans deux grandes unités de sédimentation : la zone externe des Carpates et le bassin intracarpatique de Transylvanie. Dans les deux unités les sels présentent des associations et des quantités différentes. Le mécanisme spécial de distribution des évaporites n'ayant pas encore été élucidé, de précieux indices sur la genèse et la prognose des divers sels de Roumanie ont échappé aux jugements qu'on y a portés.

Durant le dépôt des évaporites miocènes, le bassin de Transylvanie représentait une grande lagune, comprise entre la terre ferme pannonienne à l'W et la chaîne carpatique au S et au NE. A l'extérieur des Carpates, couvrant une zone large de dizaines de kilomètres, de petites lagunes étroites, peu profondes et allongées dans le sens de la direction de plissement local de ces montagnes, établissaient la transition vers l'Océan Planétaire (fig. 1).

Le premier des sels déposés, la dolomie, n'apparaît fréquement et abondamment que dans la région de courbure des Carpates Orientales limitée entre les rivières Trotuş et Buzău. La dolomie apparaît sous la forme de schistes bitumineux épais parfois de trois mètres. Altérée, elle clive d'autant plus facilement qu'elle contient une plus grande quantité d'argile. Dans le bassin de Transylvanie on n'en connaît que deux apparitions : à jour dans la région Popeşti (au N de Cluj) et dans le forage de Someşeni.

Le gypse présente une distribution géographique semblable, mais sur des surfaces plus grandes. Il présente des quantités maximums dans la région de courbure des Carpates où ses dépôts atteignent parfois des épaisseurs de 20 mètres et se caractérisent par sa couleur grisâtre due à la présence de l'argile. Celle-ci provient des roches encore insufffisamment cimentées du flysch qui formaient les rives des lagunes. En plus le gypse y constitue une grande partie de la brèche des massifs de sel. Dans le

bassin de Transylvanie le gypse n'apparaît qu'en des quantités relativement petites sur son bord occidental, où il est blanc puisque les roches des rives toutes proches étaient bien consolidées. A l'intérieur du bassin, sondé par de nombreux forages, ainsi que dans le brèche de tous les massifs de sel de ses bords, le gypse est absent. Bien des forages de prospection ont relevé des quantités de sel insoupçonnées dans le bassin de Transylvanie où, à part un nombre relativement petit de massifs diapirs situés sur ses bords, le sel apparaît sous la forme d'une plaque épaisse de quelques centaines de mètres occupant toute la surface du bassin. Dans la zone externe des Carpates le sel n'apparaît que dans nombre de massifs isolés.

Le très grand nombre de sources salées des deux unités confirme l'importance du sel des deux côtés des Carpates.

Les sels complexes de K-Mg apparaissent en quantités relativement réduites et seulement dans la région externe des Carpates Orientales au N de Tg. Ocna.

Dans le bassin de Transylvanie, comme dans le reste du pays, ils sont, pour ainsi dire, inconnus.

Nous ferons remarquer, comme digne d'intérêt, le fait que, fréquemment, même dans les régions assez peu affectées par les mouvements tectoniques de l'intérieur du bassin de Transylvanie, les sels apparaissent indépendamment; ce n'est que rarement que certains d'entre eux apparaissent superposés. Cette répartition des évaporites dans les deux unités de sédimentation est due à trois causes : le chemin suivi par les eaux de l'océan jusqu'aux lagunes de concentration, les relations de ces dernières avec l'Océan Planétaire et les dimensions des lagunes.

On a toujours pensé que c'était le couloir du Mureş qui reliait le bassin de Transylvanie à l'Océan Planétaire. La présence massive de la dolomie et du gypse dans la région de courbure des Carpates Orientales et l'absence ou la pénurie évidente de ceux-ci dans la région SW du bassin transylvain prouvent incontestablement que la communication entre l'Océan Planétaire et le grand bassin se faisait par la région de courbure. La grande altitude que les Carpates présentent actuellement dans la région de courbure rendait, il n'y a pas longtemps, cette hypothèse inconcevable, d'autant plus que le couloir du Mureş présente aujourd'hui encore des altitudes de 150 mètres environ.

Le Cristallin des Carpates Orientales présente dans la région de courbure une interruption large 60 km à peu près. Sur son emplacement et,

vers le SE, se développaient, sur une zone de 150 km environ, des lagunes intermédiaires, que les eaux océaniques traversaient vers la grande lagune transylvaine. Grâce à leur petite profondeur, les eaux océaniques ne tardaient pas à atteindre des températures élevées qui favorisaient le dépôt des carbonates dans les premières lagunes, celui du gypse ensuite, les deux étant des sels termophyles.

Subissant de la sorte un phénomène de préconcentration, les eaux océaniques qui ne contenaient plus que de la chlorure de sodium et les sels complexes de K-Mg poursuivaient leur route vers la grande lagune transylvaine (fig. 2) attirées par son niveau bas, dû à l'évaporation. La température des eaux relativement profondes qui recouvraient les énormes surfaces du bassin de Transylvanie alors joint à celui du Maramureş, était plus basse que dans les bassins intermédiaires. Dans ces conditions le dépôt de l'épaisse couche de sel pur, relevée par les forages à l'intérieur du bassin, n'est plus de nature à nous surprendre.

Il n'y avait que les petites lagunes-satellites, au contact de la grande lagune du bassin transylvain avec les Monts Apuseni pour réunir les conditions de température favorables au dépôt des petites quantités de sels termophyles. Ces sels proviennent des eaux marines à concentration normale qui s'y trouvaient avant que le bassin se fût constitué en lagune ou bien de celles passées quand même à travers les lagunes intermédiaires de la région de courbure des Carpates.

Ayant ainsi élucidé le problème du dépôt, dans le bassin transylvain, d'une énorme quantité de chlorure de sodium à peu près pure, nous en venons à nous demander que sont devenus, dans le même bassin, les sels complexes de K et Mg que, malgré 60 années d'efforts persévérants, on n'a pas encore rencontrés. La réponse tient à deux facteurs. Le premier c'est la surface énorme de la lagune transylvaine qui ne permettait pas une concentration si avancée des eaux qui conduise au dépôt de ces sels très solubles. L'autre c'est l'existence d'un courant qui, poussant les eaux de la grande lagune transylvaine par la région du défilé de l'Olt, les dirige vers l'Océan Planétaire où elles déversaient les sels de la série K-Mg. L'existence de cette seconde communication entre la lagune transylvaine et l'Océan Planétaire, situé à l'extérieur des Carpates, est confirmée par la découverte récente des dépôts miocènes de la vallée du Lotru. C'est toujours ce courant qui traversait les Carpates dans la région de la vallée de l'Olt qui explique la présence du tuf dacitique épais de 250 m à Ocnele Mari, attribué naguère à un centre d'éruption locale. En réalité

le matériel volcanique à été charrié par les eaux d'au-delà les montagnes où les éruptions ont été particulièrement intenses.

Revenons aux petites lagunes qui bordaient le Cristallin à l'extérieur. Dans la région de courbure où le Cristallin manquait et les eaux passaient vers le bassin de Transylvanie en déposant la dolomie, le gypse et la chlorure de sodium tout au plus, la présence des sels de K-Mg est improbable. Ici, les eaux qui recevaient constamment un apport d'eaux fraîches océaniques, n'atteignaient jamais des concentrations avancées. A partir, cependant, de l'extrèmité méridionale du Cristallin des Carpates Orientales, sur leur bord oriental, les petites lagunes complètement isolées, atteignaient des concentrations assez élevées ce qui explique la présence des sels de K-Mg au N de Tg. Ocna.

Les évaporites ont également subi quelques phénomènes de métamorphose, ainsi qu'en témoigne la présence de certains sels (célestine en gypse, pichromertite etc.) qui n'existaient pas dans les dépôts initiaux des lagunes.

Si nous nous rapportons, maintenant, à l'âge précis des évaporites miocènes, nous constatons qu'autant le problème apparaissait simple dans le bassin de Transylvanie, autant il se complique dès qu'ils s'agit de la zone externe des Carpates. Dans le bassin de Transylvanie, où les conditions tectoniques sont relativement simples, le sel, surmontant le tuf de Dej d'âge Tortonien inférieur, possède un âge incontestablement Tortonien moyen.

Dans la zone externe des Carpates, caractérisée par des mouvements intenses tant au cours du dépôt des évaporites que surtout après, le premier âge qu'on ait admis a été l'Aquitanien.

Par la suite, pourtant, on a prouvé l'âge Tortonien de quelques massifs de sel. L'idée d'un âge Aquitanien doit être abandonnée notamment parce que cet âge se caractérisait par des conditions climatiques qui rendent impossible le dépôt du sel — excès d'humidité — qui, par contre, ont engendré de grands gisements de charbons.

Certains auteurs renoncent à l'âge Aquitanien du sel de la zone externe des Carpates et, à partir des microfaunes, ils l'attribuent à quatre horizons distribués du Burdigalien supérieur jusqu'au Tortonien supérieur. Cependant, puisque cette zone se caractérise par un continuel remaniement des sédiments miocènes et plus anciens et, donc, par le remaniement de leurs microfaunes et même de ceux beaucoup plus anciens — paléocènes et crétacés — le nombre réduit d'associations de microfaune

déterminées jusqu'ici ne plaident guère pour le nombre de quatre phases de dépôts du sel.

Les invasions momentanées d'espèces caractéristiques perdent leur valeur chronologique dans ces régions où les sédiments étaient continuellement remaniés.

Comme ces mêmes eaux qui ont déposé le sel du seul horizon existant dans la bassin de Transylvanie sont passées au-dessus des Carpates Orientales, il est probable que là encore le sel se soit déposé également durant une seule phase de Tortonien. Ce sont les complications tectoniques caractéristiques à la zone externe des Carpates qui ont déterminées la séparation de quelques horizons à massifs de sel.

Les relations, conservées en grande partie, entre les évaporites et les roches ayant formé leur lit et leur toit, la possibilité de reconstituer la paléogéographie des régions carpatiques au Miocène et la métamorphose peu avancée des évaporites nous permettent d'imaginer avec suffisamment de précision le mécanisme du dépôt des sels miocènes. Ce n'est pas le cas des évaporites éocènes du bassin de Transylvanie dont nous ne connaissons que le gypse.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

GEOCHIMIE

PALEOTEMPERATURA ŞI GEOCHIMIA GABBROURILOR DE LA CUIAŞ (MUNŢII DROCEA[1])

DE

H. SAVU, CONSTANŢA UDRESCU[2])

Abstract

The Paleotemperature and Geochemistry of the Gabbros of Cuiaş. The gabbro body of Cuiaş was formed as a result of the consolidation of a gabbroid magma instrusion, from which originated diopside gabbros. Titanomagnetite gabbros formed at a temperature of 800°C are accumulated in the base of the intrusion. The gabbro body is intruded by olivine gabbros and micropegmatites. Although the variation curves of the Si, Fe, Ti, V, Ni, Cr, Ca, K and Sr content develop normally they show highes and lows in the titanomagnetite gabbros. Their behaviour is disturbed by the high concentration in these rocks of Fe and Ti at the expense of Si and Ca. Unaffected by this disturbance are the following elements: Al, Mg, Li, Co, Be and to a certain extent Ba. During the differentiation the minor elements followed generally the behaviour of the major elements with which they are geochemically connected.

Introducere. Zona mobilă a geosinclinalului mezozoic al Mureşului, ramificaţie a marelui geosinclinal alpino-carpatic, s-a caracterizat prin fenomene de ritmicitate determinate de mişcările oscilatorii, fapt care se reflectă şi în caracterul produselor magmatice.

În epoca de scufundare a acestei albii geosinclinale se manifestă un magmatism bazic — iniţial — de eugeosinclinal (H. Stille, 1940; Iu. Kuzneţov, 1960) care se dezvoltă larg în timpul Jurasicului. Acest magmatism a generat un complex de roci ofiolitice, alcătuit mai ales din curgeri submarine de bazalte (pillow-lava) şi anamesite, cu care se

[1]) Comunicare în şedinţa din 18 martie 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

asociază uneori piroclastite, radiolarite şi argilite roşii. Această masă de roci efuzive este străbătută de mici corpuri intrusive, unele constituite din roci ultrabazice (peridotite şi melagabbrouri) şi altele din gabbrouri şi dolerite (V. Corvin Papiu, 1953; H. Savu, 1962 a; 1962 b; D. Giuşcă et al., 1963).

Partea inferioară a complexului ofiolitic nu este bine cunoscută. La sud de rîul Mureş, unde se găsea rama de sud a albiei acestei fose geosinclinale, bazaltele stau direct peste filitele şi cuarţitele fundamentului reprezentat prin Cristalinul epimetamorfic de Poiana Ruscă (H. Savu, 1966).

La sfîrşitul Jurasicului se manifestă faza de mişcări kimmerice noi, care marchează începutul procesului de inversiune a geosinclinalului. Datorită acestor mişcări zona axială a fosei geosinclinale se ridică sub forma unei largi boltiri anticlinale, care-i separa aria în două albii, ce se scufundau treptat şi se deplasau spre nord-vest şi sud-est (H. Savu, 1962 c). Aceste zone constituie mai departe domeniul de sedimentare a flişului cretacic şi aria de dezvoltare a unui vulcanism extruziv, foarte variat în compoziţie, reprezentat prin bazalte, limburgite, andezite, oligofire, dacite, ortofire şi riolite. Vulcanitele acestea stau peste complexul bazaltic anterior şi reprezintă continuarea aceluiaşi magmatism ofiolitic. Ele alternează cu jaspuri roşii cu depuneri de oxizi de mangan, calcare recifale tithonice sau neocomiene şi gresii cretacic-inferioare (H. Savu, 1962 c).

Rezultă că faza de mişcări jurasic-superioare modifică atît structura fosei geosinclinale, cît şi caracterul magmelor din adîncime, dar ea nu se dezvoltă pînă la formarea plutonilor granitoizi ca orogeneza nevadiană. Etapa aceasta ultimă de dezvoltare constituie stadiul de geosinclinal secundar care evoluează înaintea orogenezei austrice, stadiu în care albia sa se menţine în condiţii de tensiune prelungită, ce permit generarea vulcanitelor cu caracter extruziv.

În funcţie de produsele magmatice pe care le-a generat, această fosă geosinclinală poate fi considerată în sensul lui A. V. Peive (1962), printre „geosinclinalele bazice" fără masive granitoide autohtone importante.

Corpurile de gabbrouri şi de dolerite cu caracter intrusiv, formate în primul stadiu de dezvoltare a geosinclinalului, au dimensiuni reduse şi sînt răspîndite în tot complexul ofiolitic, dar se situează de obicei în apropierea intruziunilor banatitice mai mari. Ca dimensiuni, cele mai impor-

tante sînt corpurile de la Juliţa, Cuiaş, Almăşel, Almaş-Selişte şi Căzăneşti-Ciungani.

Structura şi petrologia unora din aceste corpuri de gabbrouri au fost bine studiate în ultimii ani, dar, afară de cîteva date privind unele elemente minore din rocile ultrabazice şi bazice (H. Savu, 1962 a; G. Cioflica, H. Savu, 1960; D. Giuşcă et al., 1964), un studiu geochimic sistematic al unui astfel de corp intrusiv nu a fost întreprins.

În lucrarea de faţă vom urmări variaţia conţinutului principalelor elemente majore şi minore din diferitele tipuri de roci ale corpului de gabbrouri de la Cuiaş şi vom căuta să analizăm cauzele care controlează comportarea acestor elemente în rocile bazice.

Consideraţii asupra geologiei şi petrologiei corpului de gabbrouri de la Cuiaş

Corpul de gabbrouri de la Cuiaş (fig. 1) este situat în partea de sud a munţilor Drocea, pe valea Mureşului. Primele indicaţii despre prezenţa unor gabbrouri în regiunea Cuiaş au fost aduse de S. Szentpétery (1928) şi de V. Corvin Papiu et al. (1959). Structura corpului şi raporturile lui cu rocile înconjurătoare au fost cercetate de unul din noi în anii 1953[3]) şi 1959[4]).

Intruziunea de gabbrouri este localizată în complexul bazaltic din regiunea Cuiaş-Toc. Ea este orientată pe direcţia NE—SW, are forma unei albii cu flancurile asimetrice şi se termină în partea de NE printr-o fractură orientată pe direcţia NW—SE. În partea de SW, corpul de gabbrouri este străbătut şi întrerupt de granitul de Săvîrşin, care-l afectează slab la contact. Pe rama de NW a corpului s-a insinuat o lamă subţire de diorit cuarţifer, care metamorfozează la contact rocile bazice, iar pe cea de SE se observă, din loc în loc brecii tectonice hidrotermalizate, formate în lungul unui plan de fractură.

Cea mai mare parte a acestui corp este alcătuită din gabbrouri cu diopsid şi dolerite, care reprezintă o primă şi cea mai importantă venire de magmă gabbroidă, ce s-a diferenţiat apoi *in situ*. Ca rezultat, pe rama de NW s-au format, în baza intruziunii, separaţii de gabbrouri cu titanomag-

[3]) H. Savu Raport asupra lucrărilor din partea de W şi SW a masivului Drocea. 1953. Arh. Inst. Geol.

[4]) H. Savu Raport asupra lucrărilor din masivul Drocea. 1959. Arh. Inst. Geol.

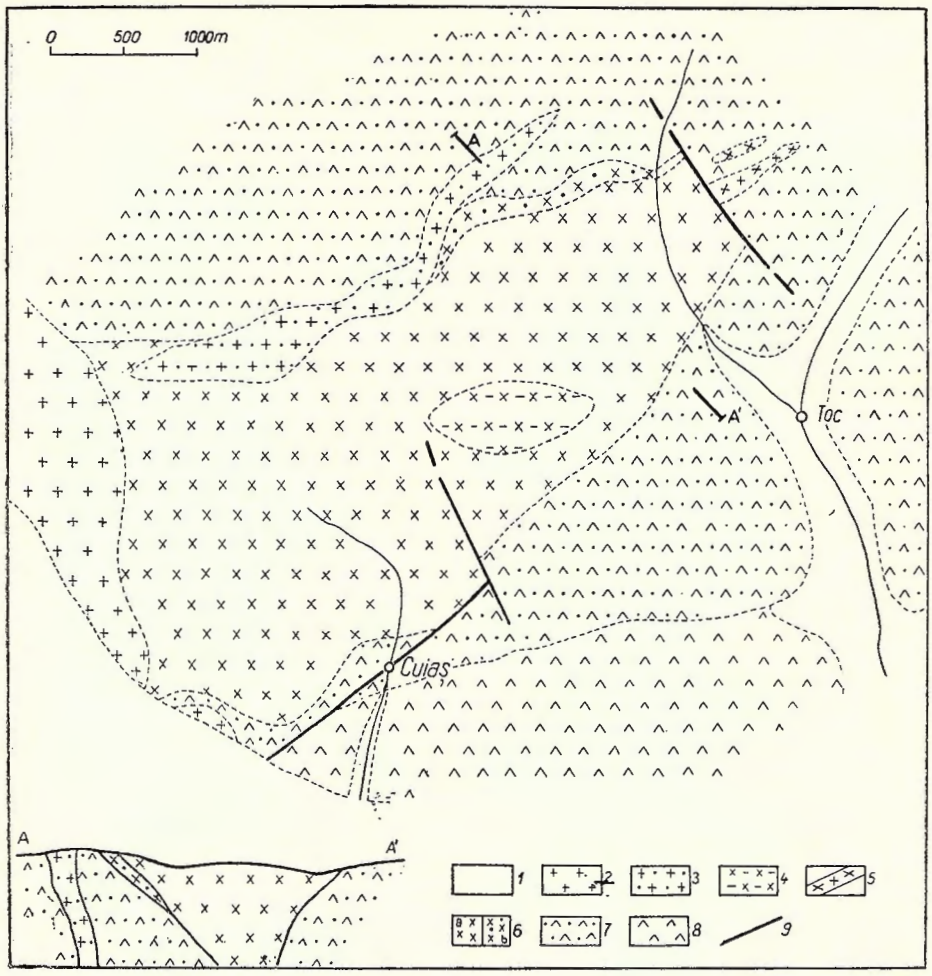


Fig. 1. — Harta geologică simplificată a corpului de gabbrouri de la Cuiaş (după H. Savu, 1959).

1, aluviuni; 2, granite de Săvîrşin; 3, diorite cuarţifere; 4, gabbrouri cu olivină; 5, micropegmatite; 6a, gabbrouri cu diopsid şi gabbrouri pegmatoide; 6b, gabbrouri cu magnetit; 7, anamesite ± dolerite; 8, bazalte şi variolite în facies de pillow — lava; 9, falii.

Carte géologique du corps de gabbros de Cuiaş simplifiée (d'après H. Savu, 1959).

1, alluvions; 2, granites de Săvîrşin; 3, diorites quartzifères; 4, gabbros à olivine; 5, micropegmatites; 6a, gabbros à diopside et gabbros pegmatoides; 6b, gabbros à magnétite; 7, anamésites ± dolérites; 8, basaltes et variolites en faciès de pillow — lava; 9, failles.

netit vanadifer. În toată masa gabbrourilor cu diopsid au luat naştere în timpul consolidării, separaţii de gabbrouri pegmatoide cu formă lenticulară. Gabbrourile cu diopsid au fost străbătute de o altă intruziune mai mică şi mai bazică, alcătuită din gabbrouri cu olivină şi cu structură orientată.

Cele mai acide veniri de magmă diferenţiată în adîncime sînt reprezentate prin filoane de micropegmatite, asemănătoare cu cele de la Almăşel (H. Savu, 1962 b).

Gabbrourile cu diopsid sînt constituite din plagioclaz (An 53—62) şi diopsid, adesea varietatea dialag. În faciesurile pegmatoide aceste minerale se dezvoltă mai larg. O compoziţie asemănătoare au şi gabbroporfiritele filoniene; ele prezintă o granulaţie mai fină şi fenocristale de plagioclaz. Se întîlnesc uneori gabbrouri saussuritizate, uralitizate şi epidotizate, sau gabbrouri care au suferit o alteraţie superficială intensă.

Un facies deosebit al gabbrourilor cu diopsid este reprezentat prin gabbrourile cu magnetit. Acestea sînt alcătuite din plagioclaz (An 54) şi ceva mai puţin clinopiroxen (35%), în dauna căruia se dezvoltă titanomagnetitul (5—20%). Acest ultim mineral este xenomorf, deoarece a cristalizat după plagioclaz şi piroxen.

În gabbrourile cu olivină cu textură orientată, plagioclazul (An 65) participă în proporţie de cca 50%; uneori se observă în masa acestor roci benzi anortozitice sau troctolitice. Unele faciesuri ale gabbrourilor cu olivină au structură porfirică, redată de fenocristalele de diopsid lungi de 1—2 cm.

Micropegmatitele sînt constituite dintr-o reţea de cristale de albit-oligoclaz, pe marginile cărora se dezvoltă concreşteri mirmekitice cu cuarţul. Concreşteri mirmekitice sau micrografice între feldspaţi şi cuarţ apar şi în interstiţiile reţelei de cristale de plagioclaz. Mineralele melanocrate sînt reprezentate printr-o hornblendă verde, pistaţit şi clorit, iar cele accesorii prin apatit şi magnetit. Spre deosebire de celelalte roci gabbroice care s-au diferenţiat din magma bazică tholeiitică, micropegmatitele reprezintă produsele de contaminare cu material din sial ale acestei magme (H. Savu, 1962 b).

Ca şi celelalte corpuri de gabbrouri asociate ofiolitelor din munţii Drocea sau de pe glob (Skaergaard, Bushveld, Stillwater etc.) prin diferenţierea sa, prima venire de magmă tholeiitică intrusă a tins să se stratifice. Acest proces nu a fost dus însă pînă la capăt, ca în cazul corpului de la Almaş-Selişte (G. Cioflica, H. Savu, 1962). La Cuiaş magma a fost mai

slab oxidată şi consolidarea s-a făcut mai rapid. Ca rezultat al diferenţierii prin cristalizare, din magma reziduală au rezultat benzile subţiri de gabbrouri cu magnetit, ca roci de acumulare şi mai tîrziu, cînd magma s-a îmbogăţit în gaze, separaţiile de gabbrouri pegmatoide. Evoluţia magmei gabbroide şi concentrarea magnetitului în magmele reziduale este controlată de fenomenul de oxido-reducere, deoarece după cum a arătat G. C. Kennedy (1948), echilibrul în sistemul $FeO - Fe_2O_3 - O_2$ se poate menţine numai în anumite condiţii de P/T.

Nivelele subţiri de gabbrouri cu titanomagnetit din baza intruziunii s-au format într-un stadiu de diferenţiere, cînd temperatura magmei reziduale era încă destul de ridicată. Rezultatele cercetărilor întreprinse de A. Buddington et al. (1955) asupra conţinutului de TiO_2 din magnetite şi raportarea lui la sistemul $Fe_3O_4 - FeO - TiO_2$, ne permit să apreciem paleotemperatura la care s-au consolidat gabbrourile cu magnetit din principalele corpuri de gabbrouri din munţii Drocea, inclusiv cele din corpul de la Cuiaş. În acest scop, am prezentat în tabelul 1 conţinutul

TABELUL 1

Conţinutul de TiO_2 din magnetitele unor gabbrouri din munţii Drocea şi temperatura lor de formare

Nr.	Roca	TiO_2 % în magnetit	T°C
1	Gabbrou cu magnetit — Dumbrăviţa	14,25	970
2	Gabbrouri cu magnetit — Căzăneşti-Ciungani (trei analize)	7,2—12,40	850—950
3	Dolerit — Căzăneşti-Ciungani	5,26	800
4	Gabbrou cu magnetit — Cuiaş	5,04	790
5	Gabbrou cu magnetit — Almaş-Selişte	3,15	710

de TiO_2 din analizele de magnetite din gabbrourile din aceşti munţi, analize ce s-au efectuat pînă în prezent[5]) şi o analiză executată de noi (tabelul 6).

[5]) Analizele 1, 2, 3, 5, după G. Cioflica şi H. Savu (1960).

Prin proiectarea acestor date pe diagrama din fig. 2, am obţinut temperatura de formare a rocilor.

Gabbrourile cu magnetit din corpurile bazice din munţii Drocea s-au format la temperaturi cuprinse între 700° şi 1000°C. Ele s-au consoli-

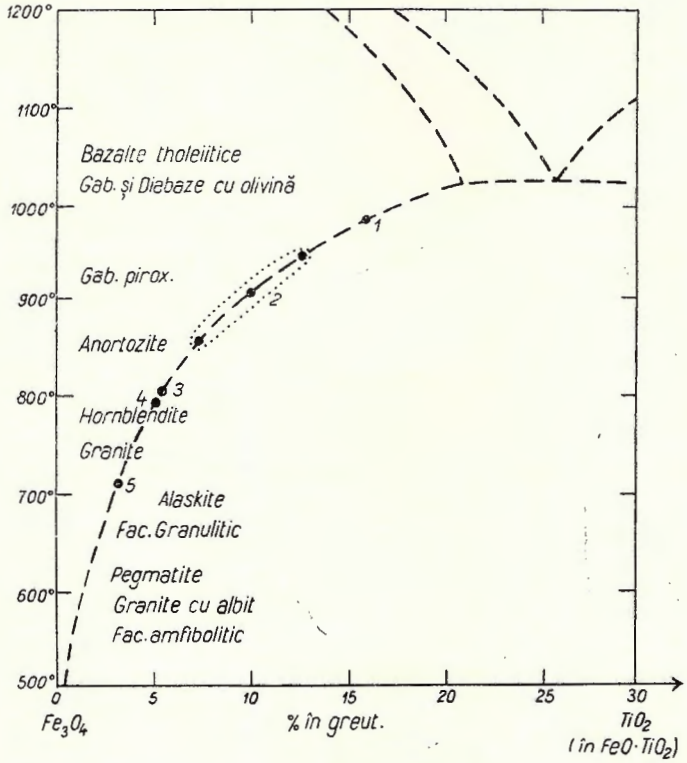


Fig. 2. — Diagrama (schematic) pentru relaţiile dintre conţinutul de TiO_2 din magnetite şi temperatura lor de formare (după A. Buddington et al., 1955)

Diagramme (schématique) pour les relations entre la teneur en TiO_2 des magnétites et leur température de formation (d'après A. Buddington et al., 1955).

dat în condiţii termodinamice apropiate de cele în care a cristalizat magma corpului de gabbrouri de la Duluth (800—1000°C) şi apropiate de cele în care s-a format intruziunea de gabbrouri de la Skaergaard din Groenlanda (850°—1000°C). Temperatura cea mai mare s-a determinat în gabbrourile

de la Dumbrăviţa (970°C), iar cea mai mică (710°C) în gabbrourile de la Almaş-Selişte. Orizontul de gabbrouri cu magnetit de la Cuiaş şi orizontul de dolerite de la Căzăneşti-Giungani au luat naştere în condiţii de temperatură asemănătoare (cca 800°C). Se înţelege desigur, că magma intrusă din corpul de la Cuiaş a început să cristalizeze ca şi în alte corpuri, la o temperatură mai ridicată, probabil mai mare de 1000°C, iar la 800°C a cristalizat magma reziduală, în care s-a acumulat o cantitate deosebită de fier.

Geochimia gabbrourilor

Analize asupra conţinutului de elemente majore sau minore din rocile bazice din corpul de la Cuiaş nu s-au făcut pînă în prezent. Pentru acest studiu, noi am selecţionat patru eşantioane din principalele tipuri de roci bazice, în care au fost determinate atît elementele majore, cît şi cele minore. Conţinutul de elemente majore — în oxizi — este redat în tabelul 2.

Analizele chimice ale gabbrourilor de la Cuiaş indică roci bazice, în care SiO_2 variază între 41,97% şi 54,52%. După conţinutul de H_2O şi CO_2, rocile sînt proaspete, în afară de a patra, un micropegmatit care a suferit fenomene de albitizare şi în care conţinutul de CO_2 ajunge pînă la 2,85%, indicînd prezenţa carbonaţilor formaţi din soluţii reziduale. În tabelul 3 sînt redate — în procente — conţinuturile de elemente majore calculate din analizele chimice de mai sus.

Toate aceste roci au fost analizate şi pe cale spectrală,determinîndu-se în p. p. m. următoarele elemente minore: V, Ni, Co Cr, Zr,Be, Ba, Sr şi Li (tabelul 4).

Pe lîngă principalele roci de masiv analizate mai sus, a mai fost analizat pe cale spectrală şi un gabbrou cu diopsid, transformat în condiţii de alteraţie superficială, în care au fost urmărite aceleaşi elemente minore (tabelul 5).

Tot pe cale spectrală au fost analizate şi două din principalele minerale din rocile bazice ale corpului de la Cuiaş (tabelul 6).

Diagramele de variaţie folosite în acest studiu au fost construite după metoda S. Nockolds şi R. Allen (1956), conform căreia s-a luat pe abscisă funcţia (1/3 Si + K) — (Ca + Mg). Valorile acestei funcţii calculate pe baza conţinutului de elemente majore, sînt redate pentru fiecare rocă în tabelul 3.

Conţinutul de siliciu variază în seria de roci diferenţiate din corpul de la Cuiaş de la 19,62% pînă în 25,49% (fig. 3). Deşi diferenţele nu sînt

TABELUL 2

Analizele chimice ale gabbrourilor de la Cuiaş

Proba	1(12K)	2(33 K)	3(100 K)	4(109 K)
SiO_2	43,32	48,92	41,97	54,52
Al_2O_3	24,88	18,81	18,85	16,73
Fe_2O_3	urme	6,60	11,70	4,32
FeO	6,40	1,20	7,65	2,48
MgO	9,68	6,03	6,00	3,30
CaO	13,28	12,17	8,55	9,52
Na_2O	0,74	2,14	0,10	2,15
K_2O	0,15	0,27	0,57	0,45
TiO_2	0,30	1,10	3,65	1,50
P_2O_5	urme	0,54	0,15	0,31
MnO	0,25	urme	0,65	0,18
S	urme	lipsă	0,08	lipsă
CO_2	lipsă	lipsă	lipsă	2,85
$H_2O^{+105^0C}$	0,25	0,18	0,11	1,75
$H_2O^{-105^0C}$	1,25	1,95	0,36	0,25
Suma	100,50	99,91	100,39	100,31

Analist: Al. Dănciulescu

1(12 K) Gabbrou cu olivină de pe pîrîul Tocului-Cuiaş.

2(33 K) Gabbrou cu diopsid de pe valea Lungă-Cuiaş.

3(100 K) Gabbrou cu magnetit de pe pîrîul Sîrbului-Toc.

4(109 K) Micropegmatit de pe valea Crăciuneasa-Toc.

TABELUL 3

Elementele majore din gabbrourile de la Cuiaş (%).

Roca	Si	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Fe^{tot}	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	$\left(\frac{1}{3}Si+K\right)-(Ca+Mg)$
1(12 K)	20,25	13,16	urme	4,97	4,97	0,19	5,84	9,49	0,55	0,12	0,18	urme	−8,54
2(33 K)	22,87	9,95	4,62	0,09	4,71	urme	3,64	8,70	1,59	0,22	0,66	0,24	−4,64
3(100K)	19,62	9,97	8,18	5,95	14,13	0,50	3,62	6,11	0,07	0,47	2,19	0,07	−3,03
4(109K)	25,49	8,84	3,02	1,93	4,95	0,14	1,99	6,80	1,59	0,37	0,90	0,13	−0,17

TABELUL 4

Elementele minore din gabbrourile de la Cuiaş (p. p. m.)

Roca	V	Ni	Co	Cr	Zr	Be	Ba	Sr	Li
1(12 K)	77	309	48	160	< 40	<1	<200	182	<3
2(33 K)	174	151	31	90	53	<1	<200	312	<3
3(100K)	202	< 10	35	< 10	68	<1	<200	198	<3
4(109K)	< 10	< 10	<10	< 10	146	<1	<200	344	3

TABELUL 5

Elementele minore din gabbroul alterat de la Cuiaş (p. p. m.)

Roca	V	Ni	Co	Cr	Zr	Be	Ba	Sr	Li
Gabbrou alterat	158	87	18	118	<40	<1	<200	320	<3

TABELUL 6

Elementele minore din mineralele gabbrourilor de la Cuiaş (p. p. m.)

Mineralul	Al	Ti	Mn	V	Ni	Co	Cr	Zr	Be	Ba	Ga
Fenocristal de diopsid din gabbroul cu olivină — pîrîul Tocului (Cuiaş)				315	109	45	258	<40	<1	<200	
Titanomagnetit din gabbroul cu magnetit — pîrîul Sîrbului	7 200	30 000	1 060	4 780	51	69					<10

prea mari, se observă totuşi o creştere constantă de la gabbrourile cu olivină spre micropegmatite, în sensul diferenţierii magmei tholeiitice; o mică perturbaţie a mersului curbei se produce în dreptul gabbroului cu magnetit. După V. M. Goldschmidt (1954) şi K. Rankama şi Th. Sahama (1950), media conţinutului de Si din rocile eruptive este de 27,70%, cantitatea de Si fiind mai scăzută în rocile bazice (23,1%).

Aluminiul scade treptat de la 13,16% pînă la 8,84%. În rocile eruptive din scoarţă conţinutul de Al este de 8,13% urcînd în cele bazice pînă la 8,3% (V. M. Goldschmidt, 1954). Media conţinutului de Al din gabbrourile de la Cuiaş este puţin mai mare decît ultima valoare de mai sus. Acest element intră mai ales în compoziţia plagioclazilor şi a piroxenilor. În magnetitul de la Cuiaş (tabelul 6) se găsesc cca 7 200 p. p. m. Al.

Cele două elemente privite comparativ, se constată că în timp ce conţinutul de siliciu creşte, cel de aluminiu scade.

Pe diagrama din fig. 4 sînt proiectate principalele elemente majore caracteristice rocilor bazice şi elementele minore legate geochimic de ele.

Conţinutul de fier din rocile de la Cuiaş se menţine aproape constant, afară de gabbrourile cu magnetit. El intră în compoziţia olivinelor, piroxenilor şi ca urme în feldspaţi. După cum se constată, el se concentrează mult în magmele reziduale, intrînd în compoziţia magnetitelor. După R. Daly (1933), conţinutul de Fe din rocile eruptive bazice variază între 6,30 şi 11,76%. Totuşi, conţinutul de Fe din gabbrourile cu magnetit de la Cuiaş este mult mai mare.

Conform regulei lui V. M. Goldschmidt (1954), Fe^{2+}(0,74 Å) cu raza ceva mai mare decît a Mg^{2+}(0,66 Å) trebuie să se mențină mai mult timp în faza lichidă. A. E. Ringwood (1955) a arătat că cu cît este mai mare electronegativitatea unui cation, cu atît este mai covalentă și mai puțin ionică legătura sa cu oxigenul. De aceea, în raport cu Mg^{2+}

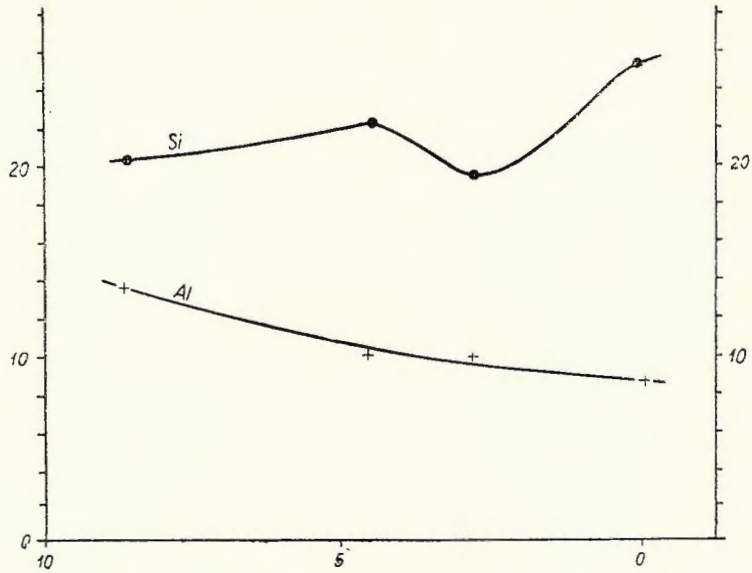


Fig. 3. — Diagrama de variație a conținutului de Si și Al
Diagramme de variation de la teneur en Si et Al.

care este încorporat mai repede în rețeaua olivinelor și a piroxenilor din prima cristalizare, Fe^{2+}cu o electronegativitate mai mare (1,65) tinde să se concentreze în lichidul rezidual. Așadar, concentrarea fierului în magmele reziduale este determinată nu numai de condițiile termodinamice, ci și de caracteristicile ionilor săi.

Magneziul scade treptat de la rocile mai bazice spre cele mai acide, variind de la 5,84 % pînă la 1,99 %. Acest mers al curbei Mg se aseamănă cu mersul curbelor acestui element din cele mai multe serii tholeiitice studiate de S. Nockolds și R. Allen (1956).

În rocile eruptive din scoarța terestră conținutul mediu de Mg este de 2,09 % (F. W. Clarke, S. H. Washington, 1924). El participă în rețeaua olivinelor, piroxenilor, hornblendelor și probabil a magne-

titului, în coordinaţia 6. L. Wager şi R. Mitchell (1953) presupun că Mg^{2+} intră şi în structura plagioclazului, unde înlocuieşte ionii de Na^{1+}, dar în cantitate foarte mică.

Conţinutul de Mg din seria de la Cuiaş variază invers cu cel de Fe. Raportul Fe/Mg (tabelul 7) creşte treptat, variind între 0,8 şi 2,4 şi pre-

TABELUL 7

Raporturile dintre elementele minore şi elementele majore din gabbrourile de la Cuiaş

Raportul	1(12 K)	2(33 K)	3(100 K)	4(109 K)
Cr · 1000/Mg	2,7	2,4	<0,2	<0,5
V · 1000/Mg	1,3	4,7	5,5	<0,5
Li · 1000/Mg	<0,05	<0,08	<0,08	0,1
Ni · 1000/Mg	5,2	4,1	<0,2	<0,5
Co · 1000/Mg	0,8	0,8	0,9	<0,5
Co/Ni	0,15	0,20	3,5	1
Fe/Mg	0,8	1,2	3,9	2,4
Cr · 1000/Fe	3,2	1,9	<0,07	<0,2
V · 1000/Fe	1,5	3,6	1,4	<0,2
Co · 1000/Fe	0,9	0,6	0,2	<0,2
Sr . 100/Ca	0,1	0,3	0,3	0,5
Sr · 100/Ca + K	0,1	0,3	0,3	0,4
Ba · 100/K	16,6	9,0	4,2	5,4

zentînd un maxim în gabbrourile cu magnetit, ca în seria de lave bazice Hakone (S. Nockolds, R. Allen, 1956). După cum arată J. Snyder (1959), această comportare diferită a celor două elemente este caracteristică şi în olivinele şi piroxenii din gabbrourile de la Duluth.

Dintre elementele minore legate geochimic de cele majore de mai sus semnalăm mai întîi litiul, care în rocile de la Cuiaş se menţine aproape constant, el variind între < 3 şi 3 p.p.m.; aceeaşi cantitate de Li s-a păs-

trat şi în gabbroul alterat (tabelul 5). În scoarţa terestră, conţinutul de Li este de 50 p.p.m. (V. M. Goldschmidt et al., 1933), iar în rocile eruptive de cca 65 p.p.m. (L. W. Strok, 1936). Gabbrourile de la

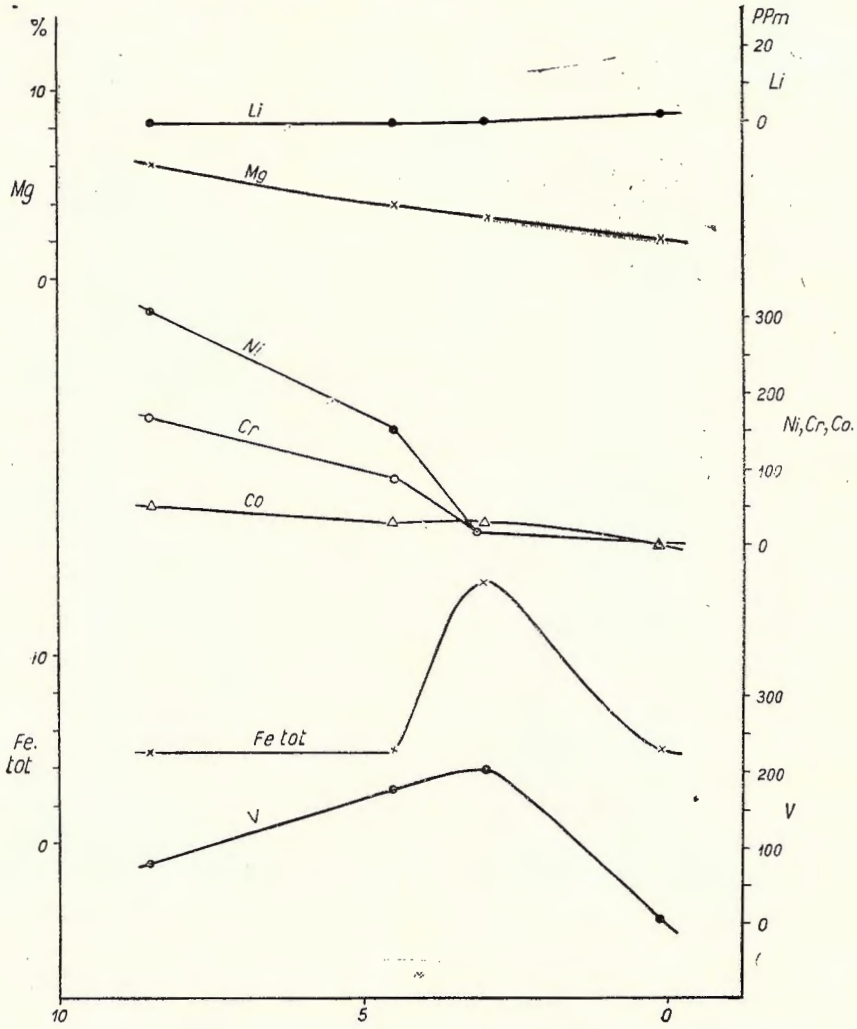


Fig. 4. — Diagrama de variaţie a conţinutului de Fe, Mg, Li, Ni, Cr, Co şi V.
Diagramme de variation de la teneur en Fe, Mg, Li, Ni, Cr, Co et V.

Skaergaard care conţin 1—5 p.p.m. Li, se aseamănă cu cele de la Cuiaş, în afară de cîteva roci în care acest element atinge 20—300 p.p.m. Conţi-

nuturi mai ridicate (9—13 p.p.m.) de Li decît cele din gabbrourile de la Cuiaş au fost determinate de H. H. Read et al. (1965) şi de H. H. Read şi B. Haq (1965) în unele gabbrouri contaminate şi dolerite cuarţifere din Anglia. Asemenea conţinuturi mai ridicate a determinat şi Morna Mathias (1957) în rocile din complexul Messum din Africa de SW.

După V. M. Goldschmidt (1937) Li^{1+} (0,78 Å) înlocuieşte izomorf Mg (0,78 Å), Fe^{3+} (0,67 Å) şi Ti^{4+} (0,64 Å) din silicaţi şi alte minerale, iar P. H. Lundegårdh (1946) sugerează că Li ar putea înlocui şi Al^{3+} (0,63 Å) din structura plagioclazilor. V. M. Goldschmidt (1954) presupune că, conţinutul de Li admis în diferite minerale este controlat de schimbările energiei libere a sistemului soluţie — cristal, schimbări care depind de concentraţia Li în magmă, de concentraţia elementului ce va fi înlocuit şi de creşterea sau descreşterea forţei de cristalizare.

E. L. Horstman (1957) arată că conţinutul de Li poate varia în ansamblu de la o regiune la alta şi sugerează că raportul Li/Mg ar putea fi considerat ca măsură a gradului de diferenţiere. În rocile de la Cuiaş, acest raport creşte în decursul diferenţierii de la $< 0,05$ pînă la 0,1 (tabelul 7). După cum se vede pe diagrama din fig. 5, variaţia acestui raport în funcţie de modificarea conţinutului de Mg din magmă este aproape lineară.

Conţinutul aproximativ constant de Li din seria de roci de la Cuiaş, se pare că a fost menţinut prin prezenţa continuă şi în cantitate suficientă în magmă a elementelor Fe şi Mg, deoarece după cum susţine E. L. Horstman (1957), în primele stadii ale cristalizării este încorporat în minerale Mg şi odată cu el este admis şi Li, iar mai tîrziu, cînd conţinutul de Mg scade, creşte cel de fier şi Li va fi încorporat acum în mineralele în care intră acest element. Modificarea raportului Li/Mg din rocile de la Cuiaş poate să explice bine această presupunere. În acest caz asistăm la încorporarea Li la început în olivine şi piroxeni, în care el înlocuieşte Mg^{2+} şi mai tîrziu în magnetit, unde este admis în poziţia lui Fe^{2+}.

L. W. Strock (1936) atribuie creşterea raportului Li/Mg în decursul diferenţierii, creşterii cantităţii de Fe^{3+} care favorizează substituirea a 2 Mg^{2+} prin $Li^{1+} + Fe^{3+}$; creşterea cantităţii de Fe^{3+} se explică prin oxidarea Fe^{2+} (G. C. Kennedy, 1948; V. M. Goldschmidt, 1954). Conţinutul mai scăzut de Li din rocile bazice şi ultrabazice, faţă de cele acide, este explicat de K. Rankama şi Th. Sahama

(1950) prin aceea că, prin înlocuirea Mg^{2+} cu Li^{1+} structura cristalină suferă o pierdere de energie şi se slăbeşte, astfel că pînă ce se atinge o anumită temperatură mai scăzută, probabil sub 800°C, înlocuirea se face în cantitate redusă, Li concentrîndu-se în produsele din stadiul tîrziu de cristalizare.

O altă grupă de elemente minore determinată în gabbrourile de la Cuiaş este reprezentată prin Ni şi Co. După cum se vede pe diagrama din

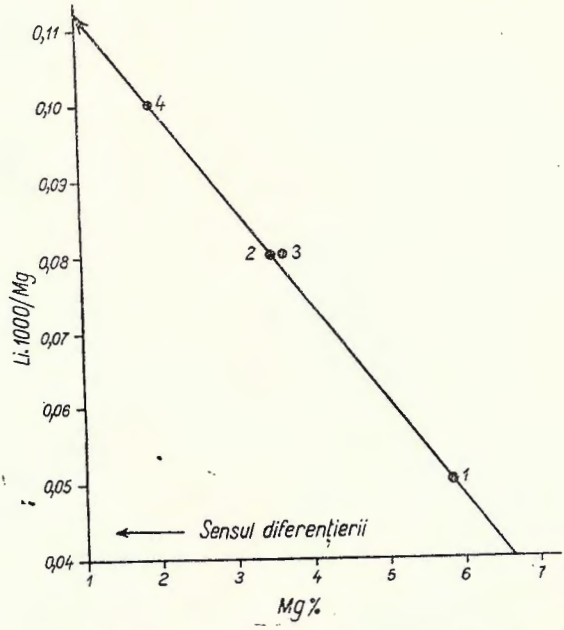


Fig. 5. — Variaţia raportului Li/Mg în funcţie de variaţia conţinutului de Mg din magmă.

Variation du rapport Li/Mg en fonction de la variation de la teneur en Mg du magma.

fig. 4, curba n i c h e l u l u i se aseamănă cu curba acestui element din magmele îmbogăţite în fier ale seriei bazice de Karoo, studiate de S. N o c k o l d s şi R. A l l e n (1956). Conţinutul de Ni scade continuu în seria de roci de la 309 p.p.m. în gabbrourile cu olivină, pînă la 151 p.p.m. în gabbrourile cu diopsid, după care el prezintă o scădere bruscă ce ajunge la < 10 p.p.m. în rocile de acumulare — gabbrourile cu magnetit — şi în micropegmatite. În gabbrourile cu diopsid alterate (tabelul 5) conţinutul de Ni este de 87 p.p.m.

După F. W. Clarke şi H. S. Washington (1924), conţinutul de Ni din rocile eruptive este de 0,020% iar după alţi autori de 0,01% (V. M. Goldschmidt, 1954). În diferite roci bazice Ni s-a determinat astfel: 25—400 p.p.m. în gabbrourile de la Skaergaard (L. Wager, R. Mitchell, 1951), 300—700 p.p.m. în cele de la Duluth (J. L. Snyder, 1959) şi în medie de 340 p.p.m. în rocile lopolitului de la Sudbury (H. B. Stonehouse, 1954). Conţinutul cel mai ridicat de Ni se găseşte în dunite, în care poate ajunge pînă la 3160 p.p.m. (V. M. Goldschmidt, 1937; M. I. Grudinin, A. I. Kuzneţova, 1961). Din acest punct de vedere, rocile de la Cuiaş se aseamănă foarte mult cu cele de la Skaergaard.

În rocile bazice Ni^{2+} (0,78 Å) intră mai ales în reţeaua silicaţilor feromagnezieni (J. H. L. Vogt, 1923), în care el înlocuieşte izomorf Mg^{2+} (0,78 Å). Cea mai mare cantitate se găseşte în olivine, iar în cantitate mai mică intră în piroxeni şi în magnetite. Diopsidul de la Cuiaş conţine 109 p.p.m. Ni, iar magnetitul 51 p.p.m. Ni (tabelul 6). În piroxenii din gabbrourile de la Duluth Ni se găseşte în cantităţi ceva mai mari decît în cei de la Cuiaş, el variind acolo între 116 şi 422 p. p. m. (J. L. Snyder 1959), H. R. Cornwall şi H. J. Rose Jr. (1957) au determinat în magnetitul din lavele din Michigan conţinuturi de la 20 pînă la 1000 p.p.m. Ni.

A. E. Ringwood (1955) luînd în consideraţie raza ionică şi electronegativitatea (1,7) nichelului, a sugerat că este probabil ca el să înlocuiască mai repede Fe^{2+} decît Mg^{2+}. J. L. Snyder (1959) combate această presupunere şi consideră că Ni^{2+} înlocuieşte de preferinţă Mg, aşa cum au găsit E. B. Sandell şi S. S. Goldich (1943) şi cum demonstrează determinările de Ni ale lui T. Storm şi H. Holland (1957) în sillul de la Lambertville.

Cercetările noastre arată că Ni s-a concentrat la Cuiaş, mai ales în rocile cu olivină şi este de două ori mai bogat în clinopiroxen decît în magnetitul în care fierul este principalul element. Aceasta se reflectă şi în ce priveşte conţinutul de Ni din toată seria de roci, deoarece curba lui arată o scădere bruscă tocmai în rocile de acumulare bogate în magnetit (fig. 4), în timp ce curba fierului prezintă un maxim puternic. Mai sigură apare deci părerea că Ni este legat geochimic de Mg, aceasta fiind susţinută şi de faptul că în seria de la Cuiaş (fig. 4) conţinutul de Ni scade odată cu scăderea conţinutului de magneziu.

Raportul Ni/Mg (tabelul 7) scade cu diferenţierea rocilor bazice de la 5,2 pînă la 0,5, scăderea fiind puţin mai accentuată în gabbrourile cu magnetit. Aceasta este, după cum arată diagramele stabilite de S. Nockolds şi R. Allen (1956), o caracteristică generală în toate seriile de roci eruptive tholeiitice.

Cobaltul, spre deosebire de Ni şi Cr, prezintă ca şi Li conţinuturi aproape constante, curba lui indicînd o slabă descreştere în sensul diferenţierii magmei bazice, cu o foarte slabă creştere în dreptul gabbrourilor cu magnetit (fig. 4); conţinutul de 18 p.p.m. Co din gabbroul alterat este mai scăzut decît cel din seria de roci proaspete. Curba Co din rocile de la Cuiaş se aseamănă cu curba Co din alte serii tholeiitice studiate de S. Nockolds şi R. Allen (1956), fiind mai apropiată de cea a rocilor terţiare din Anglia.

Scăderea slabă dar constantă a conţinutului de Co nu se observă numai la gabbrourile de la Cuiaş, ci este caracteristică atît în suita de lave din Hawai (L. Wager, R. Mitchell, 1953), cît şi în gabbrourile de la Skaergaard (L. Wager, R. Mitchell, 1951). În seria de gabbrouri stratificate de la Skaergaard, conţinutul de Co este destul de apropiat de cel de la Cuiaş, iar în gabbroul picritic el creşte pînă la 100 p.p.m.

Conţinutul de Co din scoarţa terestră este de 0,0023% (R. S. Young, 1957), iar în rocile eruptive de 0,001% (F. W. Clarke, H. S. Washington, 1924). În alte serii de roci bazice au fost determinate conţinuturi de 63 p.p.m. CoO în gabbrourile şi noritele din Anglia (S. Nockolds, R. Allen, 1948) şi de 44 p.p.m. CoO în gabbrourile din Ontario (G. M. Friedman, 1957).

Atît în cazul gabbrourilor de la Cuiaş, cît şi în al celor citate mai sus, se constată că conţinutul de Co este mai ridicat în rocile care se formează în primele stadii de cristalizare a magmei, decît în cele care cristalizează mai tîrziu (S. Nockolds, R. Mitchell 1948; L. Wager, R. Mitchell, 1951; R. Young, 1957). În primul caz, el este mai concentrat în rocile mai bogate în fier decît în cele cu conţinut mai mare de Mg (V. M. Goldschmidt, 1937).

În funcţie de mărimea razei ionice şi a electronegativităţii (1,7), Co (0,72 Å) din rocile magmatice intră în silicaţii feromagnezieni şi în oxizii feriferi, în care înlocuieşte de obicei Fe^{2+} (0,74 Å), eventual şi Fe^{3+} (0,64 Å) (V. M. Goldschmidt, 1954). După R. S. Young (1957), Co poate înlocui izomorf alte elemente numai dacă raza ionilor acestora nu se deosebeşte de a Co cu mai mult de 15%.

H. R. Cornwall şi H. J. Rose, Jr. (1957) au determinat 50—96 p.p.m. Co în augite şi 76—200 p.p.m. Co în magnetit. În mineralele din rocile de la Cuiaş, conţinutul acestui element este de 45 p.p.m. în piroxen şi de 69 p.p.m. în magnetit (tabelul 6). E. B. Sandell şi S. S. Goldich (1943) au stabilit o dependenţă lineară între conţinutul de Co şi cel de Mg. În rocile de la Cuiaş, raportul Co/Mg (fig. 6) creşte puţin la început şi apoi scade puternic cu diferenţierea. Raportul Co/Fe scade treptat în această serie de la 0,9 pînă la < 0,2 (tabelul 7).

Cromul este de asemenea prezent în rocile bazice de la Cuiaş, în care variază de la 160 p.p.m. pînă la <10 p.p.m. (tabelul 4); gabbroul alterat conţine 118 p.p.m. Cr. Curba lui ca şi a Ni, indică o scădere treptată de-a lungul seriei de roci şi prezintă un minim accentuat în dreptul gabbroului cu magnetit. Ea se aseamănă mai mult cu curba Cr din seria Hakone (S. Nockolds şi R. Allen, 1956).

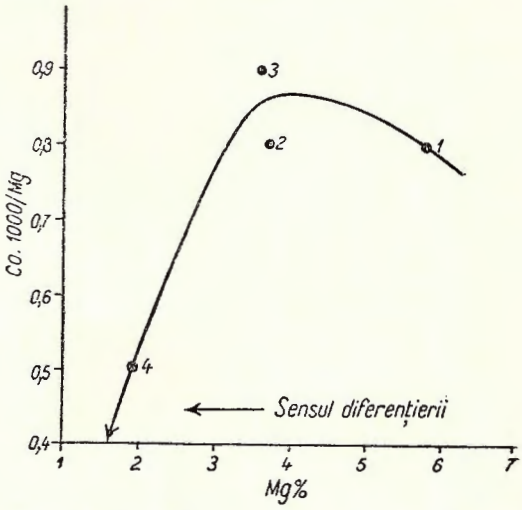


Fig. 6. — Variaţia raportului Co/Mg în funcţie de variaţia conţinutului de Mg din magmă.

Variation du rapport Co/Mg en fonction de la variation de la teneur en Mg du magma.

În rocile magmatice din scoarţă, Cr participă cu cca 200 p.p.m. (V. M. Goldschmidt, 1954). În gabbrourile de la Skaergaard s-a determinat un conţinut mediu de 121 p.p.m. (L. Wager, R. Mitchell, 1951), iar în noritele din Ontario unul de 350 p.p.m. (G. M. Friedman, 1957). După cum se vede, conţinutul de Cr din gabbrourile de la Cuiaş este apropiat de cel de la Skaergaard. Ca şi în celelalte serii de roci, el este mai concentrat în rocile cu olivină.

În funcţie de mărimea razei ionice Cr (0,64 Å) intră în reţeaua silicaţilor feromagnezieni (olivine şi piroxeni), în care înlocuieşte Fe^{3+} (0,67 Å), iar în unii silicaţi probabil şi Al^{3+} (0,57 Å). După observaţiile lui J. Snyder (1959), este posibilă şi diadochia Cr^{2+}—Mg^{2+}. Acest cercetător găseşte că în gabbrourile de la Duluth, Cr este mai bogat în piroxeni decît în oli-

vine. În diopsidul din gabbrourile cu olivină de la Cuiaş noi am determinat 258 p.p.m. Cr. H. Cornwall şi H. Rose (1957) au determinat conţinuturi de Cr de la 5 la 1200 p.p.m. în augitele din lavele din Keweenawan. Ei găsesc că conţinutul de Cr este mai scăzut în pegmatite, de altfel ca şi în rocile de la Cuiaş.

Variaţia conţinutului de Co, Ni şi Cr din rocile de la Cuiaş se poate urmări pe diagrama din fig. 7. Din această diagramă rezultă că rocile cu

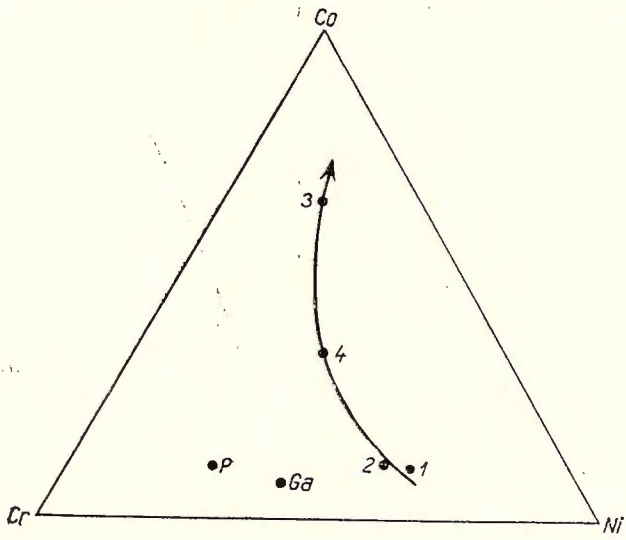


Fig. 7. — Diagrama de variaţie a conţinutului de Co, Ni şi Cr din rocile de la Cuiaş.
Diagramme de variation de la teneur en Co, Ni et Cr des roches de Cuiaş.

olivină şi gabbroul cu diopsid sînt mai bogate în Ni, iar rocile de acumulare — gabbrourile cu magnetit — sînt din contră, mai sărace în acest element şi mai bogate în Co. Micropegmatitele prezintă conţinuturi mici dar aproximativ egale de Co, Ni şi Cr, iar gabbroul alterat (G. a.) este roca cea mai bogată în Cr din toată seria. Cromul din aceste roci se găseşte mai ales în clinopiroxen (P), care este mai bogat în acest element decît în Co şi Ni.

Titanul a fost analizat pe cale chimică; conţinutul lui creşte continuu de la 0,18 % în gabbrourile cu olivină pînă la 2,19 % în gabbrourile cu magnetit, după care scade din nou.

Media Ti în rocile eruptive este de 0,44 % (K. Rankama, Th. Sahama, 1950). Sînt citate conţinuturi de 0,15 — 0,34 % TiO_2 în noritele de la Bushveld (R. Daly, 1928) şi de 0,88—3,60% TiO_2 în gabbrourile de la Duluth. Conţinutul de Ti din rocile de la Cuiaş se încadrează în limitele acestor valori (tabelul 2 şi 3).

Din datele de mai sus, rezultă că Ti se concentrează în gabbrouri, dar nu chiar în primul stadiu de cristalizare. El se acumulează în magmele reziduale împreună cu Fe şi V, intrînd în titanomagnetitul vanadifer. Acest mineral conţine în gabbrourile cu magnetit de la Cuiaş cca 30.000 p.p.m. Ti (tabelul 6). După cum arată J. Snyder (1959), în funcţie de raza ionică şi de electronegativitatea sa (1,6), Ti ar trebui să înlocuiască mai uşor Fe^{3+}. B. Mason (1952) este de părere că în piroxeni şi în hornblende, el ar înlocui izomorf Al^{3+} în coordinaţia 6.

Alt element care se concentrează în gabbrouri împreună cu Fe şi Ti este vanadiul. În rocile de la Cuiaş conţinutul lui creşte treptat de la 77 p.p.m. în gabbrourile cu olivină, pînă la 202 p.p.m. în gabbrourile cu magnetit, unde atinge un maxim corespunzător celui al fierului (fig. 4), după care el scade pînă la < 10 p.p.m. în micropegmatite. Curba lui se aseamănă astfel cu cea a V din sillul Dilsberg studiat de S. Nockolds şi R. Allen (1956). În rocile eruptive, media V este de 150 p.p.m. (V. M. Goldschmidt, 1937). Pentru alte roci sînt citate următoarele conţinuturi de V : 150—500 p.p.m. în gabbrourile de la Skaergaard (L. Wager, R. Mitchell, 1951) şi 100—280 p.p.m. în gabbrourile de la Duluth (H. W. Fairbairn et al, 1953). Rezultă din aceste date că, conţinutul de V din gabbrourile de la Cuiaş este apropiat de cel din gabbrourile de la Duluth.

În rocile bazice, vanadiul participă în piroxeni şi mai ales în titanomagnetite (L. Wager, R. Mitchell, 1951; G. Cioflica, H. Savu, 1960). În diopsidul de la Cuiaş conţinutul de V este de 315 p.p.m., iar în titanomagnetit creşte pînă la 4780 p.p.m. (tabelul 6). Aceste conţinuturi sînt mai mari decît cele din mineralele de la Skaergaard şi se apropie de media conţinutului de V din augitele şi magnetitele din diabazele din Keweenawan (H. Cornwall, H. Rose, 1957)

Raportul V/Mg (tabelul 7) creşte foarte mult pînă la gabbrourile cu magnetit, după care scade puternic (fig. 8), în timp ce raportul V/Fe scade treptat, avînd un maxim mai accentuat în gabbrourile cu diopsid. Deci, la Cuiaş, cum am văzut şi în cazul titanului, vanadiul nu se concentrează în diferenţiatele extreme ale magmei din adîncime — subcrustale —

ci în rocile formate din magma reziduală rezultată prin diferenţierea *in situ* — supracrustal — a magmei gabbroide (fig. 8).

În stadiul primar de cristalizare el apare ca V^{3+} (0,65 Å), intrînd astfel în reţeaua piroxenului şi foarte puţin în cea a olivinei, minerale în care înlocuieşte Fe^{3+}(0,64 Å). H. Cornwall şi H. Rose Jr. (1957) au sugerat că, deoarece $V^{3+}$are o rază ionică mai mare decît Fe^{3+}, substituirea este inhibată şi vanadiul se concentrează sub formă de V^{4+} (0,63 Å)

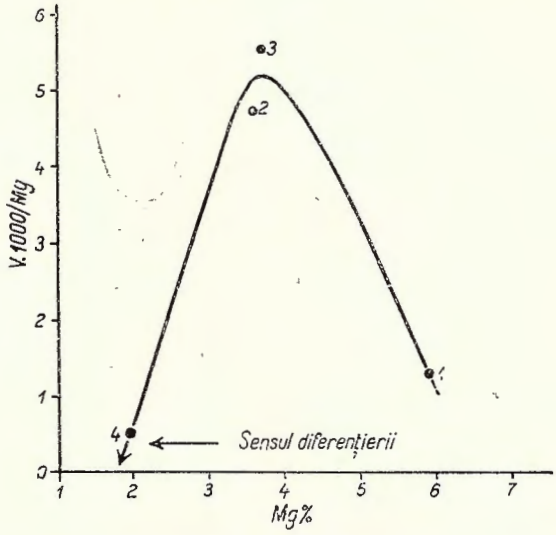


Fig. 8. — Variaţia raportului V/Mg în funcţie de variaţia conţinutului de Mg din magmă.
Variation du rapport V/Mg en fonction de la variation de la teneur en Mg du magma.

odată cu Ti^{4+}(0,68 Å), în titanomagnetitele din rocile în care s-a acumulat şi fierul (G. Cioflica, H. Savu, 1960), în stadiul tîrziu de cristalizare (cca 800°C la Cuiaş).

Rocile care se formează la temperaturi mai joase de 800°C, cum sînt micropegmatitele, conţin vanadiu în cantităţi din ce în ce mai reduse. Conţinutul scăzut de V din aceste roci ar putea să indice nu numai condiţiile termodinamice de formare şi diferenţierea magmatică, ci şi faptul că ele reprezintă produsele contaminate ale magmei tholeiitice (H. Savu, 1962 b).

M a n g a n u l prezintă în rocile de la Cuiaş conţinuturi neconcludente. El este mai bogat în gabbrourile cu magnetit, unde înlocuieşte ca şi în alte roci Fe^{2+}, Mg^{2+}, Ca^{2+}, eventual Na^{1+} (L. W a g e r, R. M i t c h e l l, 1951) din mineralele constituiente.

În diagrama din fig. 9 sînt proiectate elementele Ca, K şi Sr. Conţinutul de c a l c i u scade treptat în seria de la Cuiaş, această scădere

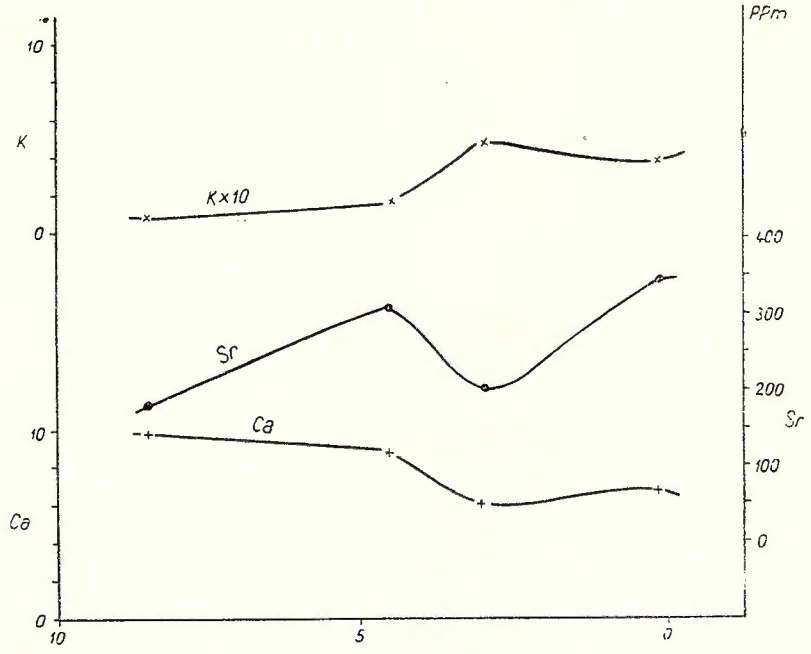


Fig. 9. — Diagrama de variaţie a conţinutului de Ca, K şi Sr.
Diagramme de variation de la teneur en Ca, K et Sr.

fiind mai accentuată în gabbrourile cu magnetit. Variaţia conţinutului său este aproximativ inversă în raport cu cea a s o d i u l u i (tabelul 3), cu care intră împreună în reţeaua plagioclazilor. Calciul intră de asemenea şi în reţeaua clinopiroxenilor. Din contră, conţinutul de p o t a s i u creşte slab dar constant în toată seria şi prezintă un maxim în gabbrourile cu magnetit. Rezultă că, concentrarea magnetitului în unele gabbrouri produce perturbaţii şi în comportarea elementelor care nu înlocuiesc izomorf Fe sau Ti din acest mineral (fig. 9). Variaţia conţinuturilor de Ca,

Na şi K din rocile de la Cuiaş se aseamănă cu cele din alte serii de roci tholeiitice.

Stronţiul creşte în serie cu diferenţierea de la 182 p.p.m. pînă la 344 p.p.m., curba lui avînd însă un minim în aceleaşi gabbrouri cu magnetit. Minimul corespunde cu cel al Ca (fig. 9) şi acest fapt se poate explica uşor prin aceea că Sr (1,27 Å) este legat geochimic de Ca (1,06 Å), pe care-l înlocuieşte izomorf în plagioclaz şi în piroxen (K. Turekian, J. Kulp, 1956). În decursul cristalizării, el se concentrează în magmă pe măsură ce scade conţinutul de Ca, astfel că raportul Sr/Ca (tabelul 7) creşte treptat în acest sens. Această variaţie este ilustrată de diagrama din fig. 10. Curba de variaţie se aseamănă cu cea stabilită de K. Turekian şi J. Kulp (1956) pentru acelaşi raport determinat în plagioclazii din complexul bazic precambrian de la Stillwater (Montana).

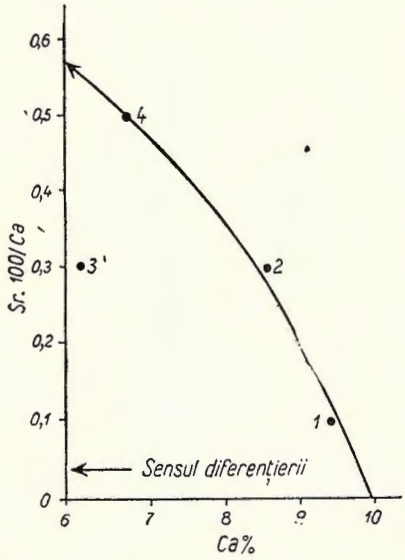


Fig. 10. — Variaţia raportului Sr/Ca în funcţie de variaţia conţinutului de Ca din magmă.

Variation du rapport Sr/Ca en fonction de la variation de la teneur en Ca du magma.

Zirconiul prezintă conţinuturi care cresc treptat de-a lungul seriei de la < 40 p.p.m. pînă la 146 p.p.m. Aceste valori se încadrează foarte bine în limitele conţinuturilor de Zr determinate de L. Wager şi R. Mitchell (1951) în gabbrourile de la Skaergaard.

După cum arată H. Degenhardt (1957), Zr^{4+} (0,87 Å) din rocile bazice se concentrează mai mult în piroxeni decît în olivine. În aceste minerale el înlocuieşte Fe^{2+} (0,83 Å) care se găseşte în octaedri, avînd coordinaţia 6. Acelaşi cercetător prezintă pentru piroxeni conţinuturi de 27—133 p.p.m. Zr, valori între care se situează şi conţinutul de < 40 p.p.m. Zr din diopsidul de la Cuiaş (tabelul 6).

Pentru beriliu s-au determinat conţinuturi de < 1 p.p.m. constante în toată seria de gabbrouri. H. Cornwall şi H. Rose

(1957) susţin că Be^{2+} formează tetraedri de tipul BeO_4^{-6}, care substituie structura silicaţilor.

B a r i u l prezintă de asemenea conţinuturi constante de < 200 p.p.m. (tabelul 4). Acest element intră ca Ba^{2+} (1,43 Å) în feldspaţi, în care înlocuieşte Ca^{2+} şi K^{1+} (H. C o r n w a l l, H. R o s e, 1957). Clinopiroxenul de la Cuiaş conţine < 200 p.p.m. Ba (tabelul 6).

Un alt element dozat în gabbrouri este f o s f o r u l, ale cărui valori oscilează în lungul seriei între 0,24 şi 0,07%.

Concluzii

Corpul de gabbrouri de la Cuiaş a rezultat din veniri succesive de magme diferenţiate în adîncime, în bazinul magmatic subcrustal.

Prima venire de magmă tholeiitică, cea mai importantă, s-a diferenţiat apoi *in situ* — supracrustal — din ea rezultînd gabbrouri cu diopsid, gabbrouri cu magnetit şi gabbrouri pegmatoide. Celelalte veniri de magmă au produs gabbrourile cu olivină şi micropegmatitele care străbat masa de gabbrouri cu diopsid. Acestea din urmă ar putea să reprezinte produsele contaminate cu material din sial ale magmei tholeiitice.

Gabbrourile cu magnetit s-au acumulat către baza intruziunii, sub formă de benzi cu grosimi reduse. Aceste roci au început să cristalizeze la o temperatură mai ridicată, consolidarea lor încheindu-se la temperatura de cca 800°C, cînd a cristalizat magnetitul xenomorf.

În variaţia conţinutului elementelor majore şi minore din rocile acestui corp bazic şi-au pus amprenta cele două procese de diferenţiere. Astfel, se constată o variaţie continuă în ce priveşte creşterea sau descreşterea conţinutului acestor elemente în lungul seriei de diferenţiere subcrustală — gabbrou cu olivină — gabbrou cu diopsid — (gabbrou cu titanomagnetit) — micropegmatit, curbele lor asemănîndu-se cu curbele elementelor din alte serii tholeiitice.

Efectul geochimic al diferenţierii *in situ* — supracrustale — apare în dreptul gabbrourilor cu titanomagnetit din seria de mai sus, roci în care s-a acumulat o mare cantitate de Fe şi Ti în dauna Si şi Ca. Ca urmare, elementele minore legate geochimic de elementele majore de mai sus, urmăresc şi ele comportarea acestora din urmă; curbele lor de variaţie prezintă maxime sau minime în dreptul gabbrourilor cu titanomagnetit.

În legătură cu acest fenomen, trebuie să subliniem faptul că acumularea fierului în magma reziduală de temperatură ridicată (800°C) a fost determinată în primul stadiu de cristalizare a magmei „neoxidate" de caracteristicile geochimice ale ionului Fe^{2+} cu raza ceva mai mare decît a Mg^{2+}, ceea ce a făcut ca el să fie menţinut mai multă vreme în faza lichidă, în timp ce Mg^{2+} era admis în reţeaua silicaţilor feromagnezieni (diopsid) şi mai tîrziu, de instalarea în magmă a condiţiilor de PT care au favorizat oxidarea şi menţinerea în continuare a fierului în faza lichidă reziduală, conform variaţiei parametrilor sistemului $FeO-Fe_2O_3-O_2$. Pe baza diadochiei ce există între fier şi elemente ca Ti, V, Mn, etc., acestea au fost concentrate de asemenea în gabbrourile cu titanomagnetit.

Din contră, elementele minore Sr, Ba, etc. legate geochimic de elementele majore Si, Ca, Na şi K care prezintă minime în dreptul gabbrourilor cu titanomagnetit — deoarece au fost dezavantajate în timpul cristalizării prin scăderea cantităţii de plagioclaz şi piroxen în a căror reţea intră, în favoarea magnetitului — sînt şi ele deficitare în aceste roci.

Sînt indiferente la această perturbaţie elementele majore Al, Mg şi elementele minore Li, Co, Be, în parte şi Ba, ale căror curbe cresc sau descresc constant, fără a prezenta maxime sau minime în dreptul gabbrourilor cu magnetit.

În general, elementele minore au urmărit în decursul diferenţierii comportarea elementelor majore de care sînt legate geochimic, curbele lor asemănîndu-se cu cele ale elementelor din alte serii tholeiitice şi dintre acestea, mai ales cu curbele elementelor din corpurile bazice de la Skaergaard şi de la Duluth.

BIBLIOGRAFIE

Buddington A. F., Fahey J., Vlisidis Angelina (1955) Thermodinamic and petrogenetic significance of titaniferous magnetite *Amer. Jour. Sci.* vol. 253, nr. 9.

Cioflică G., Savu H. (1960) Noi contribuţii la cunoaşterea posibilităţilor de formare ale titanomagnetitelor din munţii Drocea. *Stud. Cercet. Geol. Acad. R.P.R.*, V/1, Bucureşti.

Cioflica G., Savu H. (1962) Stratificaţia ritmică din dyke-ul de gabbrou de la Almaş-Selişte (Munţii Drocea). *Stud. Cercet. Geol. Acad. R. P. R.*, nr. 1, Bucureşti.

Clarke F. W., Washington H. S. (1924) The composition of the Earth's crust. *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper.* nr. 127.

Cornwall H. R., Rose H. J., Jr. (1957) Minor elements in Keweenawan lavas, Michigan. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 12, nr. 3.

Daly R. A. (1928) The Bushveld igneous complex of the Transvaal. *Bull. Geol. Soc. Amer*, vol. 39, pag. 703—768.

Degenhardt H. (1957) Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Lithosphäre. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 11, nr. 4.

Fairbairn H. W., Ahrens L. H., Gornfinkle L. G. (1953) Minor element content of Ontario diabase. *Geochim, et Cosmochim. Acta* vol. 3, pag. 34 — 46.

Friedman G. M. (1957) Structure and petrology of the Caribou Lake intrusive body, Ontario, Canada. *Bull. Geol. Soc. Amer*, vol. 68, pag. 1531 — 1564.

Giuşcă D., Cioflica G., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din Masivul Drocea (Munţii Apuseni) *Congr. V. Asoc. Carpato-balcanică*, Vol. II, Bucureşti.

Giuşcă D., Ionescu Jana, Udrescu Constanţa (1964) Contributions to the geochemical study of the Highiş Mountains. In „Recueil en l'honneur de l'académicien Iovtcho Smilov Iovtchev", Sofia.

Goldschmidt V. M., Berman H., Hauptmann H., Peters Cl (1933) Zur Geochemie der Alkalimetale I. *Nach. Ges. Wiss. Göttingen, math. — physik Klasse* IV, N. F. 1.

Goldschmidt V. M. (1937) The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. *J. Chem. Soc.*, pag. 655—693.

Goldschmidt V. M. (1954) Geochemistry. Clarendon Press, Oxford.

Grudinin M. I., Kuzneţova A. I. (1961) O rasprostanenii nichelea, hroma i cobalta v gabro-peridotitovîh porodah baseina r. Tii. *Gheohimia*, nr. 2. A. N. SSSR Moskva.

Horstman E. L. (1957) The distribution of lithium, rubidium and caesium in igneous and sedimentary rocks. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 12, Nr. 1/2.

Kennedy G. C. (1948) Equilibrium between volatiles and iron ores in igneous rocks. *Amer. Journ. Sci.*, Vol. 246, Nr. 9.

Kuzneţov Iu. A. (1960) Osnovnîe zaconomernosti tectonicescogo razmeşcenia i clasificaţia magmaticeskih formaţii. In „*Magmatism i sviazi s nim poleznîh iscopaemîh*" Moskva.

Lundegårdh P. H. (1946) Rock composition and development in Central Roslagen, Sweden. *Ark. Kemi. Min. Geol. A* 23, nr. 9.

Mason B. (1952) Principles of Geochemistry. John Wiley, New York.

Mathias Morna (1957) The geochemistry of the Messum Igneous Complex, South-West Africa. *Geochim. et Cosmochim.* Acta, Vol. 12, nr. 1/2.

Nockolds S. P., Mitchell R. L. (1948) The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks; a study in relationship between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals. *Trans. Roy. Soc.*, Edimburg, Vol. 61, pag. 535—575.

Nockolds S. R., Allen R. (1956) The geochemistry of some igneous rock series, Part 3. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 9, nr. 1/2.

Papiu V. C. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munţii Apuseni). *Bul. Acd. R. P. R.* V/1, Bucureşti.

Papiu V. C., Savu H., Romanescu D., Pîrvu Olivia (1959) Corelaţia dintre alcătuirea geologică şi anomaliile magnetice din zona axială a Masivului Drocea (Munţii Apuseni). *D. S. Com. Geol.* vol. XLII (1954—1955).

Peive A. V. (1962) Tectonics and magmatic phenomena *Izv. Ac. Sci. U.S.S.R., Geol. Serv,* Nr. 3, 1961. Publ. Amer. Geol. Institute, pag. 28.

Rankama K., Sahama Th. G. (1950) Geochemistry. University of Chicago Press.

Read H. H., Haq B. T. (1965) Notes, mainly geochemical, on the granite diorite complex of the Insch igneous mass, with an addendum on the Aberdeenschire quartz — dolerites. *Proc. Geol. Assoc.*, Vol. 76, part. 1.

Read H. H., Sadashivaiah M. S., Haq B. T. (1965) The hypersthene-gabbrou of the Insch Complex, Aberdenshire. *Proc. Geol. Assoc.* Vol. 76, part 1.

Ringwood A. E. (1955) The principles governing trace elements distribution during magmatic crystallization. *Geochim. et Cosmochim. Acta,* vol. 7, Nr. 3/4.

Sandell E. B., Goldich S. S. (1943) The rare metallic constituents of some American igneous rocks. *J. Geol.* Vol. 51.

Savu H. (1962 a) Asupra unor iviri de roci ultrabazice din partea centrală a geosinclinalului Mureşului. *D. S. Com. Geol.* XLV, Bucureşti.

Savu H. (1962 b) Corpul gabbroic de la Almăşel şi contribuţiuni la cunoaşterea chimismului şi petrogenezei ofiolitelor din masivul Drocea, *An. Com. Geol.*, XXXII, Bucureşti,

Savu H. (1962 c) Chimismul vulcanitelor jurasic-superioare — cretacic-inferioare din munţii Drocea. *D. S. Com. Geol.*, XLVII, Bucureşti.

Savu H. (1966) Metamorfismul calcarelor la contact cu ofiolitele de la Căpîlnaş (valea Mureşului). *D. S. Com. Geol.*, LII/I Bucureşti

Snyder J. L. (1959) Distribution of certain elements in the Duluth complex. *Geochim. et Cosmochim. Acta,* Vol. 16, Nr. 4.

Stille H. (1940) Zur Frage der Herkunft der Magmen, Berlin.

Stonehouse H. B. (1954) An association of trace elements and mineralization Sudbury. *Amer. Min.* Vol. 39, pag. 452—474.

Storm T. W., Holland H. D. (1957) The distribution of nickel in the Lambertville diabase. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, Vol. 11, Nr. 4.

Strock L. W. (1936) Geochemie des Lithiums. *Nach. Ges. Wiss. Göttingen, math-physik Klasse,* vol. IV, N. F. 1, Nr. 15.

Szentpétery S. (1928) Petrogeologie des südlichen Teiles des Drocsa-Gebirges. *A. m. kir. Foldt. Int. Evk.* XXVII. Budapest.

Vogt J. H. L. (1923) Nickel in igneous rocks. *Econ. Geol.* Vol. 18, pag. 307—353.

Turekian K. K., Kulp J. (1956) The geochemistry of strontium,. *Geochim. et Cosmochim. Acta,* Vol. 10, Nr. 5/6.

Wager L. R., Mitchell R. L. (1951) The distribution of trace — elements during strong fractionation of basic magma — a further study of Skaergaard intrusion, East Greenland. *Geochim. et Closmochim.* Acta, Vol. 1, Nr. 3.

Wager L. R., Mitchell R. L. (1953) Trace elements in a suite of Hawaiian lavas. *Geochim. et Cosmochim. Acta,* Vol. 3, Nr. 5.

Young R. S. (1957) The geochemistry of cobalt. *Geochim. et Cosmochim. Acta,* Vol. 13. Nr. 1.

PALÉOTEMPÉRATURE ET GÉOCHIMIE DES GABBROS DE CUIAŞ

PAR

H. SAVU, CONSTANŢA UDRESCU

(Résumé)

Le corps de gabbros de Cuiaş est situé dans le complexe de roches basaltiques au S des Monts de Drocea. Tout comme les basaltes, il est le produit du magmatisme initial — ophiolitique — du géosynclinal du Mureş, qui paraît s'être manifesté depuis la fin du Trias jusqu'au Crétacé inférieur y compris. C'est pendant le Jurassique, époque à laquelle les gabbros de Cuiaş sont mis en place, que le magmatisme atteint son développement maximum. Après la phase de mouvements cimmériens récents, lorsque le géosynclinal passe à la phase de géosynclinal secondaire, les magmas changent de chimisme, découvrant une grande variété (basaltes, oligophyres, dacites, rhyolites etc) et l'activité volcanique revêt un caractère nettement extrusif pour s'éteindre doucement avant l'orogenèse autrichienne.

L'intrusion de Cuiaş est le résultat d'une succession de coulées de magma tholéiitique différencié sous la croûte. La plus importante intrusion a été celle d'un magma gabbroïde qui s'est différencié *in situ* — à la partie supérieure de la croûte — dont il est résulté des gabbros à diopside et des gabbros pegmatoïdes ; à la base du corps se sont formées quelques séparations lenticulaires de gabbros à titanomagnétite (fig. 1) provenues du magma résiduel enrichi en fer. L'accumulation de ce magma a été contrôlée par le phénomène d'oxyréduction selon G. C. Kennedy (1948) ; elle s'est effectuée en conditions favorables de P.T. Les gabbros à diopside ont été traversés ensuite par des gabbros à olivine et par des micropegmatites.

Le magma résiduel avait une température assez élevée vu que la teneur en TiO_2 du magnétite indique environ 800° quant à la cristallisation de ce minéral (tableau 1, fig. 2).

Notre ouvrage présente les analyses chimiques (tableau 2) et spectrales (tableau 4) des principales roches de Cuiaş. On y trouve également l'analyse spectrale d'un gabbros altéré (tableau 5) et les analyses spectrales pour le diopside et pour le titanomagnétite (tableau 6).

Les diagrammes de variation de la teneur des éléments ont été dressés selon la méthode de S. Nockolds et R. Allen (1956); sur l'abscisse a été située la fonction $\left(\frac{1}{3}\,\mathrm{Si} + \mathrm{K}\right) - (\mathrm{Ca} + \mathrm{Mg})$, et sur l'ordonnée, les éléments majeurs (%) et mineurs (p.p.m.).

La silice augmente graduellement des gabbros à olivine vers les micropegmatites dans le sens de la différenciation du magma tholéiitique subcrustal (fig. 3). Il présente une perturbation à l'endroit des gabbros à magnétite résultés de la différenciation *in situ* — à la partie supérieure de la croûte. Par contre, Al diminue graduellement dans la série de roches ; sa courbe ne change pas dans la portion des gabbros à magnétite.

La teneur en fer est à peu près constante (fig. 4) mais dans les gabbros à magnétite elle présente un maximum accusé. La concentration dans ces gabbros a été fonction des caractéristiques de l'ion Fe^{2+} et des conditions d'oxyréduction du magma. A la différence du fer, la courbe Mg indique une baisse constante dans la série des gabbros. Le rapport Fe/Mg augmente avec la différenciation de la série et présente un maximum dans les gabbros à magnétite.

Le lithium maintient dans toute la série des teneurs réduites, qui cependant augmentent très faiblement vers le terme final (fig. 4). Le rapport Li/Mg (tableau 7) augmente le long de la série de 0,05 à 0,1. En rapport avec la variation de la teneur en Mg, la variation de ce rapport est presque linéaire (fig. 5).

La teneur en Ni diminue continuellement des gabbros à olivine vers les gabbros à diopside, étant suivi par un fort minimum dans les gabbros à magnétite (fig. 4). Dans le diopside on a déterminé 109 p.p.m. Ni et dans le magnétite 51 p.p.m. Ni (tableau 6). Nos recherches viennent confirmer la thèse selon laquelle Ni se concentre dans les silicates ferromagnésiens et surtout dans les olivines où il remplace par isomorphisme Mg^{2+}, alors que dans les roches riches en fer sa teneur baisse brusquement. Le rapport Ni/Mg (tableau 7) baisse par la différenciation ; surtout dans les gabbros à magnétite.

Le cobalt présente de petites teneurs qui baissent légèrement dans le sens de la différenciation ; il est moins riche dans les gabbros à magnétite (fig. 4), fait qui s'explique par cela qu'il remplace par isomorphisme Fe^{2+}, éventuellement aussi Fe^{3+}. Le rapport Co/Mg augmente un peu au début pour, ensuite, baisser rapidement avec la différenciation du magma

(fig. 6). Le rapport Co/Fe qui ne cesse de diminuer dans la série de gabbros occupe une situation à part.

Le chrome apparaît dans la série de Cuiaş avec des teneurs qui diminuent graduellement, néanmoins il présente un minimum prononcé dans le gabbros à magnétite. Cet élément est surtout concentré dans les pyroxènes; le diopside des gabbros à olivine contient 258 p.p.m. Cr (tableau 6).

Le diagramme de la figure 7 fait ressortir nettement la teneur en Co, Ni et Cr des roches de Cuiaş. Les gabbros à olivine et ceux à diopside sont plus riches en Ni et les gabbros à magnétite sont plus concentrés en Co. Le gabbros altéré (G.a.) et le diopside (P) du tableau 6 sont plus riches en Cr.

La teneur en Ti augmente continuellement (tableau 3) depuis les gabbros à olivine jusqu'aux gabbros à titanomagnétite, après quoi elle baisse encore dans les micropegmatites. Il en résulte que le Ti se concentre dans les gabbros, mais pas exactement pendant le premier stade de cristallisation; il s'accumule dans les magmas résiduels de température élevée, magmas enrichis en fer et vanadium. Le titanomagnétite de Cuiaş, par exemple, contient 30.000 p.p.m. Ti (tableau 6) qui remplace ici le fer.

Un autre élément qui se concentre souvent dans les gabbros à magnétite avec le Fe et le Ti est le vanadium. Sa teneur augmente graduellement depuis les gabbros à olivine jusqu'aux gabbros à magnétite dans lesquels elle atteint un maximum correspondant à celui du fer (fig. 4) après quoi il baisse jusqu'à <10 p.p.m. dans les micropegmatites. Le diopside contient 315 p.p.m. V, et le titanomagnétite 4780 p.p.m (tableau 6). Le rapport V/Mg augmente jusqu'aux gabbros à magnétite pour baisser ensuite fortement (fig. 8); le rapport V/Fe diminue graduellement atteignant un maximum dans les gabbros à magnétite.

Il s'ensuit que le V, tout comme le Ti ne se concentrent pas dans les différenciés extrêmes du magma tholéiitique subcrustal, mais bien dans les roches formées à 800°C environ du magma résiduel enrichi en fer par la différenciation *in situ* — à la partie supérieure de la croûte — du magma gabbroïde (fig. 8). Les roches de Cuiaş, formées à des températures inférieures à 800°C, telles les micropegmatites, ont des teneurs en V de plus en plus réduites. Cela pourrait signifier également qu'elles représentent les produits de contamination du magma tholéiitique à matériel du sial (H. Savu, 1962 b).

Le manganèse est plus riche dans les gabbros à magnétite; dans les autres roches il présente des teneurs insignifiantes.

La teneur en Ca baisse continuellement dans la série de Cuiaş (fig. 9). La variation de cette teneur est à peu près le contraire de celle du sodium. La teneur en K augmente faiblement et présente un maximum dans les gabbros à magnétite. Il ressort que la concentration du magnétite dans certains gabbros produit des perturbations même dans le comportement des éléments qui ne remplacent pas — par isomorphisme — le fer ou le titanium de ce minéral.

Le strontium augmente dans la série avec la différenciation, présentant néanmoins un minimum prononcé dans les gabbros à magnétite. Ce minimum correspond à celui du Ca (fig. 9), ce qui s'explique par la géochimie du Sr liée à cet élément majeur. La teneur en Sr augmente à mesure que la différenciation s'accuse et que la teneur en Ca du magma diminue (fig. 10).

Le zirconium présente des teneurs qui augmentent graduellement le long de la série. Il entre davantage dans le réseau des pyroxènes, en y remplaçant le Fe^{2+}. Le diopside de Cuiaş contient <40 p.p.m. Zr.

Pour le Be on a déterminé des teneurs constantes de < 1 p.p.m., et pour le Ba — des teneurs également constantes de < 200 p.p.m. La teneur en P oscille irrégulièrement le long de la série.

Ce que nous venons d'exposer montre que la variation de la teneur en éléments majeurs et mineurs des roches de l'intrusion de Cuiaş port la marque des deux processus de différenciation mentionnés. On constate, par exemple, une variation continue pour ce qui est de l'augmentation ou de la réduction de la teneur de ces éléments, le long de la série de différenciation subcrustale — gabbros à olivine — gabbros à diopside (gabbros à titanomagnétite) — micropegmatite, leurs courbes étant semblables à celles des éléments d'autres séries tholéiitiques.

L'effet géochimique de la différenciation *in situ* — supracrustale — apparaît à l'endroit des gabbros à titanomagnétite de la série citée, roches dans lesquelles s'est accumulée une grande quantité de Fe et Ti au détriment du Si et du Ca. Le résultat est que les éléments mineurs liés du point de vue géochimique aux éléments majeurs ci-dessus, obéissent eux-aussi au comportement de ces derniers ; leurs courbes de variation présentent des maxima ou des minima à l'endroit des gabbros à titanomagnétite.

A l'égard de ce phénomène, soulignons que l'accumulation du fer dans le magma résiduel à température élevée (800°C) a été déterminée dans un premier stade de cristallisation du magma „nonoxydé" par les caractéristiques géochimiques de l'ion Fe^{2+}, au rayon un peu plus grand

que celui du Mg^{2+}, ce qui l'a maintenu plus longtemps dans la phase liquide, alors que Mg^{2+} était admis dans le réseau des silicates ferromagnésiens (diopside) et, plus tard, par l'installation dans le magma des conditions de P.T. qui ont favorisé l'oxydation et ont maintenu le fer dans la phase liquide résiduelle, conformément à la variation des paramètres du système $FeO - Fe_2O_3 - O_2$. Par la „diadochy" existant entre le fer et les éléments tels Ti, V, Mn, etc ceux-ci ont été également concentrés dans les gabbros à titanomagnétite.

Par contre, les éléments mineurs Sr, Ba, etc liés au point de vue géochimique aux éléments majeurs Si, Ca, Na et K qui présentent des minimas à l'endroit des gabbros à titanomagnétite — puisqu'ils ont été désavantagés pendant la cristallisation par la réduction de la quantité de plagioclase et pyroxène dans le réseau desquels ils entrent, en faveur du magnétite-sont eux-aussi déficitaires dans ces roches.

Cette perturbation n'atteint pas les éléments majeurs Al, Mg et les éléments mineurs Li, Co, Be, Ba aussi en partie, dont les courbes augmentent et baissent constamment, sans présenter des maxima ou des minima à l'endroit des gabbros à magnétite.

En général, au cours de la différenciation, les éléments mineurs ont réglé leur comportement sur celui des éléments majeurs auxquels ils sont liés du point de vue géochimique, leurs courbes ressemblant à celles des éléments d'autres séries tholéiitiques, surtout à celles des éléments des corps basiques de Skaergaard et Duluth.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
(Vol. LIII/2 (1965—1966)

ZĂCĂMINTE

STUDIUL GEOTERMOMETRIC AL MINERALIZAŢIEI DIN MASIVUL SUBVULCANIC NEOGEN TOROIAGA-ŢIGANUL (MARAMUREŞ) [1])

DE

M. BORCOŞ [2])

Abstract

Geothermometric Study of the Mineralization in the Neogene Subvolcanic Toroiaga-Ţiganul Massif. The postmagmatic manifestations of hydrothermal origin exerted along some fractures associated probably genetically with the last arrivals of more acid magma consolidated in the subvolcanic mass (fig. 1, 2), have determined the accumulation of some considerable ore bodies, showing a vein-system. The mineralization of polymetallic nature, especially cupriferous, with a very low Au and Ag contents, was formed on account of a monoascendent hydrothermal activity. Based on former studies it is admitted that the forming temperature of the ore bodies corresponds to an epithermal or mesothermal stage up to 300° C (tab. 1). The results acquired from the investigations carried out during the study of the primary liquid inclusions (tab. 2, 3) show that the mineralization of the Toroiaga and Ţiganul district was formed in conditions of a hypo-mesothermal stage with a slow and gradually decrease of the forming temperatures of the mineral generations deposited during the hydrothermal activity (tab. 4). In the main veins of the Toroiaga deposits a variation of the forming temperature both in vertical (tab. 2) and horizontal (tab. 5) direction, at the level of the chalcopyrite generation, is observed.

Mineralizaţia de sulfuri complexe, predominant cupriferă, cu un conţinut relativ mic de aur şi argint din sectorul Baia Borşa, reprezintă ultimele produse ale activităţii magmatismului neogen din regiune. Corpul eruptiv „masivul Toroiaga-Ţiganul" (pl. XI), în care este cantonată mineralizaţia, format din diorite cuarţifere în zonele profunde, dominant cu

[1]) Comunicare în şedinţa din 15 martie 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr. 55. Bucureşti.

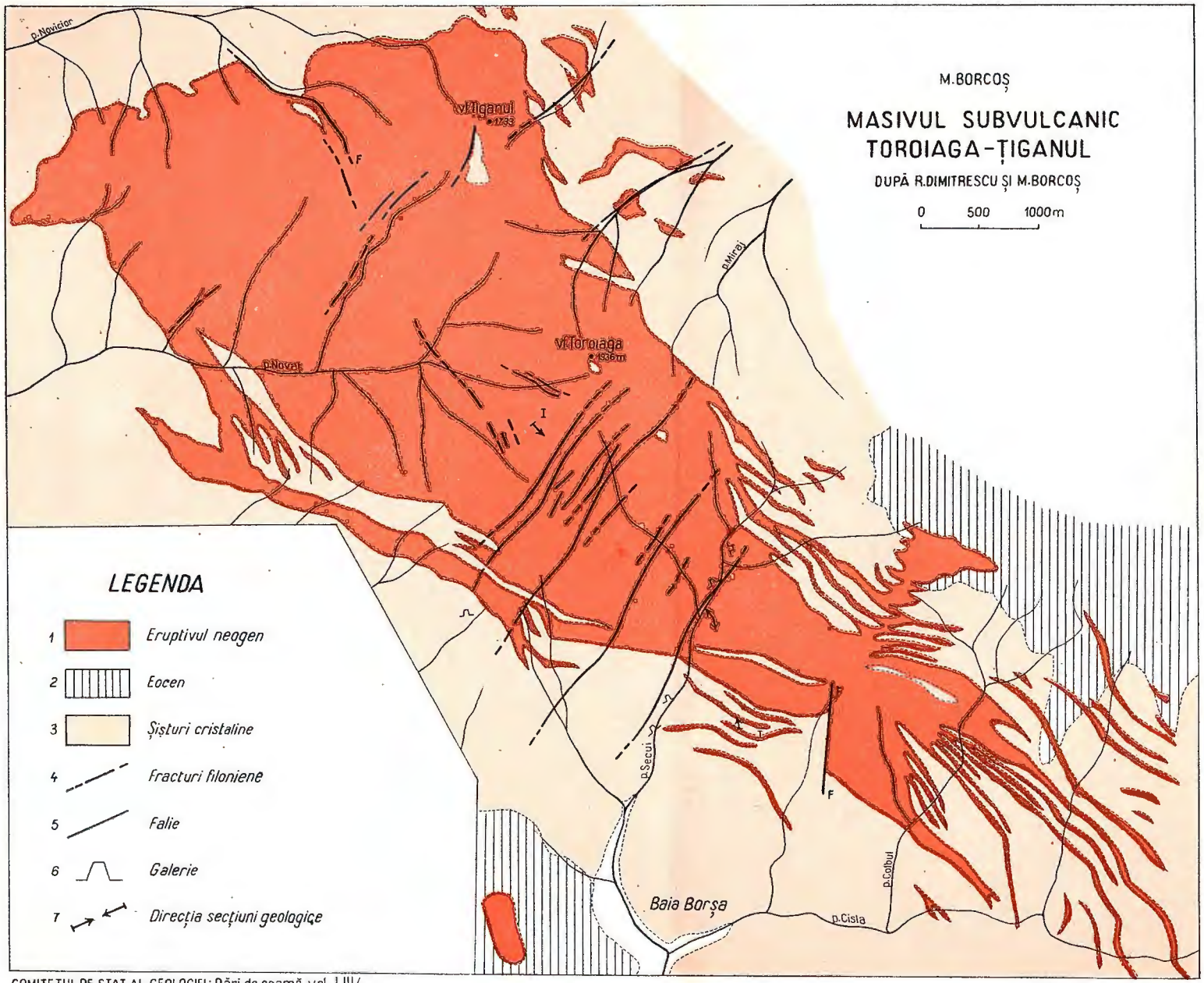
aspecte porfirice, şi din andezite şi dacite spre părţile superioare constituie prin caracterele sale structurogenetice şi petrogenetice un subvulcan tipic (R. Dimitrescu, 1952, 1955; M. Socolescu, 1952; Amalia Szöke, 1962). Acesta este puternic încastrat marginal prin numeroase apofize în rocile fundamentului (şisturi cristaline; fig. 1), în special jumătatea de SE a masivului, care ca o mărturie pentru natura sa subvulcanică se mai păstrează sub forma unor mici petece pe cupola corpului. Spre SE, în zona izvoarelor pîrîului Colbului şi pîrîului Secului, andezitele străbat şi depozitele predominant grezoase de vîrstă eocenă [3]). Cu unele deosebiri, în ceea ce priveşte interpretarea datelor de cartare, conturul corpului subvulcanic, în linii generale este asemănător cu cel reprezentat de Amalia Szöke în 1962. Manifestaţiunile postmagmatice au evoluat în lungul principalelor fracturi, determinînd în faza pneumatolitică şi hidrotermală transformarea rocilor eruptive (transformări caracteristice stadiului de propilitizare şi sericitizare) evidente mai ales în apropierea căilor de acces a soluţiilor şi a acumulărilor corpurilor de minereu cu aspect filonian. Fracturile mineralizate alcătuiesc în jumătatea de SE a masivului subvulcanic un sistem paralel, orientat NE-SW cu căderi spre NW. În jumătatea de NW, orientarea zonelor mineralizate nu respectă aceeaşi preferinţă. Aceste observaţii se bazează în cea mai mare parte pe rezultatele lucrărilor de prospectare efectuate în 1954 [4]). Dimensiunile principalelor filoane depăşesc uneori marginile corpului eruptiv, în special în partea sa de SE. Extinderea mare a filoanelor în sens orizontal, afectînd în bună parte formaţiunile cristalofiliene din fundament, cît şi alte observaţii, printre care: prezenţa unor brecii andezitice, cît şi a elementelor de roci eruptive cimentate în umplutura fracturilor de depunerile de minereu, dovedesc că acestea reprezintă efectele relaţiilor cauzale tectono-magmatice dezvoltate într-o fază subsecventă consolidării subvulcanului Toroiaga-Ţiganul, care s-au manifestat în general pe aliniamente orientate perpendicular pe direcţia intruziunii.

Această dispoziţie deosebită a fascicolului filonian din sectorul Toroiaga poate fi pusă în legătură şi cu venirile de dacite şi de diorite cuarţifere într-o fază ulterioară consolidării corpului subvulcanic. Într-o asemenea ipoteză, care pare plauzibilă, forţele de expansiune

---

[3]) R. Dimitrescu. Raport geologic asupra Reg. Baia Borşa, 1955.

[4]) M. Borcoş. Raport geologic asupra regiunii Toroioaga şi vîrful Ţiganul 1955. Arh. Com. Stat Geol.



Imprim. Atel. Instit. Geologic.

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

premergătoare ultimei activităţi magmatice, au spart mai intens subvulcanul în zona centrală. Aceste forţe s-au manifestat pe direcţiile de minimă rezistenţă ale corpului paralel cu diametrul mic, perpendicular pe lungimea lui, avînd în general direcţii NE—SW. Rezultatul lor, fracturile filoniene, explică parţial neconcordanţa dintre orientarea generală a corpului şi zonelor mineralizate, cît şi asociaţia dintre acestea şi produsul ultimei activităţi magmatice.

Filoanele din sectorul Toroiaga, în comparaţie cu alte zăcăminte din aceeaşi categorie, au un caracter mai puţin arborescent; sînt bine individualizate, uşor de corelat la nivelele celor şapte orizonturi care au deschis zăcămîntul, majoritatea lor fiind identificate şi la suprafaţă. În sectorul Ţiganul, filoanele nu prezintă continuitate, au dimensiuni pînă la 100—150 m, cu un conţinut relativ sărac, ceea ce denotă un flux hidrotermal mai puţin substanţial.

Pe baza lucrărilor de cercetare geologică şi exploatare efectuate pînă în prezent, se constată că filoanele: Domnişoara, Sofia, Orania, Ecaterina cu ramura Johann reprezintă principalele fracturi mineralizate dintre care doar filonul Ecaterina şi ramura Johann au un grad mai avansat de cunoaştere pe verticală şi în parte filonul Domnişoara şi Emeric. Filoanele Vîrfuri şi Octavian, dezvoltate în extremitatea de NW a zăcămîntului, au dimensiuni mici; au fost explorate de la nivelul galeriei 7 Noiembrie spre suprafaţă (astăzi inaccesibilă) cu date neconcludente.

Date mineralogice

Din cercetările întreprinse cu privire la studiul mineralogic al zăcămîntului Toroiaga, ne referim în special la cel mai complet, întocmit de Livia Steclaci (1962), se admite că procesul de mineralizare a avut loc în două faze distincte, una de temperatură mai ridicată (cca 300°C) şi alta de temperatură mai scăzută. Cea de a doua fază, conform acestei accepţiuni, a favorizat formarea celor mai multe sulfosăruri, care domină cantitativ în comparaţie cu cele recunoscute în prima secvenţă. În general, suita celorlalte sulfuri, în ambele faze, pînă în momentul formării sulfosărurilor, este asemănătoare. Primul moment al procesului de mineralizare este marcat de cristalizarea cuarţului, după care se succed în ordine: pirita, pirotina, marcasita, mispichelul, blenda, calcopirita şi galena. Succesiunea de cristalizare, îndeosebi în faza a doua, după formarea sulfosărurilor, continuă cu o nouă generaţie de blendă şi galenă şi se

încheie în ambele cazuri cu depuneri masive de carbonaţi. În vederea susţinerii acestui punct de vedere, după care mineralizarea s-ar fi desfăşurat în timpul a două faze net deosebite, se aduc unele argumente deduse şi din particularităţile mineralogice caracteristice celor două faze, corelate cu sensul deosebit al înclinării filoanelor cercetate (fig. 1). În acest fel se afirmă că fracturile Emeric, Domnişoara şi Ecaterina cu căderi spre NW

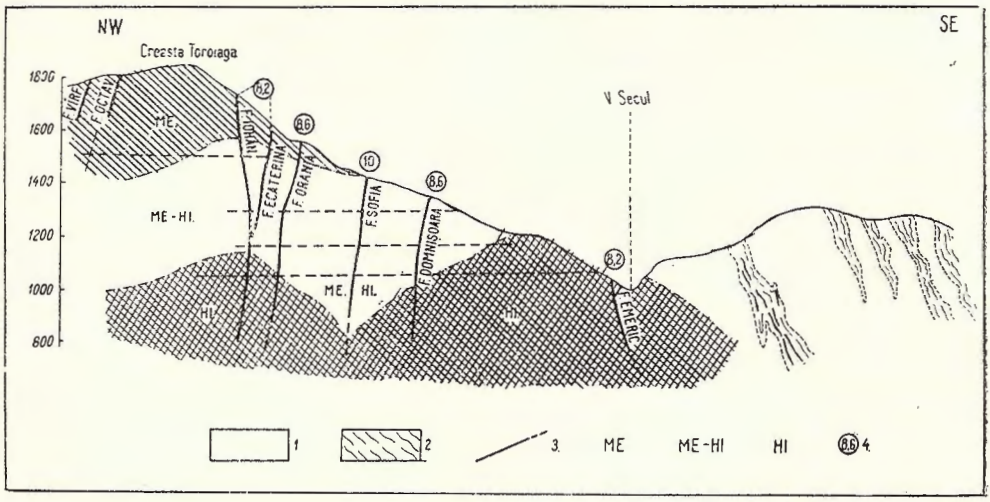


Fig. 1. — Secţiune geologică schematică prin zăcămîntul Toroiaga.

1, corp subvulcanic; 2, şist cristalin; 3, fracturi filoniene; 4, 8, 6, gradient geotermic al soluţiei °C/100 m; ME, domeniu mezotermal; ME—HI, domeniu mezo-hipotermal; HI, domeniu hipotermal.

Coupe géologique schématique à travers le gisement de Toroiaga.

1, corps sub-volcanique; schiste cristallin; 3, fractures filoniennes; 4, 6, 8, gradient géothermique de la solution °C/100 m; ME, domaine mésozonal; ME—HI, domaine méso-hypothermal; HI, domaine hypothermal.

sînt predominant mineralizate în prima fază, iar fracturile cu căderi spre SE: Johann şi Vîrfuri, în cea de a doua fază. Cu acelaşi scop se fac şi unele consideraţii privind caracteristicile repartizării elementelor minore în cristalele de blendă din cele două stadii de mineralizare. Însuşi autorul, (L i v i a S t e c l a c i, 1962) remarcă neconcordanţa acestor rezultate, utilizate pe de altă parte şi pentru caracterizarea condiţiilor termodinamice de formare a zăcămîntului.

Reconsiderînd unele aspecte privind mineralogia zăcămîntului Toroiaga pe baza observaţiilor înregistrate în ultimul timp, necesare unui studiu geotermometric, observaţii culese din filoanele: Emeric, Domnişoara, Sofia, Orania, Ecaterina şi Johann, constatăm următoarele:

Pirotina şi mispichelul sînt prezente în toate filoanele la orizonturile inferioare, participînd cantitativ alături de marcasită în filonul Emeric;

Blenda şi galena se dezvoltă dominant în zona intermediară a zăcămîntului (pe verticală), parţial şi în părţile superioare cu predilecţie în filonul Ecaterina şi Johann;

Calcopirita este prezentă atît în părţile inferioare ale zăcămîntului, cît şi în zonele intermediare;

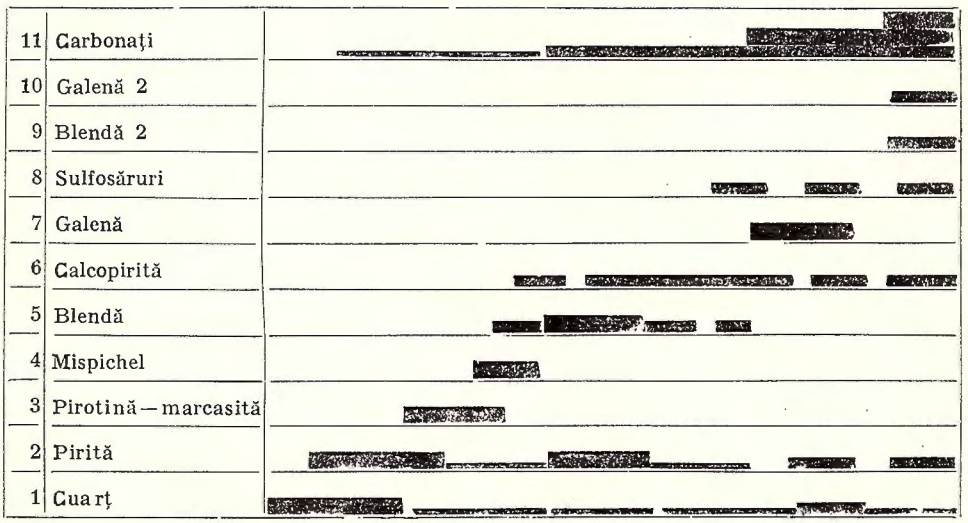
Sulfosărurile de cupru şi plumb (Bournonit, Semseyit, Jamesonit, Tetraedrit, Boulangerit, Geocronit, Gratonit, Matildit şi Germanit) apar în asociaţie cu ivirile de calcopirită şi galenă;

Mineralele de gangă sînt reprezentate prin cuarţ, subordonat cantitativ calcitului şi sporadic dolomit.

Textura minereului în general este masivă, brecioasă, frecvent cu geode, rar în benzi paralele.

Analizînd materialul colectat, ţinînd seama de contribuţiile cercetărilor efectuate anterior, considerăm că activitatea hidrotermală care a favorizat cristalizarea mineralelor citate a avut loc într-o singură fază de mineralizare, conform succesiunii figurate în tabelul 1.

TABELUL 1



Ordinea de formare a mineralelor, asociaţiile paragenetice, cît şi frecvenţa lor, verifică o zonalitate evidentă pe înălţimea explorată a

zăcămîntului, de cca 600 m, între orizontul Emeric II şi galeria 7 Noiembrie. Mineralizaţia din sectorul Ţiganul este reprezentată în ordinea cristalizării mineralelor prin : pirită, galenă, calcopirită şi blendă. Pirita şi galena au avut un interval mai larg în succesiunea de cristalizare. Sporadic apare şi plumozitul. Ca minerale de gangă se semnalează dominant calcitul şi subordonat cuarţul. Aceste observaţii concordă cu rezultatele investigaţiilor efectuate de T. B o d i n [5]). Neconcordanţa constatată între cele două succesiuni în procesul de mineralizare, poate fi pusă pe seama unui alt regim care a controlat acest fenomen în zona de la NW de vîrful Toroiaga, sau poate să survină din faptul că în această comparaţie, concluziile formulate se bazează pe studiul unui material destul de restrîns în comparaţie cu cel din zăcămîntul Toroiaga.

Analiza geotermometrică şi interpretarea rezultatelor

Din lucrările efectuate de M. S o c o l e s c u în 1948 şi ulterior, reiese că mineralizaţia are un caracter epitermal. Se menţionează de asemenea că aceasta trebuie să se fi format în mare parte şi în zone mai adînci [6]).

Geneza zăcămîntului Toroiaga, stabilită de L i v i a S t e c l a c i pe baza naturii rocii gazdă, a tipurilor de alteraţie hidrotermală, din compoziţia mineralogică şi mai ales din studiul elementelor minore, este mezotermală, cu o temperatură de formare de pînă la 300°C. În sprijinul acestei afirmaţii se fac o serie de consideraţii care se referă la :

Conţinutul anumitor elemente minore în principalele minerale metalice ; bismut şi staniu în galenă şi calcopirită ; indiu în blendă şi calcopirită ; seleniu în pirită, galenă şi blendă la ordinul de mărime de $n.10^{-2}\%$;

Fenomenele de dezamestec ; blendă — calcopirită la temperatura de 350°C ; galenă — matiblit sub 210°C ;

Temperatura de formare apreciată din conţinutul de fier în blendă, dedusă după diagrama de echilibru SFe—ZnS. Astfel, la un conţinut mediu de 10% Fe specific blendelor din zăcămînt, L i v i a S t e c l a c i (1962) determină o temperatură de formare de cca 280—300°C.

---

[5]) T. B o d i n. Raport geologic privind studiul mineralizaţiei din regiunea Vişeu, Maramureş, 1962. Arh. Inst. Geol.

[6]) M. S o c o l e s c u. Raport asupra zăcămintelor metalifere din regiunea Băile Borşei, 1948.

a) **Determinarea temperaturii în sistemul SFe—SZn.** Temperatura de formare a zăcămîntului la nivelul formării primei generaţii de blendă, în ideea că aceasta se găseşte în echilibru cu pirotina, este mult mai mare decît cea aproximată anterior de L i v i a S t e c l a c i. În această acceptiune, un conţinut de cca 19—21 SFe mol. %, determinat în blendele filoanelor Ecaterina, Johann şi Sofia, presupune o temperatură de formare

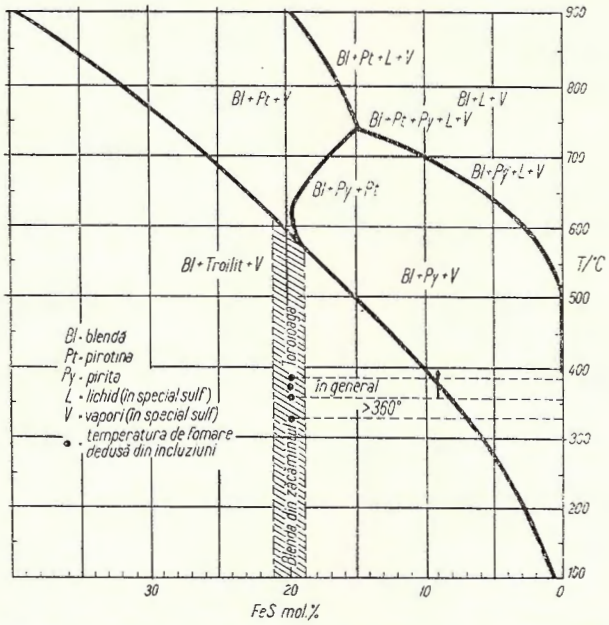


Fig. 2. — Temperatura de formare a blendei şi compoziţia sa în echilibru cu diferite faze în sistemele Fe-Zn-S.
P. B a r t o n şi G. K u l l e r u d.

Température de la formation de la blende et sa composition en équilibre avec différents phases du système Fe-Zn-S.
P. B a r t o n et G. K u l l e r u d.

mai mare de 575°C, după cum se poate observa şi din diagrama cu compoziţia blendei în echilibru cu diferite faze în sistemul Fe-Zn-S după B. B a r t o n şi G. K u l l e r u d (fig. 2). Temperatura de formare dedusă astfel este cu totul relativă ; ea este condiţionată în primul rînd de existenţa absolut sigură a echilibrului pirotină-blendă neidentificat de noi, precum şi de cunoaşterea a o serie de parametri ca : acţiunea potenţialului de sulf

prezenţa CO_2 care modifică în prezenţa H_2O în limite necunoscute încă, solubilizarea SFe în SZn... etc.

Există o diferenţă de cca 300°C între temperatura de formare a blendei apreciată de Livia Steclaci şi a celei deduse din determinările ce reies din diagrama reprezentată în fig. 2. Faptul se explică, deoarece în situaţia de faţă s-a aplicat o metodă care comportă încă multe discuţii cu privire la valabilitatea ei (M. Borcoş, V. Iosof, 1965) şi care nu are îndeplinită condiţia de bază — siguranţa existenţei echilibrului blendă-pirotină. Pe de altă parte, temperatura de 280—300°C a fost dedusă după curba de solubilizare din conţinutul de SFe% şi nu după conţinutul corespunzător de SFe mol.% reclamat de diagramă. Faptul în sine are mai puţină importanţă, deoarece şi în afara erorilor de interpretare comise, determinările efectuate în această accepţiune nu prezintă încă suficientă garanţie în ceea ce priveşte rezultatele obţinute.

Dacă investigaţiile efectuate în acest sens nu lămuresc prea mult lucrurile, în scopul în care au fost întreprinse, pot servi în schimb ca bază de discuţie pentru o serie de probleme comune. O primă observaţie se degajă chiar din diagrama Fe—Zn—S (fig. 2), care se referă la posibilitatea acumulării unui conţinut ridicat de Fe în blendă şi la temperaturi scăzute, ale căror temperaturi de formare, deduse din studiul incluziunilor lichide primare, se plasează sub valorile date de curba de solubilizare a SFe în SZn. Menţionăm acest caz rar în comparaţie cu majoritatea situaţiilor în care blenda, conform conţinutului de SFe mol. % verificat prin studiul incluziunilor lichide, prezintă temperaturi de formare la nivelul liniei de solubilizare SFe în SZn, sau mai mari (M. Borcoş, 1965). Aceasta înseamnă că, cu toate că au existat condiţii de concentrare ridicată a Fe în soluţie, procesul de mineralizare la nivelul acestui interval este controlat în continuare de potenţialul chimic de sulf, favorizînd cristalizarea blendei în echilibru cu pirita fără formarea pirotinei. Probabil că la gradul mare de solubilizare a SFe în SZn, în condiţii de joasă temperatură, contribuie în cazul de faţă prezenţa bioxidului de carbon. Din analiza materialului filonian se poate admite că în procesul de mineralizare anionul CO_3 a jucat un rol mai important în comparaţie cu cel de SiO_4, ceea ce poate a provocat migrarea elementelor bivalente sub formă bicarbonatată, determinînd modificarea echilibrelor, soldată în general cu o creştere a excesului de Fe în soluţie. O examinare mai atentă a problemelor din acest punct de vedere, ar contribui într-o măsură mai mare

la cunoaşterea anumitor schimbări chimice, particulare soluţiilor hidrotermale, care au generat zăcămîntul Toroiaga.

b) **Elementele minore din blendă şi temperatura de formare.** Aşa după cum am mai arătat (M. Borcoş, 1965), determinările de temperatură de formare formulate pe baza datelor geochimice, din repartiţia cantitativă a unor elemente minore principale, nu-şi găsesc o explicaţie justificată. Orice paralelizare făcută în acest sens, în care se iau ca valori comparabile condiţiile principalelor elemente minore din cristalele de blendă din diferite zăcăminte, formate în condiţii genetice similare, conduce la o informare eronată. Nici unul din elementele minore determinate în blendele din zăcămîntul Toroiaga (Livia Steclaci, 1952) nu poate susţine o anumită temperatură de formare a acestora. Conţinutul de cadmiu este nesemnificativ, iar cele de indiu în general neproporţionale cu Fe semnalat în alte zăcăminte. Ge, Ga, Mn sau Te nu aduc informaţii suplimentare în acest scop. Trebuie să admitem pentru moment şi să căutăm explicaţia acestor elemente minore în semnificaţia pe care o au în caracterul geochimic al provinciei de care aparţine zăcămîntul.

c) **Determinarea temperaturilor de formare a mineralelor din studiul incluziunilor lichide primare.** Temperatura de formare apreciată în studiul incluziunilor primare prezente în ganga de cuarţ şi calcit concrescută cu mineralele metalice la nivelul diferitelor generaţii citate în succesiunea de mineralizare se bazează pe metoda omogenizării sistemului lichid-gaz din cavităţile incluziunilor, folosind în interpretarea datelor, normele de statistică matematică.

Pentru o caracterizare cît mai amplă a zăcămîntului, am cercetat cele cinci filoane, atît pe verticală, la nivelul orizonturilor : cota 1400 m, cota 1300 m, 6 Martie, 23 August, Emeric I şi Emeric II, cît şi pe orizontală, pe lungimea deschisă, accesibilă în anul 1964. În vederea sistematizării datelor pentru o mai bună interpretare am considerat porţiunile filoanelor cuprinse în dreptul transversalelor cota 1300 m şi galeria 6 Martie dezvoltate exclusiv în masa subvulcanului **Zona Mediană**, iar prelungirile pe direcţie în ambele sensuri afectînd şi fundamentul **Extremitatea de NE** şi **Extremitatea de SW** a zăcămîntului. De asemenea au fost analizate şi unele probe care provin din zonele mineralizate din sectorul Ţiganul.

TABELUL 2

Temperatura de omogenizare a incluziunilor lichide primare din cristalele de calcit şi cuarţ
Zăcămîntul Toroiaga.

Orizont	Natura materialului cercetat	Nr. determinărilor	Temperatura medie °C	Temperatura minimă °C	Temperatura maximă °C	Diferenţă °C	Maxim de frecvenţă °C
1	2	3	4	5	6	7	8
			1. *Filonul Ecaterina*				
Cota 1400 m	Calcit de Bl de gen. 1.	8	330	306	339	33	327
Z.M.	Calcit pe Cpy.	17	325	304	332	28	324
E. SW.	Calcit pe Bl de gen.1	8	320	317	325	8	321
	Calcit în geode pe Bl. de gen.1.	23	267	280	255	25	362
E.NE	Calcit pe Bl. de gen. 1.	25	301	287	305	18	296
Cota 1300 m	Cuarţ pe Bl. de gen. 1	17	—	>360	—	—	—
ZM.	Cuarţ pe Cpy.	16	335	330	347	17	328
	Cuarţ în geode Cpy.	7	328	327	332	5	330
E. SW.	Cuarţ pe Cpy.	12	344	333	357	24	343
E. NE.	Cuarţ contemporan cu Cpy.	18	336	332	248	16	340
	Cuarţ pe Cpy.	23	312	309	326	17	318
6 Martie	Calcit 1 pe Cpy.	14	346	330	356	26	348
Z.M.	Cuarţ pe calcit 1.	9	317	310	320	10	320
23 August	Calcit pe Cpy.	10	355	340	360	—	352
E. NE.	Calcit pe Cpy.	26	330	312	340	28	336

		2. *Ramura Johann*					
Gota 1400 m.	Cuarţ contemporan cu Bl. 1.	15	329	320	340	20	340
ZM.	Calcit pe Bl. de gen.1.	12	297	295	302	7	300
Gota 1300 m.	Cuarţ contemporan cu Cpy.						
ZM.		14	312	336	350	14	331
		3. *Filonul Orania*					
Gota 1400 m	Calcit I pe Bl. de gen. 1	34	316	301	328	27	296
ZM.	Calcit II pe Bl. de gen. 1.	41	301	285	317	32	289
	Calcit III pe Bl. de gen. 1	33	274	268	302	34	280
Gota 1300 m	Cuarţ contemporan cu Cpy.	9	327	312	335	23	331
ZM.	Calcit 2 pe Cpy.	14	303	280	325	42	316
	Cuarţ pe calcit 2	28	284	272	297	25	285
E. SW.	Calcit mai timpuriu ca Cpy.	21	—	>360	—	—	—
	Calcit contemporan cu Cpy.	19	337	318	350	32	340
6 Martie	Calcit I pe Cpy.	69	315	298	337	39	320
ZM.	Calcit II pe Cpy.	18	205	282	324	42	308
23 August	Calcit contemporan cu Cpy.	10	—	360	—	—	—
ZM.	Calcit pe Cpy.	20	325	312	342	30	330
E.NE.	Calcit pe Cpy.	5	317	308	331	23	318

1	2	3	4	5	6	7	8
			4. *Filonul Sofia*				
Cota 1300 m	Calcit pe Cpy.	18	300	280	313	33	307
ZM.	Calcit pe Gl. de gen. 1	51	284	270	305	35	290
6 Martie	Calcit contemporan cu Cpy.	15	314	292	339	47	310
ZM.	Calcit pe Gl	16	211	205	217	12	210
23 August ZM.	Calcit pe Cpy.	12	326	311	346	35	330
			5. *Filonul Domnişoara*				
Cota 1300 m.	Calcit pe Cpy.	27	315	280	344	64	310
ZM.	Calcit pe Py cu incluziuni de Bl. şi Gl.	14	297	295	305	10	295
E. SW.	Calcit pe Cpy.	9	349	334	260	26	353
E. NE.	Calcit pe Cpy.	7	325	304	331	27	328
6 Martie ZM.	Calcit pe Cpy.	10	326	315	335	20	330
23 August ZM.	Calcit pe Cpy.	8	337	322	349	27	337
			6. *Filonul Emeric*				
Emeric I E. SW.	Calcit pe Cpy.	12	—	>360	—	—	—
Emeric II " "	Calcit pe Cpy.	6	—	>360	—	—	—

Notă explicativă:

Bl = blendă; Cpy = calcopirită; Gl = galenă; Py = pirită
ZM = zonă mediană; E. NE = extremitatea de NE a zăcămîntului
E. SW = extremitatea de SW a zăcămîntului.

TABELUL 3

Temperatura de omogenizare a incluziunilor lichide primare din cristalele de calcit şi cuarţ sectorul Tiganul

Localizare	Natura materialului cercetat	Domeniul temp. de formare
Filon principal explorat de ISEM.	Calcit concrescut cu Gl.	280—305
"	Calcit concrescut cu Cpy şi Bl.	256—291
"	Cuarţ ultima generaţie	243—270
Fisuri mineralizate de la izvorul pîrîului Novăţ *a*)	Calcit concrescut cu Py.	280—341
b)	Calcit concrescut cu Py şi Gl.	305—312
c)	Calcit concrescut cu Py şi Cpy.	272—330

Notă explicativă:

Gl = galenă; Cpy = calcopirită; Py = pirită; Bl = blendă.

În tabelul 2 prezentăm rezultatele obţinute (cca 750 determinări), care se referă în special la momentul de cristalizare a blendei, calcopiritei şi galenei din prima generaţie, urmărite pe înălţimea zăcămîntului Torolaga în cele 6 orizonturi, iar în tabelul 3 — rezultatele zonei Ţiganul, cca 35 determinări.

Frecvenţa incluziunilor lichide primare în cristalele de calcit şi cuarţ este deosebit de mare, asigurînd exigenţa unui studiu amănunţit; cele mai clare au fost identificate în cristalele de calcit din filonul Sofia, Ecaterina şi Domnişoara la orizontul cota 1300 m; filoanele Sofia, Orania la orizontul 6 Martie, filonul Orania la orizontul 23 August şi în cristalele de cuarţ din filoanele Orania şi Ecaterina la orizontul cota 1300 m. Forma şi dimensiunile incluziunilor primare variază în limite largi. Observaţia este valabilă atît pentru cele care se dezvoltă paralel cu feţele de cristalizare, grupate de obicei ordonat, prezente în număr impresionant de cele mai multe ori, cît şi pentru cele care se dezvoltă accidental în masa cristalelor, care sînt de obicei mult mai mari (pl. VIII, fig. 2 b). Rapor-

tul dintre volumul bulei şi cavitatea incluziunii pentru cele mai multe incluziuni primare cercetate este de 1/15, sporadic de 1/3, chiar 1/2 în cristalele de cuarţ şi frecvent de 1/16, 1/10, 1/8 şi 1/5 în cristalele de calcit. Observaţia este valabilă şi pentru caracterizarea incluziunilor lichide primare identificate în cristalele de calcit şi cuarţ din zona Ţiganul. Pe baza datelor obţinute, menţionate în tabelul 2, se poate aproxima domeniul temperaturilor de formare pentru cele mai însemnate generaţii de minerale metalice şi de gangă din zăcămîntul Toroiaga. În tabelul 4 se poate urmări cum valorile temperaturilor de formare descresc — în general — în mod treptat, spre finele procesului de mineralizare între blendă şi ultima generaţie de cuarţ cristalizată pe galena 1.

Spre deosebire de alte situaţii întîlnite în studiul geotermometric al unor zăcăminte hidrotermale din Munţii Metaliferi, în cazul de faţă

TABELUL 4

Domeniul temperaturilor de formare pentru unele generaţii de minerale din zăcămîntul Toroiaga

Nr. crt.	Generaţia de minerale în succesiunea de mineralizare.	Domeniul temperaturii de formare °C
1	Blendă 1 ± Pirită	> 360; sporadic coboară pînă la 320.
2	Calcit	> 350; de obicei peste 360.
3	Calcopirită 1 ± Pirită	292—350; uneori şi peste 360; la oriz. inf. 298—360.
4	Calcit	298—360
5	Cuarţ	310—320
6	Galenă 1 + Pirită	305—320
7	Pirită cu incluziuni de blendă şi galenă	> 305; contemporan cu formarea galenei
8	Calcit	295—305
9	Cuarţ	272—297

domeniile temperaturilor de formare nu se delimitează destul de marcant. Astfel apare într-o suprapunere parţială domeniul de formare al calcopiritei şi al blendei de la valori superioare temperaturii de 320°C. Este foarte probabil ca mineralele metalice cristalizate la începutul fazei de mineralizare (pirita-pirotina şi mispichelul), să aibă domenii de formare mult mai apropiate. De altfel, pirita cu un interval mai lung de cristalizare, care se formează în continuare pe seama unui potenţial crescut de sulf, însoţeşte în cantităţi variabile celelalte minerale metalice. În această situaţie ea s-a format în limitele aceloraşi domenii, spre deosebire de depunerile masive care marchează începuturile procesului de mineralizare, cristalizate la temperaturi mult mai mari de 360°C. Este foarte probabil ca aceste particularităţi să fie imprimate şi de fondul geologic în care a evoluat procesul de mineralizare. Subvulcanul mineralizat în lungul fracturilor a avut capacitatea să păstreze un regim termic ridicat al soluţiilor, sensibil uniform, şi să explice în acest fel unele suprapuneri ale domeniilor de formare în cazul unor minerale metalice. În acest caz rolul hotărîtor în schimbarea succesiunii mineralelor metalice a fost preluat în cea mai mare parte de aportul şi variaţia concentraţiilor de ioni în soluţie, de influenţa potenţialului de S şi de prezenţa CO_2.

Din aceleaşi date figurate în tabelele 2 şi 5 se desprinde o variaţie a temperaturilor de formare, pe verticală, evidentă în special la nivelul generaţiei de calcopirită. Diferenţele între temperaturile de formare a calcopiritei de la orizonturile superioare şi inferioare confirmă totuşi o creştere a temperaturilor de cristalizare în adîncime.

Soluţiile hidrotermale conform determinărilor efectuate pentru fiecare filon, au avut temperaturi sensibil mai ridicate în filoanele Ecaterina, Domnişoara şi Emeric şi mai scăzute în filoanele Orania şi Sofia. De altfel şi gradientul geotermic al soluţiei, calculat pentru fiecare filon în parte sugerează o serie de explicaţii în acest sens. Valoarea generală între cel mai inferior şi cel mai superior orizont cercetat este de:

	8,2°C/100 m	pentru	Filonul	Ecaterina
	8,6°C/100 m	,,	,,	Orania
	10,0°C/100 m	,,	,,	Sofia
	8,6°C/100 m	,,	,,	Domnişoara
Probabil	8,2°C/100 m	,,	,,	Emeric

Se observă de asemenea că gradientul geotermic calculat între orizonturile inferioare este mai mic în cadrul aceluiaşi filon decît cel

TABELUL 5

Temperatura medie (°C) de formare a calcopiritei în zăcămîntul Toroiaga, dedusă din studiul mineralotermometric al cristalelor de calcit şi cuarţ.

Orizont	*Fil. Ecaterina*			*Fil. Johann*			*Fil. Orania*			*Fil. Sofia*			*Fil. D-ea*			*Fli.Emeric*
	ZM.	E. SW.	E.NE.	ZM.	E. SW.	E.NE.	ZM.	E. SW.	E.NE.	ZM.	E.SW.	E.NE.	ZM.	E. SW.	E. NE.	E. SW.
Cota 1400 Alt. 1410	>325	<320	<301	<329	—	—	<316	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cota 1300 Alt. 1300	>335	>314	330	342	—	—	>303	337	—	>300	—	—	>315	>349	>325	—
6 Martie Alt. 1165	>346	—	—	—	—	—	>315	—	—	314	—	—	>326	—	—	—
23 August Alt. 1045.	>355	—	330	—	—	—	>325	—	317	326	—	—	>337	—	—	—
Emeric I Alt. 973	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<360
Emeric II Alt. 820	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Notă explicativă

ZM = zonă mediană; E.SW = extremitatea de sud-vest
E.NE = extremitatea de nord-est a zăcămîntului.

calculat pentru orizonturile superioare. În medie diferenţa este de 2°C/ /100 m. Trebuie să admitem de aici că filoanele cu gradientul cel mai mare s-au format pe seama unor soluţii cu un regim termic ridicat, care a favorizat cristalizarea mineralelor în condiţii de răcire lentă; situaţie caracteristică unei circulaţii cu debit însemnat, care a avut loc în principalele filoane ale zăcămîntului.

În sectorul Ţiganul dispunem de un număr restrîns de determinări. Temperaturile de formare obţinute pentru mineralele analizate ne sugerează că ne găsim în partea superioară a unei zone mineralizate de tipul Toroiaga, care se poate dezvolta în adîncime în acumulări mai importante de minereu. Pentru aceasta pledează atît modul de apariţie al mineralizaţiei, filoane scurte de grosimi reduse şi ramificate, cît şi temperaturi de formare la acest nivel, comparabile cu acelea din părţile superioare ale zăcămîntului Toroiaga.

Urmărind variaţiile de temperatură pe orizontală, constatăm că analizele din extremitatea de SW a zăcămîntului prezintă temperaturile cele mai ridicate de formare ale calcopiritei, ce oscilează între 3 şi 34°C, diferenţe pozitive în raport cu zona mediană. Cele mai scăzute temperaturi au fost determinate în extremitatea de nord-est, care variază între 14 şi 24°C diferenţe negative la nivelul aceluiaşi orizont, în comparaţie cu zona mediană. În toată zona deschisă a zăcămîntului, formarea calcopiritei a avut loc la temperaturi de peste 300°C, cele mai mari valori (360°) fiind înregistrate la orizonturile Emeric I şi Emeric II. În mai multe zone ale filoanelor se poate urmări o descreştere treptată a temperaturii, pe parcursul cristalizării piritei, blendei, calcopiritei şi galenei de generaţia 1. Asemenea situaţii au fost recunoscute în special în filoanele Ecaterina, Johann şi Orania.

Cu privire la condiţiile termodinamice în care s-au format diferitele generaţii de minerale metalice şi de gangă în succesiunea dată, considerăm că activitatea hidrotermală mineralizantă a evoluat în următoarele stadii termodinamice principale, delimitate şi în fig. 1 :

1. stadiul hipotermal, cu formarea cuarţului, piritei, pirotinei, mispichelului şi blendei; peste 360°C;

2. stadiul mezo-hipotermal, cu formarea calcopiritei ± blendă şi galenă; 300—360°C;

3. stadiul mezo-termal, cu formarea sulfosărurilor între 200—300°C.

Este probabil ca blenda şi galena de generaţia 2 să se fi format în acelaşi stadiu mezotermal.

Concluzii

Cu ajutorul analizei mineralotermometrice aplicate pe un interval important în succesiunea de cristalizare la nivelul formării calcopiritei, utilizînd în interpretarea datelor temperaturile de omogenizare a sistemului lichid-gaz din cristalele de calcit şi cuarţ concrescute cu diferite minerale metalice, se pot face unele consideraţiuni de interes ştiinţific şi economic privind importanţa zăcămîntului Toroiaga-Ţiganul.

Valoarea mică a gradienţilor geotermici ai soluţiilor hidrotermale care au generat principalele filoane, indică faptul că activitatea de mineralizare a avut loc la nivele profunde. Din acest punct de vedere observaţiile concordă cu cele care afirmă existenţa unui subvulcan de care este legată mineralizaţia dezvoltată ulterior consolidării lui. Tot din datele gradienţilor geotermici, calculaţi, considerăm că cele mai mici valori, care corespund filoanelor Ecaterina şi Johann, verifică importanţa economică deosebită a acestor fracturi mineralizate principale în cadrul zăcămîntului şi recomandă pe această cale pe aceea a filonului Emeric, în special, şi pe aceea a filonului Domnişoara.

Temperaturile de formare înregistrate în anumite intervale ale procesului de mineralizare, cu valori sensibil apropiate pentru acelaşi nivel în toate filoanele cercetate, cu o descreştere sistematică a temperaturii spre sfîrşitul succesiunii, ne îndreptăţeşte să admitem că zăcămîntul Toroiaga s-a format la nivelul explorat în cadrul unei singure faze de mineralizare. Condiţiile termodinamice proprii acestei faze caracterizează un stadiu mezo-hipotermal. Sub nivelul orizontului 23 August caracterul hipotermal devine dominant (fig. 2).

Extrapolînd sub nivelul orizontului 23 August deducţiile fireşti care se impun, interpretate din rezultatele geotermometrice obţinute în sectorul explorat al zăcămîntului, considerăm că putem aprecia extinderea în adîncime a principalelor fracturi mineralizate cel puţin cu o treime din înălţimea zăcămîntului cunoscut deasupra orizontului 23 August. Pe acest interval, în special calcopirita, blenda şi galena vor suscita în continuare un interes economic. Este foarte posibil ca extinderea în adîncime să fie cu mult depăşită în raport cu cifra estimată anterior; pentru aceasta pledează valorile mici ale gradienţilor geotermometrici cu tendinţă accentuată de micşorare în profunzime.

Observaţiile noastre în sectorul Ţiganul nu sînt în măsură să conchidă ferm asupra dezvoltării mineralizaţiei în adîncime, totuşi din volu-

mul restrîns de date de care dispunem, se întrevede o asemenea posibilitate.

Dacă ţinem seama de observaţiile constatate cu privire şi la sensul variaţiei temperaturilor pe orizontală, ar trebui să ne imaginăm înrădăcinarea sursei soluţiilor hidrotermale spre SW. Invazia soluţiei în fracturile deschise probabil a avut loc pe o direcţie în diagonală în planul fracturilor cu o înclinare spre SW, evazînd în formă de evantai spre părţile superioare. În acest fel, izotermele orientate aproximativ perpendicular pe direcţia de ascensiune a soluţiilor ar avea tot o direcţie diagonală pe planul fracturilor, dar cu înclinări spre NE. Poate că acest sens de circulaţie a soluţiei în profunzime să corespundă şi cu o înrădăcinare a subvulcanului sau cu unul din canalele comune de circulaţie spre sursa magmatică.

Rezultatele cercetărilor noastre subliniază şi argumentează în final oportunitatea cercetării mineralizaţiei în adîncime în ambele sectoare, în special prin lucrări miniere, cunoscută fiind căderea mare a principalelor fracturi mineralizate.

BIBLIOGRAFIE

Borcoş M. (1964) Observaţii asupra importanţei în termometria geologică a incluziunilor lichide în cristalele de blendă în cîteva zăcăminte hidrotermale din R.P.R. *Acad. R.P.R.Stud. şi Cercet. de Geol. Geof. Geogr. Secţia Geol.* 2.

Borcoş M. (1965) Observaţii în legătură cu determinarea condiţiilor termodinamice de formare a unor filoane şi zăcăminte hidrotermale din regiunea Munţilor Metaliferi (I) Sectorul Almaş-Stănija *Stud. şi Cercet. de Geol. Geof. Geogr. Secţia Geol. Acad. R.P.R.*1, (sub tipar).

Borcoş M., Iosof V. (1965) Some considerations on the mineralo-thermometry of sphalerites. *Carpatho-Balkan Geological Association VII Congres*, part II, Sofia.

Borcoş M., Iosof V. (1965) Semnificaţia blendei ca termometru geologic în geochimia procesului hidrotermal. *D. S. Com. Geol*, LII, partea II, 1965.

Dimitrescu R. (1955) Cercetări geologice în regiunea Baia Borşa-Toroiaga *D. S Com. Geol.*, XXXVIII (1951—1952).

Dimitrescu R. (1955) Cercetări petrografice în reg. Baia Borşa, Toroiaga *D. S. Com., Geol.*; vol. XXXIX (1951—1952).

Socolescu M. (1952) Asupra geologiei regiunii Baia Borşa. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI, (1948—1949).

Steclaci Livia (1962) Studiul mineralogic şi geochimic al regiunii Toroiaga-Baia Borşa. Edit. Acad. R.P.R.

Szöke Amalia (1962) Studiul geologic şi petrografic al regiunii Toroioaga-Baia Borşa Edit. Acad. R.P.R.

L'ÉTUDE GÉOTHERMOMETRIQUE DE LA MINÉRALISATION DU MASSIF SUBVOLCANIQUE NÉOGÈNE DE TOROIAGA-ȚIGANUL, RÉGION DE MARAMUREȘ

PAR

M. BORCOȘ

(Résumé)

La minéralisation des sulfures complexes spécialement cuivreuses à une faible teneur en or, de la mine de Toroiaga et du secteur de Țiganu est cantonnée dans un corps subvolcanique néogène, fortement enraciné — par de nombreuses apophyses — dans un soubassement de schistes cristallin (Fig. 1,2).

Les manifestations postmagmatiques se sont exercées le long des fractures principales, en favorisant — pendant les phases pnéumatolytiques et hydrothermales — la transformation des roches éruptives et l'accumulation de certains corps de minerai d'aspect filonien.

En général, les principaux filons débordent le corps éruptif se développant quelquefois même dans les formations cristallophylliennes avoisinantes (Fig. 1).

La plupart des données prouvent que ces fractures représentent d'une manière évidente les effets des relations causales tectono-magmatiques, développées pendant une phase subséquente à la consolidation du subvolcan de Toroiaga-Țiganu, qui se sont manifestées spécialement d'une manière transversale en direction de l'intrusion.

À la suite des recherches effectuées antérieurement, on avait considéré que le processus de minéralisation se déroulait en deux phases différentes : une phase à une température plus élevée (environ 300°C) et l'autre, à une température plus basse.

Les nombreuses observations récemment obtenues sur la minéralogie du gisement, nécessaires pour une étude géothermométrique, confirment que l'activité minéralisante a évolué pendant une seule succession pareille à celle figurée dans le tableau 1.

En 1948 M. Socolescu considérait que la minéralisation a un caractère épithermal. La genèse du gisement de Toroiaga, établie par L. Steclaci 1962 et déduite : de la nature de la roche—ambiante, des types d'altération hydrothermale, de la composition minéralogique et

PLANŞA I

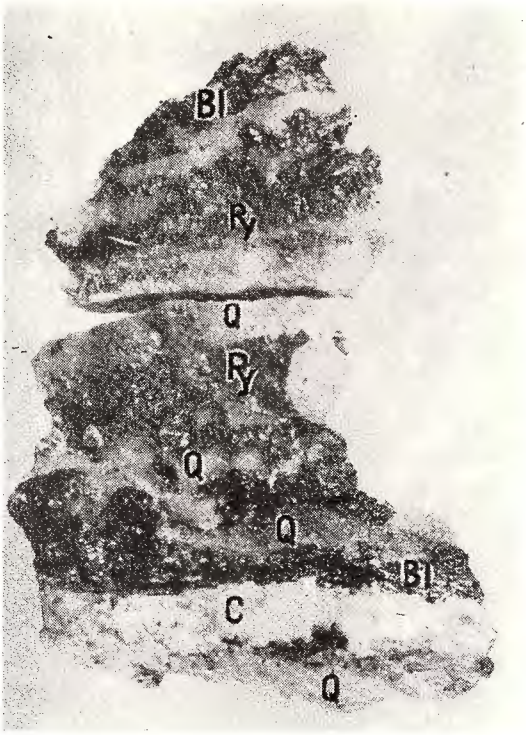
PLANŞA I

Fig. 1. — Concreşteri paralele de blendă şi cuarţ, ± pirită. × 4.
Enchevêtrements parallèles de blende et quartz, ± pyrite. × 4.

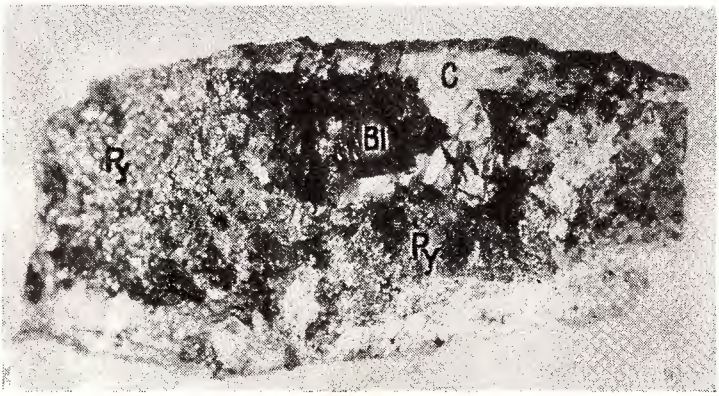
Fig. 2. — Calcit pe blendă; calcopirită şi pirită. × 2,5.
Calcite sur blende; chalcopyrite et pyrite. × 2,5.

Q, quartz; C, calcite; Py, pyrite; Bl, blende.

232-2



1



2

PLANŞA II

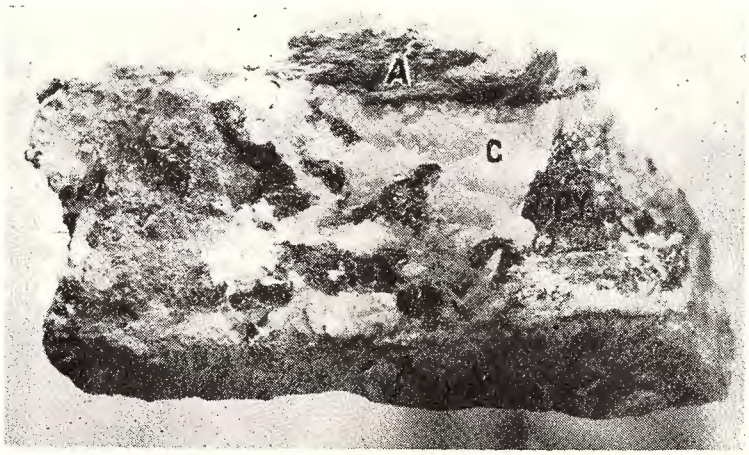
PLANŞA II

Fig. 1. — Calcit concrescut cu pirită cristalizată anterior generaţiei de calcopirită. x 1
Calcit enchevêtré à de la pyrite cristallisée antérieurement à la génération de chalcopyrite × 1.

Fig. 2. — Concreşteri de calcit şi calcopirită. × 1,5.
Enchevêtrements de calcite et chalcopyrite. × 1,5.
C, calcite ; Py, pyrite ; Cpy, chalcopyrite ; A, andésite hydrothermalisé.

238-6

1



2

PLANȘA III

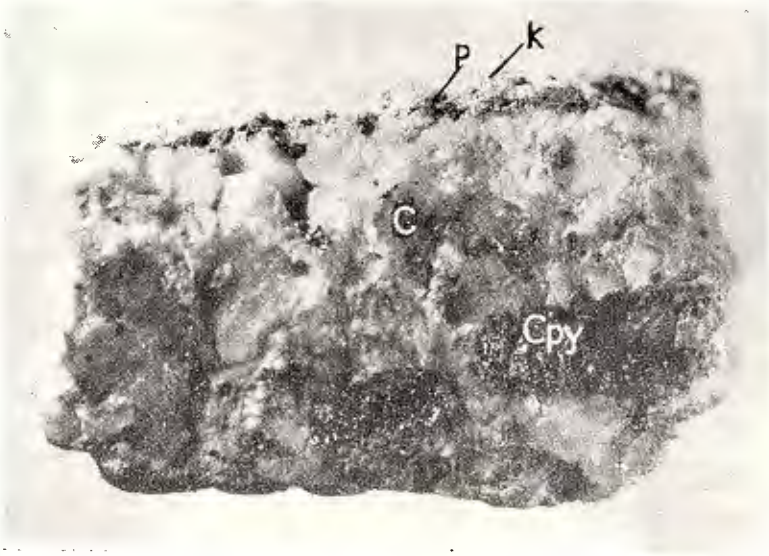
PLANŞA III

Fig. 1. — Concreşteri de calcit şi calcopirită. × 1.
Enchevêtrements de calcite et chalcopyrite. × 1.

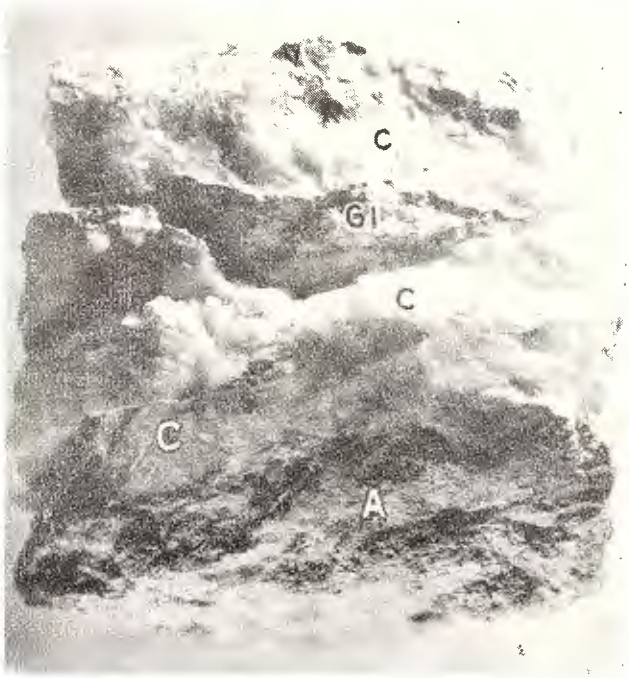
Fig. 2. — Calcit concrescut cu galenă. Textură paralelă. × 1.
Calcite enchevêtrée avec de la galène. Texture paralèle. × 1.

K, kaolin ; C, calcite ; Gl, galène ; Cpy, chalcopyrite ; Py, pyrite ; A, andésite hydrothermalisé.

238-10



1



2

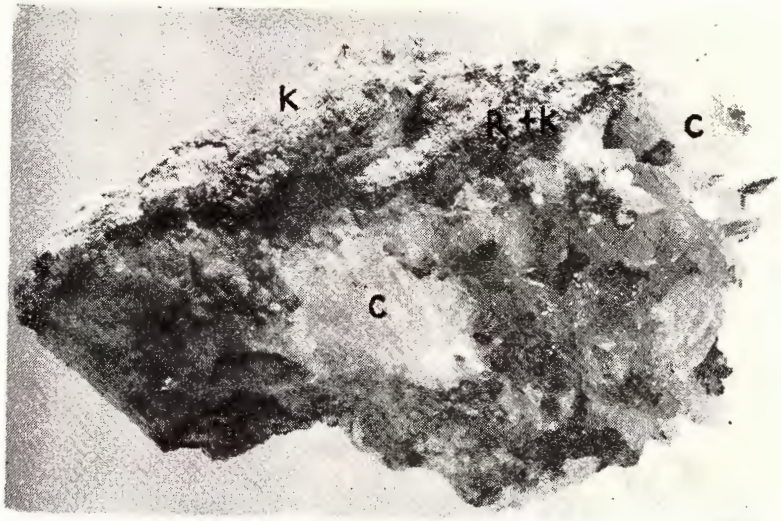
PLANȘA IV

PLANŞA IV

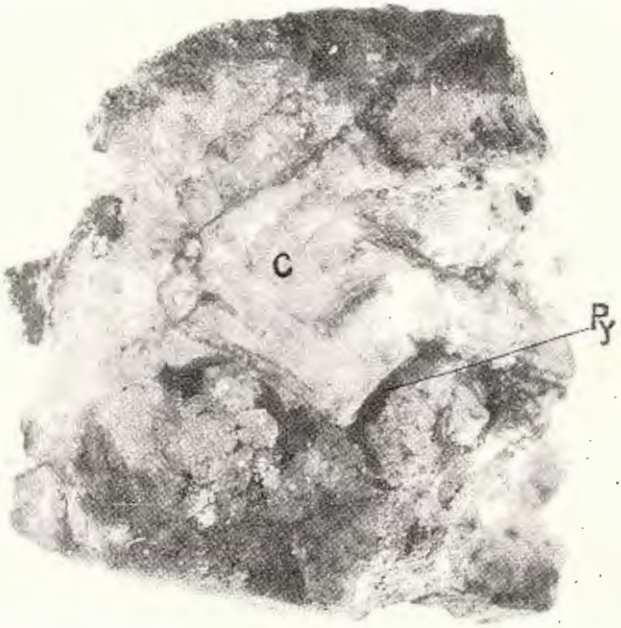
Fig. 1. — Calcit cristalizat pe pirită cu incluziuni de blendă şi galenă. × 1.
Calcite cristallisée sur pyrite à inclusions de blende et galène. × 1.
Fig. 2. — Calcit ultima generaţie. × 1.
Calcite de la dernière génération. × 1.

K, kaolin; C, calcite; Py, pyrite.

238-14



1



2

PLANŞA V

PLANŞA V

Fig. 1. — *a* : Calcit II, trnsparent din Filonul Orania zona mediană. Oriz. 6 Martie. × 5.
b : Detaliu × 160. Incluziuni lichide primare.
a : CalciteII, transparente du Filon Orania zone médianne. Horizon 6 Martie. × 5.
b : Détail × 160. Inclusions liquides primaires.

Fig. 2. — *a* : Cuarţ transparent ; ultima generaţie. Filonul Orania. Oriz. 1300 m. × 2,5.
b : Detaliu × 160. Incluziuni lichide primare în planul unei suprafeţe de creştere.
a : Quartz transparent ; dernière génération. Filon Orania. Horizon 1300. × 2,5.
b : Détail × 160. Inclusions liquides primaires dans le plan d'une surface de croissance

Fig. 3. — *a* : Calcit transparent concrescut cu calcopirită. Filonul Sofia. Oriz GM. × 2.
b : Detaliu × 160. Incluziuni lichide primare.
a : Calcite transparente enchevêtrée avec chalcopyrite. Filon Sofia. Horizon GM. × 2..
b : Détail × 160. Inclusion liquides primaires

232-18

1 a

1 b

2 a

2 b

3 a

3 b

PLANȘA VI

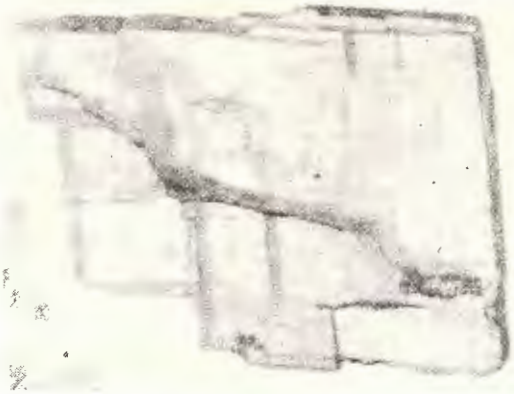
PLANŞA VI

Fig. 1. — Calcit transparent; ultima generaţie. Filonul Ecaterina, extremitatea de SW. Oriz. 1400 m.
Calcite transparente; dernière génération. Filon Ecaterina extrémité SW. Horizon 1400 m.

Fig. 2. — Calcit transparent; ultima generaţie. Filonul Domnişoara. Oriz. 23 August. × 3.
Calcite transparente; dernière génération. Filon Domnişoara. Horizon 23 August × 3.

Fig. 3. — *a*: Calcit semitransparent concrescut cu pirită şi calcit transparent din ultima generaţie. Filonul Domnişoara. Oriz. 23 August. × 3,5.
a: Calcite semitransparente enchevêtrée avec pyrite et calcite transparente de la dernière génération. Filon Domnişoara. Horizon 23 August. × 3,5.
b: Detaliu × 200, incluziuni primare secţionate într-un plan paralel cu suprafaţa de creştere.
b: Détail × 200, inclusions primaires sectionnées dans un plan parallèle à la surface de croissance.

238-22



1

3 a

2

3 b

PLANŞA VII

PLANŞA VII

Fig. 1. — *a* : Calcit semitransparent cristalizat pe pirită cu incluziuni de blendă şi galenă. Filonul Domnişoara. Oriz. 23 August. × 4.

b : Detaliu × 200 ; incluziuni, lichide cu aspect tabular.

a : Calcite semitransparente cristallisée sur pyrite à inclusions de blende et galène. Filon Domnişoara. Horizon 23 August. × 4

b : Détail × 200 ; inclusions liquides d'aspect tabulaire.

Fig. 2. — *a* : Calcit II semitransparent cu zone transparente. Filonul Orania. Oriz. 6 Martie. × 6.

b : Detaliu. × 120 ; incluziuni lichide primare cu dimensiuni mari şi forme neregulate.

a : Calcite II semitransparente à zones transparentes. Filon Orania. Horizon 6 Martie. × 6.

b : Détail. × 120 ; inclusions liquides primaires à grandes dimensions et formes irrégulières.

Fig. 3. — Calcit semitransparent concrescut cu pirită şi calcit semitransparent din ultima generaţie. Filonul Domnişoara. Oriz. 23 August. × 6.

Calcite semitransparente enchevêtrée avec pyrite et calcite semitransparente de la dernière génération. Filon Domnişoara. Horizon 23 August. × 6.

238-26

1 a

1 b

2 a

2 b

3

PLANȘA VIII

PLANŞA VIII

Fig. 1. — Depuneri succesive de calcit transparent şi semitransparent pe calcopirită. Filonul Domnişoara. Oriz. 1300 m. × 6.
Dépôts succesifs de calcite transparente et semitransparente sur chalcopyrite. Filon Domnişoara. Horiz. 1300 m. × 6.

Fig. 2. — *a* : Galcit semitransparent concrescut cu galenă. Filon Sofia. Oriz. 1300 m. × 3.
b : Detaliu × 120. Incluziuni lichide primare cu aspect trapezoidal; uneori acestea au o dezvoltare neobişnuit de mare.
a : Calcite semitransparente enchevêtrée avec de la galène. Filon Sofia. Horizon 1300 m × 3.
b : Détail × 120. Inclusions liquides primaires d' aspect trapézoidal; leur développement est parfois particulièrement large.

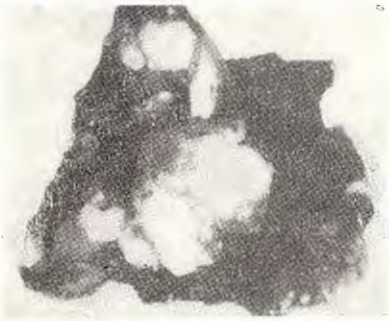
Fig. 3. — *a* : Galcit transparent cristalizat pe blendă. Filonul Ecaterina. Oriz. 1400 m. × 3.
b : Detaliu × 160. Incluziuni lichide primare cu aspect tubular.
a : Galcite transparente cristallisée sur blende. Filon Ecaterina. Horizon. 1400 m. × 3.
b : Détail × 160. Inclusions liquides primaires d'aspect tubulaire.

238-30

1

2 a

2 b



3 a

3 b

PLANŞA IX

PLANŞA IX

Fig. 1. — Calcit concrescut cu calcopirită ± pirită. Filonul Orania. Extremitatea de SW. Oriz. 1300 m. × 4.

Calcite enchevêtrée avec chalcopyrite ± pyrite. Filon Orania. Extrémité de SW. Horizon 1300 m. × 4.

Fig. 2. — Calcit transparent, ultima generaţie, cristalizat pe calcit semitransparent asociat cu pirită. Filonul Domnişoara. Extremitatea de SW. Oriz. 1300 m. × 2,5.

Calcite transparente, dernière génération, cristallisée sur de la calcite semitransparente associée à de la pyrite. Filon Domnişoara. Extrémité SW. Horizon 1300 m. × 2,5.

Fig. 3. — *a*: Calcit semitransparent cristalizat pe calcopirită ± pirită. Filonul Ecaterina Oriz. 1400 m. × 6.

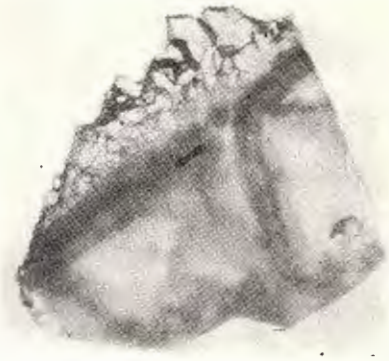
b: Detaliu × 320. Excavaţiile incluziunilor lichide secţionate într-un plan paralel cu suprafaţa de creştere.

a: Calcite semitransparente cristallisée sur chalcopyrite ± pyrite. Filon Ecaterina. Horizon 1400 m. × 6.

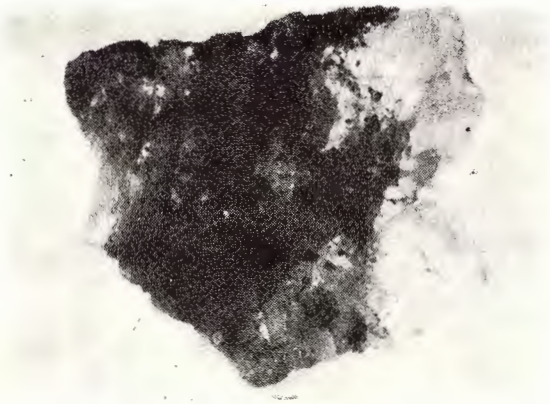
b: Détail × 320. Excavations des inclusions liquides, sectionnés dans un plan parallèle à la surface de croissance.

238-34

1



2



3 a

3 b

PLANŞA X

PLANŞA X

Fig. 1. — *a* : Galcit concrescut cu calcopirită ± pirită. Filonul Ecaterina. Oriz. 6 Martie. × 3.
b : Detaliu × ; 160 ; incluziuni lichide. Secţiune perpendiculară pe suprafaţa de creştere.
a : Galcite enchevêtrée avec chalcopyrite ± pyrite. Filon Ecaterina. Horizon 6 Martie. × 3.
b : Détail × ; 160 ; inclusions liquides. Section perpendiculaire sur la surface de croissance.

Fig. 2. — *a* : Galcit transparent concrescut cu calcopirită ± pirită. Filonul Orania extremitatea de NE. Oriz. 23 August. × 6.
b : Detaliu × ; 160 ; incluziuni lichide secundare legate de accidente mecanice.
a : Galcite transparente enchevêtrée avec chalc opyrite ± pyrite. Filon Orania extrémité de NE. Horizon 23 August. × 6.
b : Détail × 160 ; inclusions liquides secondaires liées à des accidents mécaniques.

238-38

1 a b 2

1 a 2 b

surtout de l'étude des éléments mineurs, est mésothermale, à une température de formation montant à 300°C.

La température de la formation du gisement au niveau de la formation de la première génération de blende, en acceptant le fait que celle-ci se trouve en équilibre avec la pyrrhotine, est beaucoup plus élevée que celle évaluée antérieurement par L. S t e c l a c i. Dans cette acception, une teneur d'environ 19—21 SFe mol. % suppose une température de formation supérieure à 575°C. Cette température de formation est tout à fait relative; n'ayant pas identifié l'équilibre pyrrhotine-blende, on ne peut apprecier ni l'action du potentiel en soufre, très grand dans ce cas, ni l'existence du CO_2, qui modifie en présence du H_2O, dans des limites inconnues, la solubilisation du SFe en SZn.

La température de la formation de la blende (environ 320—360°C) à une teneur de 19—21 SFe mol. %, température établie par l'étude des inclusions liquides, montre que dans la solution hydrothermale ont existé les conditions d'une concentration élevée en fer, même en conditions de temperature basse, processus facilité — probablement — par la présence de l'anion CO_3 dans la solution. Aussi pourrait-on provoquer la migration des éléments bivalents en forme bicarbonatée, ce qui déterminerait la modification des équilibres, suivie — en général — d'un acroissement de l'excès du fer en solution. Il ne faut admettre, pour le moment, et ne chercher l'explication de la présence des mineurs que dans la signification qu'ils présentent à caractériser du point de vue géochimique la province dont le gisement appartient.

La température de la formation du gisement déterminée par l'étude des inclusions liquides primaires a été obtenue à l'aide des observations effectuées dans les cristaux de calcite et de quartz, associés — en diverses situations — aux minéraux métallifères cités dans le tableau 1. La fréquence des inclusions liquides primaires dans les cristaux de calcite et de quartz est considérable, et assure les prémises d'une étude détaillée. Au moyen des données obtenues, on peut évaluer le domaine des températures de formation pour les plus importantes générations de minéraux métallifères et de gangue du gisement de Toroiaga (tableau 2) et pour celles des zones minéralisées du secteur de Ţiganul (tableau 3). Dans le tableau 4 on peut poursuivre la décroissance graduelle et lente des valeurs des températures de formation, vers la fin du processus de minéralisation entre la blende 1 et la dernière génération de quartz cristallisé sur la galène 1. À raison des données (tableaux 2, 5, et la fig. 2) on observe une varia-

tion des températures de formation en verticale et en horizontale. Ainsi, en calculant le gradient géothermique de la solution hydrothermale, a-t-on mis en évidence aussi une variation thermique de la solution hydrothermale, qui diffère dans le cadre de chaque filon. Vu les valeurs obtenues, nous admettons que les filons au plus petit gradient sont engendrés au dépans de certaines solutions à un régime thermique élevé qui favorise la cristallisation des minéraux en conditions de refroidissement lent. Les observations concernant le secteur de Ţiganul accusent une minéralisation comparable à celle de la partie supérieure du gisement de Toroiaga.

On considère que l'activité hydrothermale minéralisante, dans le massif subvolcanique de Toroiaga-Ţiganul, a évolué dans les principaux stades suivants :

1. Le stade hypothermal avec formation de : quartz, pyrite, pyrrhotine, mispiquel et blende, à une température supérieure à 360°C ;
2. Le stade mésohypothermal avec formation de : chalcopyrite ± blende et galène, à une température de 300—360°C ;
3. Le stade mésothermal, avec formation de : sels de soufre, à une température de 200—300°C.

En tenant compte des observations constatées, concernant le sens de la variation des températures en horizontale, on pourrait apprécier que les apports des solutions hydrothermales viennent in ascensum du SW ; il est probable que ce sens de la circulation correspond à la direction de l'enracinement du subvolcan, ou à celui des canaux communs de circulation vers la source magmatique.

Les recherches effectuées, ont démontré l'extension en profondeur des principales fractures minéralisées, qui s'imposent à être vérifiées principalement par des travaux miniers.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche XI

Massif sub-volcanique de Toroiaga-Ţiganul selon R. Dimitrescu et M. Borcoş

1, éruptif néogène ; 2, Eocène ; 3, schistes cristallins ; 4, fractures filoniennes ; 5, faille ; 6, galerie ; 7, direction de la coupe géologique.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

ZĂCĂMINTE

MINERALIZAŢIILE PLUMBO-ZINCIFERE DE LA ARPAŞ ŞI PORUMBACU ÎN CADRUL STRUCTURII MUNŢILOR FĂGĂRAŞULUI[1]

DE

R. DIMITRESCU[2]

Abstract

Lead-zinc Mineralizations from Arpaş and Porumbacu, within the Frame of the Făgăraş Mountains Structure. The two occurences of lead-zinc ore in dolomitic limestones from Arpaş and from Porumbacu are considered as forming the same stratigraphic horizon, the conclusion being drawn that the subdivision of the Făgăraş crystalline schists according to their grade of metamorphism is of no stratigraphic use.

În 1921, Şt. Cantuniari (1926) descria pe valea Arpaşului, o mineralizaţie de sulfuri localizată în calcare cristaline. I.G.E.X. a început lucrări de explorare în acest punct în anul 1965; cu un an înainte, fusese executată cercetarea unor iviri analoge situate pe Rîul Mare al Porumbacului. Observaţiile noastre, executate în anul 1959, apoi în anul 1965 (cu concursul geologilor E. Mînzatu şi R. Ciocănelea) ne-au condus la o serie de consideraţii pe care le vom expune în cele ce urmează.

a) Calcarele dolomitice cristaline de pe cursul superior al văii Arpaşului, puţin aval de confluenţa cu valea Podrăgelului, sînt cuprinse în şişturi cristaline mezometamorfice (micaşişturi cu granat, şisturi biotitice) aparţinînd zonei de Şerbota a seriei de Cumpăna (R. Dimi-

[1]) Comunicare în şedinţa din 1 aprilie 1966.

[2]) Comitetul de Stat al Geologiei, calea Griviţei, nr. 64. Bucureşti.

trescu, 1963), afectate de diaftoreză. Direcţia stratificaţiei (şi a şistozităţii) este EW cu căderi nordice de 50—60°; căderea axială a structurii pare a fi de 30°NE. Se întîlnesc şi flancuri inverse de cute izoclinale. Mineralizaţia, deschisă prin derocări şi prin foraje cu sondeze pe ambii versanţi ai văii, este constituită din pături subţiri (milimetrice pînă la centimetrice), concordante cu stratificaţia calcarelor dolomitice, constituite din blendă, pirită şi galenă în diferite proporţii; apar în acelaşi timp şi fisuri oblice mineralizate formînd, împreună cu păturile concordante, o reţea anastomozată de filonaşe. Grosimea reală a zonei mineralizate este de ordinul a 10—15 m. În culcuşul ei, dolomitele cuprind o intercalaţie de steatit de 50 cm grosime.

Atît în culcuşul, cît şi în acoperişul benzii de calcare dolomitice se întîlnesc bancuri de şisturi grafitoase şi de calcşisturi; între bancul din acoperiş şi un pachet de şisturi amfibolice este cuprins un strat de minereu, masiv sau de impregnaţie, constituit din pirotină, pirită, marcasită, cu slabe vinişoare de calcopirită.

b) Pe Valea Mare a Porumbacului, la cca 1 km aval de confluenţa cu valea Sărăţii, noua şosea forestieră precum şi lucrările I.G.E.X. au creat bune deschideri în trei benzi apropiate de calcare dolomitice. Acestea sînt cuprinse în şisturile cristaline epimetamorfice (şisturi sericito-cloritoase-cuarţoase ale seriei de Făgăraş — zona de Poiana Neamţului). Direcţia calcarelor dolomitice este aproximativ E-W cu înclinări de 70—85°N. Lineaţiile şi axele B au orientarea N70°E—EW/25—37°E. În prima bandă de calcare dolomitice din amonte flancurile sînt inverse, iar în celelalte două benzi apar flancuri normale, evidenţiate în special prin microcutele venaturilor din calcare.

Mineralizaţia de sulfuri, mult mai slabă dar cu caractere mineralogice şi structurale identice cu cele ale mineralizaţiei de la Arpaş, este localizată în prima bandă de calcare dolomitice. Şi aci apare o intercalaţie de steatit.

In culcuşul şi acoperişul benzilor de calcare dolomitice, precum şi în cele două intercalaţii dintre ele, se întîlnesc şisturi grafitoase şi calcşisturi; sporadic apar de asemenea şisturi biotitice şi şisturi cuarţitice-muscovitice cu biotit sau cu granaţi total cloritizaţi.

În jumătatea inferioară a benzii principale (a II-a) de calcare dolomitice se pot observa în deschiderile din lungul şoselei, intercalaţii submetrice de şisturi cloritice şi biotitice, care la prima vedere par a se îndinţa

cu rocile carbonatate. Un examen atent ne-a arătat că ele descriu de fapt microcute izoclinale turtite („în armonică") de ordinul centimetrilor pînă la al metrilor, cu şarnierele foarte ascuţite. Observaţia se coroborează cu faptul că acelaşi stil se regăseşte şi în cele două intercalaţii principale de şisturi dintre benzile de calcare dolomitice; se pot observa şi în şisturile sericitice microcute centimetrice turtite, cu şarniere foarte ascuţite. Unghiul dintre clivajul axial al acestor microcute şi şistozitatea de stratificaţie este foarte mic, tinzînd spre zero. Acest fapt tinde să mascheze cutarea izoclinală la scară mezoscopică de care este afectată întreaga stivă sedimentară afectată de metamorfism. Pînă aci, faptele de observaţie.

Întrebarea este dacă această cutare izoclinală, evidentă la scara mezoscopică intervine sau nu la scara regională a munţilor Făgăraşului; noi credem că există indicii serioase pledînd în favoarea acestui punct de vedere. S-a văzut mai sus cum, în ambele puncte descrise, apar şi flancuri inverse de cute. Ceea ce ne-a atras însă atenţia este repetarea unei succesiuni-reper perfect asemănătoare de şisturi grafitoase, calcşisturi şi calcare dolomitice, în două serii cu caractere metamorfice diferite, cea de Cumpăna şi cea de Făgăraş, succesiuni care în orice caz au fost considerate pînă în prezent ca aparţinînd unor nivele stratigrafice diferite. Într-adevăr, nivelul de calcare dolomitice de la Arpaş se urmăreşte lateral prin căldările superioare ale Arpăşelului, Bîlii, Doamnei, Sărăţii şi Şerbotei, pe cînd nivelul de la Porumbacu, situat la cca 5 km spre aval, corespunde celui de la Piatra Albă (poteca turistică a Bîlii) precum şi nivelului de marmoră din apropierea cabanei turistice Arpaş (Glăjerie).

Însăşi prezenţa mineralizaţiei de sulfuri şi chiar şi a steatitului ar putea constitui un argument în acelaşi sens; zăcămintele de plumb şi zinc localizate în calcare şi dolomite constituie un tip bine individualizat, cunoscut de ex. în Silezia, în Carintia (Raibl), în S.U.A. (bazinul Mississipi, Tri-State). Desigur, geneza acestui tip de zăcăminte este de mult discutată: ipotezei originii „per-ascensum" (teletermale) i se opune cea a originii sedimentare, complicată prin fenomene lateral-secreţionare de dizolvare şi redepunere metasomatică. Dolomitizarea este uneori pusă în legătură cu mineralizarea epigenetică, dar problema originii dolomitelor a căpătat ea însăşi soluţii diferite.

Un caracter apare însă constant la toate zăcămintele amintite şi se regăseşte şi la ivirile din munţii Făgăraşului: absenţa completă a oricăror roci eruptive de care ar putea fi legate genetic minereurile plumbo-zin-

cifere. Împreună cu modul de apariţie stratiform „în mare" al mineralizaţiilor (filonaşe sau pungi discordante sînt cunoscute şi în zăcămintele nemetamorfozate, cu atît mai mult sînt de aşteptat aspecte pseudohidrotermale provenite din remobilizări metamorfice), acest caracter tinde să dea greutate, după părerea noastră, ipotezei sedimentogene.

În 1961 (R. Dimitrescu, 1963) am încercat să arătăm că, pe versantul sudic al munţilor Făgăraşului, metamorfismul poate varia în intensitate în lungul aceluiaşi orizont stratigrafic, reprezentat prin calcarele cristaline de la Piscul Negru-Buda. Astăzi mergem mai departe şi emitem ipoteza că însăşi distincţia stratigrafică dintre ceea ce am numit seriile de Cumpăna şi de Făgăraş, distincţie făcută de fapt de către noi ca şi de către autorii care ne-au precedat (M. Reinhard, 1910; Şt. Ghika-Budeşti, 1940) pe considerente de grad de metamorfism, nu ar avea o semnificaţie reală. Din cutarea izoclinală observată la scara mezoscopică am putea extrapola acelaşi stil la scara regională, conform postulatului admis de A. Demay (1942), după care stilul megastructurilor s-ar reflecta pînă în imaginile deformărilor de ordin microscopic.

În concluzie, presupunem că cele două nivele principale de calcare dolomitice de pe versantul nordic al munţilor Făgăraş ar putea reprezenta acelaşi nivel stratigrafic, iar mineralizaţia plumbo-zinciferă legată de ele ar fi sedimentogenă, indicînd în acelaşi timp o dispoziţie orientată NW-SE a depunerilor primare de sulfuri. În pachetul unitar de şisturi cristaline ale Făgăraşului nordic, diferenţele de grad de metamorfism, complicate prin diaftoreză, nu ar juca un rol stratigrafic hotărîtor.

BIBLIOGRAFIE

Cantuniari Şt. (1926) Studii geologice în regiunea Porumbacu—Arpaş (M. Făgăraşului) *D. S. Inst. Geol. Rom.* IX. (1920—1921).

Demay A. (1942) Microtectonique et tectonique profonde. *Mém. Serv. Carte géol. France.* Paris.

Dimitrescu R. (1963) Structura părţii centrale a munţilor Făgăraşului. *Asoc. Geol. Carp.-Balc.*, Congr. V (1961), Com. Şt. II.

Ghika-Budeşti Şt. (1940) Les Carpates méridionales centrales. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XX.

Reinhard M. (1910) Die kristallinen Schiefer des Făgăraşer Gebirges in den rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* III.

LES MINÉRALISATIONS DE PLOMB ET DE ZINC D'ARPAŞ ET DE PORUMBACU DANS LE CADRE DE LA STRUCTURE DES MONTS FĂGĂRAŞ

PAR

R. DIMITRESCU

(Résumé)

Dans les calcaires dolomitiques intercalés aux schistes cristallins mésométamorphiques du cours supérieur de la vallée d'Arpaş, apparaît une minéralisation constituée par la blende, la pyrite et la galène. Elle se présente en couches minces concordantes à la stratification, aussi bien que sous la forme de réseaux de filonnets. Dans le mur et dans le toit des calcaires dolomitiques on rencontre des bancs de schistes graphiteux et de calcschistes.

Sur Valea Mare de Porumbacu, dans les calcaires dolomitiques intercalés aux schistes cristallins épimétamorphiques, apparaît une minéralisation identique. Ici, de même, dans le mur et dans le toit des calcaires dolomitiques ainsi que dans leurs intercalations on rencontre des schistes graphiteux et des calcschistes. Dans les calcaires, aussi bien que dans les schistes, on peut observer des microplis isoclinaux applatis, à charnières très aiguës, l'angle formé par le clivage axial et la schistosité de stratification étant extrémement réduit ; les observations indiquent donc un style de plissement isoclinal.

La ressemblance entre les successions décrites, en même temps que l'acceptation du caractère sédimentogène de la minéralisation, nous conduisent à supposer que la distinction d'ordre stratigraphique faite entre ce que nous avons appelé séries de Cumpăna et de Făgăraş, distinction faite à vrai dire sur des considérations de degré de métamorphisme, n'aurait pas de signification réelle. Du plissement isoclinal observé à l'échelle mésoscopique on pourrait généraliser le même style à l'échelle régionale. Les deux niveaux principaux de calcaires dolomitiques du versant septentrional des Monts Făgăraş pourraient représenter le même niveau stratigraphique.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

TECTONICĂ

DATE NOI PRIVIND CUNOAŞTEREA STRUCTURII GEOLOGICE ŞI GENEZEI ZĂCĂMÎNTULUI DE SULFURI METALICE DE LA MUNCELUL MIC — MUNCELUL MARE (POIANA RUSCĂ) [1]

DE

A. GURĂU [2]

Abstract

New data Regarding the Knowledge of the Geological Structure and Genesis of the Metallic Sulphide Deposits at Muncelul Mic-Muncelul Mare (Poiana Ruscă). The microtectonic studies performed within the deposit of metallic sulphids in crystalline epizonal schists pointed out a very intensive development of the stratification schistosity, as well as the shear cleavage in all the types of rocks. It was thus possible to prove that the deposit, as a matter of fact, is concordant with the surrounding rocks. The magmatic rocks show regional metamorphism, and are concordant with the schists. As a result of the researches made in the deposit by means of the microtectonic method it was proved that the deposit is hydrothermal, conformable with the schists, and is formed in the initial stage of the Precambrian geosyncline Poiana Ruscă showing regional metamorphism.

Introducere. Zăcămîntul de sulfuri polimetalice de la Muncelul Mic — Muncelul Mare este situat în cadrul unităţii epimetamorfice din partea de nord-est a masivului cristalin Poiana Ruscă. Problema cunoaşterii structurii geologice şi genezei acestui zăcămînt a stat în atenţia cercetărilor încă din momentul punerii lui în evidenţă. Ea a devenit mai actuală în momentul cînd această zonă cu concentraţii metalifere, în care predomină sulfurile de plumb şi zinc, promitea să devină o sursă de valorificare industrială. În prezent, dat fiind existenţa unei exploatări miniere, importanţa

[1]) Comunicare în şedinţa din 15 aprilie 1966.

[2]) Ministerul Minelor. Bdul Magheru nr. 33, Bucureşti.

cunoaşterii structurii şi genezei zăcămîntului este cu atît mai mare, cu cît ea este reclamată de necesitatea lărgirii bazei de materie primă minerală pentru exploatare.

Zăcămîntul Muncelul Mic — Muncelul Mare face parte din zona şisturilor sericito-cuarţoase, sericito-cloritoase şi clorito-şisturilor cu intercalaţii de şisturi grafitoase şi de roci porfirogene concordante, a căror petrografie a fost studiată de C. Gheorghiu (1950, 1958), V. Luca, S. Cotala, N. Butucescu (1957), R. Dimitrescu (1953)[3]), Olivia Pîrvu (1955)[4]), W. I. Hanomolo, Antoaneta Hanomolo, Cr. Chivu (1960)[5]), H. Kräutner (1961) şi laboratorul de mineralogie-petrografie din cadrul T.P.E.M.

În cadrul acestor roci a căror direcţie generală este est-vest, mineralizaţiile de sulfuri se cunosc în mai multe puncte, începînd din valea Veţel şi pînă în valea Bătrîna. În valea Veţel şi valea Bătrîna predomină în general mineralizaţia de pirită şi calcopirită. Acestei mineralizaţii i-ar corespunde o zonă cu minereuri asemănătoare, situată cu cca 100 m mai la sud de zona cu sulfuri complexe de la Muncelul Mic. Ambele zone sînt paralele între ele, şi înclină către NNE. Cunoaşterea reală a structurii geologice a zăcămîntului a devenit posibilă prin investigaţiile efectuate cu ajutorul metodei microtectonice.

Evoluţia cunoaşterii structurii geologice şi genezei zăcămîntului

Cunoaşterea structurii geologice şi genezei zăcămîntului de la Muncelul-Mic are următorul istoric: C. Gheorghiu (1940—1941) a descris pentru prima dată în regiune „rocile şistoase porfirogene" care după părerea sa ar avea direcţia NW-SE şi înclinarea către SW în jur de 15—35°, fiind concordante cu întregul complex de şisturi cristaline, care de asemenea, ar înclina către SW.

În 1957 V. Luca, S. Cotala şi N. Butucescu, iar înaintea lor autorii rapoartelor geologice anuale a T.P.E.D.M.N. — C. Mari-

---

[3]) R. Dimitrescu. Raport asupra ridicărilor geologice din partea de NE a masivului Poiana Ruscă. 1953. Arh. Com. Stat Geol.

[4]) Olivia Pîrvu. Raport asupra cercetărilor geologice din reg. Muncelul Mic-Cutin. 1955. Arh. Com. Stat Geol.

[5]) I. Hanomolo, Antoaneta Hanomolo, Cr. Chivu. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiune geologică pentru minereu de fier în reg. Vf. Plaiului — Ferigi — Poeniţa Tomii — Muncelui Mic. 1960. Arh. Com. Stat Geol.

nescu 1954[6]), Tr. Mateescu 1955[7]), Tr. Mateescu şi Gh. Coteaţă 1956[8]), iar după 1957 Gh. Dudnic şi Vera Dudnic 1958[9]), D. Moise 1959—1960[10]) şi I. Lup 1961[11]), descriu un raport discordant dintre zăcămînt şi rocile înconjurătoare.

După V. Luca, S. Cotala şi N. Butucescu (1957), complexul rocilor cristaline înconjurătoare zăcămîntului înclină spre SW cu cca 35—50°, avînd direcţia WNW-ESE, iar zăcămîntul ar avea „formă filoniană neconturată" şi înclinarea către nord, fiind format ulterior metamorfismului regional.

În cadrul complexului de şisturi cristaline, autorii descriu „un banc compact de roci porfirogene" cu direcţia N 55—60 W şi înclinare aproape verticală. Dintre rocile filoniene magmatice se descriu diabazele care apar între pîrîul Băilor, pîrîul Coasta Bradului şi bazaltele din valea Brăduţelului, dealul dintre pîrîul Rateştilor şi valea Boului şi cele din pîrîul Dosul Negrii. Aceşti autori emit ideea asupra originei hidrotermale, post metamorfice a zăcămîntului, pe care îl leagă de acelaşi cuptor magmatic care a dat naştere diabazelor din regiune. Ulterior, C. Gheorghiu (1958) descrie raportul concordant dintre rocile înconjurătoare şi zona mineralizată, înţelegîndu-se paralelismul lor cu înclinarea spre sud conform interpretării date de el în 1941. Din punct de vedere genetic, el consideră zăcămîntul hidrotermal, metamorfozat regional.

H. Kräutner (1961) revine la ideea că zăcămîntul de la Muncelul Mic este un filon discordant faţă de şisturi, are origină hidrotermală şi este metamorfozat regional. El s-a ocupat în special de studierea rocilor denumite de el porfiroide, care iniţial ar fi fost dykuri de roci riolitice sau keratofirice, metamorfozate regional. Pe harta sa geologică aceste roci se extind pe direcţie către vest, sub forma unor grupuri de dykuri, paralele,

---

[6]) G. Marinescu. Raport geologic asupra rezultatelor lucrărilor de prospecţiuni şi explorări executate pe zăcămîntul Muncelul Mic. 1954.

[7]) Tr. Mateescu. Raport geologic asupra rezultatelor lucrărilor de prospecţiuni şi explorări executate pe zăcămîntul Muncelul Mic. 1955.

[8]) Tr. Mateescu, Gh. Coteaţă. Raport geologic asupra rezultatelor lucrărilor de prospecţiuni şi explorări executate pe zăcămîntul Muncelul Mic—reg. Hunedoara. 1956.

[9]) Gh. Dudnic, Vera Dudnic. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiuni şi explorări executate la zăcămîntul de sulfuri complexe Muncelul Mic. 1951—1958.

[10]) D. Moise. Raport geologic asupra rezultatelor lucrărilor de prospecţiuni şi explorări geologice executate în 1959 la sectorul Muncel.

[11]) I. Lup. Raport geologic-minier cu situaţia rezervelor de minereu şi metal la zăcămîntul Muncelul Mic la 1.I.1961.

care se pot urmări pînă în valea Bătrîna. După acest autor, ele ar avea înclinări nordice paralele cu zăcămîntul şi ar fi discordante faţă de înclinarea spre sud-vest a şisturilor. Din punct de vedere genetic el leagă prezenţa zăcămîntului de acele dykuri porfiroide liniare.

Date microtectonice şi noua interpretare a structurii şi genezei zăcămîntului

În cele ce urmează ne propunem să facem cunoscută noua interpretare a structurii geologice şi genezei zăcămîntului, ca urmare a rezultatelor pe care le-am obţinut din cercetările microtectonice, însoţite de observaţii mineralogice şi petrografice efectuate după anul 1957.

Pentru descifrarea structurii geologice a zăcămîntului de la Muncelul Mic-Muncelul Mare, o importanţă deosebită a avut-o determinarea clivajului de forfecare şi concomitent cu aceasta, a stratificaţiei fosile a rocilor înconjurătoare zăcămîntului. Neidentificarea acestor elemente structurale microtectonice din punct de vedere calitativ, precum şi imposibilitatea determinării lor ca elemente microtectonice principale a constituit, de fapt, cauza principală a diferitelor interpretări date pînă acum asupra structurii şi genezei zăcămîntului.

Clivajul de forfecare şi sistuozitatea de stratificaţie. Unele observaţii asupra clivajului de forfecare şi şistuozităţii de stratificaţie de la zăcămîntul Muncelul Mic le-am făcut în anii 1957—1962, iar o parte din ele le-am publicat în paginile Revistei Minelor (A. Gurău, 1962). În lucrările mai noi s-a ţinut seama de importanţa practică a acestor elemente la stabilirea raportului tectonic dintre zăcămînt şi rocile înconjurătoare. Pe baza observaţiilor microtectonice ulterioare, în toate rapoartele geologice de exploatare şi explorare s-a prezentat aspectul concordant dintre rocile înconjurătoare şi zăcămînt [12] [13]. Parte din date privind noua interpretare a structurii geologice au fost avansate în lucrările noastre mai recente (M. Socolescu, A. Gurău, 1965; A. Gurău, 1965 şi 1967 [14]). Din analiza microtectonică a zăcămîntului reiese că întregul complex de

---

[12] I. Lup. Raport geologic minier cu situaţia rezervelor la 1.I. 1963. Arh. M.M.

[13] Lidia Dămăcuş, Florica Roşca. Raport geologic de sinteză sectorul Muncelul Mic. 1964. Arh. M. M.

[14] A. Gurău. 1966. Importanţa cercetărilor elementelor microtectonice la zăcămîntul metalifer din şisturi cristaline. Sub tipar S. S. N. G. Comunic. de geol. Vol. V. 1967.

şisturi cristaline are înclinări nordice, fiind paralel cu zăcămîntul. Acest raport l-am putut constata şi în perioada 1962—1965, în cadrul sectorului central al minei la nivelul orizonturilor Ladislau, Antoniu, Ignaţiu, Maria şi —40, (pl. IV, fig. 1 şi 2) iar în sectorul vestic la nivelul galeriilor 5, 7, 3, 4, 6 şi 9.

Observaţiile efectuate asupra clivajului de forfecare au demonstrat că acesta are o largă dezvoltare atît pe direcţie, cît şi în adîncime. La suprafaţă el a putut fi identificat în valea Vîlcezului, valea Berceanului, pîrîul Grajduri, valea Săliştei şi valea Bătrîna. Pretutindeni clivajul are direcţia generală WNW şi înclină către SW cu cca 35—55° (pl. V, fig. 2). Pe măsură ce ne deplasăm către vest spre valea Săliştei şi valea Bătrîna, clivajul îşi schimbă treptat direcţia, devenind aproape N—S unde are înclinarea către vest. La această schimbare a direcţiei clivajului, direcţia formaţiunilor geologice rămîne neschimbată, mărindu-se numai înclinarea lor către nord. Această situaţie se explică prin afundările axiale ale structurii, care se măresc de la est către vest pînă la 40—55°, cît şi împingerilor ulterioare exercitate asupra structurii iniţiale.

Sistuozitatea de stratificaţie a şisturilor este intens cutată, alcătuind cute dizarmonice, minore, strînse, de ordinul milimetrilor, decimetrilor şi metrilor. În diagramele locale, înclinările luate după aceste cute, dau o pereche de maxime cu poziţia nordică în diagramele pentru suprafeţele S_1, corespunzător celor două flancuri ale cutelor dizarmonice. Ele înclină către NNE cu cca 50—80°, conform înclinării către nord a flancului nordic al structurii majore (pl. V, fig. 1). Adesea, flancurile lor înclină şi către SW, dar înclinarea generală este către NNE. Maximele fisurilor (*ac*) şi liniaţiilor (*b*) se suprapun pe proiecţia intersecţiei planului mediu a suprafeţelor S_1 şi S_2, demonstrînd legătura lor cu cutarea rocilor sincronă metamorfismului regional (pl. V, fig. 3, 4, 5).

În cadrul structurii geologice elipsoidul de deformare ocupă o poziţie aproape verticală, avînd o înclinare a axei A către SE de cca 30° (pl. V, fig. 5).

Mineralizaţia plumbozinciferă din toată zona Muncelului este concordantă cu planul stratificaţiei iniţiale din şisturi. Ea este adesea însoţită de injecţii de pegmatit concordante cu stratificaţia iniţială, care formează cute ptigmatice. Structura lor este de obicei grafică. Minereul de galenă şi blendă are structura compactă, fiind dispus în benzi paralele cu planele S_1 şi mai rar sub forma de impregnaţii. În asociaţie cu ganga cuarţo-feldspatică, minereul are o structură spongioasă, vacuolară. Golurile din mine-

reu sînt de obicei sferoidale şi au pereţii interiori netezi. În unele cazuri mineralizaţia este dispusă şi pe planele de clivaj de forfecare (M. Socolescu, A. Gurău, 1965), fiind însoţită de injecţii de cuarţ şi feldspaţi de neoformaţie. Mineralizaţia cupriferă constituită din calcopirită este şi ea concordantă cu şistuozitatea de stratificaţie (pl. I, fig. 1); uneori, ea este dispusă, împreună cu ganga cuarţo-feldspatică de neoformaţie şi pe planele de clivaj sub formă de filonaşe (pl. I, fig. 2).

Clivajul rocilor este format din sisteme fine de fisuri în planul cărora s-au produs deplasări verticale, care au forfecat stratificaţia iniţială a rocilor cu mineralizaţia, deplasîndu-le la diferite nivele structurale. În majoritatea cazurilor, planele clivajului de forfecare formează cu stratificaţia fosilă un unghi de 90° (pl. III, fig. 1). Distanţa între planele de clivaj variază în limitele a 3—15 mm. Sistuozitatea de stratificaţie se observă mai bine acolo unde stratificaţia iniţială a fost mai grosieră şi mai puţin, acolo unde ea a fost foarte fină. În rocile descrise de H. Kräutner ca dykuri de porfiroide riolitice, clivajul de forfecare capătă, de asemenea, o dezvoltare foarte accentuată şi are înclinări către sud-vest. În eşantioanele lustruite perpendicular pe axa (*b*) a acestor roci se observă stratificaţia iniţială foarte clar; ea are înclinări nordice, fiind discordantă faţă de planele clivajului de forfecare. Această stratificaţie transformată în şistuozitate de stratificaţie este fin microcutată în pliuri de ordinul milimetrilor şi centimetrilor (pl. II, fig. 1, 2). Nu am observat în aceste roci cute minore de ordinul decimetrilor sau metrilor. Cauza ar fi, probabil competenţa lor ridicată, care în timpul cutării s-a comportat ca medii mai dure din punct de vedere tectonic. Secţiunile şlefuite paralel cu planul (*ac*), reprezintă singurele suprafeţe în care se poate observa şi deosebi clivajul de forfecare şi stratificaţia fosilă din aceste roci metamorfozate regional.

În alte pachete de şisturi şi roci porfirogene abundă numeroase porfiroblaste de albit, aproape idiomorfe, caracteristice şisturilor verzi cu porfiroblaste de albit (pl. II, fig. 1 şi 2, pl. III, fig. 1). După H. Kräutner, ele ar reprezenta fenomene de albitizare premetamorfică a feldspaţiilor potasici iniţiali. Distribuţia lor este de obicei neuniformă, ele apărînd numai în anumite porţiuni ale şisturilor. Mărimea acestora ajunge pînă la 5—10 mm. Porfiroblastele acestor feldspaţi se instalează atît pe planele S_1 cît şi pe planele S_2, iar clivajul de forfecare trece prin forme de dezvoltare progresivă.

În forma mai puţin avansată se poate observa macroscopic atît clivajul, cît şi stratificaţia fosilă (pl. II, fig. 1). Forma intermediară de

dezvoltare a clivajului de forfecare se manifestă prin claritatea fisurilor care îl formează, în detrimentul stratificaţiei fosile, care poate fi mai bine observată în secţiuni lustruite perpendicular pe axa (*b*) (pl. II, fig. 2). Forma cea mai avansată a dezvoltării clivajului de forfecare în aceste roci, este materializată prin pronunţarea foarte accentuată a acestuia (pl. III, fig. 1), iar stratificaţia fosilă nu poate fi observată decît în secţiuni şlefuite perpendicular pe axa (*b*) şi arareori în planul fisurilor (*ac*). În rocile cu acest tip de clivaj privite la microscop în secţiunile perpendiculare pe axa *b* se observă foarte bine şi prezenţa stratificaţiei fosile.

Prezenţa porfiroblastelor de albit o punem pe seama cristalizării metablastice. Din punct de vedere genetic nivelele şisturilor cu astfel de porfiroblaste se deosebesc de rocile porfirogene provenite din metamorfozarea rocilor riolitice sau keratofirice concordante. Instalarea nederanjată a porfiroblastelor în planele S_1, cît şi faptul că microcutarea nu a suferit vreo deranjare datorită prezenţei porfiroblastelor care au o elasticitate diferită, ar avea două explicaţii : fie că porfiroblastele s-au format sinmetamorfic ca urmare a regrupării substanţelor din soluţiile metamorfice, fie că ele sînt efectul unor feldspatizări ulterioare metamorfismului regional. În sprijinul celei de a doua presupuneri ar fi prezenţa în foarte dese cazuri a porfiroblastelor în planele clivajului de forfecare (pl. II, fig. 2; pl. III, fig. 1). În favoarea unor feldspatizări postmetamorfice cu caracter regional în această regiune, s-a pronunţat încă de la începutul explorărilor geologice în această provincie M. Socolescu [15]).

Procese de intensă feldspatizare apar îndeosebi în zona situată mai la est, înspre Veţel, unde apar sub forma chiar a unor migmatite lenticulare. Pretutindeni unde prezenţa materialului metasomatic de compoziţie cuarţo-feldspatică este mai frecventă, a imprimat rocilor şistoase o structură masivă cu aspect granitic. Din această cauză însăşi clivajele şi stratificaţia fosilă devine greu de observat (pl. III, fig. 2).

Concordanţa rocilor porfirogene cu şisturile înconjurătoare, continuarea lor pe distanţe mari de ordinul a cîţiva kilometrii în cadrul aceluiaşi nivel structural cît şi grosimea mai mult sau mai puţin uniformă, conduce la ideea că ele au provenit din metamorfozarea unor roci vulcanice stratiforme concordante cu celelalte depozite transformate ulterior în şisturi. Aspectul concordant al acestor roci cu şisturile a fost sesizat şi de

[15]) Comunicare verbală.

Olivia Pîrvu, 1955 [16]). Autoarea a considerat la timpul său, că rocile porfirogene au provenit din metamorfozarea dinamică a unor andezite, dacite sau riolite. Nu excludem posibilitatea că la formarea depozitelor care au dat naştere şisturilor şi rocilor porfirogene să fi participat şi produse piroclastice (tufuri, roci tufogene, tufitogene).

Dispoziţia concordantă a zăcămintelor de tip Muncel cu şisturile cristaline înconjurătoare, legătura lor cu roci porfirogene şi asocierea mineralizaţiei cu gangă cuarţo-feldspatică, sînt considerate adesea drept criterii care ar confirma o origine hidrotermală submarină cu posibilităţi de apariţie în preajma lor a zăcămintelor vulcanogen-sedimentare (O. Oelsner, 1960; V. I. Smirnov, 1964, 1965). După raportul apariţiei în timp a clivajului de forfecare faţă de şistuozitatea de stratificaţie, primul se dezvoltă în ultima fază a cutării de îndoire cu alunecare concentrică, cînd mişcările diferenţiale de alunecare încetează de a se mai produce paralel cu suprafeţele stratificaţiei iniţiale. În continuare, aceste mişcări iau naştere mai uşor şi se produc paralel cu planul axial al cutei majore, fapt pentru care apare şi dezvoltarea intensă a clivajului de forfecare (G. D. Ajghirei, 1956; W. I. Mead, 1940). Prezenţa clivajului de forfecare în structura geologică de la Muncel marchează trecerea de la formarea cutelor prin îndoire cu alunecare concentrică, la stadiul formării lor prin forfecare.

Din faptul că zăcămîntul de la Muncel este paralel cu stratificaţia iniţială şi este intersectat de clivajul de forfecare rezultă că el are o vîrstă mai veche în comparaţie cu clivajul. Acest argument de vîrstă relativă dintre zăcămînt şi clivajul discordant este în sprijinul metamorfismului regional al zăcămîntului. Asocierea frecventă a mineralelor metalifere cu mineralele de gangă cuarţo-feldspatice, silicifierea premetamorfică a rocilor din culcuşul şi coperişul zăcămîntului, denotă că acestea au fost transportate de soluţii hidrotermale şi depuse pe planele de stratificaţie iniţială în condiţii submarine (sub nivelul fundului marin) fără să fi luat contact cu apa din mare. Aceste soluţii au fost generate de aceleaşi surse magmatice-submarine, în faza hidrotermală, care au furnizat şi materialul de origine vulcanică pentru formarea rocilor porfirogene concordante.

În lumina acestor considerente, zăcămîntul de la Muncelul Mic-Muncelul Mare poate fi socotit un zăcămînt hidrotermal, submarin, concordant cu rocile înconjurătoare, metamorfozat regional, format în sta-

[16]) *Op. cit.* pct. 4.

diul iniţial de dezvoltare a geosinclinalului precambrian. Ulterior au avut loc şi fenomene de feldspatizare, substituind parţial şisturile prin invadarea soluţiilor metasomatice atît pe planele S_1 cît şi pe planele S_2.

Concluzii

Studiile microtectonice efectuate în aria zăcămîntului Muncelul Mic-Muncelul Mare-valea Bătrîna, au pus în evidenţă larga dezvoltare în regiune a clivajului de forfecare şi şistuozităţii de stratificaţie în toate rocile care alcătuiesc structura geologică a zăcămîntului. Adevărata stratificaţie iniţială a rocilor premetamorfice a putut fi pusă în evidenţă numai după identificarea clivajului de forfecare. Ca urmare a studiilor microtectonice s-au putut demonstra următoarele :

Zăcămîntul este stratiform şi concordant cu şisturile din jur ;

Înclinarea tuturor fromaţiunilor este către nord, fiind paralele cu zăcămîntul şi nu către sud aşa cum se considera anterior ;

Forma de zăcămînt a rocilor vulcanice metamorfozate regional nu este de dykuri, cum de asemenea reieşa din unele interpretări anterioare. Ele au provenit din metamorfozarea unor roci vulcanice care iniţial au fost concordante cu formaţiunile înconjurătoare ;

Zăcămîntul are origine hidrotermală, submarină, este concordant cu formaţiunile înconjurătoare şi metamorfozat regional.

BIBLIOGRAFIE

Ajghirei G. D. (1956) Strukturnaia geologhia. Iz—vo Mosk-vo Gos. Univ. Moskva.

Gheorghiu C. (1950) Observation sur la Vallée du Mureş entre Deva et Dobra (Dép. Hunedoara). Comunication préliminaire. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXIX (1940—1941) Bucureşti.

Gheorghiu C. (1958) Consideraţii asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice în şisturile cristaline din R.P.R. *Analele Univ. C. I. Parhon*, Bucureşti, Seria ştiinţelor naturii, nr. 19.

Gurău A. (1962) Determinarea elementelor structurale în rocile metamorfice. *Revista Minelor*. nr. 7 Bucureşti.

Gurău A. (1965) Observaţii referitoare la microtectonica zăcămintelor metalifere din şisturile cristaline. Sesiunea tehnico-ştiinţifică a T.P.E.M., Bucureşti, aprilie. *Rev. Minelor* nr. 12 Bucureşti.

Kräutner H. (1961) Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelul Mic (Poiana Ruscă). *Asociaţia geologică Carpato-Balcanică. Congresul al V-lea*, Bucureşti.

Luca V., Cotala S., Butucescu N. (1957) Cercetări geologice asupra mineralizaţiilor polimetalice de la Muncelul Mic raion Ilia, reg. Hunedoara. *Studii şi cercetări geologice, geografice.* Acad. R.P.R. Cluj, VIII. 3—4.

Mead W. I. (1940) Folding, rock flowage and foliate structures. *Journ. of. Geology.* Vol. 48 nr. 3. 1940.

Smirnov V. I. (1964) Sootnoşenie endoghennovo i eczoghennovo rudoobrazovania v submarinnih vulcanoghennih gheosinclinalnih compleksah. Problemî ghenezisa rud iz—vo Nedra — Moskva.

Smirnov V. I. (1965) Gheologhia Poleznih iscopaemih. Iz—vo Nedra — Moskva.

Socolescu M., Gurău A. Dumitrescu M., Catană V. (1965) Les caractéristiques structurales des gissements metalifères de la Zone Carpathique. *Carpatho-Balkan Geological Association,* VII Congress. Sofia 1965. Raports, Part. III.

NOUVELLES DONNÉES CONCERNANT LA CONNAISSANCE DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE ET DE LA GENÈSE DU GISEMENT DE SULFURES MÉTALLIQUES DE MUNCELUL MIC — MUNCELUL MARE (POIANA RUSCĂ)

PAR

A. GURĂU

(Résumé)

Le gisement de sulfures métalliques de Muncelul Mic — Muncelul Mare est situé dans l'unité épimétamorphique du NE du massif cristallin de Poiana Ruscă. Le gisement appartient à la zone des schistes séricito-quartzeux, séricito-chloriteux et chlorito-schistes à intercalations de schistes graphiteux et de roches porphyrogènes (porphyroïdes) concordantes.

Si les interprétations sur la structure et la genèse du gisement sont très diverses, c'est que la structure géologique en est très compliquée. Certains scientifiques, par exemple, ont considéré que le gisement appartenait au flanc méridional d'une structure anticlinale, étant concordant avec les formations l'entourant. A cette hypothèse a succédé une autre, selon laquelle le gisement aurait une forme sans contours à pendages vers le N, étant discordant par rapport aux formations environnantes dont le pendage est méridional. Conformément à cette hypothèse le gisement était censé avoir une genèse hydrothermale et une formation ulté-

PLANȘA I

PLANŞA I

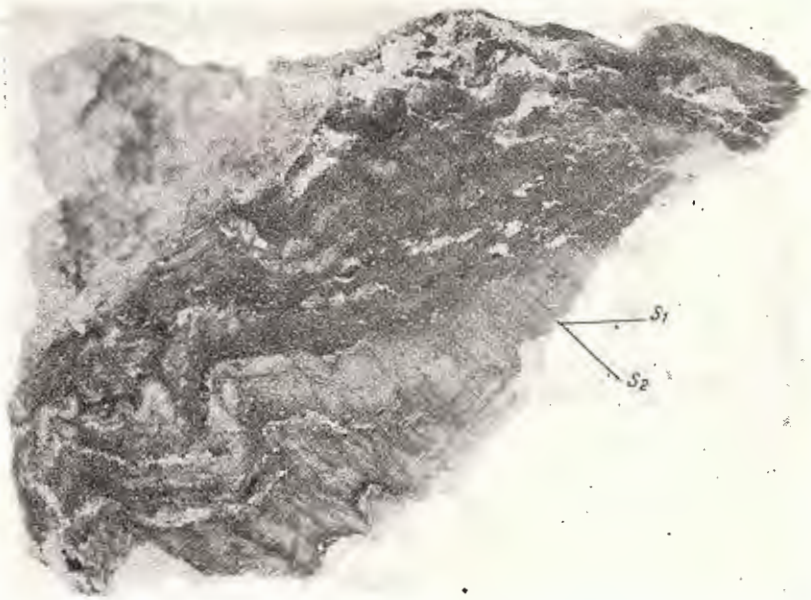
Fig. 1. — Mineralizaţia cupriferă (calcopirită + pirită) din zona II-a (culcuşul zonei cu minereu complex) este concordantă cu suprafeţele S_1. Secţiunea şlefuită perpendicular pe axa *b*. Mărime naturală.

La minéralisation cuprifère de la zone II (mur de la zone avec minerai complexe) est en concordance avec les surfaces S_1. Section polie perpendiculairement à l'axe *b*. Grandeur naturelle.

Fig. 2. — Injecţii de cuarţ + feldspat cu calcopirită, pe planele S_2 (clivajul de forfecare), intersectînd mineralizaţia complexă paralelă cu planele S_1. Secţiunea şlefuită perpendicular pe axa *b*. Mărimea naturală.

Injections de quartz + feldspath avec chalcopyrite, sur les plans S_2 (clivage de cisaillement) intersectant la minéralisation complexe parallèle aux plans S_1. Section polie perpendiculairement à l'ax *b*. Grandeur naturelle.

256 - 2



1

2

PLANȘA II

PLANȘA II

Fig. 1. — Șist cu porfiroblaste de albit în care suprafețele S_1 sînt mai accentuate decît suprafețele S_2 (Stadiul incipient de dezvoltare al clivajului de forfecare). Secțiune șlefuită perpendicular pe axa *b*. Mărime naturală.

Schiste à porphyroblastes d'albite dans lequel les surfaces S_1 sont plus accusées que les surfaces S_2 (Stade incipient de développement du clivage de cisaillement). Section polie perpendiculairement sur l'axe *b*. Dimension naturelle.

Fig. 2. — Sist cu porfiroblaste de albit în care suprafețele S_2, avînd o dezvoltare mai mare în comparație cu suprafețele S_1, tind să le mascheze. (Stadiul intermediar de dezvoltare a clivajului de forfecare. Secțiune șlefuită perpendicular pe axa *b*. Mărime naturală.

Schiste à porphyroblastes d'albite dans lequel S_2 dont le développement est plus large par rapport aux surfaces S_1 tendent à les dissimuler. (Stade intermédiaire de développement du clivage de cisaillement). Section polie perpendiculairement sur l'axe *b*. Dimension naturelle.

256-6

1

2

PLANŞA III

PLANŞA III

Fig. 1. — Sist cu porfiroblaste de albit în care clivajul de forfecare (S_2) are maximum de dezvoltare, mascînd în întregime şistuozitatea de stratificaţie, care se mai poate observa cu lupa sau în secţiuni subţiri tăiate perpendicular pe axa *b* (Stadiul final de dezvoltare a clivajului de forfecare). Secţiune şlefuită perpendicular pe axa *b*. Mărime naturală.

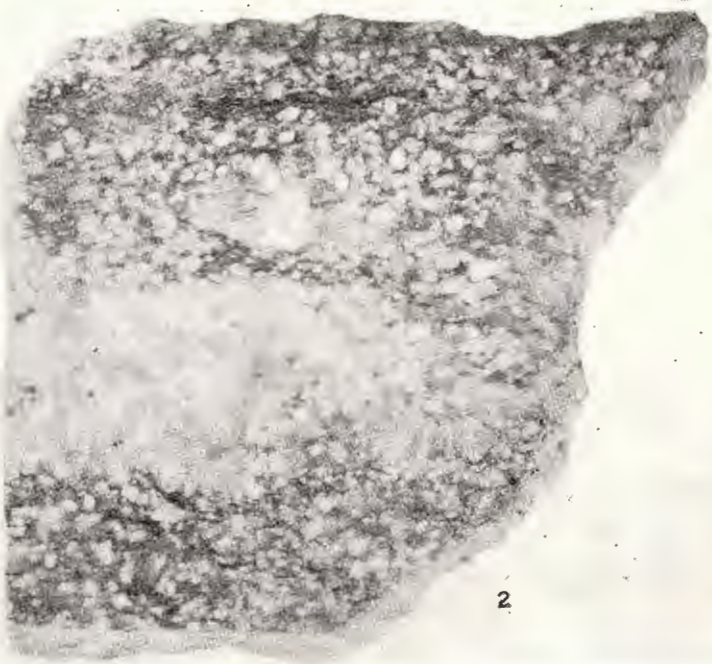
Schiste à porphyroblastes d'albite dans lequel le clivage de clisaillement (S_2) atteint le maximum de développement, dissimulant entièrement la schistosité de stratification, qui peut être également observée à la loupe ou en minces sections perpendiculaires sur l'axe *b*.(Stade final de développement du clivage de cisaillement). Section polie perpendiculairement sur l'axe *b*. Dimension naturelle.

Fig. 2. — Fenomen de feldspatizare a şisturilor verzi, ulterior metamorfismului regional. Secţiune şlefuită perpendicular pe axa *b*. Mărime naturală.

Phénomène de feldspathisation des schistes verts, ultérieur au métamorphisme régional. Section polie perpendiculairement sur l'axe *b*. Dimension naturelle.

256 - 10

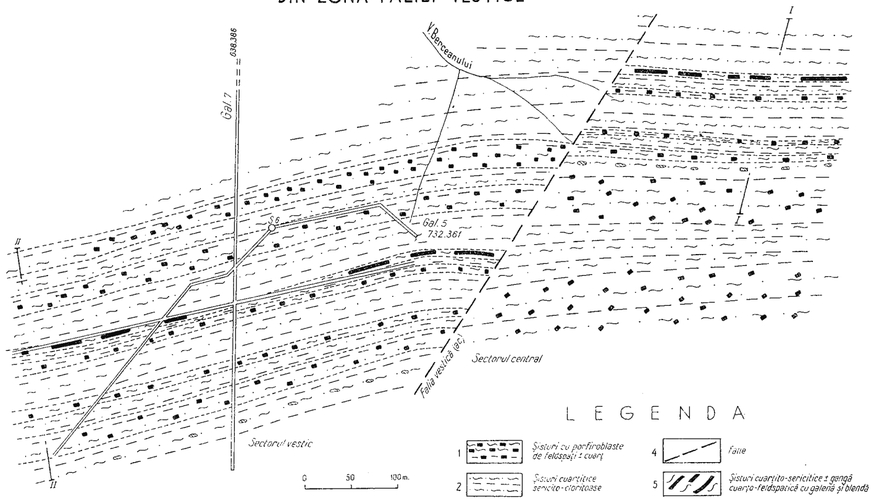
1



2

A.GURĂU

SCHIȚA GEOLOGICĂ A ZĂCĂMÎNTULUI MUNCELUL DIN ZONA FALIEI VESTICE



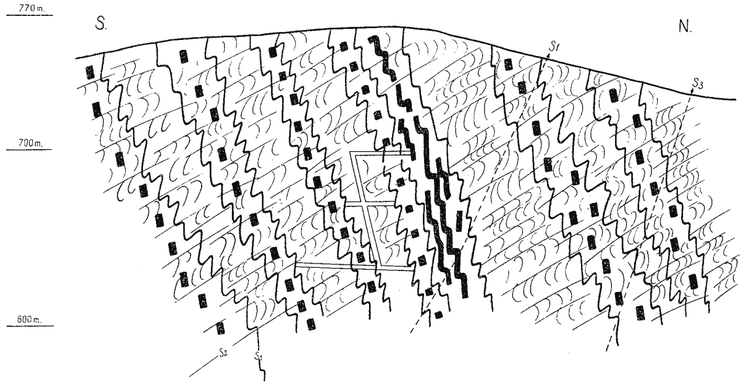
LEGENDA

1 Șisturi cu porfiroblaste de feldspați ± cuarț
2 Șisturi cuarțitice sericito-cloritoase
3 Lucrări miniere și de foraj
4 Falie
5 Șisturi cuarțito-sericitice ± gangă cuarțo-feldspatică cu galenă și blendă
6 Șisturi cuarțitice cloritoase cu calcopirită
7 Limită geologică
8 Direcția profilelor

Fig. 1

PROFIL STRUCTURAL TRANSVERSAL PRIN SECTORUL DE VEST AL ZACĂMÎNTULUI MUNCELUL MARE

II-II



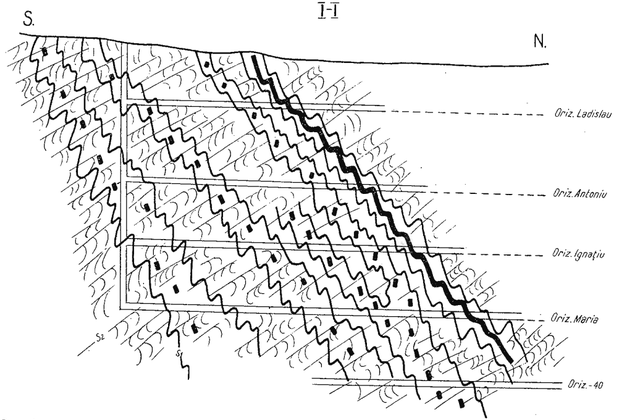
LEGENDA

1 Șisturi cu porfiroblaste de feldspați ± cuarț (Roci porfirogene) intens clivate
2 Șisturi cuarțito-sericitice, intens clivate cu galenă și blendă
3 Șisturi sericito-cloritoase intens clivate
S1 - Șistozitatea de stratificație
S2 - Clivajul de forfecare

Fig. 2

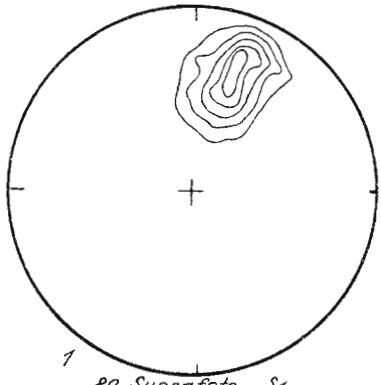
PROFIL STRUCTURAL PRIN SECTORUL CENTRAL AL MINEI MUNCELUL MIC

I-I

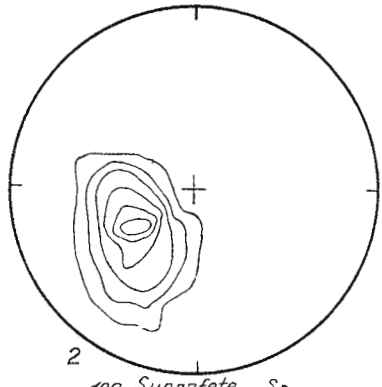


0 50 m.

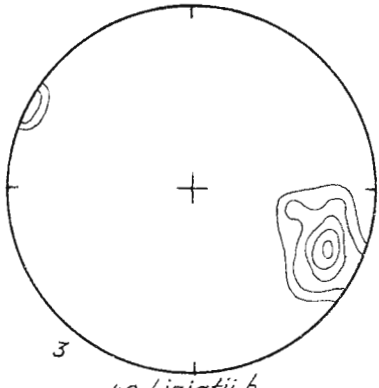
TECTOGRAME DE SECTOR PENTRU SUPRAFEȚE S_1, S_2, LINIAȚII b, FISURI ac *



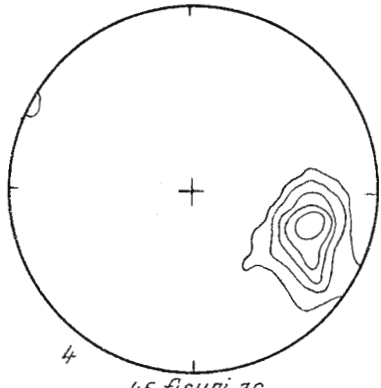
80 Suprafete S_1
conture: 1,2-2,5-6,3-11,2-13% ∠



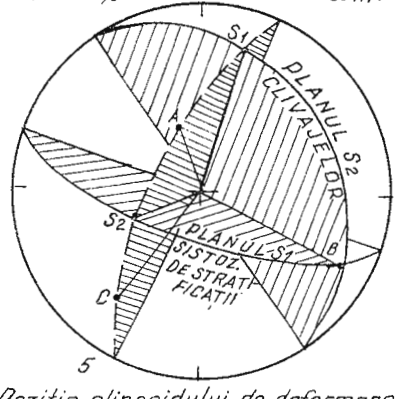
100 Suprafete S_2
conture: 1-4-5-7-8-10% ∠



40 Liniații b
conture: 2-7-14-19-22% ∠



45 fisuri ac
conture: 2-6-10-16-20% ∠



Poziția elipsoidului de deformare în cadrul structurii geologice a zăcămîntului Muncel. A-B-C = axele elipsoidului.

* Proiecții în emisfera superioară a rețelei Walter-Schmidt

rieure au métamorphisme régional. L'évolution de la connaissance de ces caractères du gisement connaît une nouvelle hypothèse suivant laquelle les roches porphyroïdes seraient des dykes à pendage septentrional et parallèles au gisement. On pensait que le gisement tout comme les dykes intersectaient les formations environnantes lesquelles seraient inclinées vers le S. Cette hypothèse attribuait au gisement une forme filonienne, une origine hydrothermale et une formation antérieure au métamorphisme régional et mettait sa genèse en rapport avec les dykes porphyroïdes.

Étayé des recherches plus récentes, qui ont utilisé la méthode micro tectonique, nous avons démontré que le clivage de cisaillement des schistes acquiert dans la région un large développement. Il a la direction générale WNW-ESE et le pendage méridional, intersectant sous un angle de 90° environ la stratification initiale des roches prémétamorphiques, qui, parallèles et concordantes au gisement, sont inclinées vers le N.

Le développement très accusé du clivage de cisaillement a été pris, par les recherches antérieures, pour une schistosité de stratification des schistes. C'est en fonction de ces données que l'on a conclu sur la structure et la genèse du gisement. Le clivage de cisaillement a une extension régionale dans le NE du massif de Poiana Ruscă. Il est apparu ultérieurement, pendant la phase d'achèvement du plissement flexural à glissement concentrique des formations et de la zone minéralisée. Sous cet aspect, le clivage de cisaillement passe pour un effet du plissement, synchrone au métamorphisme régional.

La concordance du gisement avec la schistosité de stratification dans le complexe métallifère concordant, vertical en direction des plans de clivage de cisaillement, l'absence du gisement sur les failles parallèles aux clivages de cisaillement, à part certaines mobilisations et feldspathisations ultérieures sont autant d'arguments en faveur du métamorphisme régional du gisement.

Le parallélisme du gisement avec les roches porphyroïdes, elles aussi concordantes avec les schistes et métamorphisées régionalement, l'association des mineraux metalliques aux mineraux de gangue quartzo-feldspathiques viennent souligner l'origine hydrothermale sous-marine du gisement.

Pour conclure, l'utilisation de la methode microtectonique à l'étude du gisement a servi à démontrer que : 1, le gisement est stratiforme et concordant avec les schistes environnants ; 2, le pendage de toutes les formations est septentrional et non méridional comme le pensait jusqu'ici ;

3, le gisement est situé dans le flanc septentrional d'une structure anticlinale ; 4, la forme de gisement des roches volcanogènes métamorphisées est concordante et ne représente pas de dykes ; 5, l'ouvrage argumente, au point de vue structural, l'origine hydrothermale, sous-marine du gisement, la concordance avec les formations environnantes et sa formation au stade initial de développement du géosynclinal précambrien.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche IV

Fig. 1. — Exquisse géologique du gisement de Muncelul dans la zone de la faille occidentale.

1, schistes à porphyroblastes de feldspath ± quartz ; 2, schistes quartzitiques séricito-chloriteux ; 3, travaux miniers et de forage ; 4, faille ; 5, schistes quartzito sériciteux ± gangue quartzito-feldspathique à galène et blende ; 6, schistes quartzitique chloriteux à chalcopyrite ; 7, limite géologique ; 8, directions des coupes géologiques.

Fig. 2. — Coupe géologique structurale à travers le secteur occidental du gisement de Muncelul Mare II—II et coupe géologique structurale à travers le secteur central de l'exploitation minière de Muncelul Mic I—I :

1, schistes à porphyroblastes de feldspath ± quartz (roches porphyrogènes) intensément clivés : 2, schistes quartzito-sériciteux intensément clivés, minéralisés avec galène et blende ; 3, schistes séricito-chloriteux intensément clivés. S_1 = schistositée de stratification ; S_2 = clivage de cisaillement.

Planche V

Tectonogrammes de secteur pour les surfaces S_1, S_2, linéations *b*, fissures *ac*.

1, 80 surfaces S_1 contours : 1, 2—2, 5—6, 3—11, 2—13 % < ;

2, 100 surfaces S_2 contours : 1—4—5—7—8—10 % < ;

3, 40 linéations b. contours : 2—7—14—19—22 % < ;

4, 45 fissures ac contours : 2—6—10—16—20 % < ;

5, position de l'ellipsoïde de déformation dans le cadre de la structure géologique du gisement de Muncel. A—B—C = axes de l'ellipsoïde.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

PREPARAREA MINEREURILOR

CERCETĂRI PENTRU STABILIREA POSIBILITĂŢILOR DE CONCENTRARE A MINEREULUI CUPRIFER DE LA MOLDOVA NOUĂ, SECTORUL FLORIMUNDA [1])

DE

B. GEORGESCU, G. MUŞEŢEANU [2])

Abstract

Researches Concerning the Possibilities of Concentrating the Cupriferous Ore of Moldova Nouă Area, Florimunda Sector. The authors present the results of researches concerning the possibilities of dressing an ore sample of Moldova Nouă area, Florimunda Sector —III, with a content of 1.30 % Cu ; 0.7 % Zn ; 10 % S and 27 % Fe (of which approximately 45 % are under the form of magnetite). By applying a technological scheme, that includes differential flotation followed by magnetic separation, it proved possible to obtain concentrates of chalcopyrite, blende, pyrite and magnetite.

În cursul anului 1965, în cadrul Secţiei de prepararea şi valorificarea substanţelor minerale utile, s-a executat o serie de cercetări pentru determinarea posibilităţilor de preparare complexă a minereului de la Moldova Nouă — Sectorul Florimunda în vederea obţinerii unor concentrate valorificabile de calcopirită, pirită şi eventual blendă şi magnetită, în condiţii economice avantajoase.

Zăcămîntul de la Moldova Nouă, cel mai important zăcămînt cuprifer din România, a fost pus în evidenţă prin lucrările de prospectare şi explorare ale Comitetului de Stat al Geologiei, executate începînd din 1950, şi a intrat parţial în exploatare în 1963. În prezent sînt în curs lucrări de explorare în sectoarele Vărad şi Florimunda.

[1]) Comunicare în şedinţa din 25 februarie 1966

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff 55 Bucureşti.

Proba de minereu din sectorul Florimunda, corpul III, cu care s-au executat cercetările a fost colectată în părţi egale din lucrările de explorare de la orizontul de bază şi orizontul 45 m. Colectarea s-a făcut prin brazde verticale cu secţiunea 10 × 5 cm², din metru în metru, pe un perete al transversalelor care au interceptat zonele utile, luîndu-se cantităţi proporţionale cu grosimea zonei mineralizate din fiecare lucrare.

Mineralizaţia din sectorul Florimunda este situată la contactul banatitelor cu calcarele jurasice, de la nord de Apele Albe. La contactul, din coperiş, dintre calcarele cristaline şi rocile eruptive de tip banatitic, au luat naştere concentrări de substanţe minerale utile constituite în principal din pirită, calcopirită şi magnetit. Roca gazdă a minereului compact este un scarn cu granaţi şi epidot. Mineralizaţia este reprezentată prin pirită şi calcopirită şi subordonat prin oxizi şi hidroxizi de fier. Mineralizaţia ocupă spaţiile dintre cristalele idioblastice de granat, constituind astfel un ciment de legătură între idioblastele de granat, mărind consistenţa rocii.

În scopul obţinerii unor probe necesare analizei chimice generale, studiului mineralogic precum şi pentru cercetările experimentale de preparare, proba tehnologică primită a fost supusă unor lucrări de pregătire, care au constat din operaţii de omogenizare, sfărîmare şi reducere.

Analiza chimică generală a indicat următoarele conţinuturi :

	%		%
Cu	1,32—1,37	Fe_2O_3	39,54
S	10,23—10,26	Na_2O	0,06
Zn	0,73	Indiu	1—3 g/t
CaO	18,82		
SiO_2	18,22	Al_2O_3	4,41
Fe	27,65	As	0,08
Mo	0,002		

Mineralele utile prezente în probă sînt pirita, calcopirita, magnetita, blenda, proba prezentînd interes economic, în primul rînd pentru cupru şi subordonat pentru sulf, zinc şi pentru fierul care se găseşte sub formă de magnetit (aprox. 45% din fierul total), restul fierului fiind împărţit între calcopirită şi pirită (cca 35—40%) şi granaţi cca 15—20%.

Cercetări anterioare privind prepararea minereului din diferite sectoare ale zăcămîntului Moldova Nouă

Pentru stabilirea posibilităţilor de preparare a minereurilor din zonele explorate în anii trecuţi — unele din ele intrate în exploatare — au mai

fost executate pînă în prezent o serie de studii atît de către I.C.E.M.I.N.[3-6]) cît şi de către Secţia de preparare de la Institutul Geologic, pe diferite probe la scară laborator sau pilot, în vederea valorificării cuprului şi eventual magnetitei.

În tabelul 1 sînt arătate cîteva caracteristici chimice şi mineralogice ale probelor care au fost studiate anterior comparativ cu proba care face obiectul prezentei comunicări.

Rezultă că proporţiile în care apar mineralele utile sau de gangă sînt diferite.

TABELUL 1

Date chimico—mineralogice ale probelor din zăcămîntul Moldova Nouă

Elemente	Zăcăm. Suvorov		Zăcăm. Valea Mare		Zona Vărad	Zona Florimunda
	Proba laborator	Proba pilot	Probe laborator		Proba labor.	Proba labor.
			ICEMIN	INST. GEOL.	INST. GEOL.	INST. GEOL.
Cu	0,87	0,75	0,88	0,83	0,68	1,25—1,35
Pb	0,10	0,05	0,05	urme	lipsă	lipsă
Zn	0,63	0,46	0,40	0,36	0,03	0,7—0,9
S	11,06	14,12	14,85	12,00	10,7—11,0	10,25
Fe	19,28	22,55	19,80	16,20	18,81	27,65
SiO_2	17,74	15,10	16,40	20,56	24,05	18,22
Al_2O_3	5,30	3,53	3,80	4,37	5,69	4,41
CaO	29,20	14,48	23,60	23,95	21,70	18,82
Pirită	21,0	25,0	25,0	20,6	18,8	15—16
Calcopirită	2,6	2,2	2,6	2,39	1,9	3,8—3,9
Magnetit	3,4	6—8	1,0	1—0,8	sub 1,0	cca 15

Toate probele prezintă interes pentru cupru (conţinuturi între 0,7 şi 1,3%), dar trebuie remarcată diferenţa sensibilă între conţinuturile de

[3]) S. Dima, L. Iliescu. Studiul preparării minereului cuprifer de la Moldova — Nouă — fază laborator — ICEMIN-Bucureşti, 1959.

[4]) E. Popa, L. Iliescu. Studiul preparării minereului cu conţinut de Cu, Fe, S din zăcămîntul de la sud de Valea Mare — Moldova Nouă — ICEMIN — Bucureşti, 1960.

[5]) E. Popa et al. Studiul de cercetare privind prepararea minereului din zăcămîntul Suvorov — Moldova Nouă — fază pilot — ICEMIN — Bucureşti, 1961.

cupru ale probei din sectorul Florimunda (aprox. 1,3%) şi ale celorlalte probe (sub 0,9%).

De asemenea, numai una din probele din sectorul Suvorov şi mai ales proba din sectorul Florimunda au conţinuturi interesante pentru magnetită (6—8% respectiv 15—16%) şi numai pentru proba de la Florimunda s-ar putea pune şi problema recuperării zincului (conţinutul în probă fiind de 0,7—0,9% Zn).

Cercetările făcute de ICEMIN [6]) în fază laborator şi pilot pe probele din sectoarele Suvorov (S. Dima, L. Iliescu[7]) şi Valea Mare (E. Popa, L. Iliescu [8]) au arătat că este posibilă valorificarea Cu şi S în condiţii tehnico-economice avantajoase.

Prin flotaţie s-au obţinut concentrate de Cu cu 20—22% Cu corespunzător unor recuperări de cupru de 85—87% şi concentrate de pirită cu 39—41% S cu extracţii de sulf de 76—86%.

Încercările pentru recuperarea magnetitei din sterilul flotaţiei la proba pilot Suvorov cu cca 6—8% magnetit, au dus la obţinerea, prin separare magnetică, a unor concentrate cu 52—65% Fe cu recuperări corespunzătoare de Fe de 57%.

De asemenea, tot pe această linie, cercetările făcute în 1962 de Secţia de preparare a Institutului Geologic (B. Georgescu, Angela Oprescu[9]) pe o probă de minereu din sectorul Valea Mare au ajuns la concluzia că dat fiind conţinutul scăzut de magnetit (cca 1%) minereul nu prezintă interes practic pentru acest element.

Tot în cadrul Institutului Geologic — 1964 — s-au făcut cercetări de preparare pe o probă din sectorul Vărad (Angela Oprescu[10]). Prin flotaţie s-au obţinut concentrate cu 20% Cu corespunzător unor extracţii de cca 80%, sterilele avînd cca 0,05% Cu, de asemenea concentrate de S cu cca 40—42% Cu cu recuperări de min. 75%.

În anul 1965, instalaţia de preparare de la Moldova Nouă, prelucrînd minereu din sectoarele Suvorov şi Florimunda, cu un conţinut mediu de

---

[6]) L. Maghiaru et al. Prepararea banatitelor cu impregnaţii cuprifere de la Moldova Nouă — fază laborator. ICEMIN — Bucureşti, 1962.

[7]) *Op. cit.* pct. 3.

[8]) *Op. cit.* pct. 4.

[9]) B. Georgescu, Angela Oprescu. Raport privind stabilirea conţinutului de magnetită separabilă într-o probă de la Moldova Nouă — Valea Mare. 1962. Arh. Inst. Geol.

[10]) Angela Oprescu — Cercetări tehnologice pentru stabilirea posibilităţilor de valorificare a minereului cuprifer din sectorul Vărad — Moldova Nouă. Inst. Geologic. 1964.

TABELUL 2

Nr. înc.	Fineţea măcinării	Produse	Extracţie de concentrat v, %	Conţinut de		Extracţia m, de	
				Cu %	Zn %	Cu %	Zn %
22	−0,25 mm	Conc. Cu 1	3,0	24,2	3,66	54,2	12,7
		Conc. Cu 2	2,1	16,45	6,01	25,8	14,5
		Conc. Zn 1	2,1	6,15	23,2	9,5	56,2
		Conc. Py 1	15,8	0,63	0,65	7,6	12,0
		Conc. Py 2					
		Steril final	77,0	0,05	0,05	2,9	4,9
		Alimentare	100,0	1,34	0,87	100,0	10,00
12	−0,16 mm	Conc. Cu 1	3,9	23,5	3,98	72,4	18,1
		Conc. Cu 2	1,8	9,98	7,52	14,2	15,9
		Conc. Zn 1	1,6	4,3	27,1	15,6	50,9
		Conc. Py 1	10,0	0,4	0,78	3,1	9,0
		Conc. Py 2	3,7	0,56	0,38	1,4	1,6
		Steril final	79,0	0,05	0'05	3,9	4,5
		Alimentare	100,0	1,26	0,86	100,0	100,0
18	−0,10 mm	Conc. Cu 1	4,4	22,9	9,3	75,8	39,4
		Conc. Cu 2	1,8	11,1	9,9	15,0	15,3
		Conc. Zn 1	2,0	2,5	21,2	1,9	36,6
		Conc. Py 1	12,2	0,29	0,49	2,6	5,2
		Conc. Py 2					
		Steril final	79,6	0,05	0,05	4,7	3,5
		Alimentare	100,0	1,34	1,16	100,0	100,0

Condiţii de lucru:

a) la prima flotare

diluţie 4/1 (L/S)
reactivi :
În moară :

silicat de sodiu 1,5 kg/t
var 2,5 „
Thiocarbanilidă 7 g/t
(adăugat sub formă de amestec TT 10 %)

În celulă : debit de aer la flotare cca 250 l/h
La flotarea calcopiritei
var 250 g/t pH = 8,5
Thiocarbanilidă cca 10 g/t (sub formă de TT)
Timp de flotare : 8,5 min.
Timp condiţionare : 11 min.
La flotarea blendei
var 500 g/t pH = 8,5−9
sulfat de cupru 1 kg/t
aerofloat 243 cca 50 g/t
flotanol 15 g/t pH = 8.5−9
Timp condiţionare : 17 min.
Timp flotare : 5 min.

aproximativ 0,6% Cu, a produs concentrate de calcopirită cu 19—20% Cu, cu extracţii de metal de cca 80% şi concentrate de pirită cu 40—42% S şi recuperări de sulf de cca 75% (tabelul 2).

Cercetări experimentale prin flotaţie

Date fiind caracteristicile mineralogice ale probei, cercetările experimentale au urmărit o linie tehnologică cuprinzînd flotaţia pentru obţinerea unor concentrate separate de calcopirită, pirită eventual blendă, combinată cu separarea magnetică a magnetitei.

La flotaţie s-a urmărit într-o primă etapă stabilirea condiţiilor (reactivi, măcinare, etc.) necesare pentru obţinerea unor concentrate primare în care să se recupereze cea mai mare parte a mineralelor şi în a doua etapă, condiţiile de reflotare (schemă, reactivi, etc.) a concentratelor primare pentru obţinerea unor concentrate finale cu conţinuturi cît mai bogate şi cu recuperări cît mai bune.

a) *Flotaţia primară a calcopiritei.* Pentru obţinerea unui concentrat separat de cupru, s-au făcut încercări de flotaţie cu depresarea blendei şi piritei înainte de flotarea cuprului.

Pentru blendă s-au folosit ca reactivi depresanţi sulfat de zinc separat sau împreună cu cianură de potasiu, iar pentru pirită var.

După flotarea calcopiritei s-a încercat activarea blendei cu sulfat de cupru şi flotarea ei cu aerofloat 243 după ce în prealabil s-a adăugat o cantitate de var (cca 500—1000 g) pentru a opri pirita să floteze.

Pirita s-a flotat în mediu neutru la pH 7 sau slab acid (pH 6,5) în care caz s-a activat în prealabil cu acid sulfuric 500 g/t, sau respectiv 1000 g/t. Ca reactiv colector s-a folosit xantatul butil de K, cca 50—60 g/t, ca spumant flotanol „Hoechst".

De asemenea s-au făcut unele încercări de reflotare a concentratelor de cupru şi zinc cu şi fără remăcinare prealabilă, în care caz s-a obţinut cîte un concentrat final de cupru respectiv zinc şi cîte un produs intermediar. Acestea din urmă, în condiţiile unei flotaţii în circuit continuu se vor putea reintroduce în circuit în prima parte a flotaţiei.

Încercările de flotaţie au fost executate într-o maşină tip Wedag cu o celulă de 4 l, lucrîndu-se cu 1000 g minereu la o încercare. Reflotările au fost executate cu aceiaşi maşină însă folosind celula de 1 l.

Pentru a se obţine un mediu alcalin favorabil flotaţiei calcopiritei, totodată pentru a depresa pirita prezentă, s-au executat încercări de flotaţie la care s-a folosit ca reactiv alcalinizator varul. Încercările au arătat că pentru o depresare satisfăcătoare a piriţei este necesar în celulă un pH mai mare ca 8. În scopul realizării acestui pH, consumul specific de var a fost de cca 2,5 kg/t, adăugat în timpul măcinării.

Încercările efectuate cu cantităţi de var mai mici, corespunzătoare unui pH mai mic ca 8—8,5 au arătat existenţa unei cantităţi mari de pirită în concentratul de calcopirită.

Pentru determinarea fineţei de măcinare cele mai potrivite, s-au executat încercări de flotaţie cu minereu măcinat la 0,25 mm, 0,16 mm şi respectiv 0,10 mm.

Condiţiile de lucru şi indicii obţinuţi la aceste încercări sînt arătate în tabelul 2.

Pentru evitarea supramăcinării, toate încercările s-au executat cu măcinări în 2 trepte.

Se constată astfel că pierderile de Cu şi Zn în sterilul final rămîn practic mici (cca 0,05%) indiferent de gradul de măcinare.

Ne-am oprit asupra măcinării la 0,16 mm, deoarece după cum se poate vedea în tabelul 2, extracţiile în Cu sînt mai bune în acest caz (cel puţin pentru prima fracţiune : 54,2% în cazul măcinării la 0,25 şi 72—73% în cazul măcinării la 0,16), la un conţinut de cupru în concentrat aproximativ egal cu 23,5—24%.

În tabelul 3 este arătat, la o serie de încercări, variaţia diferiţilor indici tehnologici în funcţie de variaţia fineţii de măcinare, în diferite condiţii de lucru. S-a experimentat thiocarbanilida adăugată sub formă de amestec TT (10% thiocarbanilidă în ortotoluidină) cunoscut ca un colector cu o selectivitate deosebită pentru minereurile de cupru. S-au făcut de asemenea încercări cu xantat butilic, 50 g/t. Rezultatele obţinute la una din încercările la care s-a utilizat amestec TT sînt arătate în tabelul 4. Se constată că se obţin concentrate de Cu cu cca 20% Cu, cu cca 5% Zn, dovedindu-se a fi selectiv în special faţă de pirită.

În condiţiile în care s-au obţinut unele rezultate la flotaţia calcopiritei s-a constatat că odată cu calcopirita flotează şi o parte din blenda aflată în minereu. Astfel în cazul măcinării la 0,16 mm, concentratul cuprifer are cca 5% Zn, corespunzător unei extracţii în zinc de cca 35%.

TABELUL 3

Influenţa variaţiei gradului de măcinare asupra indicilor, la flotaţie

Gradul de măcinare:	0,16 mm		0,16 mm		0,10 mm		0,25 mm		0,25 mm		0,25 mm	
Nr. încercării:	12		38		18		22		39		40	
Factor variabil:	Fără depresare		Cu depresare		Fără depresare		Fără depresare		Cu depresare		Cu depresare	
Elemente	Cu %	Zn %	Cu %	Zn %	Cu %	Zn %	Cu %	Zn %	Cu %	Zn %	Cu %	Zn %
Conc. Cupros — Conţinuturi,	19,3	5,1	22,2	2,3	22,9	10,0	21,0	4,5	19,5	3,2	19,0	3,9
Conc. Cupros — Recuperări,	87,0	34,0	87,7	13,7	91,0	45,0	80,0	27,0	81,0	20,0	85,5	27,1
Conc. Zincos — Conţinuturi,	4,3	27,0	3,1	29,9	2,5	21,2	6,1	23,2	4,4	22,9	3,5	26,0
Conc. Zincos — Recuperări,	15,5	51,0	4,5	64,3	1,9	36,6	9,5	56,2	7,6	60,2	4,6	54,5
Sterile finale — Conţinuturi	0,05	0,05	0,05	0,05	—0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Sterile finale — Pierderi,	3,2	4,5	2,8	4,2	4,7	3,5	2,9	4,6	3,5	4,9	2,9	4,2

TABELUL 4

Nr. încerc. Fineţea măcinării	Colector folosit g/t	Produse	Extracţia de concentrat v, %	Conţinut de				Extracţia m, de			
				Cu	%	Zn	%	Cu	%	Zn	%
24 0,16 mm	Xantat butilic de potasiu 25 g/t la flotaţia calcopiritei	Conc. cupros 1	3,0	22,0		3,9		52,5		15,4	
		Conc. cupros 2	3,4	13,4	17,4	11,9	8,1	3,6	88,5	45,3	60,7
		Conc. zincos 1	1,5	3,6		17,1		4,3		28,6	
		Conc. piritos 1	11,7	0,3		0,4		3,6		5,4	
		Conc. piritos 2	2,5	0,3		0,3		0,6		0,9	
		Steril final	77,9	0,05		0,05		3,0		4,4	
		Alimentare	100,0	1,26		0,87		100,o		100,0	
12 0,16 mm	Thiocarbanilidă sub formă de amestec TT 16—17 g/t Thiocarbanilidă.	Conc. cupros 1	3,9	23,5		4,0		72,4		18,1	
		Conc. cupros 2	1,8	10,0	19,3	7,5	5,1	14,2	86,6	15,9	34,0
		Conc. zincos 1	1,6	4,3		27,0		15,5		50,9	
		Conc. piritos 1	10,0	0,4		0,8		3,1		9,0	
		Conc. piritos 2	3,7	0,6		0,4		1,4		1,6	
		Steril final	79,0	0,05		0,05		3,9		4,5	
		Alimentare	100,0	1,26		0,86		100,0		100,0	

Condiţii de lucru:

a) La prima flotare:
măcinare 0,16 mm
diluţie (L/S) 4/1
reactivi:
În moară:
silicat de sodiu 1,5 kg/t
var 2,5 „

În celulă:
debit de aer la flotare 250 l/h
La flotarea calcopiritei
var 250 g/t
amestec TT sau xantat: 30 g/t
Timp de flotare: 8,5 min.

Timp de condiţionare: 11 min.
La flotarea blendei:
var 500 g/t pH = 8,5—9
sulfat de cupru 1 kg/t
aerofloat 243 50 g/t
flotanol 15 g/t
Timp de condiţionare: 17 min.
Timp de flotare: 5 min.

Pentru a scădea conţinutul de Zn al concentratelor de calcopirită s-au executat o serie de încercări la care s-a utilizat sulfat de zinc singur sau împreună cu mici cantităţi de cianură.

S-a constatat că prin folosirea combinată a sulfatului de zinc cu cianură se obţin concentrate de calcopirită cu mai puţin zinc.

Astfel, la consumuri de 1 kg/t sulfat de zinc şi 200 g/t cianură, conţinutul de Zn al concentratelor de calcopirită scade pînă la cca 2%, faţă de minimum 3,3% în cazul în care s-a adăugat numai sulfat de Zn.

Sulfatul de Zn s-a adăugat numai în moară, iar cianura jumătate în moară, jumătate în celulă.

b) *Flotaţia primară a blendei.* Pentru obţinerea unui concentrat de blendă, s-au executat o serie de încercări la care după flotarea calcopiritei s-a adăugat 500—1000 g/t var şi cca 1 kg/t sulfat de cupru. Ca reactiv colector s-a folosit aerofloat 243 iar ca spumant flotanol Hoechst, 15 g/t.

Rezultatele experienţelor arată că se poate obţine un produs cu cca 29% Zn corespunzător unei extracţii de Zn de min. 60% şi a unei extracţii de concentrat de cca 2% (tabelul 5).

c) *Flotaţia primară a piritei.* Conţinutul de cca 15% pirită ne-a pus problema cercetării posibilităţilor de obţinere a unui produs valorificabil de sulf.

În acest scop s-a adăugat cca 1 kg/t acid sulfuric pentru activarea piritei; ca reactiv colector s-a folosit xantat butilic de potasiu (cca 50 g/t) iar ca spumant flotanol Hoechst (cca 12 g/t).

Indicii tehnici obţinuţi la experimentările executate, arată că printr-o singură flotare se poate obţine un concentrat de pirită cu 43—45% S cu o extracţie corespunzătoare de 75—80% şi o extracţie în concentrat de 16—17%.

Sterilele mai conţin încă 0,9—1,0% S. Considerăm că este posibil ca prin încercări mai sistematice, eventual utilizînd alţi reactivi şi alte condiţii şi timpi de flotaţie, să se poată scădea conţinutul de sulf al sterilelor finale.

În tabelul de mai jos sînt arătate conţinuturile în alte elemente ale concentratelor de calcopirită.

d) *Cercetări de reflotare a concentratelor primare.* În scopul obţinerii unor concentrate finale cît mai bogate în cupru şi zinc, s-au executat o

Conţinuturi %				
Cu	Zn	Fe	S	Mo
22,3	2,3	28,9	23,2	0,04

TABELUL 5

Produse	Extracţia de concentrat v, %	Conţinuturi		Extracţii	
		Cu %	Zn %	Cu %	Zn %
Conc. cupros	5,4	22,2	2,3	87,7	13,7
Conc. zincos	2,0	3,1	29,1	4,5	63,4
Conc. piritos	16,8	0,4	1,0	5,0	18,7
Steril final	75,8	0,05	0,05	2,8	4,2
Alimentare	100,0	1,37	0,92	100,0	100,0

Condiţii de lucru:

Nr. încercări : 38

A) Flotaţia calcopiritei

măcinare — 0,16 mm	
diluţie 1/4(S : L)	
reactivi în moară	
var	2,5 kg/t
cianură de potasiu	0,1 „
sulfat de zinc	1 „
silicat de sodiu	1,5 „
amestec TT (Thiocarb.)	7 g/t
în celulă :	
var	0.5 kg/t
cianură de potasiu	0,1 „
amestec TT (Thiocarb.)	7 g/t
pH = 8—8,5	
Timp condiţionare :	16 min.
Timp de flotare :	8,5 „

B) Flotaţia blendei

var	1 kg/t
sulfat de cupru	1 „
aerofloat 243	50 g/t
flotanol	15 „
Timp condiţionare :	13 min.
Timp flotare :	5 „

C) Flotaţia piritei

acid sulfuric	500 g/t
xantat butilic	50 „
pH = 6,3—6,6	
Timp condiţionare :	11 min.
Timp flotare :	13 „

serie de experimentări de reflotare a concentratelor brute de cupru şi zinc obţinute în condiţiile optime stabilite anterior.

Reactivii utilizaţi au fost : silicatul de sodiu pentru depresarea mineralelor de gangă şi cianură de sodiu pentru depresarea piritei şi eventual a blendei (în cazul reflotării concentratului primar de calcopirită).

Reflotările s-au executat tot cu maşina de flotaţie tip Wedag, folosindu-se celula de 1 l.

Schemele după care au fost executate aceste încercări sînt arătate în fig. 1 şi 2.

Astfel schema din fig. 1 constă în remăcinarea la 0,08 mm a concentratului brut şi obţinerea printr-o singură operaţie de reflotare a unui produs final de cupru şi a unor produse intermediare, care în situaţia unui flux continuu sînt reintroduse în circuitul de flotaţie.

Schema din fig. 2 diferă de prima prin aceea că s-a introdus o operaţie de remăcinare a produselor intermediare.

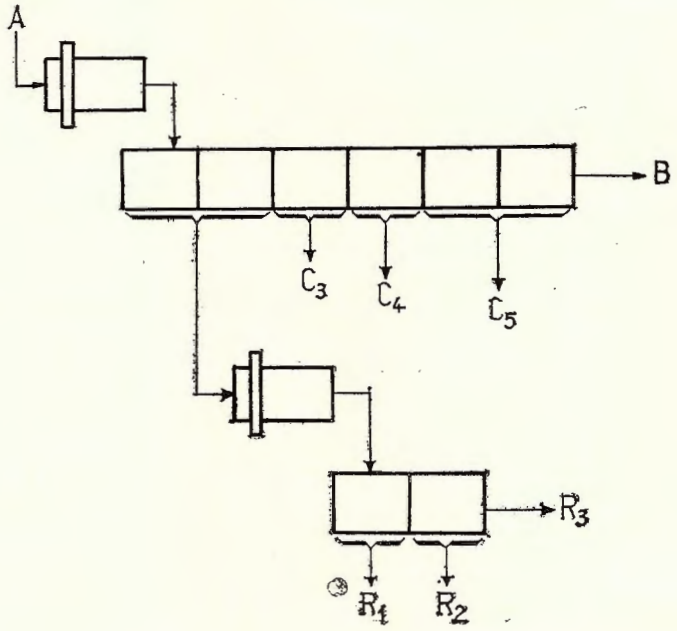


Fig. 1. — Schema tehnologică de reflotare a concentratelor de la flotaţia primară a calcopiritei cu remăcinare prealabilă.
Schema technologique de la reflottation des concentrés de la flottation primaire de la chalcopyrite rebroyée en préalable.

Cele mai interesante rezultate obţinute prin aplicarea unor scheme de genul celor din fig. 1 şi 2, de asemenea condiţiile şi regimul de reactivi cu care s-a lucrat, sînt date în tabelul 6 şi respectiv 7.

Din aceste tabele se poate vedea că lucrînd în condiţiile schemei din fig. 1 se poate obţine un produs final de Cu cu cca 23—25% Cu şi 2,3% Zn, extracţia de Cu în acest produs fiind de cca 73% iar extracţia în concentrat de cca 2,9%, rezultînd de asemenea şi un produs intermediar care

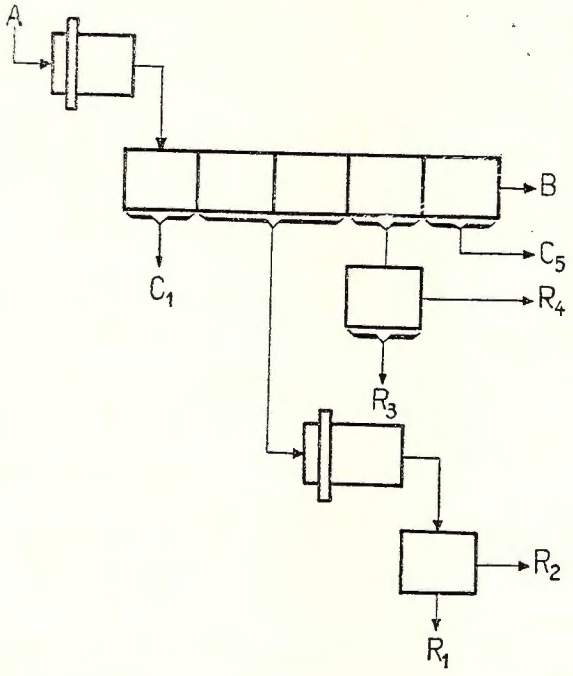


Fig. 2. — Schema tehnologică de reflotare a produselor intermediare de la flotaţia calcopiritei.
Schéma technologique de la reflottation des produits intermédiaires résultés de la flottation de la chalcopyrite.

mai conţine cca 8—9% Cu şi 7% Zn, extracţia de Cu în acest produs fiind de 15—16% iar extracţia de concentrat de 2,3%.

Concentratul de Zn ce se obţine, reflotat de două ori, ajunge la un conţinut de 40—41% Zn corespunzător unei extracţii de zinc de cca 50% şi a unei extracţii de concentrat de cca 1%.

Folosirea schemei din fig. 2 cu o singură remăcinare a concentratului brut arată posibilitatea obţinerii unor produse finale de Cu cu cca 25% Cu, extracţii în metal de cca 67%. Acest concentrat mai conţine cca 4% Zn, în condiţiile în care nu s-a adăugat decît sulfat de Zn (fig. 2). Este pro-

TABELUL 6

Schema de lucru în fig. nr.	Produse	Extracţia de concentrat v, %	Conţinuturi c,		Extracţia m,	
			Cu, %	Zn, %	Cu, %	Zn, %
Fig. 1	R_1—Conc.$_1$ Cu—os	1,0	25,2	3,0	20,5	3,0
	C_1—Conc.$_2$Cu—os	2,9	22,2	2,0	52,6	5,8
	$R_1 + C_1$	3,9	23,0	2,3	73,1	8,8
	R_2—Prod. interm. 1	2,3	8,2	7,6	15,4	17,5
	R_3—Conc.$_1$Zn—os	1,0	1,6	34,4	1,3	34,5
	R_1—Pr. interm. 1	2,1	1,6	5,5	2,7	11,3
	C_5—Conc.$_1$ Py—os	10,6	0,5	0,7	4,2	7,4
	Steril final	80.1	0,05	0,26	3,3	20,5
	Alimentare	100,0	1,225	1,01	100,0	100,0

Condiţii de lucru:

Nr. experienţei : 41

A) Flotaţia calcopiritei

a) Prima flotare :

— măcinare : — 0,25 mm

— diluţie : 1/4 (S : L)

— reactivi în moară :

var 2,5 kg/t

amestec TT (Thiocarb.) 7 g/t

sulfat de zinc : 1 kg/t

cianură de potasiu : 0,1 „

silicat de sodiu : 1,5 „

— în celulă :

var : 0,5 kg/t

amestec TT (Thiocarb.) 12 g/t

pH = 8—8,5

Timp condiţionare = 14 min.

Timp de flotare = 15,5 min.

b) reactivi la reflotarea produselor intermediare de cupru

— în moară la remăcinare : —0,08 mm

var : 250 g/t minereu

silicat de sodiu : 200 g/t „

sulfat de zinc : 1 000 „ „

cianură de potasiu : 50 „ „

— în celulă :

amestec TT (Thiocarb.) : 2,3 g/t

Timp condiţionare : 8 min.

Timp de flotare : 4 min.

B) Flotarea blendei

var : 1,25 kg/t

sulfat de cupru : 1,0 „

aerofloat 243 : 50 g/t

flotanol „Hoechst" 15 g/t

Timp condiţionare : 13 min.

Timp de flotare : 5 min.

pH = 8,5—9

C) Flotarea piritei

acid sulfuric 1,0 kg/t

xantat butilic 50 g/t

pH = 6—6,5

Timp condiţionare : 11 min.

Timp de flotare : 13 min.

TABELUL 7

Schema de lucru în fig. nr.	Produse	Extracţia de concentrat v, %	Conţinuturi c,		Extracţii m,	
			Cu %	Zn %	Cu %	Zn %
Fig. 2	R_1.Conc.$_1$ Cu—os	2,1	25,8	4,1	38,0	9,5
	R_2.Conc.$_2$ Cu—os	1,7	23,8	4,97	28,4	9,3
	$R_1 + R_2$	3,8	24,8	4,5	66,4	18,8
	P_1—Prod. interm. 1	2,6	10,8	2,9	19,1	8,4
	P_2— Prod. interm. 2	0,6	11,6	7,1	4,8	4,7
	C_4—Conc. Py—os	12,1	0,26	0,7	2,2	9,4
	Steril final B	80,0	0,05	0,05	2,9	4,2
	Alimentare	100,0	1,43	0,91	100,0	100,0

Condiţii de lucru

Nr. încercării : 40

A) Flotaţia calcopiritei

a) Prima flotare :

— măcinare : — 0,25 mm

— diluţie : 1/4 (S : L)

— reactivi în moară :

var 2,5 kg/t

amestec TT (Thiocarb.) 7 g/t

sulfat de zinc 1 g/t

silicat de sodiu 1,5 g/t

— în celulă :

var 0,5 kg/t

amestec TT (Thiocarb.) 12 g/t

pH = 8—8,5

Timp de condiţionare : 14 min.

Timp de flotare : 15,5 min.

g) reactivi la reflotarea conc. brut.

var 250 g/t minereu

silicat de sodiu 200 g/t

sulfat de zinc 500 „

amestec TT (Thiocarb) 2 g/t

Timp de condiţionare : 14 min

Timp de reflotare : 14 min.

B) Flotarea blendei

var 1,250 kg/t

sulfat de cupru 1,0 „

aerofloat 243 50 g/t

flotanol 15 „

Timp de condiţionare : 13 min

Timp de flotare : 5 min

pH = 8,5—9

C) Flotaţia piritei

acid sulfuric 1,0 kg/t

xantat butilic 50 g/t

pH = 6—6,5

Timp condiţionare : 11 min.

Timp flotare : 13 min.

babil că folosind şi mici cantităţi de cianură, să se poată reduce conţinutul în Zn al acestor concentrate pînă la valori în jurul lui 2% Zn. După schema din fig. 2 s-a executat o experimentare la care s-a mărit consumul de reactiv depresant sulfat de zinc (la remăcinarea produselor intermediare), adăugîndu-se în plus cianură de potasiu (100 g/t), la măcinarea primară. Indicii obţinuţi şi condiţiile de lucru sînt arătate în tabelul 6.

Cercetări experimentale pentru obţinerea unui concentrat de magnetită

Pentru determinarea posibilităţilor de obţinere a unui concentrat de magnetită prin separare electro-magnetică s-au executat încercări cu sterilul de la flotaţie cît şi cu minereu măcinat sub 0,25 mm.

În primul caz minereul fiind măcinat la 0,16 sau 0,25 mm s-a aplicat separarea magnetică la sterile de această fineţe, în condiţiile unui cîmp magnetic de cca 600 Oe.

Rezultatele obţinute la aceste încercări, duc la concluzia că la prima separare magnetică, în cazul în care sterilele sînt măcinate la 0,25 mm, se poate obţine un concentrat cu 61—62% Fe corespunzător unei extracţii de Fe de cca 55% din fierul total şi unei extracţii de concentrat de 17—18%.

Dacă se tratează sterile măcinate la 0,16 mm se poate obţine un concentrat cu 55—56% Fe corespunzător unei extracţii de 60% din fierul total şi extracţie de concentrat de 19—21% raportată la minereul original sau 26—27% raportată la operaţie.

Retratînd sterilele de la prima separare magnetică la un cîmp de cca 3500 Oe se obţin o serie de produse care au un conţinut în fier de 15—18% care nu pot fi valorificate.

Sterilele mai conţin 14—15% Fe, pierderile în Fe fiind de cca 27% respectiv 35% în cazul măcinării la 0,25 mm.

Conţinutul relativ ridicat de fier al sterilelor se datoreşte, aşa cum arată şi observaţiile mineralogice [11]), prezenţei mineralelor de gangă (în special granaţi) purtătoare de fier.

Schemele după care au fost executate aceste încercări sînt arătate în fig. nr. 3, 4 şi 5, iar indicii realizaţi la acestea sînt arătate în tabelele 8, 9 şi 10.

---

[11]) Observaţiile mineralogice au fost executate de geolog Vasilica Pieptea.

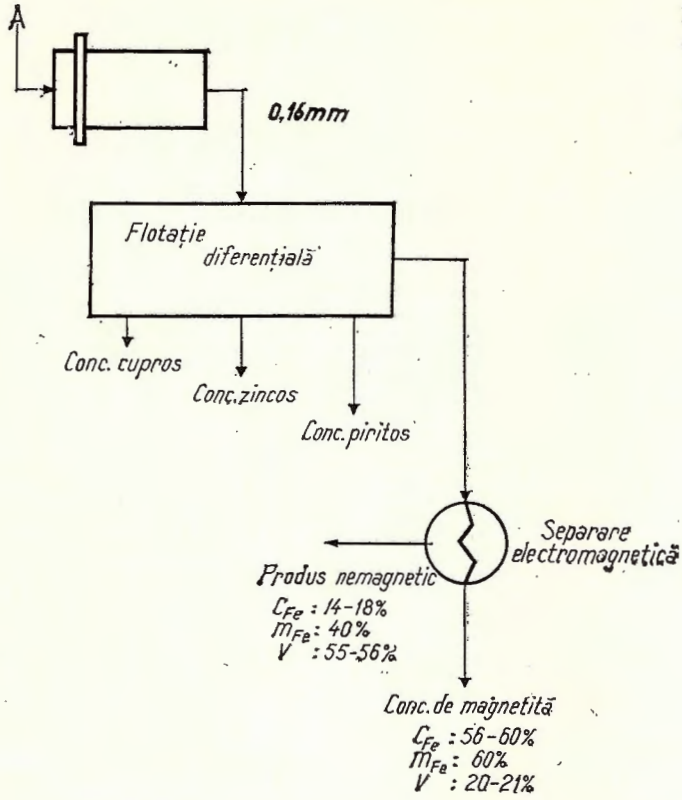


Fig .3. — Schema de flotaţie diferenţială urmată de separarea magnetică.
Schéma de flottation différentielle suivie de la séparation magnétique.

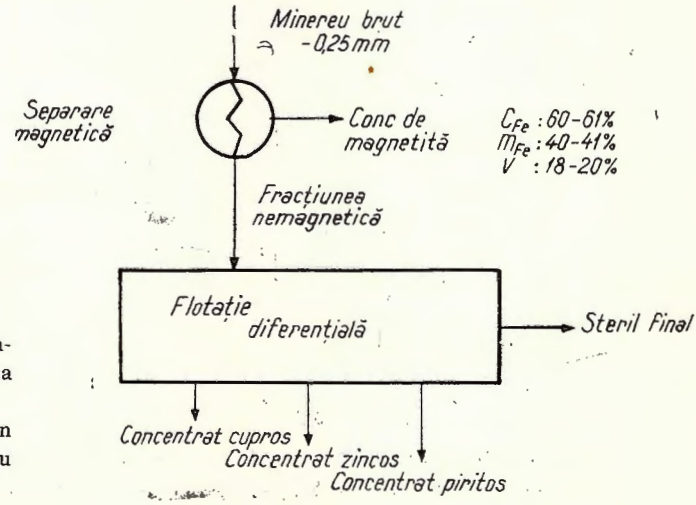


Fig. 4. — Schema de separare magnetică aplicată la minereu brut.
Schéma de la séparation magnétique appliquée au minerai brut.

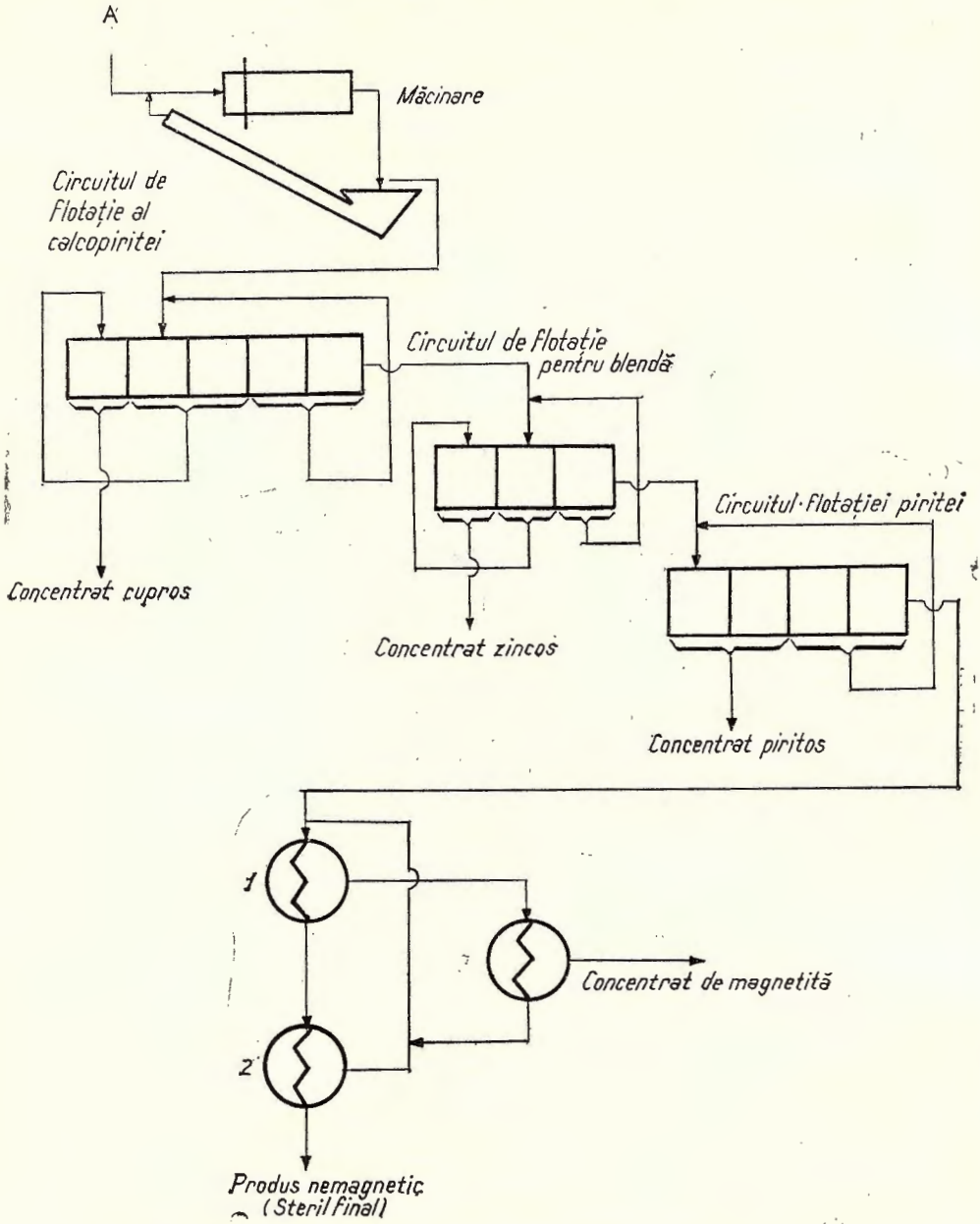


Fig. 5. — Separarea magnetică : 1, primară ; 2, de curățire ; 3, de îmbogățire
Séparation magnétique : 1, primaire ; 2, de purification ; 3, d'enrichissement.

În aceste tabele se poate vedea că lucrînd în condiţiile schemei din fig. 5, se pot obţine concentrate de Fe cu peste 60% Fe (în condiţiile unei separări umede sau uscate) corespunzător unor extracţii în fier de cca 40% şi a unei extracţii de concentrat de cca 18,5—19,5%.

TABELUL 8

Separarea magnetică umedă aplicată la sterilul flotaţiei (măcinare 0,16 mm)

Produse	Extracţii de concentr.		Conţinuturi, %			Extracţii m, %		
	Faţă de original	Pe operaţie v, %	Fe	S	Cu	Fe	S	Cu
Conc. magnetit	21,0	27,7	55,88	0,95	—0,05	59,0	27,0	0,7
Produs nemagnetic 1	16,6	21,8	17,0	0,93	—0,05	14,1		
Produs nemagnetic 2	38,4	50,5	13,9	0,92	—0,05	26,9	73,0	2,1
Alimentare	76,0	100,0	19,85	0,93	—0,05	100,0	100,0	2,8

Condiţii de lucru:

Separator magnetic fabricaţie românească tip APAL 1958.
Intensitatea cîmpului magnetic cca 600 Oe.
Intrefier 13 mm
Debit apă cca 40 cm^3/sec.

TABELUL 9

Indici obţinuţi la aplicarea separării magnetice uscate a minereului brut

Produse	Extracţie de concentr. v, %	Conţinuturi, c%			Extracţii, m %		
		Fe	S	Cu	Fe	S	Cu
Conc. magnetic	18,4	60,60	3,68	0,12	40,0	4,5	1,5
Conc. nemagnetic	81,6	20,57	12,52	1,65	60,0	95,5	98,5
Alimentare	100,0	28,0	10,88	1,36	100,0	100,0	100,0

Condiţii de lucru:

Separator de fabricaţie românească tip laborator prototip APAL—Buc.
Intensitatea cîmpului magnetic cca 600 Oe.
Întrefier: cca 13 mm.

TABELUL 10

Indicii obţinuţi la aplicarea separării magnetice umede a minereului brut.

Produse	Extracţie de concentrat v, %	Conţinuturi, c %			Extracţii, m%		
		Fe	S	Cu	Fe	S	Cu
Conc. magnetic	19,5	60,60	2,92	0,14	41,00	5,5	1,6
Conc. nemagnetic	80,5	21,40	11,88	1,69	59,00	94,5	98,4
Alimentare	100,0	29,0	10,13	1,38	100,00	100,00	100,0

Condiţii de lucru:

Experimentările s-au executat cu ajutorul unui separator magnetic cu cîmp slab de fabricaţie românească tip APAL — 1958.

Intensitatea cîmpului magnetic cca 600 Oe.

Întrefier: cca 13 mm.

Debit apă: cca 40 cm^3/sec.

Conţinutul relativ mare de sulf (3—3,5%) a acestor concentrate, se poate explica prin existenţa unei anumite cantităţi din fier, legată de sulf sub formă de pirotină, caracterizate prin susceptibilitate magnetică relativ apropiată cu a magnetitului.

Concluzii generale

Scopul prezentului studiu a fost acela de a stabili posibilităţile de preparare complexă a minereului de la Moldova Nouă, sectorul Florimunda, în vederea obţinerii unor concentrate valorificabile de cupru şi eventual fier, sulf şi zinc, în condiţii economice avantajoase.

Analiza chimică şi informaţiile mineralogice pe care le-am avut la dispoziţie, au arătat că proba prezintă interes în principal pentru următoarele minerale valorificabile:

	%	
Calcopirită	3,9 — 4	(1,25—1,35 Cu)
Blendă	1,5 — 2,0	(0,7—0,9 Zn)
Pirită	16 —17	(8—10 S)
Magnetit	18 —20	

Cercetările de preparare au arătat că prin aplicarea unei scheme tehnologice care cuprinde flotaţia diferenţială urmată de separarea magnetică, s-au putut obţine ur mătoarele produse:

Concentrate de calcopirită cu 22—23% Cu şi 2,0% Zn cu extracţii de cupru corespunzătoare de 87—88% şi extracţii de concentrat de 3,9—4,0%;

Concentrate de blendă cu 29—30% Zn cu extracţii de Zn corespunzătoare de min. 60% şi extracţii de concentrat de cca 2,0%.

Prin două reflotări se poate îmbunătăţi calitatea concentratului de blendă, obţinîndu-se un produs cu min. 40—41% Zn cu extracţii în Zn corespunzătoare de cca 50% şi extracţii de concentrat de cca 1%;

Concentrate de pirită cu min. 43% S, cu extracţii în S corespunzătoare de cca 80% şi extracţii de concentrat de cca 16%.

Prin separarea electro-magnetică din sterilul de la flotaţie s-a obţinut un concentrat de magnetit cu 55—60% Fe, cu extracţii de Fe de cca 60% şi extracţii de concentrat de cca 20% raportat la original sau 25—27% raportat la operaţia de separare magnetică.

Condiţiile de lucru determinate de noi ca optime, se găsesc la capitolele care tratează modul de obţinere a fiecărui produs. Considerăm că prin cercetări mai aprofundate, eventual la scară pilot la care să se aplice scheme tehnologice mai complexe, există posibilitatea să se îmbunătăţească indicii obţinuţi de noi.

În urma cercetărilor privind posibilităţile de preparare a probei, se poate spune că acest minereu poate fi valorificat în condiţii avantajoase prin flotaţie urmată de separarea magnetică. Ca urmare, rezervele puse în evidenţă prin lucrările de explorare, rezerve cu caracteristici asemănătoare probei, pot fi considerate ca valorificabile economic.

ÉTUDE POUR ÉTABLIR LES POSIBILITÉS DE CONCENTRATION DU MINERAI CUPRIFÈRE DE MOLDOVA NOUĂ, SECTEUR DE FLORIMUNDA

PAR

B. GEORGESCU, G. MUŞEŢEANU

(Résumé)

Ce travail présente les études exécutées en 1965, à l'Institut Géologique, sur un échantillon de minerai cuprifère de Moldova Nouă, Secteur de Florimunda, le IIIème corps, pour établir les possibilités de préparation envisageant la mise en valeur de tous les éléments utils.

L'échantillon, récolté à l'horizon principal et à l'horizon —45 m, renfermait les teneurs approximatives d'éléments utils : 1,3 % Cu, 0,7 % Zn, 10 % S, 27 % Fe. À peu près la moitié de la quantité de fer se trouve sous forme de magnétite, le reste s'associant à la pyrite, à la chalcopyrite et au minéraux de gangue.

La roche-hôte du minerai étudié est un skarn à granats et épidote qui a pris naissance au contact des roches éruptives du type banatitique avec les calcaires jurassiques situés au N de „Apele Albe". Les minéraux métalliques sont représentés par la pyrite, la chalcopyrite, les oxydes et les hydroxides de fer et d'une manière subordonnée la blende.

Les expériences ont prouvé qu'en utilisant un schéma de préparation qui comprend la méthode de la flottation différentielle suivie par la méthode de la séparation magnétique, ainsi que des conditions de travaille données (finesse du broyage, pH, quantités de réactifs, etc.) les minéraux utils peuvent être récupérés en concentrés méritant d'être mis en valeur.

Ainsi, on a obtenu, par la méthode de la flottation : des concentrés de chalcopyrite à 22 %—23 % Cu et à 2 %—3 % Zn, en récupérant environ 85 % de cuivre ; des concentrés de blende à 40 %—41 % Zn, récupérant plus de 50 % de Zn ; des concentrés de pyrite dont le soufre est supérieur à 43 % et à extractions de S d'environ 80 %.

Par la méthode de la séparation magnétique, on a obtenu du stéril de la flottation des concentrés de magnétite à 56 %—60 % Fe en récupèrant environ 60 % du fer renfermé dans le minerai brut.

Pour désassocier les minéraux utils des minéraux de gangue un broyage de 0,16 mm suffit.

Vu les résultats des essais de préparation on peut conclure que les réserves en minerai, identiques à l'échantillon étudié, evidenciées par les travaux d'exploration, meritent à être mises en valeur étant avantageuses, du point de vue économique.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

PREPARAREA MINEREURILOR

CERCETĂRI DE PREPARARE A MINEREULUI COMPLEX COMPACT DE LA VIŞEU-ROŞU [1])

DE

I. HUBER PANU, B. GEORGESCU, MARIA DUMITRESCU[2])

Abstract

Researches Connected with the Preparing of the Vişeu-Roşu compact ore. The possibility of preparing a sample containing mainly 0.5% Cu, 2.3% Zn and 42.9% S was studied. Using a scheme of preparation comprising differential flotation it was possible to obtain concentrates of calcopyrite and blende that can be turned to account, the sterile rock representing a product which can be turned to account for pyrite; the economical turning to account of all the useful elements of the ore being thus assured.

În anul 1965 s-a studiat în cadrul Secţiei de cercetări pentru prepararea şi valorificarea substanţelor minerale, o probă de minereu complex compact din zăcămîntul Vişeu, în vederea stabilirii posibilităţilor de valorificare a acestui minereu cu peste 70% pirită ca sursă de metale neferoase.

Caracteristicile chimice şi mineralogice ale probei

Proba a fost colectată de către IGEX din lentilele de minereu compact, din sectorul denumit Roşu. Aceste lentile se găsesc în acoperişul zonei mineralizate cu impregnaţii de calcopirită şi pirită, localizată într-un complex de şisturi clorito-sericito-cuarţoase. Spre deosebire de minereul din zona de impregnaţii, relativ sărac în pirită, minereul din lentile este format în cea mai mare parte din pirită căreia i se asociază în proporţii relativ mici, blenda, calcopirita şi galena.

[1]) Comunicare în şedinţa din 26 aprilie 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff 55, Bucureşti.

Compoziţia chimică[3]) a probei a fost următoarea :

	%		%
S	42,9	Pb	0,30
Cu	0,46	SiO_2	10,1
Zn	2,28	CaO	2,2
Fe	38,4	MgO	1,3
Al_2O_3	1,1	MnO	0,05
TiO_2	0,2	P_2O_5, Cr, Ni	urme
V	0,015	Zr, Bi, Ge, Sb	lipsă
Co, Mo	0,002	Sn	0,05
As	0,12		

În anii trecuţi, mai multe probe de minereu din zăcămîntul Vişeu, fie din zonele de impregnaţie fie din lentilele de minereu compact, au făcut obiectul unor cercetări de preparare la ICEMIN, dar ele au avut caractere diferite de ale probei cercetată de Institutul Geologic, fiind colectate din alte sectoare ale zăcămîntului. Faţă de probele de minereu compact cercetate anterior, proba care face obiectul prezentei comunicări, diferă prin conţinutul foarte redus de plumb (sub limita valorificabilă tehnologic) şi sensibil mai redus la zinc (în probele anterioare conţinutul de zinc ajungea la 5,7—5,8%) ca şi prin proporţia mai mare de pirită.

Pe baza studiului mineralogic al probei [4]) şi a analizei chimice generale se poate spune că mineralele metalice prezente şi proporţiile în care apar sînt : pirita, peste 70%, blenda 3—4%, calcopirita 1,4—1,5%. Sporadic apare galena şi uneori limonita. Aceasta din urmă se prezintă sub formă de pelicule fine în jurul cristalelor de pirită.

Mineralele de gangă principale sînt : cuarţul (peste 90% din mineralele de gangă), carbonatul de calciu, muscovitul, cloritul.

Caracteristic pentru minereu este asociaţia foarte înaintată între mineralele utile, precum şi conturul lor neregulat care măreşte gradul de asociere. Calcopirita apare ca incluziuni în cristalele mari de pirită şi mai rar pătrunzînd de-a lungul unor fisuri fine ce străbat cristalele de pirită. Adesea este asociată cu blenda, observîndu-se frecvent incluziuni de calcopirită în blendă. Blenda se întîlneşte de asemenea sub formă de incluziuni în cristalele de pirită precum şi sub formă de plaje care alcătuiesc un fel de liant pentru cristalele de pirită.

---

[3]) Analiza chimică generală a fost executată de chimist Elena Retezeanu, de la Întreprinderea de Prospecţiuni şi Laboratoare

[4]) Tamara Bodin — Consideraţiuni mineralogice asupra probei tehnologice de la Vişeu, Sectorul Roşu. Raport intern.

Ţinînd seama de compoziţia chimică şi mineralogică şi de relaţiile structurale dintre mineralele care alcătuiesc acest minereu se poate aprecia că minereul face parte din grupa minereurilor compacte complexe de tip piritos cu concreşteri înaintate, greu sau foarte greu preparabile (tip Leşul Ursului, Burloaia).

Mineralele valorificabile sînt blenda (aprox. 2,3% Zn în minereu), calcopirita (aprox. 0,5% Cu) şi bineînţeles pirita. Dat fiind conţinutul relativ mare de sulf al minereului brut (peste 40%), minereul ar putea fi întrebuinţat direct la fabricarea acidului sulfuric, fără a mai fi necesară o concentrare prealabilă, dar în acest caz problema recuperării cuprului şi zincului (care ar trebui să se facă din cenuşile de pirită) devine foarte greu de rezolvat în condiţii economice favorabile.

Calea raţională pentru recuperarea cuprului şi zincului este obţinerea prin procedee de preparare a unor concentrate separate de calcopirită, respectiv blendă.

În consecinţă cercetările executate în cadrul Institutului Geologic au urmărit să stabilească dacă şi în ce condiţii este posibilă obţinerea unor concentrate cu conţinuturi de cupru şi zinc acceptabile care să permită prelucrarea lor metalurgică pentru extracţia metalelor respective.

Cercetări experimentale

Date fiind caracterele mineralogice ale probei, singura metodă de concentrare care putea fi luată în considerare a fost flotaţia.

Ca urmare, cercetările experimentale au fost axate pe încercări de flotaţie în diferite condiţii de lucru (măcinări diferite, reactivi diferiţi etc.) şi urmărind scheme tehnologice diferite.

În general vorbind, s-au urmărit două linii tehnologice, şi anume: flotaţie colectivă cu obţinerea unui concentrat colectiv Cu—Zn urmată de flotaţia diferenţială a acestuia şi flotaţie diferenţială directă pentru obţinerea de la început a unor concentrate separate de calcopirită, respectiv blendă.

Deoarece la încercările preliminare făcute pentru stabilirea condiţiilor de bază s-au obţinut rezultate puţin promiţătoare în cazul concentrării colective, majoritatea cercetărilor experimentale au fost axate pe flotaţie diferenţială.

Flotaţie colectivă. Cercetările au urmărit găsirea condiţiilor de obţinere a unui concentrat colectiv calcopirită + blendă cu conţinuturi de

cupru şi zinc cît mai mari, şi a condiţiilor de separare ulterioară prin flotaţie diferenţială a celor două minerale principale.

Cercetările s-au făcut variind o serie de parametri : măcinarea, reactivii, pH-ul etc.

Reactivii principali folosiţi au fost : xantatul etil de sodiu, amestec TT, aerofloat 243, singuri sau în amestec, ca reactivi colectori; ulei de pin sau flotanol Hoechst ca spumanţi; sulfat de cupru pentru activarea blendei. La reflotarea diferenţială a concentratului colectiv s-a încercat depresarea blendei cu sulfat de zinc şi cu sulfat de zinc + cianură de potasiu.

Variindu-se fineţea de măcinare, între 0,25 şi 0,06 mm s-a constatat că măcinarea influenţează în special conţinuturile de cupru şi zinc — respectiv pierderile de cupru şi zinc — în sterile. La 0,25 mm şi chiar la 0,16 mm sterilele rămîn cu mult cupru şi zinc (0,3—0,4% Cu, 0,3—0,5% Zn) echivalînd cu pierderi de cupru de 41—63% şi de zinc de 6—12%. La 0,09 mm pierderile sînt sensibil mai mici, în special la zinc. Măcinarea la 0,06 mm nu pare să dea rezultate mai bune ca măcinarea la 0,09 mm.

La majoritatea experimentărilor s-a constatat o diferenţă netă între flotabilitatea blendei activată cu sulfat de cupru şi a calcopiritei, blenda flotînd sensibil mai repede. În timp ce pentru zinc s-a observat o îmbogăţire de pînă la 14 ori în concentratul primar, pentru cupru îmbogăţirea maximă a fost de 7—8 ori, ceea ce a făcut ca extracţiile de metal în concentratul colectiv să fie sensibil mai mari pentru zinc decît pentru cupru. Acest lucru este ilustrat în datele din tabelul 1.

Încercările de reflotare diferenţială a concentratelor colective nu au dat rezultate mulţumitoare, nereuşindu-se să se depreseze blenda care fusese mai înainte activată. Cîteva încercări la care s-a făcut remăcinarea concentratului colectiv în prezenţa sulfurii de sodiu cu scopul desorbţiei colectorului, n-au dus nici ele la rezultate mai bune.

Deşi rezultatele experimentărilor de reflotare diferenţială a concentratelor colective nu sînt mulţumitoare, totuşi numărul redus de încercări executate nu ne permite să afirmăm că pe linia flotaţiei colective nu ar fi posibil să se obţină rezultate mai bune. Nu este exclus ca prin încercări sistematice numeroase să se poată determina condiţii în care să se realizeze desorbţia colectorilor rămaşi de la flotaţia colectivă şi depresarea blendei la flotaţia diferenţială.

Tabelul 1

Nr. încerc.	Condiţii de măcinare şi reactivi în moară	Produs	Extracţia de concentrat v %	Cupru				Zinc			
				Conţinut % Cu	Extracţii %	Conţinut mediu % Cu	Extracţii cumulate %	Conţinut % Zn	Extracţii %	Conţinut mediu % Zn	Extracţii cumulate %
14	*Măcinare*: 0,16 mm	C_1	1,49	1,63	4,4	1,63	4,4	28,81	18,8	28,81	18,8
		C_2	2,19	2,10	8,3	1,97	12,7	33,13	31,7	31,4	50,5
		C_3	7,45	1,80	24,1	1,77	36,8	11,16	38,1	18,2	88,6
		C_4	3,03	1,96	10,7		47,5	4,02	5,4		94,0
	— var: 3 Kg/t	B	85,84	0,34	52,5		100,0	0,16	6,0		100,0
	— sodă: 1 Kg/t	A	100,00	0,55	100,0			2,28	100,0		
13	*Măcinare*: 0,09 mm	C_1	3,82	1,79	13,4	1,79	13,4	35,48	58,60	35,48	58,6
		C_2	3,50	3,06	20,9	2,4	34,3	17,78	26,90	27,2	85,5
		C_3	4,54	3,72	33,0		67,3	4,29	8,42		93,92
	— var: 3 Kg/t	B	88,14	0,19	32,7		100,0	0,16	6,08		100,0
	— sodă: 1 Kg/t	A	100,00	0,51	100,0			2,32	100,0		
31	*Măcinare*: 0,09 mm	C_1	3,37	3,46	23,2	3,46	23,2	43,01	65,1	43,01	65,1
		C_2	2,01	5,14	19,9	4,1	43,1	14,93	13,5	32,4	78,6
		C_3	4,40	2,35	19,9		63,0	7,64	15,1	22,2	93,7
		C_4	4,21	1,44	11,4		74,4	0,77	1,3		95,0
		C_5	1,51	0,91	2,7		77,1	0,68	0,4		95,4
	— var: 3 Kg/t	B	84,50	0,14	22,9		100,0	0,12	4,6		100,0
	— sodă: 1 Kg/t	A	100,00	0,52	100,0			2,22	100,0		
78	*Măcinare*: 0,06 mm	C_1	4,3	3,06	25,0	3,06	25,0	29,94	58,3	29,94	58,3
		C_2	8,4	1,47	13,4	2,23	38,4	7,87	16,9	18,3	75,2
		C_3	6,2	0,87	10,2	1,68	48,6	4,51	12,6	12,7	87,8
		C_4	5,0	1,11	10,6		59,2	2,81	6,4		94,2
		C_5	4,2	1,00	7,9		67,1	1,37	2,6		96,8
	— var: 3 Kg/t	B	75,5	0,23	32,9		100,0	0,098	3,2		100,0
	— sodă: 1 Kg/t	A		0,53	100,0			2,21	100,0		

Flotaţie diferenţială directă. *Flotaţia diferenţială a calcopiritei.* Pentru flotaţia calcopiritei s-a utilizat drept colector în special amestecul TT (soluţie 10% thiocarbanilidă în ortotoluidină). La o serie de experienţe s-au folosit xantatul etil de potasiu, xantatul butil, minerec 27 (A), minerec 27 (B), singuri sau în diverse combinaţii. Rezultate mai bune s-au obţi-

Tabelul 2

Nr. încerc.	Reactivii colectori	Produse		Cupru				Zinc
				Conţinut %	Conţinut mediu %	Extracţii %	Extracţii cumulate %	Conţinut %
36	TT 250 g/t	Conc. cuproase	C_1	10,96	10,96	46,9	46,9	2,39
			C_2	4,70	7,2	30,2	77,1	3,87
			C_3	1,19	5,1	6,9	84,0	0,10
		Sterile finale		0,08		11,4		0,13
		Alimentare		0,56		100,0		2,10
73	Xantat butil 17,5 g/t	Conc. cuproase	C_1	4,95	4,95	35,7	35,7	2,77
			C_2	2,69	3,88	17,4	53,1	0,91
			C_3	1,94	2,28	19,1	72,2	3,52
		Sterile finale		0,12		17,0		0,15
		Alimentare		0,54		100,0		2,21
45	Xantat etil 22 g/t	Conc. cuproase	C_1	6,59	6,59	74,7	74,7	3,33
			C_2	0,71	4,25	5,3	80,0	3,38
		Sterile finale		0,08		12,2		0,38
		Alimentare		0,52		100,0		2,39
74	Xantat butil + TT 35+125 g/t	Conc. cuproase	C_1	8,99	8,99	57,7	57,7	3,45
			C_2	2,89	6,30	14,7	72,4	3,33
			C_3	0,92	4,27	6,4	78,8	4,34
		Sterile finale		0,08		11,6		0,23
		Alimentare		0,53		100,0		2,30
85	Minerec 27 (p) 20 g/t	Conc. cuproase	C_1	1,52		5,2	5,2	2,73
			C_2	0,81		9,4	14,6	2,67
			C_3	0,64		6,5	21,1	2,73
		Sterile finale		0,16		23,4		0,29

Notă : În tabel nu s-au inclus concentratele zincoase.

nut în cazul folosirii amestecului TT, atît în ceea ce priveşte extracţia de metal cît şi conţinuturile de cupru ale fracţiunilor de concentrat. În cazul xantatului, singur sau în amestec cu minerec, extracţiile sînt de acelaşi ordin de mărime (sau chiar mai mari) dar conţinuturile sînt mai mici. Minerecul singur în condiţiile de pH şi cantităţile în care a fost încercat nu a dat rezultate bune.

Pentru comparaţie, în tabelul 2 sînt date rezultatele unor încercări executate cu colectori diferiţi.

Informaţii din literatură (A. F. Taggart, 1960) (Froth flotation, 1962) şi observaţii făcute cu ocazia altor studii (C. Muşeţeanu et al., 1964) dînd indicaţii că aeraţia tulburelii, preliminară flotaţiei poate influenţa favorabil flotaţia calcopiritei şi a blendei, s-au făcut o serie de experimentări la care tulbureala a fost aerată 15 sau 30 minute. S-a putut constata şi în cazul probei de la Vişeu influenţa favorabilă a aeraţiei, şi de aceea cele mai multe experienţe cu variaţia diverşilor parametri (colectori, măcinare, pH etc.) au fost făcute cu aerarea tulburelii (15 sau 30 minute). În cazul folosirii minerecului care s-a adăugat în moară, aeraţia preliminară nu a fost posibilă datorită proprietăţilor spumante ale acestuia.

Pentru crearea mediului alcalin favorabil flotaţiei calcopiritei şi totodată pentru depresarea piritei s-a folosit varul, singur, sau, în majoritatea cazurilor, împreună cu carbonatul de sodiu. Limitele între care s-a variat cantitatea de var au fost de 1 — 6 kg/t şi 1 — 3 kg/t pentru carbonat. Reactivii alcalinizatori au fost adăugaţi parte în moară, parte în celula de flotaţie. Rezultatele cîtorva încercări la care s-au variat cantităţile de var şi sodă sînt date în tabelul 3. La cantităţi mici de var (1 — 2 kg/t) şi mari de carbonat (3 — 6 kg/t) conţinuturile de cupru ale fracţiunilor de concentrat au fost mai scăzute decît la cantităţile determinate ca optime: 3 kg/t var şi 1 kg/t sodă.

Pentru depresarea cît mai puternică a piritei s-a încercat mărirea cantităţii de var adăugată în moară, pînă la 6 kg/t, păstrîndu-se constantă cantitatea de sodă. Mărirea cantităţii de var în moară a avut o acţiune net defavorabilă nu numai asupra flotaţiei calcopiritei dar şi asupra flotaţiei blendei.

Pentru depresarea blendei s-a folosit sulfatul de zinc, încercîndu-se îmbunătăţirea acţiunii lui, fie prin mărirea cantităţii fie prin adaos de cianură. Acţiunea cianurii asupra conţinutului de zinc al concentratelor cuproase nu a fost evidentă, acest conţinut situîndu-se între limitele obţinute şi la încercările fără cianură (2,6 — 4 % Zn). La 200 g/t acţiunea depresantă a cianurii este mai puternică asupra calcopiritei decît asupra blendei sau piritei, pierderile de cupru în steril crescînd la peste 30 %.

Cea mai mare parte a încercărilor de flotaţie diferenţială au fost executate cu material măcinat la 0,06 mm; la această măcinare consta-

Tabelul 3

Nr. încerc.	var g/t	sodă g/t	pH	Produse		Cupru				Zinc			
						Conţinut % Cu	Conţinut mediu % Cu	Extracţii %	Extracţii cumulate %	Conţinut % Zn	Conţinut mediu % Zn	Extracţii %	Extracţii cumulate %
68	*Moară* 3 000	3 000	8–9	Conc. cupros	C_1	8,34	8,34	49,0	49,0	2,96		4,2	
					C_2	2,45	5,20	16,0	65,0	3,34		5,3	
					C_3	1,64	4,20	11,0	76,0	3,61		6,1	15,6
					C_4	0,41		6,0		21,01	15,0	74,9	74,9
				Conc. zincos	C_5	0,35		2,5		2,43		4,1	79,0
	Celulă 2 000			Steril	B	0,11		15,5		0,16		5,4	
				Alimentare	A	0,55		100,0		2,25		100,0	
72	*Moară* 2 000	6 000	8–9	Conc. cupros	C_1	5,80	5,80	58,4	58,4	3,48		8,8	
					C_2	1,94	4,70	7,6	66,0	4,63		4,5	
					C_3	0,92	3,40	6,7	72,7	3,87		7,1	20,4
					C_4	0,11		1,2		23,49	16,0	66,7	66,7
				Conc. zincos	C_5	0,43		3,0		3,99		7,1	73,8
	Celulă 2 500			Steril	B	0,17		23,1		0,17		5,8	
				Alimentare	A	0,57		100,0		2,25		100,0	
77	*Moară* 1 000	3 000	7	Conc. cupros	C_1	3,44	3,44	37,6	37,6	1,04		2,4	
					C_2	9,26	4,60	25,0	62,6	2,96		1,6	
					C_3	2,26	4,00	11,7	74,3	4,34		4,8	8,8
					C_4	0,65		5,9		31,79	21,0	72,3	
			8	Conc. zincos	C_5	0,59		4,2		5,02		7,7	80,0
	Celulă 2 750			Steril	B	0,10		15,6		0,34		11,2	
				Alimentare	A	0,52		100,0		2,46		100,0	

Tabelul 3 (continuare)

Nr. încerc.	var g/t	sodă g/t	pH	Produse	Cupru				Zinc			
					Conţinut % Cu	Conţinut mediu %	Extracţii %	Extracţii cumulate %	Conţinut %	Conţinut mediu %	Extracţii %	Extracţii cumulate %
80	*Moară* 3 000 *Celulă* 2000	1 000	8—9	Conc. cupros C_1	9,56	9,56	47,5	47,5	2,92		3,2	10,8
				C_2	4,66	7,50	17,0	64,5	4,05		3,3	77,5
				C_3	2,05	4,10	10,5	75,0	3,80		4,3	81,1
				C_4	0,59		8,3		25,20	17,6	77,5	
				Conc. zincos C_5	0,48		3,3		2,36		3,6	
				Steril B	0,09		13,4		0,25		8,1	
				Alimentare A	0,54		100,0		2,47		100,0	

tîndu-se că se obţin cele mai bune rezultate. Precizarea fineţii optime de măcinare s-a făcut în special prin compararea pierderilor de metale utile (cupru şi zinc) în sterile, fie la flotaţia colectivă fie la flotaţia diferenţială. Pierderile de cupru sînt de 7—14% la măcinări de 0,06 mm dar depăşesc 30—40% la măcinări de 0,16 mm sau mai mari. Pentru zinc influenţa măcinării avansate este mai redusă: la măcinări sub 0,16 mm pierderile în sterile sînt relativ mici (sub 10—12%) şi de acelaşi ordin de mărime cu pierderile la măcinări sub 0,09 sau 0,06 mm.

Concluzii privind flotaţia primară a calcopiritei. Încercările de flotaţie diferenţială primară a calcopiritei au arătat că deşi obţinerea unui concentrat separat de calcopirită este destul de dificilă, nu este totuşi imposibilă. S-au putut stabili condiţii de flotaţie în care să se recupereze 70—80% din cuprul existent în minereu într-un concentrat primar îmbogăţit faţă de minereul original de 8—10 ori (4—5% Cu în concentrat faţă de cca 0,5% Cu în minereul brut), primele fracţiuni colectate ajungînd şi la conţinuturi de 10% Cu, extracţia de cupru în aceste fracţiuni fiind de 30—40%.

Condiţiile în care s-a făcut flotaţia calcopiritei pentru cele mai bune rezultate au fost;

măcinare :	—0,06 mm
reactivi în moară :	
var	3 kg/t
sodă	1 „
aeraţie :	15 min.
reactivi în celulă :	
var	1 kg/t
sulfat de zinc	1 „
cianură de K	0,1 kg/t
amestec TT	0,25 kg/t
pH : 9	

Reflotarea concentratelor cuproase. Pentru îmbunătăţirea conţinuturilor concentratelor de calcopirită s-au făcut încercări de reflotare. S-au reflotat, fie numai primele fracţiuni cu un conţinut mediu general mai mare ca 4,5% Cu, pentru a se determina conţinutul maxim la care se poate ajunge, fie şi fracţiunile următoare, cu conţinuturi mai scăzute, pentru a se aprecia dacă se mai poate îmbunătăţi şi calitatea acestora.

Reflotările s-au făcut după scheme simple cu o singură reflotare,

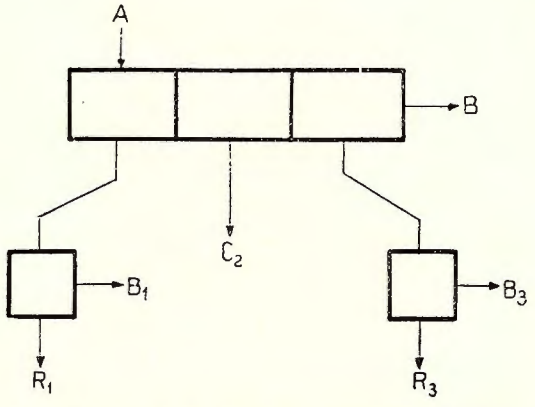


Fig. 1. — Schemă cu reflotarea fracţiunilor C_1 şi C_2.
Schéma de la reflottation des fractions C_1 et C_2

conform figurei 1, sau după scheme în care s-au reflotat din nou produsele intermediare rezultate la prima reflotare (fig. 2). La cîteva încercări reflo-

tarea s-a făcut după remăcinarea fracţiunilor primare sau a produselor intermediare dar rezultatele nu au fost mai bune.

În tabelul 4 sînt prezentate rezultatele unei încercări făcute după schema din figura 1. La această încercare s-a reflotat o fracţiune primară

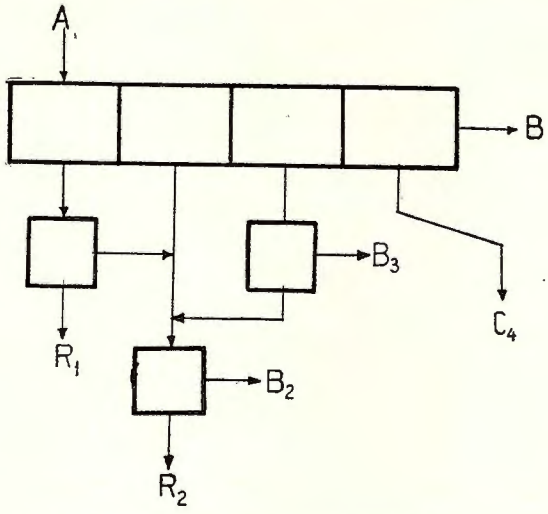


Fig. 2. — Schemă cu reflotarea tuturor fracţiunilor.
Schéma de la reflottation des tous les partules.

Tabelul 4

Produse (cf. schemei nr. 1)		Greutate %	Conţinut Cu %	Conţinut mediu %	Extracţii de Cu		Conţinut Zn %
					Pe produs %	Cumulat %	
Conc. final	R_1	0,8	15,93	9,4	25,5	25,5	1,83
	B_1	1,7	6,37		21,7	47,2	3,16
Produse intermediare	C_2	1,6	4,69		15,1	62,3	3,46
	R_3	0,6	4,42		5,2	67,5	3,89
	B_3	2,8	1,32		7,4	79,4	3,61
Steril final	B	83,7	0,08		16,1		0,23
Alimentare	A	1000,0	0,50		100,0	100,0	2,37

Notă. Tabela nu cuprinde indicii privind concentratele zincoase obţinute la aceeaşi încercare.

avînd 9,4% Cu şi s-a obţinut un concentrat cu 15,9% Cu. Produsul intermediar B_1 rămas de la reflotarea primei fracţiuni C_1, fracţiunea primară C_2 ca şi concentratul R_3, rezultat la reflotarea fracţiunii C_3 au conţinuturi asemănătoare. Din acest motiv, la încercările făcute conform schemei din figura 2, produsele cu conţinuturi similare B_1, C_2, R_3 au fost amestecate şi reflotate din nou.

În tabelul 5 sînt date rezultatele mai multor încercări făcute după schema 2, care confirmă posibilitatea obţinerii unor concentrate cu conţinuturi de cupru acceptabile. Se poate constata că în condiţiile încercării 92 s-a obţinut un concentrat cu cca 20% Cu şi o extracţie de metal de 48%. Se poate presupune că prin reflotarea produsului intermediar B_2 care are 5% Cu şi a produsului B_3 cu 2,2% Cu se vor obţine concentrate cu cel

Tabelul 5

Nr. încerc	Produse		Greutate %	Conţinut Cu %	Conţinut mediu %	Extracţii Cu: Pe produs %	Extracţii Cu: Cumulat %	Conţinut Zn %
89	Concentrate finale	R_1	0,5	14,03	5,6	13,9	13,9	2,09
		R_2	0,8	15,85		25,1	39,0	2,16
	Produse intermediare	R_3	0,8	6,95		11,1	50,1	3,06
		B_3	4,4	2,46		21,4	71,5	3,75
		C_4	0,9	1,84		3,4	74,9	5,18
	Steril final	B	84,8	0,09		15,0		0,19
	Alimentare	A	100,0	0,51		100,0		2,32
91	Concentrate finale	R_1	0,7	16,63	6,3	23,2	23,2	2,00
		R_2	0,6	16,83		20,2	43,4	2,54
	Produse intermed.	B_2	3,3	3,36		22,2	65,6	3,54
		B_3	1,3	3,25		8,4	74,0	5,03
	Steril final	B	84,7	0,10		16,8		0,24
	Alimentare	A	100,0	0,50		100,0		2,29
92	Concentrate finale	R_1	0,5	20,73	7,4	20,8	20,8	2,32
		R_2	0,7	19,69		27,4	48,2	2,59
	Produse intermed.	B_2	3,2	4,99		32,0	80,2	3,92
		B_3	1,5	2,22		6,6	86,8	4,23
	Steril final	B	94,0	0,07		13,2		2,33
	Alimentare	A	100,0	0,50		100,0		2,40

puţin 10% Cu în care se va recupera 50 — 60% din cuprul conţinut în B_2 şi B_3. În acest caz s-ar putea conta pe o extracţie totală de cupru de cel puţin 65% în concentrate finale cu peste 16% Cu. Aceste concentrate au cca 3 % Zn şi 32—35% S.

Flotaţia blendei. După flotarea calcopiritei, flotarea blendei, s-a făcut cu o prealabilă activare cu sulfat de cupru (0,5—2 kg/t). pH-ul a fost menţinut la valori cuprinse între 8 şi 9 prin adaos de var (0,5—1,25 kg/t) cu scopul împiedicării flotaţiei piritei.

Ca reactiv colector s-a folosit la majoritatea încercărilor aerofloat 243, iar ca spumant flotanol Hoechst.

În funcţie de condiţiile de lucru de la flotaţia blendei şi, într-o oarecare măsură, de condiţiile de la flotaţia calcopiritei, s-au obţinut concentrate primare cu 22—32% Zn, extracţiile de zinc în aceste concentrate depăşind de multe ori 75%. La cele mai multe încercări s-a colectat şi o fracţiune săracă cu 2—5% Zn în care se mai recuperează cîteva procente de metal (3—9%).

Pentru determinarea posibilităţilor de mărire a conţinutului de zinc al concentratelor zincoase pînă la cel puţin 40% (limita inferioară a conţinuturilor obişnuit admise în metalurgie) s-au executat mai multe încercări de reflotare a concentratelor primare cu 25—32% Zn. Rezultatele unor

Tabelul 6

Nr. încercării	Produse		Conţinut % Zn		Extracţie de zinc %	
64	Concentrat cupros	C_{Cu}	3,5		15,6	
	Concentrat zincos final	C_{Zn}	40,2	27,4	32,3	69,3
	Intermediar	I_1	21,5		37,0	
	Intermediar	I_2	2,7		5,0	
	Steril final	S	0,3		10,1	
	Alimentare		2,4		100,0	
70	Concentrat cupros	C_{Cu}	2,8		13,8	
	Concentrat zincos final	C_{Zn}	39,3	28,2	44,3	76,6
	Intermediar	I_1	16,7		32,3	
	Intermediar	I_2	2,4		4,4	
	Steril final	S	0,14		5,2	
	Alimentare		2,13		100,0	

încercări de reflotare — cu o singură reflotare (încercările 64, 70) sau cu două reflotări (încercarea 76), — sînt date în tabelul 6.

Prin reflotare o singură dată, conţinutul concentratului a putut fi ridicat pînă la 39—40% Zn, iar prin două reflotări, la 48,7% Zn. Produsele intermediare au avut 10—25% Zn.

Ţinînd seama de faptul că în cazul unei flotaţii continue toate produsele intermediare se reintroduc în circuit şi că din aceste fracţiuni se mai recuperează o parte din zinc, se poate afirma că este posibil să se obţină prin reflotare concentrate zincoase cu peste 40% Zn cu recuperări de minimum 70%.

Concluzii

Cercetările au avut ca scop determinarea posibilităţilor de recuperare a metalelor cupru şi zinc, sub forma unor concentrate de calcopirită respectiv blendă, din minereul complex compact piritos din sectorul Roşu, zăcămîntul Vişeu.

Proba cercetată a avut cca 0,5% Cu, 2,3% Zn, 42,9% S, fiind constituită în proporţie de peste 70% din pirită.

Cercetările experimentale pe linia flotaţiei colective urmată de flotaţie diferenţială au arătat posibilitatea obţinerii unui concentrat colectiv cu 4—5% Cu şi peste 30% Zn, cu recuperări bune pentru zinc (peste 85%) dar slabe pentru cupru (max. 50%). Încercările de separare ulterioară a calcopiritei din concentratul colectiv de calcopirită+blendă nu au dat rezultate, nereuşindu-se să se găsească condiţiile de depresarea blendei.

Prin flotaţie directă, s-au obţinut:

Concentrate primare de calcopirită cu peste 5% Cu şi extracţii de peste 70%. Prin reflotare conţinutul acestora s-a ridicat la peste 16% Cu, putîndu-se conta pe recuperări de cca 65%;

Concentrate zincoase primare cu 25—32% Zn şi recuperări de peste 80%. Prin reflotare conţinutul se ridică la peste 40% Zn, recuperarea totală fiind de peste 75%;

Reziduu final (sterilul de la flotaţia blendei) care este de fapt un concentrat de pirită, avînd cca 42% S.

Ţinînd seama de rezultatele cercetărilor experimentale se poate spune că flotaţia diferenţială constituie linia tehnologică de valorificare

raţională a minereului complex compact de la Vişeu-Roşu. Se asigură astfel valorificarea tuturor elementelor utile din minereu şi în acelaşi timp se obţin avantaje economice, valoarea produselor obţinute în plus prin preparare fiind mai mare decît costul preparării.

BIBLIOGRAFIE

Muşeţeanu Gr., Georgescu B., Oprescu Angela (1964) Cercetări privind posibilităţile de preparare a minereului de pirită cupriferă de la Cîrlibaba. *D. S. Com. Geol.* L/1 (1962—1963).

Taggart A. (1960) Handbook of mineral dressing ores and industrial minerals. New York. London.

* * * (1962) Froth flotation 50th Anniversary Volume.

RECHERCHES SUR LA PRÉPARATION DU MINERAI COMPLEXE COMPACT DE VIŞEU-ROŞU

PAR

I. HUBER PANU, B. GEORGESCU, MARIA DUMITRESCU

(Résumé)

L'échantillon étudié à été prélevé aux lentilles de minerai compact du secteur Roşu et contient : plus de 70% de pyrite, 3—4% de blende, 1,4—1,5% de chalcopyrite et sporadiquement de la galène et de la limonite.

Le minerai est important, en ce qui concerne une éventuelle mise en valeur, pour ses teneurs en cuivre, zinc et soufre : 0,5% Cu, 2,3% Zn et 42,9% S.

En utilisant un schéma de préparation qui comprend la flottation différentielle directe on a obtenu :

Des concentrés primaires de chalcopyrite à plus de 5% Cu et à récuperation de 70%. Par reflottation la teneur en cuivre a été élevée à plus de 16%, la récupération totale étant supérieure à 65%;

Des concentrés primaires de blende, titrant 25—32% Zn, à récupérations supérieures à 80%. Par reflottation la teneur des concentrés a dépassé 40% et la récupération totale de 75%;

Un résidu final (le concentré de pyrite) à plus de 43% S.

On a essayé d'utiliser une ligne technologique comprenant la flottation collective suivie la flottation différentielle mais sans résultats satisfaisants.

Sans préparation le minerai ne peut ètre mis en valeur que pour la pyrite. Par la flottation différentielle directe on assure une mise en valeur rationelle de tous les éléments renfermés dans le minerai; en même temps on obtient des avantages économiques car la valeur des produits suplémentaires obtenus par préparation est supérieure aux dépenses necessaires à la préparation.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

PREPARAREA MINEREURILOR

CERCETĂRI PRIVIND POSIBILITĂŢILE DE VALORIFICARE A MINEREULUI COMPLEX DE LA POIANA MĂRULUI—BRAŞOV[1])

DE

ANGELA OPRESCU[2])

Abstract

Researches with Regard to the Possibilities for Turning to Account of the Complex Ore of the Poiana Mărului—Braşov Area. Dressing researches have been carried out on the complex ore of Poiana Mărului, Braşov region, whose average contents amounts to 6% Pb and 20% Zn. The results of laboratory tests have shown that from the technological standpoint, the turning to account of lead and zinc is possible in good conditions; by means of differential flotation, galena concentrates with a content of 59...66% Pb, with corresponding 85—80% Pb recuperations, and the blende concentrates amounting approximately to 49% Zn with zinc recuperations up to 92 — 94%, have been obtained.

Cercetările de preparare efectuate au urmărit să stabilească posibilitatea valorificării tehnologice a minereului complex de la Poiana Mărului — regiunea Braşov.

Proba tehnologică pe care s-au executat cercetările de preparare a fost colectată din zona mineralizată a filonului, constituită din blendă şi galenă în gangă de cuarţ şi calcit. Filonul de sulfuri complexe este cantonat în şisturi cuarţoase cloritoase cu muscovit şi biotit.

Analiza chimică elementară a probei originale indică următoarele conţinuturi mai importante:

	%		%
Cu	0,2	S	12,60
Pb	6	SiO_2	34,50
Zn	20	CaO	6,04
Fe	12,13	Al_2O_3	4,38

[1]) Comunicare în şedinţa din 26 februarie 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr. 55. Bucureşti.

Rezultă că, conţinuturile de elemente utile care prezintă interes economic sînt zincul şi plumbul; minereul ce face obiectul cercetării conţinînd ca minerale valorificabile blenda şi galena.

Caracteristicile chimico-mineralogice ale minereului conduc la concluzia că singura metodă de preparare ce poate fi luată în considerare este flotaţia.

Cercetările de flotaţie executate au fost conduse pe următoarele două căi:

Cercetări pentru stabilirea regimului de reactivi;

Cercetări privind fineţea măcinării

şi au urmărit obţinerea unor concentrate separate de Pb şi Zn.

Pentru determinarea condiţiilor în care s-ar putea obţine concentrate cît mai curate de Pb şi de Zn cu recuperări cît mai mari, s-au executat experimentări de flotaţie diferenţială la care s-au variat anumiţi parametrii ca: felul şi cantitatea de reactivi alcalinizatori, cantitatea de reactivi depresanţi pentru minerale de gangă şi blendă, activanţi pentru blendă, cantitatea de colector, gradul de măcinare, etc.

La experimentările efectuate s-au folosit următorii reactivi: silicat de sodiu, var, carbonat de sodiu sau hidroxid de sodiu, cianură de potasiu, sulfat de zinc şi sulfat de cupru ca reactivi modificatori, etil xantatul de potasiu colector şi uleiul de pin ca spumant (H. von Falhstrom, 1955; M. Rey, 1958).

Condiţiile de lucru şi rezultatele obţinute la cîteva încercări de flotaţie diferenţială, mai semnificative, sînt prezentate în tabelul anexat.

Din examinarea acestor rezultate se constată că, flotaţia galenei este mai sensibilă la diferite condiţii de reactivi decît flotaţia blendei.

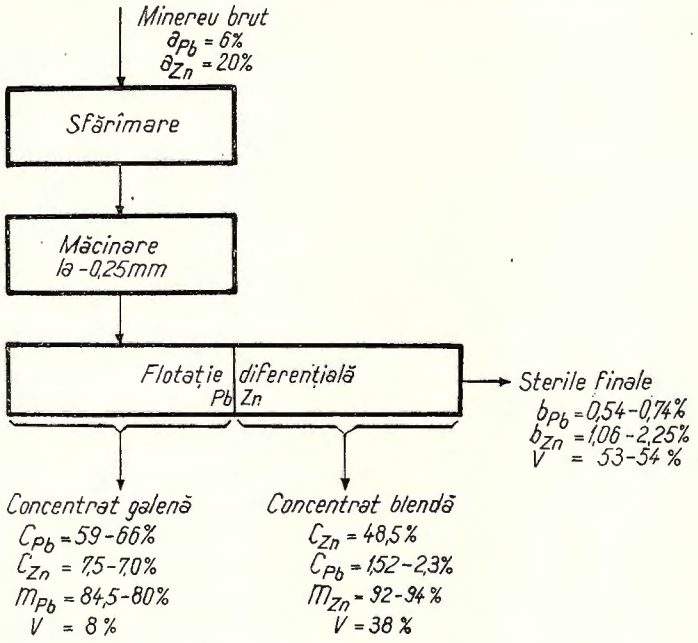
Pentru crearea unui mediu alcalin favorabil flotaţiei galenei, încercările arată ca fiind mai indicată folosirea carbonatului de sodiu; în cazul folosirii varului se obţin rezultate mai slabe, fie concentrate mai impure (cca 50% Pb), fie recuperări de plumb mai mici (63%).

Cantităţi mai mari de depresanţi pentru blendă — peste 100 g/t cianură de potasiu şi 400 g/t sulfat de zinc — au acţiune defavorabilă asupra flotaţiei galenei, recuperarea de plumb scăzînd de la cca 80% la cca 65%.

Acţiunea silicatului de sodiu are efect în special asupra flotaţiei galenei, puritatea concentratului ajungînd la 66% Pb pentru recuperări corespunzătoare de 80%.

La flotaţia blendei se observă că între indicii realizaţi (conţinutul concentratului, extracţia de metal şi extracţia de concentrat) la diferite condiţii de experimentare nu sînt diferenţe sensibile. Calitatea concentratului de blendă pare ceva mai bună în cazul activării cu 2000 g/t sulfat de cupru, ajungînd la cca 49% Zn.

În ceea ce priveşte fineţea măcinării, încercările au arătat că o măcinare mai avansată decît 0,25 mm nu îmbunătăţeşte sensibil rezultatele



Schema fluxului tehnologic.
Schéma du fluxe technologique.

flotaţiei: astfel măcinarea — 0,16 mm afectează uşor flotaţia blendei, conţinutul de zinc al concentratului de blendă crescînd cu cca 2%.

Indicii tehnici obţinuţi la aceste încercări arată că, în general, concentrarea minereului complex de la Poiana Mărului se realizează fără dificultăţi; se constată că blenda se comportă mai bine decît galena la flotaţie, recuperările de zinc ajungînd la 92—94% iar cele de plumb fiind de cca 80—85%.

Cercetările experimentale efectuate au stabilit posibilitatea obţinerii prin flotaţie diferenţială a unor concentrate de galenă cu 59—66% Pb,

Ta-

Nr. încercării	Măcinare mm	Diluție L/S	pH	Reactivi		Timp minute	
				Denumirea	Consum specific gr/t	condiționare	flotare
1	−0,25	4/1	8,5	Silicat de sodiu	1.000	15	17
				Var	1.000	5	25
			6,5	Cianură de potasiu	100	5	
				Sulfat de zinc	400		
				Sulfat de cupru	1.900	5	
				Xantat etil de potasiu	260	5	
				Ulei de pin	65	3	
2	−0,25	4/1	8	Silicat de sodiu	1.000	11	16
			7	Carbonat de sodiu	1.400	5	27
				Cianură de potasiu	100	5	
				Sulfat de zinc	400		
				Sulfat de cupru	2.000	15	
				Xantat etil de potasiu	260	5	
				Ulei de pin	72	3	
3	−0,25	4/1	8,5	Silicat de sodiu	1.000	11	16
				Carbonat de sodiu	2.000	5	27
				Cianură de potasiu	100	5	
			7	Sulfat de zinc	400		
				Sulfat de cupru	2.000	15	
				Xantat etil de potasiu	260	5	
				Ulei de pin	72	3	
4	−0,25	4/1	8,5	Carbonat de sodiu	2.000	5	16
				Cianură de potasiu	100	5	27
			7	Sulfat de zinc	400		
				Sulfat de cupru	2.000	15	
				Xantat etil de potasiu	260	5	
				Ulei de pin	72	3	
5	−0,16	4/1	8,5	Silicat de sodiu	1.000	15	16
				Carbonat de sodiu	2.000	5	27
				Cianură de potasiu	100	5	
			7	Sulfat de zinc	400		
				Sulfat de cupru	2.000	15	
				Xantat etil de potasiu	260	5	
				Ulei de pin	72	3	

bel

Produse	Extracţie în greut. v, %	Plumb		Zinc	
		Conţinut de plumb C_{Pb}, %	Extracţie de plumb m_{Pb} %	Conţinut de zinc C_{Zn}, %	Extracţie de zinc m_{Zn}, %
Concentrat galenă	9,5	50,80	80,7	7,72	3,7.
Concentrat blendă	40,3	1,07	7,3	45,34	92,2
Steril	50,2	1,43	12,0	1,62	4,1
Alimentare	100,0	5,97	100,0	19,82	100,0
Concentrat galenă	6,9	65,06	75,4	6,59	2,2
Concentrat blendă	39,0	1,88	12,4	47,95	90,4
Steril	54,1	1,35	12,2	2,82	7,4
Alimentare	100,0	5,95	100,0	20,68	100,0
Concentrat galenă	7,7	66,01	79,7	6,48	2,5
Concentrat blendă	37,8	2,36	14,0	48,53	91,8
Steril	54,5	0,74	6,3	2,10	5,7
Alimentare	100,0	6,38	100,0	19,99	100,0
Concentrat galenă	8,1	59,22	84,5	7,49	3,1
Concentrat blendă	38,8	1,52	10,4	48,70	94,1
Steril	53,1	0,54	5,1	1,06	2,8
Alimentare	100,0	5,67	100,0	20,06	100,0
Concentrat galenă	7,5	63,92	78,5	8,11	2,9
Concentrat blendă	36,7	2,07	12,9	50,63	92,1
Steril	55,8	0,92	8,6	1,80	5,0
Alimentare	100,0	5,94	100,0	20,17	100,0

cu recuperări de plumb corespunzătoare de 85—80% şi extracţii de concentrat de cca 8% şi concentrate de blendă cu cca 49% Zn, recuperare de zinc de cca 92—94% şi extracţii de concentrat de 38—39%.

Condiţiile de lucru : finețea măcinării, regim de reactivi, etc., care permit să se obţină aceste rezultate sînt prezentate în tabel, încercările 3 şi 4.

Experimentările de laborator efectuate permit a trage concluzia că minereul complex de la Poiana Mărului poate fi valorificat tehnologic în bune condiţiuni prin flotaţie; evident concluzia este valabilă numai dacă rezervele de minereu vor fi în cantitate suficientă pentru a justifica exploatarea lor.

Pe baza rezultatelor încercărilor de laborator, se indică o schemă de preparare principială, prezentată în figura de pe pag. 299.

În ceea ce priveşte economicitatea valorificării ea este evident legată în special de rezerve, apoi de conţinuturile medii ale zăcămîntului, metodele de exploatare, etc.

BIBLIOGRAFIE

Falhstrom H. (1955) Préparation des minerais sulfureux de la Boliden Gruv. A.B. Communication presentée au Congrès International de la Préparation des minerais. Tenu à Goslar du 8 au 11 Mai 1955.

Rey M. (1958) Flottation différentielle des minerais plomb-zinc. *Revue de l'Industrie minérale*, 1, p. 65—74.

ÉTUDE SUR LES POSIBILITÉS DE PRÉPARATION DU MINERAI COMPLEXE DE POIANA MĂRULUI-BRAŞOV

PAR

ANGELA OPRESCU

(Résumé)

Les recherches de préparation ont été exécutées sur le minerai complexe de Poiana Mărului — région de Braşov dans le but d'établir les possibilités de la mise en valeur technologique de ce minerai.

L'échantillon sur lequel ont été effectués les essais expérimentaux est constitué par la blende et la galène en gangue de quartz et de calcite. Les teneurs en éléments utils intéressant du point de vue économique pour une mise en valeur éventuelle sont : le Zn 20% et le Pb 6%.

Les recherches expérimentales effectuées ont établi la possibilité d'obtenir, par flottation différentielle des concentrés séparés de galène à teneur en Pb de 59% — 66%, a récupérations en plomb correspondantes à 85%—80% et à extraction de concentré d'environ 8%; et des concentrés de blende d'environ 49% Zn, des récupérations en Zn de 92%—94% et à extraction de concentré de 38%—39%. Les réactifs nécessaires ont été établis par expérience, ainsi que la finesse du broyage.

Les recherches concernant l'établissement du régime des réactifs nous mène à constater que la flottation de la galène est plus sensible à différentes conditions de réactifs que la flottation de la blende. À cette dernière on observe que entre les indices réalisés en diverses conditions expérimentales il n'y a pas de différences appréciables.

Pour réaliser un milieu alcalin favorable à la flottation de la galène, les essais indiquent comme meilleure l'utilisation du carbonate de sodium. L'emploi de la chaux conduit soit à l'impurification des concentrés de galène soit aux récupérations plus faibles en Pb.

Les quantités augmentées de cianure de potasse et de sulfate de zinc ajoutées comme dépresseurs de la blende ont réagi défavorablement sur la flottation de la galène, diminuant les récupérations de plomb.

Le silicate de sodium réagit favorablement sur la flottation de la galène en augmentant la pureté du concentré de plomb.

Les résultats obtenus par expérimentations de laboratoire nous permettent de conclure que le minerai complexe de Poiana Mărului peut être mis en valeur convenablement par la méthode de la flottation.

———

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

PREPARAREA MINEREURILOR

CERCETĂRI CU PRIVIRE LA VALORIFICAREA MINEREULUI COMPLEX DE LA RODNA — PARVA [1])

DE

C. PANDELESCU, GEORGETA POLICI [2])

Abstract

Researches Concerning the Turning to Account of the Complex Ore of Rodna-Parva. The authors present the results of researches carried out with the object of establishing the possibilities of turning to account the complex ore of Rodna-Parva. Starting from ore containing 3.1 — 3.3% Zn and 1.65 — 1.8% Pb it is possible to obtain a Pb concentrate having 60% Pb and 4.32% Zn, through differential flotation the Pb extraction being of 85.6%, as well as a zinc concentrate having 56.5% Zn for a Zn extraction amounting to 85%. It is also possible to obtain through collective flotation a Pb-Zn concentrate that can be turned to account from the metallurgical standpoint, by the I.S.P. method; this concentrate contains 17.15% Pb and 33.50% Zn, the extractions of metal representing 89.7% for Pb and 97.46% for Zn.

În scopul stabilirii posibilităţilor de valorificare prin preparare a minereului complex din zăcămîntul de la Rodna-Parva, s-au efectuat cercetări de preparare asupra unei probe colectată în anul 1965 din lucrările miniere subterane executate în sectorul Guşet — zăcămîntul Parva.

Studiul mineralogic [3]) a arătat că mineralizaţia, constituită din blendă, galenă şi pirită, se întîlneşte fie sub formă de impregnaţii, fie sub formă de minereu compact, fiind cantonată într-un pachet de calcare cristaline albe.

---

[1]) Comunicare în şedinţa din 25 februarie 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff 55, Bucureşti.

[3]) E. Florea, T. Bodin. Consideraţiuni mineralogice asupra probei tehnologice de la şantierul Rodna-Parva. 1965. Raport Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Blenda se prezintă sub formă de plaje şi granule de obicei asociate cu galena şi pirita, de dimensiuni foarte variate cuprinse între 0,05 şi 0,8 mm, cele mai frecvente fiind cuprinse între 0,25 şi 0,1 mm.

Galena are modul de prezentare asemănător blendei, cel scheletiform fiind mai frecvent întîlnit. Dimensiunile plajelor şi granulelor de galenă sînt cuprinse între 0,1 şi 0,6 mm, frecvenţa cea mai mare deţinînd-o granulele cuprinse între 0,25 şi 0,5 mm.

Pirita se întîlneşte atît izolată, cît şi asociată cu celelalte sulfuri metalice. În cazul în care ea este asociată cu blenda şi galena, este subordonată cantitativ. Dimensiunile predominante ale granulelor sînt cuprinse între 0,7—0,8 şi 0,5—0,6 mm.

Dintre mineralele de gangă, calcitul este cel mai frecvent întîlnit, formînd o masă compactă deseori impregnată cu o pulbere opacă, ce-i imprimă un aspect tulbure.

Analiza chimică generală a probei supuse cercetărilor de preparare, a indicat următoarele conţinuturi :

	%		%
SiO_2	14,20	Hg	lipsă
(Fe)	3,82	Ca+Th	lipsă
Fe_2O_3	5,46	V	lipsă
CaO	43,35	Cr	lipsă
MgO	3,72	Ni	lipsă
Al_2O_3	4,41	Co	lipsă
TiO_2	lipsă	Bi	lipsă
MnO_4	0,5	As	urme
P_2O_5	0,26	Na_2O	0,49
S	3,41	K_2O	0,096
Cu	lipsă	Ge	lipsă
Pb	1,65—1,8	Zr	lipsă
Zn	3,1 —3,3	Sn	lipsă
Sb	lipsă	Au	lipsă
Mo	lipsă	Ag	3 g/t

Cercetări experimentale de preparare

Din cele arătate mai sus rezultă că minereul ce face obiectul cercetării conţine ca minerale valorificabile blenda şi galena ; pirita, prin cantitatea în care intervine, nu prezintă interes.

Caracteristicile chimico-mineralogice ale minereului conduc la concluzia că singura metodă de concentrare aplicabilă este flotaţia.

Cercetările de flotaţie executate au fost axate pe următoarele două linii : flotaţie diferenţială, în vederea obţinerii unor concentrate separate de Pb şi Zn, valorificabile metalurgic prin procedee clasice ; flotaţie colectivă, în scopul obţinerii unui concentrat colectiv de Pb-Zn, valorificabil metalurgic prin procedeul I.S.P.

Experimentări de flotaţie diferenţială. Urmărind determinarea condiţiilor de obţinere a rezultatelor optime, s-au efectuat experimentări la care s-au variat anumiţi parametrii ca : fineţea de măcinare, reactivii alcalinizatori, reactivii depresanţi şi activanţi pentru blendă, cantitatea de colector.

Reactivii utilizaţi au fost : silicat de sodiu, var sau carbonat de sodiu, cianură de potasiu, sulfat de zinc şi sulfat de cupru, ca reactivi modificatori ; xantatul etil de potasiu, drept colector şi flotanolul ca spumant (A. Taggart, 1960).

Experimentările efectuate într-o primă etapă au permis următoarele constatări :

Rezultatele încercărilor cu minereu măcinat la —0,25 mm ; —0,16 mm şi —0,10 mm indică existenţa unei asociaţii destul de intime între galenă şi blendă ; astfel, deşi se observă o scădere a conţinutului de Zn în concentratul de Pb cu creşterea fineţii de măcinare, totuşi chiar la o măcinare sub 0,10 mm, acest conţinut se menţine la peste 6%. În ceea ce priveşte calitatea concentratelor de Pb şi Zn, se observă numai o uşoară creştere a conţinutului de metal util din aceste concentrate, cu creşterea fineţii de măcinare. În schimb, se constată o creştere sensibilă a extracţiilor de metal util în concentratele respective ; astfel, extracţia de Zn în concentratul zincos, creşte de la 81,2%, cît a fost în cazul măcinării la —0,25 mm, la 89,3%, cît s-a realizat în cazul măcinării la —0,10 mm, iar extracţia de Pb în concentratul plumbos creşte pentru aceeaşi creştere a fineţii de măcinare, de la 86,1% la 93,2% ;

Rezultatele experienţelor la care s-a utilizat var sau carbonat de sodiu ca reactiv alcalinizator arată ca fiind mai indicată folosirea varului ; astfel, în cazul folosirii carbonatului de sodiu, deşi se obţin rezultate uşor superioare în ceea ce priveşte conţinutul şi extracţia de Pb din concentratul plumbos, totuşi conţinutul de Zn al acestui concentrat este mai ridicat decît în cazul folosirii varului ; folosirea varului — în cantităţi care să nu depăşească 1500 g/t — realizează o mai bună depresare a piritei şi prin

aceasta o reducere a conţinutului de Zn — datorit în mare parte blendei legată de pirită — din concentratul plumbos;

Creşterea cantităţii de reactivi depresanţi pentru blendă (de la 300 la 750 g/t cianură de potasiu şi de la 1200 la 3000 g/t sulfat de zinc) duce la o oarecare scădere a conţinutului de Zn în concentratul plumbos, fără a se putea coborî însă sub 6—7%; de remarcat că la consumurile ridicate de depresanţi pentru blendă, extracţia de Pb în concentratul plumbos scade;

Rezultatele experimentărilor efectuate cu diferite cantităţi de xantat etil de potasiu au arătat — atît la flotaţia galenei cît şi la flotaţia blendei — că prin folosirea de cantităţi reduse de xantat (20 g/t) se obţin concentrate de calitate mai bună, extracţiile de metal menţinîndu-se la acelaşi nivel realizat în cazul consumurilor mai ridicate de xantat. Aceasta se datoreşte faptului că prin folosirea unor cantităţi mici de xantat se reduce posibilitatea flotării piritei prezente în minereu;

Experimentările efectuate au arătat că blenda, deşi puternic depresată, flotează în condiţii bune cu cantităţi nu prea ridicate de sulfat de cupru (900 g/t); în scopul realizării unei depresări cît mai accentuate a piritei la flotaţia blendei, este indicată utilizarea varului (1000 g/t) la această flotaţie.

Din analiza datelor obţinute la experimentările de flotaţie diferenţială primară, s-a constatat că rezultatele cele mai bune pot fi realizate prin aplicarea următoarelor condiţii de lucru:

măcinare	—0,10 mm
diluţie (L/S)	3/1
a) Flotaţia galenei	
Reactivi:	
silicat de sodiu	2 000 g/t
var	1 500 „
cianură de potasiu	500 „ în moară
sulfat de zinc	2 000 „
xantat etil de potasiu	20 „
flotanol	15 „
timp de condiţionare	8′
timp de flotare	8′
pH	7,5
b) Flotaţia blendei	
Reactivi:	
sulfat de cupru	900 g/t
var	1 000 g/t

xantat etil de potasiu	20	g/t
flotanol	15	„
timp condiţionare	20′	
timp flotare	8′	
pH	9	

În aceste condiţii se obţine un concentrat de Pb cu circa 35% Pb, care mai conţine 6,7% Zn, extracţia de concentrat fiind de 4,5%, iar extracţia de plumb de circa 93%, şi un concentrat de Zn cu circa 30,5% Zn, la o extracţie de concentrat de 9% şi o extracţie de Zn de 87,6%.

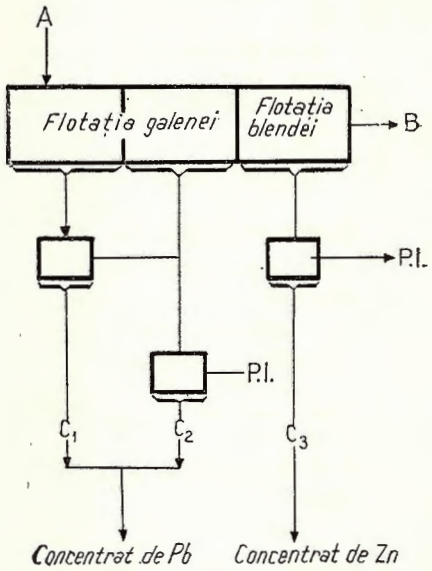


Fig. 1. — Schema flotaţiei diferenţiale urmată de reflotarea concentratelor
Schéma de la flottation différentielle suivie de la reflotation des concentrés.

În scopul obţinerii unor concentrate finale de Pb şi Zn de calitate superioară, s-au efectuat în continuare experimentări de reflotare a concentratelor primare de Pb şi Zn de la flotaţia diferenţială, obţinute în condiţiile arătate mai sus. Aceste experimentări au fost executate după schema din fig. 1.

La reflotarea concentratului de plumb s-a urmărit, pe de o parte, ridicarea conţinutului de Pb, pe de altă parte, reducerea conţinutului de zinc, care la flotaţia primară nu a putut fi coborît sub 6%.

La reflotarea concentratului de zinc s-a urmărit îmbogăţirea acestuia în zinc.

Rezultatele obţinute în final la aceste eperimentări, precum şi condiţiile de lucru de la reflotări, sînt arătate în tabelul 1.

Se vede astfel cum prin aplicarea schemei de flotaţie din fig. 1 şi în condiţiile menţionate, se poate obţine un concentrat de Pb cu 6% Pb, care mai conţine 4,32% Zn, extracţia de Pb fiind de 85,6% şi un concentrat de zinc cu 56,5% Zn, la o extracţie de Zn de 85%.

Experimentări de flotaţie colectivă. Cunoscînd că în prezent există în ţara noastră posibilitatea aplicării în condiţii avantajoase a procedeului metalurgic de extragere a plumbului şi zincului din concentrate colective

Tabelul 1

Produse	Extracţia de concentrat %	Conţinuturi %		Extracţii de metal	
		Pb	Zn	Pb	Zn
C_1 — Conc. galenă	1,7	70,70	3,70	71,0	2,00
C_2 — „ „	0,7	35,30	5,80	14,6	1,30
$C_1 + C_2$	2,4	60,30	4,32	85,6	3,30
P.I. — prod. interm.	2,1	6,00	9,51	7,5	6,40
C_3 — Conc. blendă	4,7	0,64	56,50	1,8	85,00
P.I. — prod. interm.	4,3	0,80	2,10	2,0	2,60
B — steril	86,5	0,06	0,10	3,1	2,70
A — alimentare	100,0	1,69	3,13	100,0	100,00

Condiţii de lucru la reflotare:

a) Reflotarea conc. galenă

Reactivi:

silicat de sodiu . . . . . 400 g/t

cianură de potasiu . . . . . 50 „

sulfat de zinc . . . . . 200 „

timp condiţionare . . . . . 5′

timp flotaţie . . . . . 5′

b) Reflotarea conc. blendă

Reactivi:

silicat de sodiu . . . . . 400 g/t

var . . . . . 1 500 „

timp condiţionare . . . . . 5′

timp flotaţie . . . . . 5′

plumbo-zincoase (procedeul I.S.P.), şi ţinînd seama de caracteristicile chimico-mineralogice ale minereului de la Rodna-Parva, au fost executate şi experimentări de flotaţie colectivă, prin care s-a urmărit stabilirea condiţiilor de obţinere a unui concentrat colectiv de plumb-zinc valorificabil metalurgic prin procedeul amintit.

Pentru a fi valorificabile prin acest procedeu metalurgic, concentratele colective de Pb-Zn trebuie să îndeplinească anumite condiţii calitative; astfel, în unele cazuri este indicat ca raportul dintre conţinutul de Pb şi cel de Zn să fie de 0,45—0,53, iar conţinutul minim de Pb + Zn în concentrat să fie în general de 50% (F. O p r e a et al., 1965).

La experimentările efectuate s-a urmărit într-o primă etapă obţinerea unor concentrate colective primare de Pb-Zn, la extracţii de metal cît mai ridicate.

Reactivii folosiţi au fost cei utilizaţi în mod obişnuit la flotaţia minereurilor de Pb-Zn.

Rezultatele cele mai favorabile obţinute la aceste experimentări şi condiţiile de lucru aplicate sînt prezentate în tabelul 2.

Tabelul 2

Produse	Timp flot. min.	Extr. de conc v %		Conţ. de Pb c_{Pb} %		Conţ. de Zn c_{Zn} %		Extr. de Pb m_{Pb} %		Extr. de Zn m_{Zn} %	
	cum.		cum.		cum.		cum.		cum.		cum.
Conc. C_1	5′ 5′	4,3	4,3	23,25	23,25	46,87	46,87	56,80	56,80	63,7	63,7
C_2	5′ 10′	3,4	7,7	10,27	17,52	29,58	39,15	19,90	76,7	31,7	95,4
C_3	5′ 15′	1,9	9,6	8,42	15,71	2,17	31,80	9,1	85,8	1,3	96,7
C_4	5′ 20′	0,9	10,5	5,69	14,85	1,06	29,20	2,8	88,6	0,3	97,0
C_5	5′ 25′	1,2	11,7	4,82	13,82	2,00	26,42	3,3	91,9	0,7	97,7
C_6	5′ 30′	0,8	12,5	4,62	13,21	1,34	24,80	2,1	94,0	0,3	98,0
Steril B	—	87,5	100,0	0,12	1,76	0,07	3,16	6,0	100,0	2,0	100,0
Alim. A	— —	100,0	—	1,76	—	3,16	—	100,0	—	100,0	—

Condiţii de lucru la reflotare:

Măcinare . . . . . —0,25 mm
Diluţie (L/S) . . . , ... 3/1
Reactivi:
silicat de sodiu . . . . . .2 000g/t } în moară
var . . . . . .1 000 " }
sulfat de cupru . . . . . .1 500 "
xantat etil de potasiu . . . . . 88 "
flotanol . . . . . 15 "
timp condiţionare . . . . . 13 min
pH 8

Pe baza acestor rezultate s-au putut trasa curbele din fig. 2 care indică variaţia în timp a indicilor flotaţiei (extracţia de concentrat, conţinuturi de metal şi extracţii de metal).

Se vede astfel cum în condiţiile de lucru menţionate se poate obţine un concentrat colectiv primar cu 13,2% Pb şi 24,8% Zn, la extracţii în metal de 94% pentru Pb şi 98% pentru Zn.

În vederea obţinerii unui concentrat colectiv de Pb-Zn, de calitate corespunzătoare valorificării lui metalurgice prin procedeul amintit, s-au efectuat în continuare experimentări de flotaţie prin care s-a urmărit îmbunătăţirea calităţii concentratului colectiv primar obţinut în prima etapă.

După cum se arată în tabelul 3, prin reflotarea o singură dată a concentratului colectiv primar se obţine un concentrat colectiv de Pb-Zn care

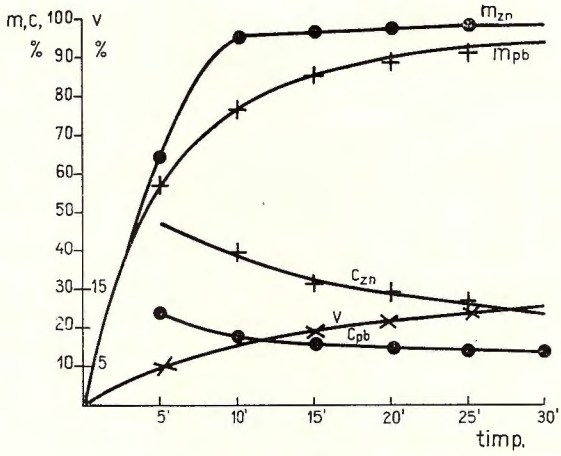


Fig. 2. — Variaţia în timp a indicilor flotaţiei colective Pb-Zn.
Variation en temps des indices de la flottation collective Pb-Zn.

conţine 15,28% Pb şi 27,28% Zn, extracţiile în metal fiind de 93% pentru Pb şi 96% pentru zinc; reflotînd de două ori concentratul primar se obţine un concentrat colectiv de calitate superioară, valorificabil metalurgic, care conţine 18,91% Pb şi 34,10% Zn, extracţiile în metal corespunzătoare fiind de 88% pentru Pb şi 91,8% pentru Zn.

Examinînd rezultatele flotaţiei colective primare, prezentate în tabelul 2, precum şi în fig. 2, observăm că în primele 10 minute ale flotaţiei se obţine un concentrat colectiv de bună calitate, conţinînd 17,52% Pb şi 39,15% Zn; produsul colectat în continuare, pînă la sfîrşitul flotaţiei, este — aşa cum se poate vedea din tabelul 4 — de calitate inferioară, corespunzătoare unui produs intermediar.

Tabelul 3

Schema	Produse	Extracţia de concentrat %	Conţinuturi %		Extracţii de metal %	
			Pb	Zn	Pb	Zn
flotaţie	Conc. Pb-Zn	11,50	15,28	27,28	93,00	96,20
primară +	Prod. interm.	1,30	3,51	2,56	2,40	1,66
1 reflotare a	Steril	87,20	0,10	0,08	4,60	2,14
conc. primar	Alimentare	100,00	1,89	3,26	100,00	100,00

Condiţii de lucru la reflotare:

Reactivi:

silicat de sodiu . . . . . .500 g/t
xantat . . . . . 20 ”
timp condiţionare . . . . . 10′
timp flotaţie . . . . . 7′
pH 7,5

Schema	Produse	Extracţia de concentrat %	Conţinuturi %		Extracţii de metal %	
			Pb	Zn	Pb	Zn
flotaţie	Conc. Pb-Zn	8,80	18,91	34,10	88,00	91,80
primară +	Prod. interm.	4,00	3,50	4,95	7,40	6,06
2 reflotări ale	Steril	87,20	0,10	0,08	4,60	2,14
conc. primar	Alimentare	100,00	1,89	3,26	100,00	100,00

Condiţii de lucru la reflotare:

Reactivi:

silicat de sodiu . . . . . .750 g/t
xantat . . . . . 20 ”
timp condiţionare . . . . . 15′
timp flotaţie . . . . . 11′
pH 7,5

Tabel 4

Produse	Timp flotare, min.		Extracţia de conc. %	Conţinuturi %		Extracţii de metal %	
	cum.			Pb	Zn	Pb	Zn
Conc. Pb-Zn	10′	10′	7,7	17,52	39,15	76,70	95,50
Prod. interm.	20′	30′	4,8	6,28	1,69	17,40	2,56
Steril	—	—	87,5	0,12	0,07	5,90	1,94
Alimentare	—	—	100,0	1,76	3,16	100,00	100,00

Faţă de aceste observaţii apare ca fiind indicată aplicarea unei scheme de flotaţie (fig. 3) constînd din efectuarea flotaţiei primare numai timp de 10′, obţinîndu-se un prim concentrat colectiv, sterilul final şi un produs intermediar, care este reflotat o dată, rezultînd un al doilea concentrat colectiv, care împreună cu primul, constituie concentratul colectiv final.

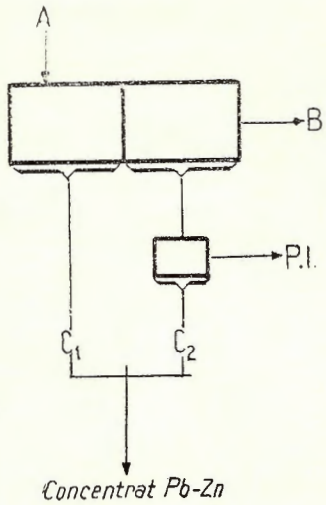


Fig. 3. — Schema flotaţiei colective Pb-Zn.
Schéma de flottation collective Pb-Zn.

Rezultatele obţinute prin aplicarea acestei scheme, precum şi condiţiile de lucru respective sînt prezentate în tabelul 5.

Se vede cum în final se poate obţine un concentrat colectiv de Pb-Zn, valorificabil metalurgic, care conţine 17,15 % Pb şi 33,50 % Zn, extracţiile în metal fiind de 89,7 % pentru Pb şi 97,46 % pentru Zn.

Constatăm că în aceste ultime condiţii se obţine un concentrat colectiv de calitate apropiată, însă la extracţii de metal superi-

Tabelul 5

Produse	Extracţia de concentrat %	Conţinuturi %		Extracţii de metal %	
		Pb	Zn	Pb	Zn
C_1 — Conc. Pb-Zn	7,70	17,52	39,15	76,7	95,50
C_2 — Conc. Pb-Zn	1,50	15,26	4,13	13,0	1,96
$C_1 + C_2$	9,20	17,15	33,50	89,7	97,46
P. I — prod. interm.	3,30	2,33	0,57	4,4	0,60
B — Steril	87,50	0,12	0,07	5,9	2,00
A — Alimentare	100,00	1,76	3,16	100,0	100,00

Condiţii de lucru la reflotare:

Reactivi:

silicat de sodiu . . . . . .500 g/t
var . . . . . .750 ”
xantat . . . . . 20 ”
timp condiţionare . . . . . 10′
timp flotaţie . . . . . 5′
pH 8,5

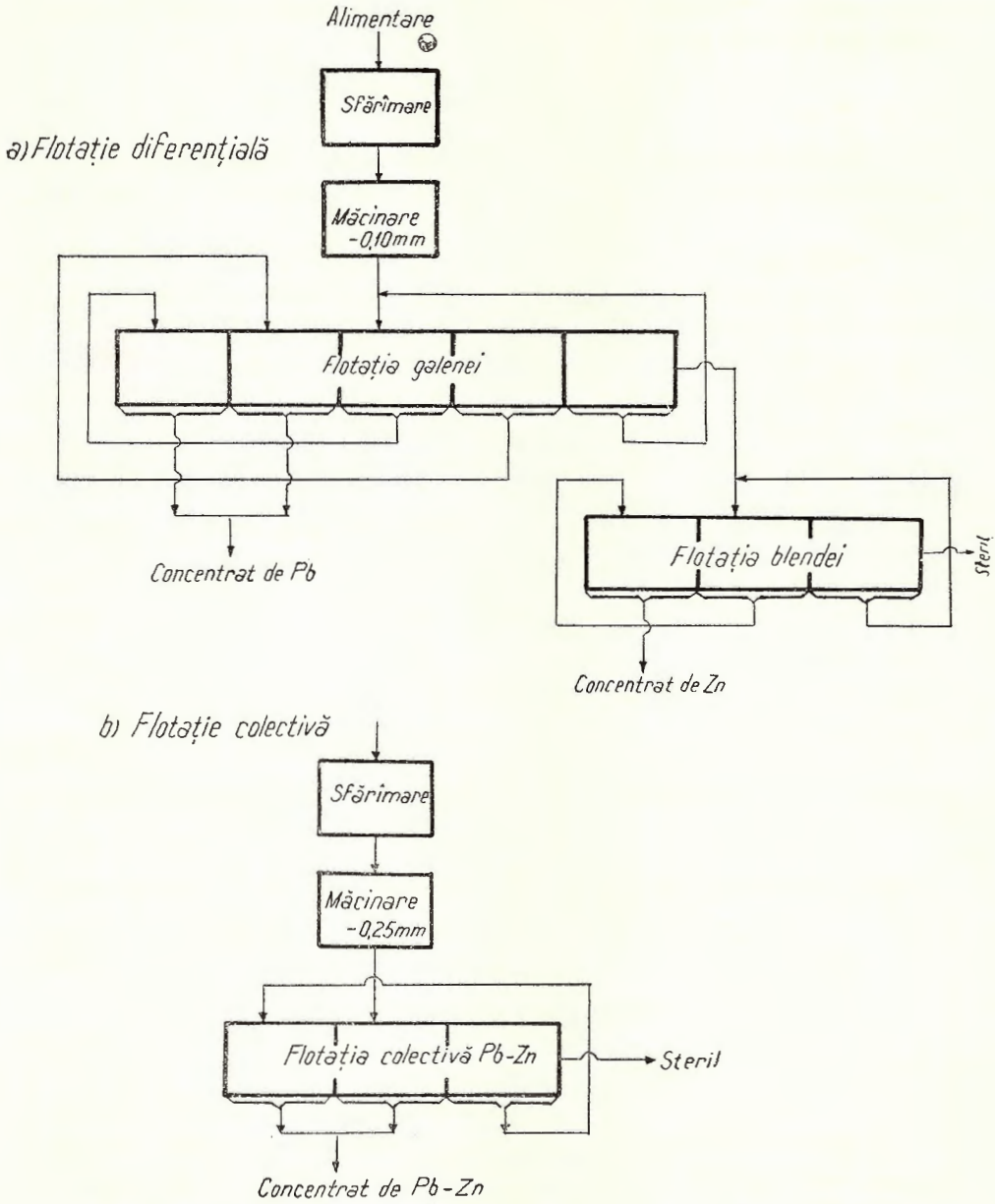


Fig. 4. — Scheme principale de preparare a minereului complex de la Rodna-Parva.
Schémas de base de la préparation du minerai complexe de Rodna-Parva.

oare acelora realizate prin reflotarea de două ori a întregului concentrat colectiv primar.

Concluzii

Cercetările de laborator efectuate au arătat că minereul complex de la Rodna-Parva poate fi valorificat tehnologic în bune condiţii, prin flotaţie.

Astfel, plecînd de la minereul care conţine 3,1—3,3% Zn şi 1,65—1,8% Pb se poate obţine prin flotaţie diferenţială un concentrat de Pb cu 60% Pb, care mai conţine 4,32% Zn, extracţia de Pb fiind de 85,6% şi un concentrat de zinc cu 56,5% Zn, la o extracţie de Zn de 85%.

De asemenea, prin flotaţie colectivă este posibil a se obţine un concentrat colectiv de Pb-Zn, valorificabil metalurgic prin procedeul I.S.P., care conţine 17,15% Pb şi 33,50% Zn, extracţiile în metal fiind de 89,7% pentru Pb şi 97,46% pentru Zn.

Cercetările efectuate au permis stabilirea unor scheme principiale de preparare a minereului respectiv, prezentate în fig. 4.

BIBLIOGRAFIE

Oprea F., Oprea S., Olaru F. (1965) Metalurgia plumbului, cuprului şi zincului Editura tehnică, Bucureşti.

Taggart A. F. (1960) Handbook of mineral dressing. John Wiley et Sons, Inc., New York

---

RECHERCHES CONCERNANT LA MISE EN VALEUR DU MINERAI COMPLEXE DE RODNA-PARVA

PAR

C. PANDELESCU, GEORGETA POLICI

(Résumé)

Le but des recherches effectuées a été d'établir les possibilités de la mise en valeur par la préparation du minerai complexe de Rodna-Parva.

L'étude minéralogique a prouvé que la minéralisation en blende, galène et pyrite est rencontrée soit sous forme d'imprégnation, soit sous

forme de minerai compact, étant cantonnée dans un paquet de calcaires cristallins blancs.

Les recherches de laboratoire exécutées sur un échantillon qui a contenu 3,1—3,3% Zn et 1,65—1,8% Pb ont montré que le minerai respectif peut être mis en valeur en bonnes conditions, par la flottation.

Ainsi, par flottation différentielle on peut obtenir un concentré de Pb à 60% Pb, qui contient encore 4,32 Zn, la récupération de Pb étant de 85,6%; et un concentré de Zn à 56,5% Zn, à une récupération de Zn de 85%.

Les essais de flottation différentielle, ont indiqué l'existence d'une association assez intime entre la galène et la blende; ainsi même à un broyage inférieur à 0,10 mm, la teneur en Zn du concentré primaire de Pb de la flottation différentielle ne baisse pas sous 6% malgré la consommation élevée des réactifs dépresseurs; la présence de la pyrite dans le minerai impose l'utilisation de la chaux, plus efficace que le carbonate de sodium autant à la flottation de la galène qu'à celle de la blende. Les essais ont montré également, que par l'utilisation en quantités réduites de collecteur (xantat : 20 g/t) dans la première étape de la flottation différentielle, on réduit la possibilité de flottation de la pyrite présente dans le minerai, en obtenant ainsi des concentrés de qualité supérieure à récupérations de métal qui se maintiennent au même niveau réalisé au cas des consommations plus élevées de xantat.

Vu qu'à présent, dans notre pays, on a la possibilité d'appliquer avantageusement le procédé métallurgique d'extraction du plomb et du zinc des concentrés collectifs Pb—Zn (procédé I.S.P.) on a effectué aussi des essais de flottation collective; les expériences ont démontré qu'il est possible d'obtenir un concentré collectif de Pb—Zn qui peut être traité par voie métallurgique par le procédé mentionné, et qui contient 17,15% Pb et 33,50% Zn, les récupérations de métal étant de 89,7% pour le Pb et de 97,46% pour le Zn.

Les recherches effectuées ont permis d'établir des schémas de base de la préparation du minerai respectif, présentés dans la figure 4.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

PREPARAREA MINEREURILOR

CERCETĂRI DE PREPARARE PRIVIND MINEREUL CUPRIFER DE LA ORAVIŢA — SECTORUL CICLOVA MONTANĂ [1])

DE

C. PANDELESCU, MARIA DUMITRESCU [2])

Abstract

Dressing Researches Concerning the Cupriferous Ore of Oraviţa — Ciclova Montană Sector. The results of dressing researches carried out on two cupriferous ore samples (the first with 0.26 % Cu and the second — more representative — with 0.51 % Cu) of Oraviţa — Ciclova Montană Sector are shown. These researches have shown — for both samples — that from the technological viewpoint the ore can be rendered valuable under good conditions, as applying the flotation there can be obtained a final metallurgical valuable concentrate with at least 14 % Cu at a 90—95 % recovery of metal.

Cercetările au fost executate asupra a două probe colectate din şantierul Oraviţa, sectorul Ciclova Montană.

Studiile mineralogice [3]) au arătat că mineralele metalice prezente — pirita şi calcopirita — sînt situate fie de-a lungul unor fisuri, fie impregnînd masa rocii gazdă formată din calcare recristalizate şi scarne calcitice şi granatifere. Referitor la depunerile în filoane se arată că pirita şi calcopirita nu sînt intim asociate, concrescute; mineralul de gangă cu care sînt cel mai frecvent asociate este calcitul. Privitor la impregnările din roci

[1]) Comunicare în şedinţa din 25 februarie 1966.

[2]) Institutul Geologic Şos. Kiseleff 55. Bucureşti.

[3]) Angela Rafalet Raport asupra probei tehnologice de la şantierul Oraviţa-ISEM. 1965. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Angela Rafalet. Raport asupra studiului petrografic al probei tehnologice II de la şantierul Oraviţa-ISEM. 1965. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

se arată că scarnele sînt mai puternic impregnate decît calcarele recristalizate, adeseori pirita şi calcopirita fiind strîns asociate, concrescute.

Granulele cele mai bine dezvoltate apar pe filoane (0,2—2 mm, cele de pirită şi 0,08—0,6 mm, cele de calcopirită); în impregnări dimensiunile lor sînt mai reduse (0,2—0,5 mm cele de pirită şi 0,2—0,4 mm cele de calcopirită).

1. Prima din cele două probe cu care s-au executat cercetările de preparare a fost recoltată în întregime de la nivelul orizontului — 50/ /Gal.VIII, reprezentînd o zonă restrînsă a zăcămîntului.

Analiza chimică generală a indicat următoarele conţinuturi:

	%		%
Cu	0,24—0,27	V	urme
(Fe)	4,60	Cr	urme
Fe_2O_3	6,57	Ni	0,03
S	0,57	Co	urme
Mn	0,29	Bi	lipsă
TiO_2	0,34	As	urme
MgO	1,92	Sb	lipsă
CaO	42,4	Mo	urme
SiO_2	17,32	Hg	lipsă
P_2O_5	0,06	Al_2O_3	4,72
Pb	lipsă	Na_2O	0,19
Zn	0,33	K_2O	0,24
Zr	lipsă	Ge	lipsă
Ce + Th	lipsă	P.C.	22,29

Din cele de mai sus rezultă că este vorba de o probă de minereu cuprifer sărac, conţinutul mediu de cupru al ei (circa 0,26%) fiind sub limita de exploatabilitate a unui zăcămînt de cupru.

Pentru a avea o imagine asupra modului în care se comportă la preparare minereul respectiv, s-au efectuat unele cercetări experimentale.

Caracteristicile chimico-mineralogice ale minereului duc la concluzia că singura metodă de concentrare posibilă de aplicat este flotaţia.

Ca urmare, s-au executat experimentări de flotaţie prin care s-a urmărit stabilirea condiţiilor care să ducă la obţinerea unor concentrate de cupru de calitate mulţumitoare. Reactivii folosiţi au fost: varul şi silicatul de sodiu, ca reactivi modificatori, xantatul etil de potasiu drept colector şi uleiul de pin ca spumant (E. J. Pryor, 1960).

INSTITUTUL GEOLOGIC

Tabelul 1

Consum xantat g/t	Măcinare mm	Produse	Extracţia de concentrat %	Conţinut de Cu %	Extracţia de Cu %
84	−0,25	Conc. Cu	3,21	7,24	80,46
		Steril	96,79	0,042	19,54
		Alimentare	100,00	0,27	100,00
	−0,16	Conc. Cu	3,67	6,8	81,70
		Steril	96,33	0,046	18,30
		Alimentare	100,00	0,26	100,00
126	−0,25	Conc. Cu	2,76	8,76	92,57
		Steril	97,24	0,02	7,43
		Alimentare	100,00	0,26	100,00
	−0,16	Conc. Cu	2,47	9,50	90,22
		Steril	97,53	0,026	9,78
		Alimentare	100,00	0,24	100,00
168	−0,25	Conc. Cu	2,30	10,90	87,67
		Steril	97,70	0,03	12,33
		Alimentare	100,00	0,24	100,00
	−0,16	Conc. Cu	2,50	8,63	90,40
		Steril	97,50	0,024	9,60
		Alimentare	100,00	0,24	100,00

Condiţii de lucru:

Reactivi:

silicat de sodiu . . . . . 550 g/t } în moară
var . . . . . 1500 " }
xantat etil de potasiu . . . .
ulei de pin. . . . . 36 g/t

Diluţia ($^{S}/_{L}$) 1/2,5
pH 9,5
timp condiţionare . . . . . 8′
timp flotaţie . . . . . 10′

La experimentările efectuate s-au variat unii parametrii printre care : cantitatea de colector folosit (între 84 şi 168 g/t xantat etil de potasiu) şi fineţea de măcinare (măcinare la —0,25 mm şi la —0,16 mm).

Mai întîi s-au executat flotaţii fără reflotări. În continuare, pentru îmbunătăţirea calităţii concentratelor primare, acestea au fost reflotate.

Rezultatele mai semnificative obţinute la aceste experimentări de flotaţie, precum şi condiţiile de lucru aplicate, sînt prezentate în tabelul 1.

Din acest tabel se vede că printr-o singură treaptă de flotaţie a minereului măcinat la —0,25 mm (circa 45% < 0,075 mm), în condiţiile de reactivi menţionate — consumul de colector fiind de 126 g/t xantat — se poate obţine un concentrat primar de cupru cu circa 8,7% Cu, extracţia de Cu fiind de circa 92%, iar extracţia de concentrat de circa 2,75%

Experimentările de flotaţie executate în aceleaşi condiţii de reactivi, dar la o măcinare mai avansată — sub 0,16 mm (circa 52% < 0,075 mm) — nu au dus la obţinerea de rezultate superioare, nici în ceea ce priveşte calitatea concentratului, nici în ceea ce priveşte recuperarea de cupru şi pierderile în steril.

Cunoscînd că pentru a putea fi considerate valorificabile pirometalurgic, concentratele de cupru de la flotaţie trebuie să aibă un conţinut de cel puţin 12—14% Cu, în scopul îmbunătăţirii calităţii concentratului de cupru obţinut printr-o singură treaptă de flotaţie, s-au executat în continuare experimentări de reflotare a acestui concentrat.

Tabelul 2

Produse	Extracţia de concentrat %	Conţinut de Cu %	Extracţia de Cu %
Conc. Cu primar	2,76	8,76	92,57
Conc. Cu final	1,56	14,76	88,13
Prod. intermediar	1,20	0,97	4,44
Steril final	97,24	0,02	7,43
Alimentare	100,00	0,26	100,00

Condiţii de lucru la reflotare:

Reactivi :

silicat de sodiu . . . . . .1800 g/t de conc. primar
timp condiţionare . . . . . 5′
timp flotaţie . . . . . .12′
pH 9

Rezultatele obţinute şi condiţiile de lucru de la reflotare sînt prezentate în tabelul 2.

Se vede cum prin reflotarea concentratului primar de cupru se poate obţine un concentrat final cu 14,76% Cu, corespunzînd unei extracţii de Cu de 88,13%.

Considerînd că prin reintroducerea în circuitul primar a sterilului de la reflotare — care mai conţine circa 1% Cu — se mai recuperează cel puţin jumătate din cuprul conţinut, putem aprecia extracţia finală de Cu la circa 90%.

2. Cea de-a doua probă cu care au fost executate cercetări de preparare, colectată din şantierul Oraviţa de la orizontul galeriei VIII, a avut un caracter mai reprezentativ pentru zăcămînt.

Analiza chimică generală a dat următoarele rezultate :

	%		%
Cu	0,51—0,52	Zr	lipsă
(Fe)	6,38—6,94	V	lipsă
Fe_2O_3	9,92	Cr	0,03
S	2,46—2,53	Ni	0,01
Mn_3O_4	0,56	Co	0,015
TiO_2	0,66	Bi	0,08
MgO	2,68	As	—
CaO	40,75	Sb	sub 0,01
SiO_2	23,39	Mo	0,006
P_2O_5	0,34	Ge	lipsă
Pb	lipsă	Sn	urme
Zn	urme	Al_2O_3	12,58

Compoziţia chimico-mineralogică a minereului indică flotaţia ca singura metodă de concentrare aplicabilă.

Mai întîi s-au executat experimentări de flotaţie simplă prin care s-a urmărit obţinerea unui concentrat de cupru de calitate mulţumitoare, la o extracţie de metal maximă.

Rezultatele cele mai concludente obţinute la aceste experimentări, precum şi condiţiile de lucru aplicate, sînt prezentate în tabelul 3.

Se vede cum printr-o flotaţie simplă se pot obţine concentrate primare de cupru cu 7,4—7,9% Cu, la o extracţie de Cu de 86,5—92,7% şi o extracţie de concentrat de 5,4—6,3%.

Tabelul 3

Nr. exp.	Produse	Extracţia de concentrat %	Conţinut de Cu %	Extracţia de Cu %
1	Conc. Cu	6,23	7,43	91,30
	Steril	93,77	0,05	8,70
	Alimentare	100,00	0,51	100,00
2	Conc. Cu	5,40	7,92	86,56
	Steril	94,60	0,07	13,44
	Alimentare	100,00	0,49	100,00
3	Conc. Cu	6,30	7,41	92,75
	Steril	93,70	0,04	7,25
	Alimentare	100,00	0,50	100,00

Condiţii de lucru:

Măcinare . . . . . —0,25 mm
Diluţia (S/L) 1/3
Reactivi:
silicat de sodiu . . . . . 700g/t } în moară
var . . . . . 1500g/t } în moară
xantat etil de potasiu . . . . . 100 g/t
spumant:
exp. nr. 1 — ulei de pin . . . . . 36 g/t
exp. nr. 2 — flotanol . . . . . 15 g/t
exp. nr. 3 — flotanol . . . . . 30 g/t
timp condiţionare . . . . . 8′
timp flotaţie . . . . . 10′
pH 9,5

În continuare, în vederea îmbunătăţirii calităţii concentratului primar de cupru, au fost executate experienţe de flotaţie cu reflotarea concentratului primar.

Din tabelul 4, în care sînt prezentate rezultatele finale obţinute, precum şi condiţiile de lucru de la aceste experimentări, se constată că prin reflotarea concentratului primar de cupru se poate obţine un concentrat final cu circa 14% Cu, extracţia de cupru fiind de 86,7%; luînd în considerare şi cuprul ce se poate recupera prin retratarea produsului intermediar de la reflotare, putem aprecia extracţia finală de cupru la peste 90%.

Tabelul 4

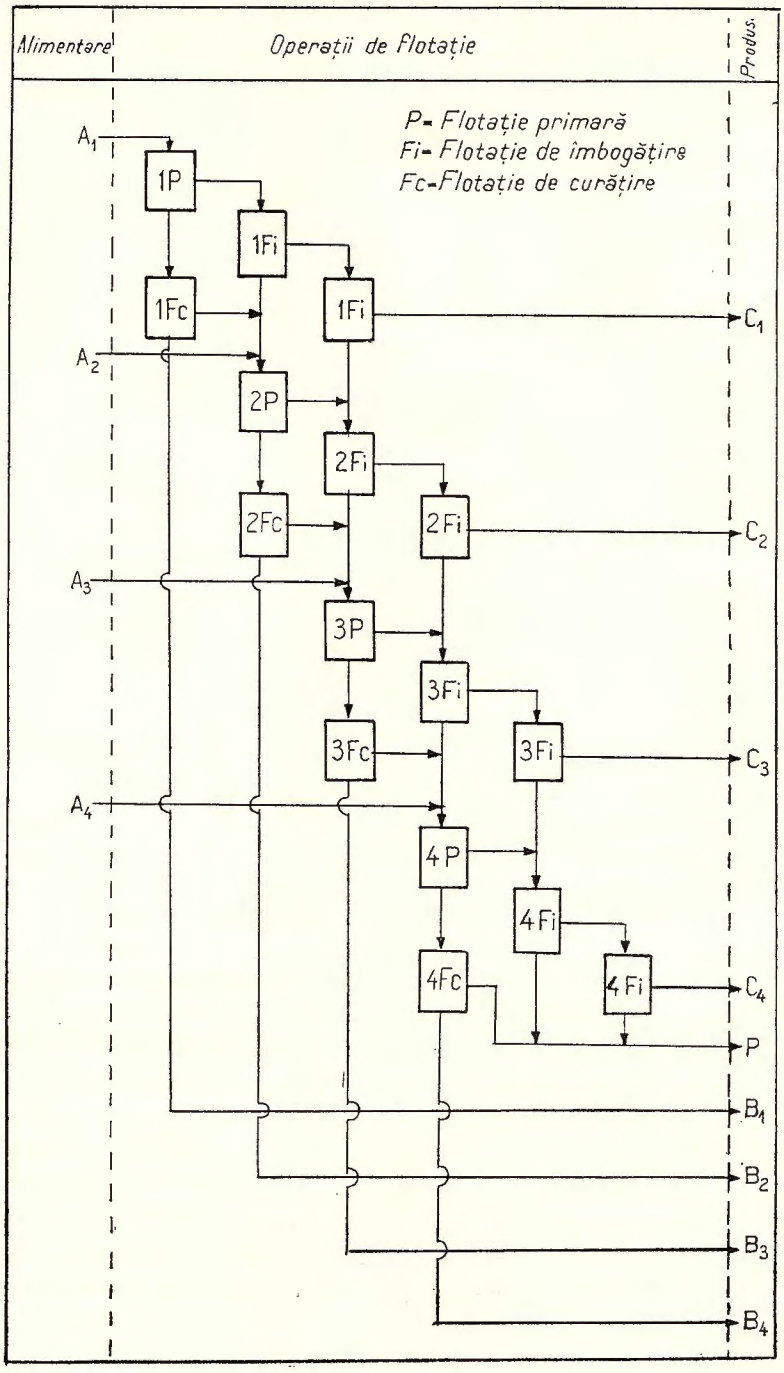
Produse	Extracţia de concentrat %	Conţinut de Cu %	Extracţia de Cu %
Conc. Cu primar	5,80	8,21	93,70
Conc. Cu final	3,13	14,09	86,70
Prod. intermed.	2,67	1,33	7,00
Steril final	94,20	0,035	6,30
Alimentare	100,00	0,51	100,00

Condiţii de lucru:

Flotaţia primară
măcinare . . . . . —0,25 mm
diluţie (S/L) 1/3
reactivi:
silicat de sodiu . . . . . 700 g/t } în moară
var . . . . . 1500 g/t } în moară
xantat etil de potasiu . . . . . 100 g/t
flotanol . . . . . 30 g/t
timp condiţionare . . . . . 8′
timp flotaţie . . . . . 10′
pH 9,5
Reflotare
reactivi:
silicat de sodiu . . . . . 2000 g/t de conc. primar
timp condiţionare . . . . . 5′
timp flotaţie . . . . . 6′
pH 9

Pentru a avea o imagine asupra modului în care s-ar comporta acest minereu într-un circuit industrial de flotaţie, luînd ca bază condiţiile de lucru stabilite anterior, s-a executat o experienţă de flotaţie cu alimentări succesive, cu reflotări şi retratarea produselor intermediare de la operaţiile de reflotare.

Schema după care s-a executat această experienţă este arătată în figura de mai jos (A. T a g g a r t, 1960). După cum se vede este vorba de o încercare cu patru alimentări succesive. La prima flotaţie se obţine un concentrat primar care se reflotează de două ori (flotaţii de îmbogăţire) şi un steril care se reflotează o dată (flotaţie de curăţire); produsele inter-



Schema experimentării de flotație de laborator cu alimentări succesive.
Schéma de l'expérimentation de la flottation de laboratoire à alimentations successives.

mediare de la reflotări se retratează în circuitul celei de-a doua flotaţii, ş.a.m.d.

Rezultatele analizei produselor obţinute la această experienţă sînt prezentate în tabelul 5.

Tabelul 5

Produse		Greutatea produselor g	Conţinut de Cu %
Concentrate	C_1	12,2	19,58
	C_2	31,4	19,68
	C_3	37,6	14,17
	C_4	39,8	14,36
Sterile finale	B_1	929,0	0,015
	B_2	958,0	0,010
	B_3	950,0	0,025
	B_4	965,0	0,030
P-Prod. interm.		71,3	1,96
Alimentare		3994,3	0,51

Observăm că după cea de-a treia alimentare se ajunge la situaţia de stabilizare a produselor, cînd atît greutăţile cît şi conţinuturile concentratelor şi sterilelor se menţin practic constante.

Se vede cum în condiţiile arătate, apropiate de acelea ale unui flux industrial, se poate obţine în final un concentrat cu cel puţin 14% Cu, la o extracţie de cupru de peste 95% şi o extracţie de concentrat de circa 3,3% [4]).

[4]) Extracţia de concentrat v şi extracţia de metal m au fost determinate cu relaţiile:

$$v = \frac{a - b}{c - b} \cdot 100$$

$$m = \frac{c}{a} \cdot \frac{a - b}{c - b} \cdot 100$$

în care a, b, c sînt conţinuturile de metal, în procente, din minereul brut, steril şi respectiv concentrat.

Concluzii. Cercetările de preparare au fost efectuate asupra a două probe colectate din şantierul Oraviţa, sectorul Ciclova Montană.

Prima din cele două probe, reprezentînd o zonă restrînsă a zăcămîntului, a avut un conţinut mediu de cupru de 0,26%, deci sub limita de exploatabilitate a unui zăcămînt de cupru; cea de-a doua probă, mai reprezentativă pentru zăcămînt, a avut un conţinut mediu de 0,51% Cu.

Cercetările experimentale efectuate au arătat — pentru ambele probe — că din punct de vedere tehnologic, minereul poate fi valorificat în bune condiţii; astfel, prin aplicarea flotaţiei se poate obţine în final un concentrat cu cel puţin 14% Cu, deci valorificabil metalurgic, la o extracţie în metal de 90—95%.

Rezultă că în ceea ce priveşte rentabilitatea valorificării acestui minereu, ea va fi determinată exclusiv de conţinutul mediu de cupru al zăcămîntului, rezerve şi condiţiile de exploatare.

BIBLIOGRAFIE

Pryor E. J. (1960) Mineral processing, Mining Publications Ltd. London.

Taggart A. F. (1960) Handbook of mineral dressing, John Wiley et Sons, Inc. New York

RECHERCHES SUR LA PRÉPARATION DU MINERAI CUPRIFÈRE DE ORAVIŢA — SECTEUR CICLOVA MONTANĂ

PAR

C. PANDELESCU, MARIA DUMITRESCU

(Résumé)

On présente les résultats des recherches de préparation exécutés sur deux échantillons de minerai cuprifère d'Oraviţa secteur Ciclova Montană.

Les études minéralogiques ont montré que les minéraux métalliques présents (la pyrite et la chalcopyrite) se trouvent soit le long de certaines fissures, soit imprégnant la masse de la roche-hôte formée par des calcaires recristallisés et des skarns à calcite et granats.

Le premier échantillon qui représente une zone restreinte du gisement, a eu une teneur moyenne en Cu de 0,26 %, donc sous la limite qui rend exploitable un gisement de cuivre ; le second échantillon, plus représentatif pour le gisement, a eu une teneur moyenne en Cu de 0,51 %.

Les recherches expérimentales effectuées ont montré, pour les deux échantillons, que du point de vue technologique le minerai peut être mis en valeur en bonnes conditions.

Ainsi, comme les essais de flottation de laboratoire à alimentations successives l'ont démontré, par une flottation primaire, suivie par deux reflottations du concentré primaire, on peut obtenir à la fin un concentré d'au moins 14 % de Cu — pouvant donc être traité par voie métallurgique — à une récupération en métal de 90—95 %.

En ce qui concerne la rentabilité de la mise en valeur de ce minerai, il en résulte que celle-ci sera déterminée exclusivement par la teneur moyenne en cuivre du gisement, par les réserves et par les conditions d'exploitation.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol LIII/2 (1965—1966)

PEDOLOGIE

CERCETĂRI GEOBOTANICE ÎN CÎMPIA SOMEŞULUI [1])

DE

H. ASVADUROV [2]), I. DRAGU [3])

Abstract

Geobotanical Researches in the Someş Plain. The Someş Plain represents an association of fields and flood-plains with a poor natural drainage and bioclimatic conditions that are specific to the forest zone (Tm = 9.5°C; Pm = 600—800 mm; P/T + 10 of 30—40). The foothill plains, as well as those of the Someşul Vechi have Pseudogleyed or Pseudogley Podzolic soils and Grey - Brown Podzolic soils (which in the surface horizon are loamy, low humic, with pH values of 4.7—5.5 and non-saturated in bases, V = 20—60 %). *Carpinus betulus* with *Corylus avellana, Rhamnus frangula* and *Acer tataricum* occur frequently in the forests of *Quercus robur.* Associations of *Agrostis tenuis* (tab. 1), of *Festuca rubra,* of *Agrostis canina* with *Juncus conglomeratus,* and very rarely those of *Nardus stricta* predominate on the meadows (pl. I and II sectors I. A,B,C and II. A,B). The plain of the present Someş and the flood - plains have Derno-Amphigley soils, Brown Forest soils developed on Derno-Amphigley soils, Brown Forest soils with ground water table and Alluvial soils in different stages of pedogenesis (which are generally clayey on the surface horizon sometimes sandy, but only in food-plains, low or moderately humic, with pH values of 5—7.5 and are saturated in bases, V = 50—95 %). *Ulmus foliacea, Fraxinus excelsior* with *Crataegus monogyna, Cornus sanguinea, Prunus spinosa* and *Ligustrum vulgare* occur frequently in the forests of *Quercus robur.* On meadows predominate chiefly the associations of *Alopecuras pratensis,* of *Poa pratensis,* of *Festuca valesiaca* (tab. 3), locally of *Agrostis tenuis,* as well as associations of perennial *Lolium* with *Polygonum aviculare* (near villages), controlled by man. (pl. I and II sectors III. A, B, C, D and IV A, B),

Sectorul cercetat face parte din zona forestieră, subzona stejarului; limita acestei subzone corespunde în general cu aceea indicată de P. En -

[1]) Comunicare în şedinţa din 27 aprilie 1966.

[2]) Institutul Geologic. Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

[3]) Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni. Şos. Kiseleff nr. 2, Bucureşti.

culescu (1928). Vegetația acestei cîmpii a fost puțin studiată. Astfel date geobotanice cu caracter general sînt prezentate în harta întocmită de N. Donită și colaboratorii (1960), iar indicații privitoare la vegetația pădurilor și refacerea lor sînt arătate de Z. Spîrchez și M. Strîmbeiu (1960) . De asemenea cîteva observații asupra răspîndirii asociațiilor de locuri deschise au fost făcute de I. Safta (1943) și I. Crișan (1960).

În lucrarea aceasta sînt descrise asociațiile, complexele de asociații și unitățile morfogenetice cu solurile și vegetația respectivă [4]).

Considerații fizico-geografice

Cîmpia Someșului este o cîmpie de divagare fluviatilă. Ea a început să se contureze spre sfîrșitul Pleistocenului mai ales prin actualele terase aluvial-proluviale de 10—20 m. Un curs al Someșului orientat în direcția nord-sud a depus cele mai vechi aluviuni holocene și a format Cîmpia Someșului Vechi (H. Asvadurov et al., 1964 și 1965). În cîmpiile subcolinare cu terase și evantaie aluvial-proluviale și în Cîmpia Someșului Vechi se întîlnesc solurile cele mai sărace în baze; la debazificarea lor au contribuit materialele parentale relativ permeabile și sărace în componente bazice, vechimea proceselor pedogenetice și fenomenele înmlăștinirii de suprafață în mediu acid. Sedimentele aluviale ale acestei cîmpii mai vechi ies treptat din raza de inundare a unui alt curs al Someșului, care la rîndul său, a format în Holocenul nou Cîmpia Someșului Nou. În această cîmpie mai tînără și în luncile actuale se întîlnesc solurile cele mai saturate în baze și mai humifere; debazificarea lor a fost îngreuiată datorită unor sedimente argiloase greu permeabile (uneori cu alternanțe de luturi nisipoase relativ recente) sau de prezența unor ape slab sălcii la 2,5—4 m (H. Asvadurov, Adriana Petrescu, 1964).

În general, condițiile bioclimatice sînt specifice zonei forestiere (subzona stejarului) și se caracterizează prin mijlocia anuală a temperaturii de 9,5° C, mijlocii anuale ale precipitațiilor de 675 mm (Satu Mare), 800 mm (Seini), 640 mm (Halmeu) și indicii de ariditate (P/T + 10) de 30—40. De menționat că în această cîmpie anii ploioși alternează adeseori cu anii secetoși; de asemenea cele mai mici precipitații și anii cei mai secetoși, se înregistrează în jumătatea de vest și sud-vest a cîmpiei, adică în sec-

[4]) Metoda folosită a fost metoda fitosociologică, în care s-a luat în considerare îndeosebi dominanța.

toarele Cîmpiei Someşului Nou. Cîmpia Someşului Vechi şi mai ales cîmpiile subcolinare primesc o cantitate de precipitaţii relativ mai ridicată.

Fiecare din cele două unităţi menţionate se poate subîmpărţi în diferite cîmpuri şi lunci; de aceea prezentarea vegetaţiei se va face în cadrul subunităţilor pedogeografice care alcătuiesc această cîmpie. Menţionăm de asemenea că datele analitice [5]) privitoare la unele caractere fizico-chimice ale orizontului de suprafaţă al solurilor, se referă mai ales la sectoarele în care au fost făcute şi observaţiile geobotanice.

Vegetaţia din cîmpia Someşului

În Cîmpia Someşului, din cauza extinderii culturilor agricole, vegetaţia naturală ocupă în prezent suprafeţe mult mai restrînse ca în trecut. În general predomină speciile mezofile; speciile helofile, xerofile şi mai ales halofile au o răspîndire redusă. Luînd în considerare influenţa factorilor naturali şi antropogeni prezentăm mai jos: vegetaţia pădurilor, a pajiştilor, a locurilor umede şi a segetalelor din culturi.

Vegetaţia pădurilor. Pădurile sînt fragmente ale masivelor păduroase de odinioară, care acopereau aproape întreaga suprafaţă a sectorului. Datorită drenajului natural slab al acestei cîmpii pădurile sînt alcătuite din *Quercus robur*, au un subarboret abundent şi o vegetaţie ierboasă bogată în specii.

Pe relieful mai vechi al cîmpiei (pl. I şi II), în pădurile de *Quercus robur* (unitatea 1 din legendă), se remarcă şi *Carpinus betulus*, iar în subarboret se întîlneşte frecvent *Rhamnus frangula*, *Corylus avellana* şi *Acer ataricum*.

Vegetaţia ierboasă este alcătuită dintr-un număr mare de specii. Sub pădure abundă *Pulmonaria officinalis*, *Symphytum tuberosum*, *Polygonatum multiflorum*, *Anemone nemorosa* şi *Ajuga reptans*. Pe lîngă acestea o răspîndire apreciabilă au: *Sanicula europaea*, *Geranium robertianum* şi *Euphorbia amygdaloides*, specii caracteristice mai ales pădurii de fag.

În luminişurile acestor păduri precum şi în pădurile dumbrăvite se dezvoltă, în funcţie de umiditatea solului, o serie de asociaţii ierboase dintre care asociaţiile de *Carex brizoides*, de *Agrostis canina* şi de *Agrostis tenuis* sînt cele mai caracteristice.

---

[5]) Lucrările de laborator au fost executate la Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni a Comitetului de Stat al Geologiei.

În compoziţia floristică a asociaţiei de *Carex brizoides* se remarcă *Anemone nemorosa*, *Symphytum tuberosum* şi *Dryopteris filix mas*; asociaţia pătrunde uneori şi sub pădure, pe suprafeţe destul de întinse. Tot în luminişuri, dar pe soluri acide şi puternic pseudogleizate se remarcă asociaţia de *Agrostis canina*, adeseori în complex cu asociaţii izolate de *Juncus effusus* şi de *Deschampsia caespitosa*; această asociaţie, în funcţie de umiditatea solului, poate evolua fie către asociaţia de *Agrostis tenuis*, fie în caz de înmlăştinire către asociaţia de *Juncus effusus*.

Asociaţia de *Agrostis tenuis* caracterizează luminişurile mai vechi din pădurile cu soluri podzolite, relativ drenate. Tot în aceste luminişuri, pe solurile mai debazificate, se instalează uneori asociaţia de *Festuca rubra*.

Pe relieful mai tînăr al cîmpiei (pl. I şi II) şi sub influenţa unui climat mai puţin umed pădurile de *Quercus robur* au o vegetaţie în care se remarcă şi prezenţa unor specii cu caracter xerofit (unitatea 2 din legendă).

În arboret se întîlnesc frecvent *Ulmus foliacea* şi *Fraxinus excelsior*, iar subarboretul este caracterizat prin *Crataegus monogyna*, *Prunus spinosa*, *Cornus sanguinea* şi *Ligustrum vulgare*; primele două specii formează uneori mărăcinişuri pe marginea pădurilor şi în unele luminişuri. Vegetaţia ierboasă este relativ săracă în specii şi în parte ruderalizată. Caracteristice pentru aceste păduri par a fi mai ales : *Galeopsis tetrahit*, *Geum urbanum*, *Anthriscus silvestris*, *Poa pratensis*, *Serratula tinctoria*, *Viola silvatica*, *Polygonatum latifolium*. În luminişuri predomină în general asociaţia de *Alopecurus pratensis* şi de *Poa pratensis*. Pe suprafeţele cu exces de umiditate din aceste luminişuri se remarcă *Carex riparia*, *Oenanthe stenoloba*, *Ranunculus repens*, *Iris pseudacorus*.

În lungul apelor, pe solurile tinere ale luncilor, în pîlcuri sau ca indivizi izolaţi, se dezvoltă *Populus nigra*, *Populus alba*, *Salix alba* şi mai rar *Alnus glutinosa*, specii, care uneori alcătuiesc mici zăvoaie (unitatea 3 a legendei). În subarboretul lor, sărac în specii, mai răspîndit este *Cornus sanguinea*, iar vegetaţia ierboasă are o acoperire mică.

Vegetaţia pajiştilor şi a locurilor umede. Descrierea ei începe cu asociaţiile ce preferă o umiditate foarte puternică şi se termină cu cele mai xerofile.

Vegetaţia acvatică şi palustră. Această vegetaţie se întîlneşte în lunci pe suprafeţele înmlăştinite ale vechilor cursuri şi braţe părăsite. În sectoarele unde apele de suprafaţă stagnează aproape în permanenţă, se

dezvoltă în pîlcuri relativ mici, mai ales asociaţiile de *Nymphaea alba*, de *Phragmites communis*, de *Schonoplectus lacustris*, şi de *Glyceria aquatica*. Aceste asociaţii sînt în general în complex, iar în dezvoltarea lor se observă o repartiţie succesivă. Pe locuri mai puţin umede, cu soluri gelice şi soluri aluviale înmlăştinite se întîlnesc asociaţii de *Carex nutans*, în complex cu asociaţia de *Glyceria aquatica*, de *Carex riparia*, de *Poa trivialis* şi de *Agrostis alba*.

Asociaţia de Juncus effusus. Această asociaţie are o răspîndire mică în sector şi se dezvoltă pe soluri podzolite puternic pseudogleizate. Ea se remarcă îndeosebi în depresiunile din pajişti şi în unele luminişuri din păduri. Compoziţia floristică relativ săracă are ca specii mai răspîndite : *Alopecurus pratensis*, *Poa pratensis*, *Mentha pulegium*, *Agrostis canina* şi *Deschampsia caespitosa*.

Această asociaţie se află în general în complex cu asociaţiile helofile de *Alopecurus pratensis*, de *Agrostis canina*, de *Juncus conglomeratus* şi uneori chiar cu asociaţia de *Deschampsia caespitosa*.

Asociaţia de Deschampsia caespitosa. Se întîlneşte rar, mai ales pe soluri podzolite şi pseudogleizate din partea estică a sectorului. Dintre speciile mai răspîndite sînt *Ranunculus repens*, *Agrostis canina* şi *Juncus effusus*.

Asociaţia de Festuca pratensis. Această asociaţie se întîlneşte rar şi se găseşte pe locurile mai umede ale pajiştilor din sectorul cîmpiei în complex cu asociaţiile de *Alopecurus pratensis* şi de *Poa pratensis*. Dintre speciile componente mai frecvent întîlnite sînt : *Trifolium repens*, *Poa pratensis şi Alopecurus pratensis*.

Asociaţia de Agrostis canina. Asociaţia are o răspîndire apreciabilă şi se întîlneşte în pajiştile şi în luminişurile din unele păduri, mai ales pe soluri podzolite şi pseudogleizate. Specia dominantă are o acoperire mare (uneori peste 80 %) astfel încît compoziţia floristică a acestei asociaţii este relativ săracă ; predomină : *Alopecurus pratensis*, *Trifolium repens*, *Juncus conglomeratus*, *Juncus effusus*, *Potentilla reptans*. Datorită speciei dominante valoarea furajeră a acestei asociaţii este una din cele mai bune.

Asociaţia de Alopecurus pratensis. Se întîlneşte mai ales în vestul cîmpiei, în pajiştile şi în luminişurile pădurilor rărite de *Quercus robur*, pe soluri relativ argiloase (şi pseudogleizate de la suprafaţă). Această

asociaţie ocupă sectoarele cele mai joase şi mai umede din cadrul complexului cu asociaţii de : *Poa pratensis* şi *Festuca pratensis* pe locuri mai plane sau mai puţin umede şi de *Festuca valesiaca* pe suprafeţele puţin mai ridicate şi mai zvîntate.

Asociaţia de Lolium perenne. Mai răspîndită în sud-estul sectorului, această asociaţie a fost întîlnită în pajiştile din apropierea satelor mai ales pe soluri dernoamfigleice. Această asociaţie se dezvoltă pe terenurile relativ plane, cuprinde un număr mic de specii ca *Trifolium repens*, *Alopecurus pratensis*, *Poa pratensis*, *Polygonum aviculare* şi formează complexe mai ales cu asociaţiile de *Poa pratensis* şi de *Trifolium repens.*

Asociaţia de Poa pratensis. Este mai răspîndită în partea sud-vestică a sectorului, mai ales la vest de Satu Mare. Se dezvoltă pe soluri dernoamfigleice relativ drenate, pe care pri ăvara apa stagnează relativ puţin. Compoziţia ei floristică este săracă, acoperirea rareori depăşeşte 80%, iar în complex întîlnim mai ales asociaţiile de *Alopecurus pratensis*, de *Lolium perenne* şi de *Festuca valesiaca.* În acest complex de asociaţii apar frecvent : *Juncus gerardi*, *Trifolium fragiferum* şi *Lepidium ruderale.*

Asociaţia de Agrostis tenuis. Se întîlneşte în general pe soluri podzolite. Ea ocupă suprafeţele cele mai întinse şi se găseşte mai ales pe solurile podzolite ale Cîmpiei Someşului Vechi (pl. I şi II). Pe soluri puternic pseudogleizate apar frecvent speciile de *Juncus effusus*, *J. conglomeratus*, *J. bufonius* şi uneori tufe de *Deschampsia caespitosa* sau de *Nardus stricta.* Pe soluri mai puţin pseudogleizate se evidenţiază *Trifolium repens*, *Sagina procumbens*, *Potentilla erecta* şi *Agrostis canina.* Pe soluri relativ mai uscate întîlnim tufe de *Festuca valesiaca.* În afara speciilor amintite, în această asociaţie au o mare răspîndire *Hypochaeris radicata*, *Festuca rubra*, *Veronica serpyllifolia* şi *Hieracium pilosella.* Această asociaţie are o valoare furajeră bună mai ales prin specia sa dominantă.

Asociaţia de Festuca rubra. Asociaţia a fost întîlnită rar, pe soluri podzolice, alături de asociaţia de *Agrostis tenuis.* Ca specii însoţitoare găsim : *Trifolium dubium*, *Sagina procumbens*, *Hypochaeris radicata* şi *Agrostis tenuis.* Prin înmlăştinirea solului asociaţia de *Festuca rubra* este înlocuită cu asociaţia de *Agrostis canina.*

Asociaţia de Vulpia myuros. Se întîlneşte cu totul sporadic şi acoperă suprafeţe foarte mici mai ales pe soluri nisipoase.

Numărul releveului	53	54
Suprafaţa în m.p.	100	100
Acoperirea la % a ierburilor	80	80
Vulpia myuros	3.3	2—3.3
Filago minima	+—1.1	+.1
Erigeron cannadensis	+.1.1	+.1
Agrostis tenuis	+.1	+.1
Jasione montana	+.1	+.1
Hieracium pilosella	+.1	
Rumex acetosella	+.1	+.1
Trifolium arvense	+.1	+.1
Thymus marschalianus	+.1.1	
Hypochaeris radicata	+.1	
Anthemis arvensis	+.1	
Digitaria sanguinalis	+.1	+.1
Spergularia rubra		+—1.1
Scleranthus annuus		+.1
Gypsophila muralis		+.1

Asociaţia de Festuca valesiaca. Asociaţia este răspîndită mai ales în partea de vest a cîmpiei şi formează complexe cu asociaţiile de *Alopecurus pratensis* şi de *Poa pratensis.* Cu toate că această asociaţie se dezvoltă pe soluri dernoamfigleice ea se instalează pe suprafeţele mai drenate şi indică o evoluţie către stepă. În general este însoţită de un mare număr de specii mezofile. Dintre speciile întîlnite, mai răspîndite sînt *Trifolium repens, Euphorbia cyparissias, Poa pratensis, Lotus corniculatus* şi *Plantago lanceolata.*

Vegetaţia halofilă. Se întîlneşte foarte rar şi ocupă suprafeţe mici de 10—25 m².

Asociaţia de Puccinelia distans se găseşte doar la nord de Boghiş.

Numărul releveului	52
Suprafaţa în m.p.	100
Acoperirea la % a ierburilor	80
Puccinelia distans	2.2
Artemisia maritima	1.1
Festuca pseudovina	+.1
Polygonum aviculare	+—1.1
Agropyron repens	+.1
Lotus corniculatus	+.1
Scorzonera laciniata	+.1
Matricaria chamomilla	+.1
Gypsophila muralis	+.1

Asociaţia de Pholiurus pannonicus în amestec cu *Matricaria chamomilla* s-a întîlnit într-un crov mare (sud de Oar, pl. I relev. 55).

Vegetaţia segetală. Observaţii asupra răspîndirii buruienilor din culturi s-au făcut mai ales în culturile de neprăşitoare unde această vegetaţie are o acoperire mai mare şi este mai bine dezvoltată. În general, în culturile din sector, predomină următoarele specii : *Polygonum aviculare*, *Echinochloa crus galli*, *Setaria glauca*, *Cirsium arvense* şi *Centaurea cyanus*. Pe soluri silvestre podzolite predomină *Gypsophila muralis*, *Matricaria inodora*, *Gnaphalium uliginosum*, *Myosotis micrantha* şi uneori chiar *Spergularia rubra*. În culturile de pe soluri podzolite şi pseudogleizate apar frecvent : *Lythrum hyssopifolium*, *Mentha pulegium*, *Juncus bufonius* şi *Peplis portula*. În culturi, pe soluri dernoamfigleice se întîlnesc mai ales : *Equisetum arvense*, *Symphytum officinale* şi *Polygonum lapatifolium*.

În culturile prăşitoare, care necesită un număr mai mare de lucrări agricole sînt mai răspîndite speciile perene, dintre care predomină : *Convolvulus arvensis*, *Rubus caesius* şi *Cirsium arvensis* ; în lunci, domină *Echinochloa crus galli* şi *Setaria glauca*.

Unităţile morfogenetice şi vegetaţia lor

I. Cîmpiile aluvial-proluviale subcolinare. Situate la baza dealurilor aceste cîmpii se prezintă sub formă de terase (de 16—20 m, 10—16 m şi 5—7 m) şi evantaie de împrăştiere, aluvial-proluviale. În aceste sectoare predomină solurile podzolice cele mai pseudogleizate din întreaga cîmpie.

A) *Terasele aluvial-proluviale de 16—20 şi 10—16* m. Sînt cele mai înalte şi relativ fragmentate forme de relief ale cîmpiei în care predomină soluri silvestre podzolice pseudogleizate şi pseudogleice formate pe luturi grele şi argile uşoare-prăfoase (cu apa freatică la 8—22 m). Solurile au la suprafaţă : lut greu-prăfos cu argila fizică (particule sub 0,01 mm) între 35—40 % ; conţinutul de humus de 2,8—3,5 % ; valori pH 4,7—5,3 ; gradul de saturaţie scăzut, V = 25—55 % (cele mai debazificate, V sub 40 % se găsesc sub păduri şi pajişti).

În pădurile de *Quercus robur*, la sud-vest de Pomi se întîlneşte mai ales *Carex brizoides* ; în luminişuri şi rarişti se găseşte frecvent *Agrostis tenuis* şi *Juncus effusus*.

În pajişti asociaţiile care domină sînt cele de *Agrostis tenuis* cu *Festuca rubra* şi de *Festuca rubra* (tabelul 1, relev. 1 Pomi şi 3 Roşiori). În mi-

TABELUL 1

Asociaţia de Agrostis tenuis

Numărul releveului	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Suprafaţa în m.p.	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Acoperirea la % a ierb.	90	90	80	80	90	90	90	80	90	100	90	90	100	100	90	80	90	90	80	100	100	70	80	60
Agrostis tenuis	4.4	4.4	3–4.4	3–4.4	3–4.4	3–4.4	3–4.4	3–4.4	3–4.4	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	3.3	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
Festuca rubra	+1	+.1	+.1	+–1.1	+.1		+.1			1.1	+–1.1	1.1	1.1	1.1	+.1	+.1		1–2.2		1–2.2	+.1	1.1	1.1	1.1
Hypochaeris radicata	+.1	+.1	+–1.1	+.1	+.1	+–1.1	+.1			+.1	+.1	+–1.1	+.1	+–1.1	1.1		+.1	+.1		+.1			+.1	+.1
Trifolium repens	+.1	+.1		+.1	+.1.1	+–1.1	1.1			+–1.1	+.1	+.1		+.1	+–1.1	+–1.1	1.1	+.1		+.1		+.1	+.1	+.1
Achillea millefolium		+.1		+.1	+.1	+.1	+.1		+.1	+.1		+.1	+.1	+.1			+.1	+.1	+.1	+.1	+.1			
Lotus corniculatus							+.1		+.1	+.1		+.1	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1		+.1			+.1	+–1.1
Hieracium pilosella		+.1		+.1		+.1	+.1					+.1		+.1	+.1	+.1		+.1	+.1	+.1				
Plantago lanceolata	+.1	+.1	+.1			+.1	+.1				+.1	+.1			+.1		+.1		+–1.1					
Prunella vulgaris					+.1	+.1			+.1			+.1		+.1			+.1		+.1		+.1	+.1	+.1	
Trifolium dubium		+.1	+.1	+.1						+.1	+.1	+.1			+.1		+.1			+–1.1			+.1	
Gypsophila muralis		+.1		+.1			+.1	+.1						+.1					+.1					
Agrostis canina				+.1					+.1				+.1		+.1						1–2.2		+.1	
Juncus conglomeratus	+.1			+.1	+.1													+.1			+.1	+.1		
Rumex acetosella		+.1		+.1				+.1				+.1			+.1									
Anthoxanthun odoratum															+.1		+.1			+.1	+.1	+–1.1		
Carex pallescens												+.1		+.1	+.1								+.1	
Centaurea stenolepis						+.1							+.1				+.1							
Juncus tenuis	+.1				+.1									+.1	+.1									
Sieglingia decun·bens	+.1			+.1								+.1		+.1										
Alopecurus pratensis						+.1			+.1												+.1			
Festuca valesiaca									+.1								+.1		+.1					
Galium verum													+.1							+.1	+.1			
Inula britannica													+.1									+.1		
Hieracium auricula							+.1					+.1				+.1								+.1
Lysimachia nummularia												+.1			+.1									+.1
Sagina procumbens	+.1		+.1	+.1																				

Specii înregistrate în două notări :

Cerastium pumilum 6, 8 ; *Deschampsia caespitosa* 13, 21 ; *Filipendula hexapetala* 9,20 ; *Lolium perenne* 2, 9 ; *Juncus effusus* 16, 24 ; *Potentilla reptans* 5, 9 ; *Sanguisorba officinalis* 13, 21 ; *Trifolium pratense* 6, 9 ; *Veronica serpillifolia* 1, 3 ; *Vulpia myuros* 3, 19.

Specii înregistrate într-o singură notare :

Daucus carota 16 ; *Erigeron canadensis* 19 ; *Eryngium compestre* 19 ; *Festuca pratensis* 9 ; *Fragaria virides* 9 ; *Holcus lanatus* 21 ; *Hypericum humifusum* 8 ; *Juncus bufonius* 3 ; *Lychnis flos cuculi* 13 ;*Nardus stricta* 18 ; *Potentilla erecta* 12 ; *Poa pratensis* 9 ; *Prunella laciniate* 1 ; *Succisa pratensis* 20 ; *Thymus marschallianus* 19 ; *Luzula campestris* 8.

crodepresiuni, cu soluri pseudogleice, domină asociaţia de *Agrostis canina* cu *Juncus conglomeratus* şi *Juncus effusus*.

Local (la nord de Ardusat), pe soluri pseudogleizate de la suprafaţă şi intens debazificate (V = 25—30%) am întîlnit asociaţia de *Nardus stricta* cu *Agrostis canina*, *Deschampsia caespitosa*, *Potentilla erecta* şi *Juncus effusus* [6].

B) *Terasele aluvial-proluviale (5—7 m) şi proluviale (3—8 m)*. Au soluri silvestre podzolite brune pseudogleizate şi uneori soluri podzolice pseudogleizate formate în general pe luturi, local luturi cu nisipuri (terasele „martori" de la Pomi), sau luturi cu argile (la sud-est de Viile Racşei); apa freatică se găseşte la 5—7 m, iar local (Călineşti, Viile Livada),nivelul hidrostatic se ridică şi la 3 m. În sectoarele unde s-au făcut observaţii geobotanice textura solurilor la suprafaţă este lutoasă şi uşor argiloasă, cu argila fizică între 40—58%; conţinutul de humus 2—4% (mai ridicat sub pajişti); valori pH de 5,2—5,5; gradul de saturaţie de 40—60%.

Aceste sectoare sînt despădurite, iar în păşuni pe soluri podzolite, psudogleizate, predomină asociaţiile de *Agrostis tenuis* (tabelul 1, relev. 13 Seini) şi de *Festuca rubra*. Pe soluri dernoamfigleice slab şi mediu podzolite predomină asociaţii higro-mezofile de *Alopecurus pratensis*, de *Festuca pratensis* cu *Sanguisorba officinalis* şi de *Agrostis canina* [7].

C) *Evantaiele de împrăştiere aluvial-proluviale*. Acestea au soluri silvestre podzolice pseudogleizate şi pseudogleice formate pe luturi grele şi argile (sectoarele Tămăşeni, Turţ, Tătăreşti) şi soluri silvestre podzolite brune, freatic umede pe luturi, uneori cu prundişuri în substrat (în sectorul Buşag). Solurile podzolice au la suprafaţă orizontul A, lut mediu cu 34—40% argilă fizică, conţinutul de humus de 2,2—7% (mai ridicat sub pajişti şi păşuni), valorile pH de 5—5,2; gradul de saturaţie în general scăzut, V = 20 — 40% (în pajişti) este mai ridicat, V = 50—60% la solurile silvestre podzolite brune.

Pădurile de *Quercus robur* cu *Carpinus betulus* au un subarboret format mai ales din *Rhamnus frangula*, *Ligustrum vulgare* şi *Acer tataricum*.

---

[6]) H. Asvadurov, P. Vasilescu. Raport asupra cercetărilor pedologice în sectorul Ardusat-Seini-Poiana Codrului. 1957. Arh. Com. Stat Geol.

[7]) Gh. Turcu. Raport asupra cercetărilor geobotanice în sectorul Seini-Nistru-Cehu Silvaniei. 1957. Arh. Com. Stat Geol.

În vegetația ierboasă sînt mai răspîndite *Ajuga reptans*, *Viola silvatica*, *Euphorbia amygdaloides*, *Fragaria vesca*, *Circaea luthetiana*, etc. Unele din păduri sînt poenite sau rărite (pădurile de la Tămășeni și Ruseni); în luminișurile cu soluri mai drenate se întîlnesc frecvent asociații de *Agrostis tenuis* și de *Festuca rubra*; pe soluri mai puternic pseudogleizate apare *Holcus lanatus*, *Agrostis canina* și *Succisa pratensis*.

În pajiști, pe soluri silvestre podzolice mediu și puternic pseudogleizate (locuri mai ridicate, relativ drenate), predomină asociația de *Agrostis tenuis* cu *Festuca rubra* (tabelul 1, relev. 4 și 12 Dobolț; relev. 5 Livada; 8 Bușag; 2 Cioncheşti, 15 Tătăreşti, 14 Orașul Nou și 21 Tămășeni) local cu asociația de *Festuca rubra*, cu *Luzula campestris* și *Rumex acetosella* (și *Polytrichum communis* în petece). Pe soluri podzolice pseudogleice (locuri mai umede) predomină asociația de *Agrostis canina*[8]) cu *Juncus conglomeratus*, *Juncus effusus* (tabelul 2, relev. 27 Cioncheşti; 36 Dobolț și relev. 25, 32, 37 Băbeşti) și asociația de *Alopecurus pratensis* cu *Deschampsia caespitosa*: pe solurile pseudogleice cu moder (locuri foarte umede, microdepresiuni) predomină asociația de *Juncus conglomeratus* cu *Trifolium repens*, *Deschampsia caespitosa* și *Agrostis canina*.

În culturile cîmpiilor subcolinare, solurile silvestre podzolice au fost îmbogățite în baze (V = 45—60%), au devenit mai puțin acide (pH = = 5,5), iar conținutul de humus (de 2,5—3,2%) a scăzut față de acela din pajiști și păduri. În general, ca segetale se întîlnesc: *Gypsophilla muralis*, *Gnapholium uliginosum*, *Trifolium arvense*, *Viola arvensis*, *Centaurea cyanus*, *Echinochloa crus galli*, *Rumex acetosella* etc. Se pot întîlni uneori și specii caracteristice pajiștilor naturale ca: *Agrostis tenuis*, *Chrysanthemum leucanthemum* și *Trifolium repens*. În sectoare cu soluri mai intens pseudogleizate (inclusiv cele din crovuri) întîlnim plante ca: *Agrostis canina*, *Juncus effusus*, *Polygonum hydropiper*, *Juncus bufonius*, *Lytrum hyssopifolia*, *Peplis portula*.

II. **Cîmpiile aluviale limitrofe luncilor vechi.** Aceste cîmpii sînt situate de o parte și de alta a vechiului curs al Someșului. În aceste sectoare predomină solurile silvestre podzolice pseudogleizate pe șesuri plane și soluri silvestre podzolite brune-gălbui pe șesuri cu ondulări foarte ușoare.

---

[8]) Dr. I. Şerbănescu de la Comitetul de Stat al Geologiei, ne-a informat (1957) că și în depresiunea Baia Mare asociația de *Agrostis canina* domină pe aceleași soluri.

A) *Asociaţii de cîmpuri plane* (*cu microdepresiuni înmlăştinite*). Acestea au soluri silvestre podzolice, local pseudogleice (Cîmpul subcolinar al Someşului) şi frecvent freatic-umede (Cîmpul Someşul Vechi-Şarul), formate mai ales pe luturi grele şi argile uşoare cu alternanţe mai nisipoase sau prundişuri în substrat; solurile freatic-umede au un nivel hidrostatic, care poate urca periodic pînă la 2—3 m. Solurile au la suprafaţă: lut mediu, mai rar lut greu, prăfos, cu argilă fizică 32—40% (mai rar 45—48%); conţinutul de humus (la 0—15 cm) de 2,5—5% (mai ridicat sub pajişti şi păduri, peste 4,5%); valorile pH sînt de 4,8—5,3, iar gradul de saturaţie în baze este scăzut V = 20—40% (în pajişti).

În pădurile de *Q. robur*, ca cele de la Micula întîlnim frecvent *Carpinus betulus*, *Rhamnus frangula* cu *Pulmonaria officinalis* sub păduri încheiate şi cu *Carex brizoides* sub păduri rărite. În pădurile relativ rărite Văgaşul Mare şi Dumbrava, în sectorul cu soluri pseudogleice (înmlăştinite) apare frecvent *Calamagrostis pseudophragmites*, *Deschampsia caespitosa*, *Molinia coerulea*, *Juncus effusus* etc.[9]).

În pajişti, pe soluri silvestre podzolice pseudogleizate, domină asociaţiile de *Agrostis tenuis* şi de *Festuca rubra* (tabelul 1, relev. 10, 11 Ciuperceni; 7, 18 Jojib; 6, 16, 17 Cioncheşti).

În sectoarele depresionare ale aceloraşi pajişti, pe soluri dernoamfigleice podzolite şi pe soluri podzolice pseudogleice, domină asociaţia de *Agrostis canina* cu *Juncus effusus* (tabelul 2, relev. 34 Cioncheşti; 35 Jojib).

B) *Asociaţiile de cîmpuri uşor vălurite*. Aceste cîmpuri au soluri silvestre podzolite brune-gălbui (pseudogleizate) şi soluri silvestre podzolite brune (nepseudogleizate) formate pe luturi nisipo-prăfoase cu alternanţe nisipoase sau prundişuri, mai ales în substrat; apa freatică în general sub 3—7 m provoacă cel mult gleizarea substratului litologic al solurilor. De remarcat este faptul că din cauza regimului hidric favorabil întreaga suprafaţă cu aceste soluri este cultivată.

Solurile (sub culturi) au la suprafaţă: luturi uşoare cu argila fizică 20—31%; conţinutul de humus de 1,5—2% (pe grinduri nisipoase 1—1,5%); valorile pH de 5—5,8 şi gradul de saturaţie în baze, V= 40—60%. Deoarece vegetaţia naturală lipseşte se pot menţiona doar segetalele întîlnite mai frecvent.

[9]) N. Roman. Cercetări geobotanice de recunoaştere în sectorul Medieşul Aurit-Satu Mare-Halmeu. Raport manuscris. 1958. Arh. Com. Stat Geol.

TABE

Asociaţia de

Numărul releveului	25	26	27	28	29
Suprafaţa în m.p.	100	100	100	100	100
Acoperirea la % a ierburilor	100	100	10	100	100
Agrostis canina	4—5.5	4—5.5	4.4	4.4	4.4
Agrostis tenuis	+.1	+.1	+.1		+.1
Hypochaeris radicata		+.1			+.1
Juncus conglomeratus	+.1		+.1		
Trifolium repens		+.1	+.1		+.1
Juncus effusus			+—1.1		
Prunella vulgaris	+.1	+.1			+.1
Ranunculus flammula	+.1		+.1	+.1	+.1
Lotus corniculatus		+.1	+.1		
Alopecurus pratensis			+—1.1	1.1	+ 1
Achillea millefolium	+.1	+.1			+.1
Anthoxanthum odoratum	+.1				
Deschampsia caespitosa					+ 1
Galium verum					
Gratiola officinalis					+.1
Lythrum virgatum	+.1				+.1
Rumex acetosella	+.1	+.1			
Trifolium dubium					
Campanula patula	+.1				
Carex hirta	+.1				+.1
Centaurium umbellatum					
Festuca pratensis					
Inula britanica			+.1		
Lychnis flos cuculi					+.1
Mentha pulegium					
Potentilla reptans					
Rumex crispus			+.1	+.1	
Trifolium pratense					
Veronica scutellata					

Specii înregistrate într-o singură notare :

Bidens cernuus 25 ; *Chrysanthemum leucanthemum* 25 ; *Caltha laeta* 33 ; *Carex vulpina* 25 ; *C. leporina* 35 ; *C. pallescens* 35 ; *Daucus carota* 31 ; *Holcus lanatus* 37 ; *Hieracium auricula* 32 ;

LUL 2

Agrostis canina

30	31	32	33	34	35	36	37
100	100	100	100	100	100	100	100
90	100	90	100	90	90	90	90
4.4	3–4.4	3–4.4	3.3	3.3	3.3	3.3	2.2
+.1	+.1	+.1			+.1	+.1	
+.1	+.1	+.1		+.1	+.1	+.1	
+.1		+.1	+.1	+.1		1.1	1–2.2
	+.1	+.1			+.1		
			+.1	1.1	1–2.2	+.1	+.1
+.1		+.1	+.1				
						+.1	+.1
+.1		+.1		+.1			
			+.1				
+.1						+.1	
						+.1	+.1
	+–1.1	+.1					
							+.1
+.1	+.1	+.1	+.1	+.1			+.1
				+.1			
+.1	+.1	+.1					
		+.1					
+.1							
+.1	+.1		+.1	+.1			
	+–1.1						
						+.1	
						+.1	+.1
		+.1					+.1
+.1	+.1						+.1
			+.1				

Juncus tenuis 32; *Lysimachia nummularia* 29; *Potentilla erecta* 32; *Sieglingia decumbens* 32; *Succisa pratensis* 30; *Holcus lanatus* 26.

Ca segetale, în culturile de porumb se întîlnesc mai ales : *Echinochloa crus galli*, *Digitaria sanguinalis* etc. ; în culturile de grîu găsim : *Gypsophilla muralis*, *Centaurea cyanus*, *Anthemis arvensis* etc.

Vegetaţia naturală, cantonată doar în anumite microdepresiuni, apare sporadic. Pe soluri silvestre puternic podzolite, sau podzolice, pseudogleizate, predomină asociaţia de *Agrostis canina* (tab. 2, relev. 26, 30 Dobolţ) ; pe soluri mai drenate domină asociaţia de *Agrostis tenuis* (tab. 1, 23 Drăguşeni).

III. **Cîmpii aluviale de interferenţă a luncilor vechi şi noi.** Acestea ocupă sectoarele în care peste aluviunile vechilor divagări ale Someşului s-au instalat luncile actualelor cursuri de ape (Tur, Şar, Homorod, Balcaia). În aceste sectoare predomină solurile dernoamfigleice podzolite şi soluri silvestre brune frecvent podzolite şi freatic umede.

A) *Asociaţiile de lunci vechi şi noi îngemănate.* Asociaţiile au soluri dernoamfigleice frecvent podzolite, soluri silvestre podzolite brune (în sectorul luncii Turului) şi soluri dernoamfigleice [10]), frecvent slotoase şi salinizate în adîncime (sectorul Doba-Amaţi) formate pe argile (uneori pe argile grele) cu alternanţe mai lutoase în substrat ; nivelul hidrostatic al apelor freatice se întîlneşte la 1,5—3,5 m. Solurile au la suprafaţă o textură argiloasă şi mai rar lut greu, cu argila fizică 45—60 % ; conţinutul de humus este de 3,5—6 % (de la 0—15 cm) ; valorile pH 5,2—6,2 ; gradul de saturaţie în baze este scăzut la solurile podzolite, V = 40—50 % şi ridicat la cele argiloase şi nepodzolite, V = 75—80 %.

Pădurile de *Quercus robur* cu *Ulmus foliacea* (Porumbeşti, Colonia Bercu şi Sătmărel) au un subarboret format mai ales din *Rhamnus frangula* şi *Crataegus monogina*. În vegetaţia ierboasă, se întîlnesc frecvent *Ajuga reptans*, *Geum urbanum*, *Lysimachia nummularia*, *Brachypodium silvaticum*, etc.

În pajişti, pe soluri dernoamfigleice, uneori evoluate spre soluri silvestre brune predomină asociaţiile de *Poa pratensis* cu *Trifolium repens*, *Lotus corniculatus* şi de *Alopecurus pratensis*, iar pe locuri mai ridicate asociaţia de *Festuca valesiaca* (tabelul 3, relev. 40, 41, 44 Decebal ; 43 şi 45 Amaţi). Pe soluri dernoamfigleice, sau soluri silvestre brune pseudogleizate podzolite, predomină asociaţia de *Agrostis tenuis* (tabelul 1, relev.

[10]) Soluri dernoamfigleice sau semilăcovişti în zona solurilor silvestre.

24 Sătmărel). În aceste păşuni este foarte răspîndită şi asociaţia de *Lolium perenne*, cu *Trifolium repens* şi uneori cu mici insule de *Trifolium fragiferum*.

B) *Asociaţiile de cîmpuri uşor vălurite.* Au soluri silvestre brune frecvent slab podzolite, uneori pseudogleizate şi freatic umede (evoluate uneori din soluri dernoamfigleice drenate) formate pe luturi medii şi grele (cu alternanţe argiloase sau nisipoase mai ales în substrat); apa freatică, la 2—4 m, influenţează doar substratul litologic al solurilor. Textura solurilor la suprafaţă este lutoasă cu argila fizică de 25—50%; conţinutul de humus de 2,3—2,7 (sub culturi); valorile pH de 5,5—6 şi gradul de saturaţie în baze relativ ridicat, V = 65—75%.

Pe aceste şesuri, cu un drenaj natural bun, pseudogleizarea solurilor este slabă, iar suprafeţele acestor sectoare au fost luate în întregime sub culturi cerealiere. În pajişti (o parte din păşunea de la Hrip corespunde acestui sector) predomină asociaţia de *Festuca valesiaca*, lîngă care, pe locuri mai joase, întîlnim asociaţia de *Alopecurus pratensis* şi de *Poa pratensis*.

C) *Cîmpuri depresionare de luncă.* Acestea au soluri dernoamfigleice uneori slab salinizate în adîncime (sectorul Atea) şi frecvent slab podzolite (sectoarele Şar, Hrip şi Viile Apei) formate pe argile medii şi grele (uneori cu alternanţe lutoase şi nisipoase în substrat). La suprafaţă, textura solurilor este luto-argiloasă la solurile slab podzolite şi argiloasă la solurile slotoase (compacte) cu argila fizică între 40—70%; conţinutul de humus este de 2,5—3,5% sub culturi şi de 10—20% sub pajişti (în orizontul înţelenit); valorile pH sînt 5—6, iar gradul de saturaţie, V = 60—75%.

În pădurea de *Quercus robur* de la Noroeni, în sectorul cu soluri dernoamfigleice podzolite se remarcă *Acer tataricum* şi *Corylus avellana*. Sub păduri, în vegetaţia ierboasă, întîlnim mai ales *Viola silvatica*, *Pulmonaria officinalis*, *Euphorbia amygdaloides*, *Geranium robertianum*, etc. în luminişuri predomină: *Carex brizoides*, *Agrostis alba* şi *Juncus effusus*.

În pajiştile de la Atea, predomină asociaţiile de *Festuca pratensis*, de *Agrostis tenuis* şi de *Alopecurus pratensis* cu *Trifolium repens*, lîngă care apar insule cu *Festuca valesiaca* (tab. 3, relev. 48). În sectorul Şarului pe locuri mai ridicate predomină asociaţii de *Festuca valesiaca* (tab. 3, relev. 50 Noroeni); pe locuri mai joase se întîlneşte sporadic *Trifo-*

TABE

Asociaţia de

Numărul releveului	38	39	40	41	42	43
Suprafaţa în m.p.	100	100	100	100	100	100
Acoperirea la % a ierburilor	100	90	90	90	90	90
Festuca valesiaca	4.4	4.4	4.4	3—4.4	3—4.4	3.3
Trifolium repens	+—1.1	+—1.1	+—1.1	+—1 1	+—1.1	+.1
Inula britannica		+.1	+.1	+.1		
Lotus corniculatus	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1
Lolium perenne	+.1	+.1		+.1		
Poa pratensis						
Cichorium intybus	+.1	+.1	+.1			
Trifolium fragiferum		+.1		+.1		
Plantago lanceolata			+.1	+.1	+.1	—1.1
Achillea collina	+.1		+.1			+.1
Poa bulbosa		+.1			+.1	
Hypochaeris radicata					+.1	+—1.1
Taraxacum officinale		+.1	+.1			
Achillea millefolium		+.1				+.1
Centaurea stenolepis		+.1	+.1			+.1
Agrostis tenuis		+.1			+.1	+.1
Heracium pilosella					+.1	+.1
Gypsophila muralis			+.1			
Potentilla argentea						+.1
Trifolium dubium		+.1	+.1			
Agropyron repens		+.1				
Eryngium campestre						
Filipendula hexapetala						
Galium verum						
Polygonum aviculare		+.1				
Prunella vulgaris						
Potentilla reptans						
Scorzonera laciniata		+.1		+.1		
Trifolium pratense						

lium fragiferum; asociaţia de *Agrostis tenuis* a fost întîlnită mai ales pe soluri dernoamfigleice slab podzolite (tab. 1, relev. 9 Noroeni). In sectorul Hrip predomină asociaţia de *Festuca valesiaca*, cu insule de *Poa pratensis* şi *Trifolium fragiferum* (tab. 3, relev. 42, 46 Hrip; 43 Amaţi şi

LUL 3

Festuca valesiaca

44	45	46	47	48	49	50	51
100	40	100	100	100	100	0	100
90	90	80	80	90	90	70	70
3.3	3.3	3.3	3.3	2–3.3	2–3 3	2.2	1.1
+.1	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1	+.1
+.1	+.1	+.1	+–1.1	+.1	+.1		
	+.1		+.1				
				+.1	+.1	+.1	+.1
+–1.1		+.1		+.1	+.1	+.1	+.1
	+.1			+.1			+.1
+.1		+.1		+.1	+.1		
		+.1				+–1.1	
					+.1		+.1
+.1					+ 1		1.1
	+.1	+.1	+.1				+.1
+.1				+.1			
		+.1		+.1			+.1
	+.1	+.1	+.1				
	+.1	+.1	+.1				
						+.1	
	+.1						
					+.1		
						+.1	
			+.1			+.1	
		+.1					
		+.1					

47 Ambud); pe soluri podzolite întîlnim frecvent asociaţia de *Agrostis tenuis* cu *Trifolium repens*. În sectoarele menţionate, adeseori predomină asociaţia de *Lolium perenne* cu *Trifolium repens* şi *Polygonum aviculare* (Botiz, Amaţi).

D) *Cîmpul de deltă uscată* (*Someș-Ecedea*). Cîmpul de deltă uscată are soluri dernoamfigleice (și humicoamfigleice frecvent slotoase și uneori salinizate în adîncime) și (mai rar) soluri silvestre brune, formate pe argile grele și argile cu alternanțe mai lutoase în substrat; au apa freatică la 2—3,5 m (pe alocuri nivelul hidrostatic urcă în anii ploioși spre suprafața solului). Solurile au la suprafață o textură luto-argiloasă cu argila fizică de 45—80%; conținutul de humus de 2,8—4% în culturi și 3,5—10% în pajiști; valorile pH de 5—6 și gradul de saturație în baze ridicat, V = = 70—85%.

Pădurile lipsesc; s-a păstrat doar pădurea de *Quercus robur* cu *Prunus spinosa* și *Crataegus monogina* de la nord-est de Doba (pădurea Cherteș). Ca vegetație ierboasă sînt mai frecvente: *Glechoma hederacea*, *Lysimachia nummularia*, *Geum urbanum* și *Poa pratensis*; în luminișuri abundă mai ales asociația de *Poa pratensis*.

În pajiști, pe suprafețele relativ drenate cu soluri dernoamfigleice frecvent în evoluție spre soluri silvestre brune este caracteristică asociația de *Festuca valesiaca* (tab. 3, relev. 38, 39, 49, 51 Boghiș-Doba); alături, pe locuri în care stagnează temporar apa, găsim asociații de *Agrostis alba* și de *Alopecurus pratensis* cu *Festuca pratensis* și *Lotus corniculatus*.

De menționat, cu totul local (în regiunea solurilor recent drenate din Cîmpia Crasna-Ecedea), pe soluri soloneţizate, insule cu asociații tipice de *Puccinelia distans* (relev. 52 Boghiș).

În urma lucrărilor agricole, sub culturi, solurile dernoamfigleice față de solurile asemănătoare din pajiști sînt mai aerate, mai sărace în humus (sub 3,5%) și mai saturate în baze (V = 80—90%). Ca segetale caracteristice se pot menționa în culturi prășitoare: *Echinochloa crus galli*, *Equisetum arvense*, *Cirsium arvense*, *Ranunculus arvensis*, *Rubus caesius*, *Trifolium hybridum*, *Matricaria inodora*, *Symphytum officinale*, *Kicksia elatine*, *Amaranthus retroflexus* etc.; în culturi neprășitoare sînt frecvente: *Gypsophila muralis*, *Matricaria chamomilla*, *Polygonum kitaibelianum*, *Gnaphalium uliginosum*, *Spergularia rubra*, *Trifolium arvense*. Pe locuri în care apa stagnează mai mult, pe soluri dernoamfigleice se întîlnesc *Juncus effusus*, *Lythrum hysopifolia*, *Peplis partula*, *Juncus bufonius*.

IV. **Cîmpii aluviale și lunci noi.** Acestea cuprind luncile actuale, treptele lor morfologice și cîmpiile limitrofe acestor lunci, în care domină soluri cu caracter aluvial; nivelul apei freatice prezintă variații mari, legate de fluctuațiile periodice ale rîurilor.

A) *Cîmpurile şi terasele de luncă.* Au mai ales soluri dernoamfigleice (uneori podzolite sau evoluate spre soluri silvestre brune) şi soluri silvestre brune freatic-umede, formate pe argile cu alternanţe lutoase şi nisipoase în substrat (apa freatică la 2,5—6 m). Solurile dernoamfigleice nepodzolite au la suprafaţă o textură argiloasă cu argila fizică de 70—90%; solurile podzolite şi solurile silvestre brune, mai argiloase, au argila fizică de 50—70%; conţinutul de humus de 5,2—10% (mai ridicat sub fîneţe); valorile pH de 5,2—6,5 şi gradul de saturaţie este ridicat, V = 60—90% (sub 75% la solurile podzolite). În sectorul Vetiş solurile sînt mai lutoase (soluri silvestre brune freatic-umede şi semigleice) cu argilă fizică de 30—40%; conţinutul de humus de 2,2—3,2%; valorile pH de 5,3—6,2 şi cu gradul saturaţiei în baze, V = 60—85%.

În pădurea de *Quercus robur*, cu *Ulmus foliacea* şi *Acer campestre* în subarboret cu *Cornus sanguinea* (Pădurea Mare, la nord-vest de Satu Mare) întîlnim mai ales: *Brachypodium silvaticum*, *Viola silvatica*, *Polygonatum latifolium*, *Ajuga reptans*, *Anemone nemorosa* şi *Geranium robertianum*.

În pajişti predomină asociaţiile de *Poa pratensis* şi de *Lolium perenne*, local alături de ele se întîlneşte şi asociaţia de *Agrostis alba*; în sectorul din vestul cîmpiei (la Petin, Corod) în asociaţia de *Agrostis alba* apare frecvent şi *Trifolium fragiferum*.

La sud-vest de Oar, în microdepresiuni cu soluri soloneţizate predomină asociaţia de *Matricaria chamomilla* cu specii ale unor soluri dernoamfigleice uşor salinizate ca *Pholiurus pannonicus* şi *Lepidium ruderale*.

În sectoarele cu prispe „de meandru", mai ales în lunca părăsită a vechiului Someş (de la Apa la Cidreag), pe soluri silvestre brune (uneori scheletice), formate pe depozite de nisipuri cu pietrişuri este caracteristică asociaţia de *Vulpia myuros*.

În culturile cîmpiilor limitrofe luncilor mai frecvente sînt *Gypsophila muralis*, *Gnaphalium uliginosum* şi *Echinochloa crus galli* cu *Cirsium arvense*, *Equisetum arvense*.

B) *Luncile neinundabile.* Apar uneori în urma îndiguirilor, sînt mai largi în cazul Someşului şi prezintă soluri brune de luncă şi soluri aluviale, în diferite stadii de evoluţie, local pseudogleizate, formate pe stratificaţii lutoase, argiloase şi nisipoase (cu apa freatică la 2—5 m). La suprafaţă solurile au o textură lutoasă cu argila fizică de 25—50% sau argiloasă

de 50—75%; conţinutul de humus de 2,5—4%; valorile pH de 5,5—7 şi gradul de saturaţie ridicat, V = 75—95%.

Solurile au fost luate în întregime sub culturi. Se pot menţiona ca segetale mai ales: *Equisetum arvense*, *Symphytum officinale*, *Cirsium arvense*, *Echinochloa crus galli*, *Aristolochia clematites*, *Amaranthus retroflexus*; uneori în locuri cu foste fîneţe desţelenite întîlnim tufe izolate de *Agrostis alba*, *Agrostis tenuis*, *Juncus effusus* şi *Heleocharis palustris*.

C) *Luncile inundabile*. În luncile inundabile mai ales în lungul Someşului sînt soluri aluviale şi aluviuni carbonatice nisipoase (uneori cu prundişuri). Solurile au o textură lutoasă şi nisipoasă cu argila fizică de 10—30%; conţinutul de humus de 1—2,8%, valorile pH 6—8 şi gradul de saturaţie în baze, V = 80—100%.

Vegetaţia lemnoasă este restrînsă la pîlcuri de *Populus alba*, *Populus nigra*, *Salix alba*, *Salix purpurea* cu indivizi rari de *Alnus glutinosa* şi *Fraxinus excelsior*.

Pe solurile aluviale lutoase se întîlneşte asociaţia de *Agrostis alba* cu *Polygonum aviculare*, iar pe aluviuni şi soluri aluviale nisipoase apare frecvent şi *Xanthium strumarium*.

În luncile înmlăştinite, mai întinse în lungul vechilor cursuri părăsite de Someş se întîlnesc soluri dernoamfigleice cu caracter aluvial şi soluri gleice înmlăştinite. În pajişti, pe soluri dernoamfigleice drenate, se întîlnesc asociaţia de *Agrostis tenuis* (tab. 1, relev. 19 Medieşul Aurit, 20 Băbeşti şi 22 Micula) şi de *Agrostis canina* (tab. 2, relev. 31 Băbeşti, 28, 29 Medieşul Aurit şi 33 Nicula); pe soluri dernoamfigleice sînt frecvente asociaţiile de *Festuca pratensis* şi de *Alopecurus pratensis*; pe solurile gleice predomină asociaţiile de *Carex vulpina* cu *Agrostis alba*, *Carex riparia* şi *Carex nutans*. Pe solurile de mlaştină se întîlneşte *Phalaris arudinacea*, iar în sectoare unde bălteşte apa se dezvoltă *Glyceria aquatica* şi *Phragmites communis*.

Consideraţii generale

În Cîmpia Someşului, datorită condiţiilor bioclimatice specifice zonei forestiere (subzona stejarului), sub influenţa unui drenaj natural slab (cu ape freatice la mică adîncime, sau cu soluri greu permeabile) s-au putut dezvolta păduri de *Quercus robur*. În prezent datorită existenţei a două subunităţi pedo-geografice principale: *a*) cîmpiile subcolinare împreună

cu Cîmpia Someşului Vechi (I. A, B, C şi II. A, B) şi *b*) Cîmpia Someşului actual cu luncile sale şi ale afluenţilor săi (III. A, B, C, D şi IV. A, B) pădurile de *Quercus robur* şi vegetaţia pajiştilor naturale prezintă două aspecte principale (pl. I şi II).

Pădurile de *Quercus robur* cu *Carpinus betulus*, *Corylus avellana*, *Rhamnus frangula* şi *Acer tataricum* se întîlnesc pe un relief mai vechi, cu soluri silvestre podzolite sau podzolice din Cîmpia Someşului Vechi relativ bogată în precipitaţii (Pm = 650—800 mm).

Pădurile de *Quercus robur* cu *Ulmus foliacea*, *Fraxinus excelsior*, *Crataegus monogyna*, *Cornus sanguinea*, *Prunus spinosa* şi *Ligustrum vulgare*, s-au păstrat în sectoarele reliefului mai tînăr, cu soluri dernoamfigleice sau soluri brune freatic-umede, din cîmpia mai recentă a Someşului actual, relativ mai săracă în precipitaţii (Pm = 550—650 mm).

Zăvoaiele de *Populus nigra*, *Populus alba*, *Salix alba*, *Alnus glutinosa* se întîlnesc în lungul luncilor actuale (îndiguite sau inundabile) şi celor vechi (albii părăsite).

În cîmpiile subcolinare şi ale Someşului Vechi, în urma despăduririlor, vegetaţia bogată în specii de *Juncus*, *Carex*, *Ranunculus*, *Deschampsia caespitosa*, *Molinia coerulea*, *Calamagrostis pseudo-phragmites* etc. a făcut loc asociaţiilor cu *Carex brizoides* şi *Agrostis canina* şi uneori chiar de *Nardus stricta*; la rîndul lor aceste asociaţii au fost adeseori înlocuite treptat cu asociaţiile de *Agrostis tenuis* şi *Festuca rubra*. În prezent în pajişti predomină asociaţia de *Agrostis tenuis* pe soluri silvestre podzolite şi soluri podzolice pseudogleizate, de *Agrostis canina* pe soluri relativ mai intens pseudogleizate (pseudogleice), local (în microdepresiuni) cu asociaţii de *Juncus conglomeratus* şi de *Festuca rubra* pe soluri podzolice relativ drenate; asociaţia de *Nardus stricta* se întîlneşte foarte rar pe soluri cu debazificare puternică (V sau 30%). Profilele geobotanice alăturate (pl. II) evidenţiază la rîndul lor repartiţia geografică a vegetaţiei în funcţie de relief şi soluri; ele motivează separarea unităţilor în care culturile agricole au ocupat locul fostelor păduri de *Quercus robur* şi al pajiştilor menţionate mai sus în care mai frecvent întîlnite sînt: *Gypsophila muralis*, *Gnaphalium uliginosum*, *Setaria glauca*, *Trifolium arvense*, *Juncus bufonius*, *Rumex acetosella* etc.

În cîmpia recentă a Someşului actual, în urma despăduririlor, adeseori vegetaţia helofilă cu *Juncus effusus*, *Carex riparia*, *Sparganium ramosum*, *Thypha angustifolia*, *Phragmites communis* etc., a fost înlocuită cu asociaţii de *Agrostis alba*, de *Alopecurus pratensis* şi de *Poa pratensis*. În

sectoarele drenate s-a ajuns de cele mai multe ori la asociaţia de *Festuca valesiaca* şi uneori la asociaţia de *Agrostis tenuis*; în vecinătatea satelor pajiştile au fost antropomorfizate şi ruderalizate. În prezent în pajişti pe soluri dernoamfigleice domină asociaţiile de *Alopecurus pratensis* pe locuri în care apa stagnează mai mult şi de *Festuca valesiaca* pe locuri uşor mai ridicate (frecvent pe soluri dernoamfigleice în evoluţie spre soluri brune semigleice); între ele se instalează adeseori asociaţiile de *Lolium perenne*, de *Poa pratensis* şi local de *Festuca pratensis*. De remarcat, că în sectoarele cu soluri dernoamfigleice cu salinizare freatică, în cadrul complexului cu asociaţiile amintite se întîlneşte frecvent *Trifolium fragiferum*. În cadrul acestei cîmpii mai tinere (pl. I şi II), în locul pădurilor de *Quercus robur* şi al pajiştilor amintite, majoritatea suprafeţelor este ocupată de culturi agricole în care mai frecvente sînt: *Echinochloa crus galii*, *Setaria glauca*, *Convulvulus arvensis*, *Cirsium arvense*, *Trifolium repens*, *Equisetum arvense* etc.

În lungul vechilor cursuri de ape, în luncile „de sub terasă" întîlnim asociaţiile de *Agrostis alba* pe locuri mai ridicate cu soluri gleice drenate, de *Poa trivialis* pe soluri gleice, de *Glyceria aquatica* în sectoare mlăştinoase şi de *Phragmites communis* în sectoare în general acoperite cu apă. Adeseori independente, sau în cadrul acestor asociaţii se întîlnesc şi asociaţiile de *Carex nutans* şi de *Carex riparia*, care fac tranziţia de la asociaţia de *Glyceria aquatica* la asociaţia de *Agrostis alba*.

Ca asociaţii mai puţin răspîndite, asociaţia de *Vulpia myuros*, se întîlneşte, pe soluri silvestre brune, pe depozite nisipoase şi pe soluri silvestre podzolice, în păşuni deşelenite sau degradate prin păşunat; asociaţia de *Puccinelia distans* cu *Artemisia maritima* s-a întîlnit cu totul local pe un sol solonețoid (lîngă vechea mlaştină a Ecedei).

În legătură cu pădurile de stejar din cîmpia Someşului sînt cunoscute recomandările practice făcute de Z. Spîrchez şi M. Strîmbeiu (1960); pentru pajişti se pot face cîteva observaţii generale privitoare la îmbunătăţirea valorii lor furajere.

Drenarea naturală şi evacuarea excesului de apă prin canalizări şi drenuri a avut şi poate avea rezultate favorabile pentru valorificarea pajiştilor. Astfel s-ar putea ajunge ca în cîmpiile subcolinare şi ale Someşului Vechi cu soluri silvestre debazificate (V de 30—70%) să se ajungă la un complex de asociaţii de *Agrostis tenuis* şi de *Festuca rubra*. Pentru îmbunătăţirea compoziţiei floristice (prin culturi cu leguminoase şi gra-

minee) a păşunilor cu soluri acide ale acestor sectoare sînt necesare îngrăşăminte şi amendamente calcaroase.

În cîmpiile Someşului actual, cu soluri saturate în baze (V = 60—95%), se recomandă întreţinerea şi extinderea drenurilor artificiale. Pentru îmbunătăţirea compoziţiei floristice, în afara culturilor cu ghizdei şi trifoi, care s-au efectuat pînă în prezent, rezultate bune pot da şi culturile cu ierburi perene ca *Dactylis glomerata*, *Festuca pratensis* şi *Phleum pratense*.

BIBLIOGRAFIE

Asvadurov H., Ghiţu G., Opriş M., Vasilescu P. (1964) Consideraţii asupra alcătuirii granulometrice a solurilor din Cîmpia Someşului. *Com. Geol. Stud. tehn. econ. Seria C*, 12. Bucureşti.

Asvadurov H., Petrescu Adriana (1964) Apele freatice şi solurile gleizate din Cîmpia Someşului. *Com. Geol. Stud. tehn. econ. Seria C*, 12. Bucureşti.

Asvadurov H., Ghiţu G., Opriş M., Vasilescu P. (1965) Contribuţii la studiul reliefului şi repartiţia solurilor din Cîmpia Someşului. *D. S. Com. Geol.* LI-2 (1963—1964). Bucureşti.

Crişan I., Preda M. (1960) Solurile raionului Satu Mare. *Acad. R.P.R. Stud. şi cercet. de agr.* XI. Cluj.

Doniţă N., Leandru V., Puşcaru-Soroceanu E. (1960) Harta geobotanică. R.P.R. Scara 1 :500.000.

Enculescu P. (1938) Harta zonelor de vegetaţie a României scara 1 :1.500.000.

Safta I. (1943) Cercetări geobotanice asupra păşunilor din Transilvania. Contrib. botanice. *Bul. Fac. Agr.* X. Cluj-Timişoara.

Spîrchez Z., Strîmbeiu M. (1960) Cercetări privind refacerea pădurilor de stejar din Cîmpia Someşană. *Acad. R.P.R. Stud. Cercet. Agr.* XI. Cluj.

RECHERCHES GÉOBOTANIQUES DANS LA PLAINE DU SOMEŞ

PAR

H. ASVADUROV, I. DRAGU

(Résumé)

La Plaine du Someş c'est une association de champs et de plaines alluviales à faible drainage naturel et dont les conditions bioclimatiques sont celles spécifiques à la zone forestière (Pm = 600—800 mm ; Tm=

= 9,5°C; P/T + 10 de 30—40). L'existence de deux sous-unités pédogéographiques principales : a. Les plaines sous-collinaires et la Plaine de Someşul Vechi (I. A, B, C. et II. A, B de la planche I) et b. La plaine du Someş actuel avec ses plaines alluviales et celles de ses affluents (III. A, B, C, D et IV. A, B de la planche I) prête aux forêts de *Quercus robur* et à la végétation des prés naturels deux aspects principaux.

Les plaines sous-collinaires et celles de Someşul Vechi se caractérisent par des sols podzoliques à pseudogley ou pseudogleyiques et sols sylvestres podzolisés (*lessivés*) bruns (qui dans l'horizon superficiel sont limoneux, faiblement humifères, ayant des valeurs pH de 4,7—5,5 et n'étant pas saturés en bases, V= 20—60%). Dans les forêts de *Quercus robur* à nombre de *Carpinus betulus* le sous-étage est représenté surtout par *Corylus avellana*, *Rhamnus frangula* et *Acer tataricum*; la végétation herbeuse, bien fournie, est représentée par *Pulmonaria officinalis*, *Viola silvatica*, *Circaea lutetiana*, *Euphorbia amygdaloides* sous les forêts et *Carex brizoides* et *Agrostis canina* dans les clairières ou dans les bois clairsemés.

Dans les prés ce sont les associations mésophiles et mésohygrophiles *d'Agrostis tenuis* (tableau 1) et de *Festuca rubra* sur des sols podzoliques et des sols sylvestres podzolisés à pseudogley et des associations *d'Agrostis canina* (tableau 2) localement avec celles de *Juncus conglomeratus* sur des sols sylvestres podzoliques pseudogleyiques ou marécageux qui prédominent; sur des sols semi-debasifiés on a rencontré des îlôts de *Nardus stricta* (planche I et II).

Dans la Plaine du Someş actuel et dans les plaines alluviales il y a prédominance de sols dernoamphigleyiques et de sols sylvestres bruns évolués des sols dernoamphigleyiques, des sols sylvestres bruns à nappe phréatique et des sols alluviaux à divers stades de solification (lesquels sont généralement argileux à la surface, parfois — dans les plaines alluviales seulement — sableux, faiblement ou modérément humifères, à valeurs pH de 5—7,5 et saturés en bases, V = 59—95%). Dans les forêts de *Quercus robur* à *Ulmus foliacea* et *Fraxinus excelsior* le sous-étage est représenté surtout par *Crataegus monogyna*, *Cornus sanguinea*, *Prunus spinosa* et *Ligustrum vulgare*; la végétation herbeuse est constituée de *Viola silvatica*, *Galeopsis tetrahit*, *Geum urbanum*, *Anemone nemorosa*, *Anthriscus silvestris*, *Carex remota*, *Ajuga reptans* sous les forêts et *Alopecurus pratensis* et *Poa pratensis* dans les clairières. Dans les plaines alluviales actuelles on rencontre des bocages de *Populus nigra*, *Populus alba*, *Salix alba* et *Alnus glutinosa*. Dans les prés naturels sur des sols dernoamphi-

LEGENDA

PĂDURI

1. Păduri de Quercus robur, cu Carpinus betulus, Corylus avellana, Rhamnus frangula și Acer tataricum
2. Păduri de Quercus robur cu Ulmus foliacea, Fraxinus excelsior, Crataegus monogyna, Cornus sanguinea, Prunus spinosa și Ligustrum vulgare
3. Zăvoaie de Populus nigra, Populus alba, Salix alba, Alnus glutinosa

PAJIȘTI

4. Pajiști cu asociații de Agrostis tenuis și de Agrostis canina, local cu asociații de Juncus conglomeratus, de Festuca rubra și foarte rar de Nardus stricta (N)
5. Pajiști cu asociații de Alopecurus pratensis, de Poa pratensis, de Lolium perenne, de Festuca valesiaca (local cu asociații de Festuca pratensis)
6. Asociații de Agrostis alba, de Poa trivialis, de Glyceria aquatica și de Phragmites communis
7. Asociații de Carex nutans, de Carex riparia, de Glyceria aquatica
8. Asociația de Vulpia myuros
9. Asociația de Puccinelia distans

CULTURI

10. Culturi agricole, în locul pădurilor de Quercus robur și a pajiștilor de Agrostis tenuis, Festuca rubra, Agrostis canina etc., cu Gypsophila muralis, Gnaphalium uliginosum, Setaria glauca, Trifolium arvense, Juncus bufonius, Rumex acetosella
11. Culturi agricole, în locul pădurilor de Quercus robur și a pajiștilor de Alopecurus pratensis, de Poa pratensis, de Festuca valesiaca etc., cu Echinochloa crus galli, Setaria galauca, Convulvulus arvensis Cirsium arvense, Trifolium repens, Equisetum arvense etc.
12. Culturi agricole în locul vegetației de lunci

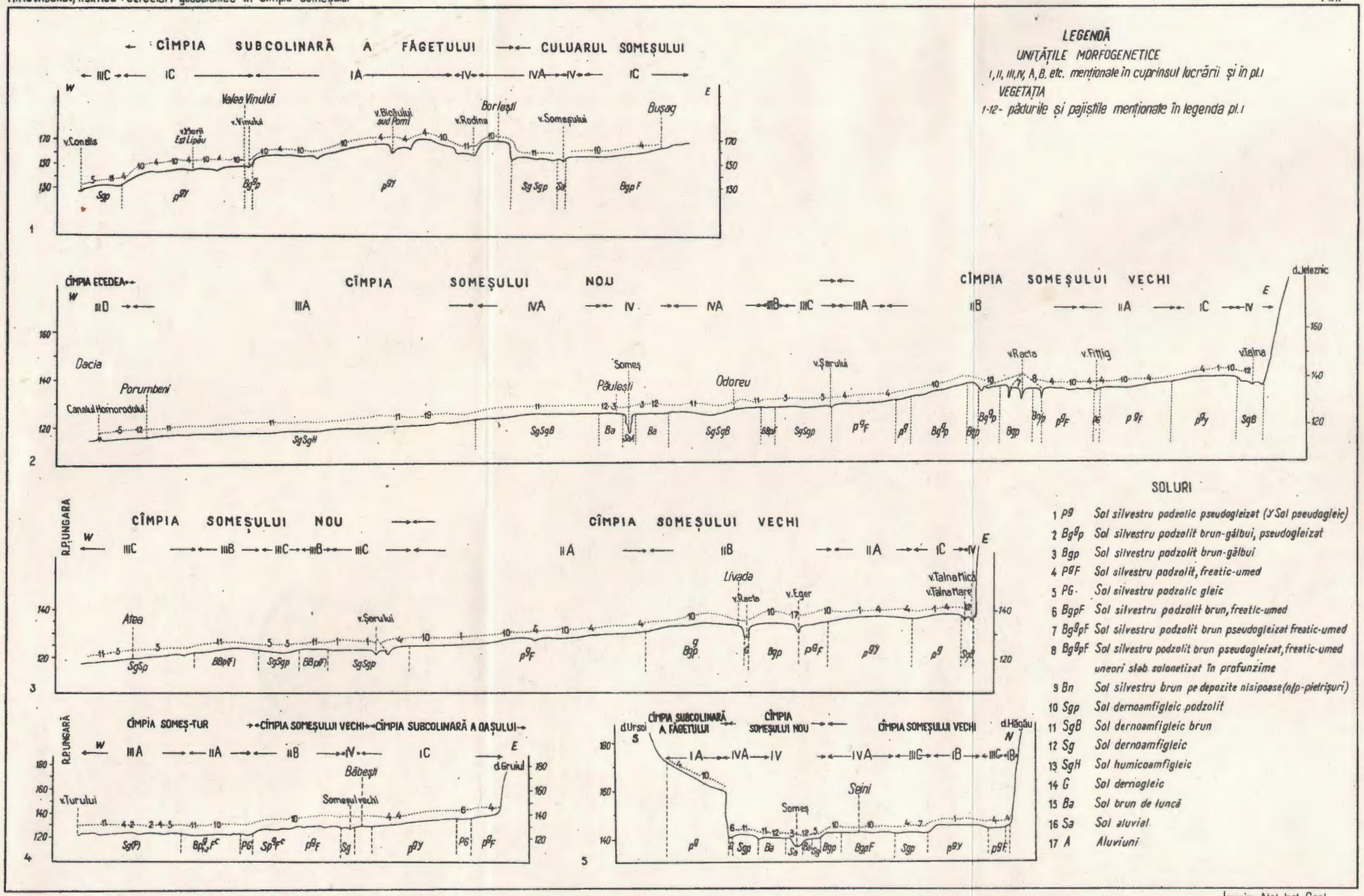
UNITĂȚILE MORFOGENETICE

I Cîmpiile aluvial-proluviale subcolinare
A Terasele aluvial-proluviale (de 16-20 și 10-16 m.)
B Terasele aluvial-proluviale (5-7 m) și proluviale (3-8 m)
C Evantaiele de împrăștiere aluvial-proluviale
II Cîmpiile aluviale limitrofe luncilor vechi
A Asociații de cîmpuri plane
B Asociații de cîmpuri ușor valurite
III Cîmpiile aluviale de interferență a luncilor vechi și noi
A Asociațiile de lunci vechi și noi
B Asociațiile de cîmpuri ușor valurite
C Cîmpuri depresionare de luncă
D Cîmpuri de „deltă uscată"
IV Cîmpiile aluviale și luncile
A Cîmpurile și terasele de luncă
B Lunci cu sectoare parțial și uneori inundabile
C Luncile inundabile

1.....55 Numărul releveului

①···⑤ Profile geobotanice

PROFILE GEOBOTANICE DIN CÎMPIA SOMEȘULUI



LEGENDĂ

UNITĂȚILE MORFOGENETICE

I, II, III, IV, A, B, etc. menționate în cuprinsul lucrării și în pl. I

VEGETAȚIA

1-12 - pădurile și pajiștile menționate în legenda pl. I

SOLURI

1 P^g Sol silvestru podzolic pseudogleizat (Y Sol pseudogleic)
2 Bg^gp Sol silvestru podzolit brun-gălbui, pseudogleizat
3 Bgp Sol silvestru podzolit brun-gălbui
4 P^gF Sol silvestru podzolit, freatic-umed
5 PG Sol silvestru podzolic gleic
6 BgpF Sol silvestru podzolit brun, freatic-umed
7 Bg^gpF Sol silvestru podzolit brun pseudogleizat freatic-umed
8 Bg^gpF Sol silvestru podzolit brun pseudogleizat, freatic-umed uneori slab solonetizat în profunzime
9 Bn Sol silvestru brun pe depozite nisipoase (n/p-pietrișuri)
10 Sgp Sol dernoamfigleic podzolit
11 SgB Sol dernoamfigleic brun
12 Sg Sol dernoamfigleic
13 SgH Sol humicoamfigleic
14 G Sol dernogleic
15 Ba Sol brun de luncă
16 Sa Sol aluvial
17 A Aluviuni

Imprim. Atel. Inst. Geol.

gleyiques — parfois drainés — prédominent surtout les associations de *Alopecurus pratensis*, de *Poa pratensis* et de *Festuca valesiaca* (table 3); localement sur des sols podzolisés on trouve des associations d'*Agrostis tenuis*; dans les secteurs des sols dernoamphigleyiques à très faibles salinisations on rencontre des îlôts de *Trifolium fragiferum*.

Dans ces prés, aux environs des villages, on rencontre des associations antropomorphisées de *Lolium perenne* à *Polygonum aviculare*. L'association de *Vulpia myuros* est caractéristique aux sols sableux; dans les plaines alluviales marécageuses à sols dernoamphigleyiques et à gley prédominent les associations de *Carex nutans*, de *Carex riparia*, de *Glyceria aquatica* et de *Phragmites communis*; tout à fait localement, sur des solonetz on a rencontrés l'association de *Puccinelia distans* et *Artemisia maritima* (planche I et II).

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Carte de la végétation de Cîmpia Someşului.

Forêts. 1, forêts de *Quercus robur*, avec *Carpinus betulus, Corylus avellana, Rhamnus frangula* et *Acer tataricum*; 2, forêts de *Quercus robur* avec *Ulmus foliacea, Fraxinus excelsior, Crataegus monogyna, Cornus sanguinea, Prunus spinosa* et *Ligustrum vulgare*; 3, bocages de *Populus nigra, Populus alba, Salix alba, Alnus glutinosa*. Prés. 4, prés avec associations de *Agrostis tenuis* et de *Agrotis canina*, localement avec associations de *Juncus conglomeratus*, de *Festuca rubra* et très rare de *Nardus stricta* (N); 5, prés avec associations de *Alopecurus pratensis*, de *Poa pratensis*, de *Lolium perenne*, de *Festuca valesiaca* (localement avec associations de *Festuca pratensis*); 6, associations de *Agrostis alba*, de *Poa trivialis*, de *Glyceria aquatica* et de *Phragmites communis*; 7, associations de *Carex nutans*, de *Carex riparia*, de *Glyceria aquatica*; 8, associations de *Vulpia myuros*; 9, associations de *Puccinelia distans*. Cultures. I, II: 10, cultures agricoles remplaçant des forêts de *Quercus robur* et des prés de *Agrostis tenuis, Festuca rubra, Agrostis canina* etc. avec *Gypsophila muralis, Gnaphalium uliginosum, Setaria glauca, Trifolium arvense, Juncus bufonius, Rumex acetosella*; III: 11, cultures agricoles remplaçant des forêts de *Quercus robur* et des prés de *Alopecurus pratensis*, de *Poa pratensis*, de *Festuca valesiaca* etc. avec *Echinochloa crus galli, Setaria glauca, Convulvulus arvensis, Cirsium arvense, Trifolium repens, Equisetum arvense* etc; 12, cultures agricoles remplaçant la végetation de plaine alluviale. Unités morphogénétiques. I. Plaines alluviales-prolluviales sous-collinaires: A, terrasses alluviales-proluvialles (de 16—20 et 10—16 m); B, terrasses alluviales-prolluviales (5—7 m) et prolluviales (3—8 m); C, évantails d'épanchements alluviaux-prolluviaux. II. Plaines alluviales adiacentes aux anciens lits majeurs: A, associations de plaines plates; B, associations de plaines alluviales légérement ondulées. III. Plaines alluviales à l'interférence des lits majeurs anciens et récents: A, associations de lits majeurs anciens et récents; B,

associatons de plaines alluviales légérement ondulées; C, plaines alluviales dépressionaires de lits majeurs; D, plaine alluviale de „delta asséché". IV. Plaines alluviales et lits majeurs: A, plaines alluviales et terrasses de lits majeurs; B, plaines alluviales non-inondables; C, lits majeurs inondables. 1...5, nombre de relevé, ①...⑤, profils géobotaniques.

Planche II

Profils géobotaniques de Cîmpia Someşului.

Unité morphogénétiques principales: I, II, III, IV, A, B etc. mentionnées dans la planche I de cet ouvrage. Vegétation: 1—12, forêts et prés mentionnés dans la légende de la pl. I. Sols: 1, sol sylvestre podzolique à pseudogley (sol pseudogleyque); 2, sol sylvestre podzolisé brun jaunâtre, à pseudogley; 3, sol sylvestre podzolisé brun jaunâtre; 4, sol sylvestre podzolique phréatique humide; 5, sol sylvestre podzolique gleyique; 6, sol sylvestre podzolisé brun, phréatique-humide; 7, sol sylvestre podzolisé brun à pseudogley, phréatique-humide; 8, sol sylvestre podzolisé brun à pséudogley, phréatique-humide, parfois faiblement solonetise en profondeur; 9, sol sylvestre brun sur des dépôts sableux (n/p-graviers); 10, sol à dernoamphigley podzolisé; 11, sol à dernoamphigley brun; 12, sol à dernoamphigley; 13, sol humico-gleyique 14, sol dernogleyique; 15, sol brun de lit majeur; 16, sol alluvial; 17, alluvions.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

PEDOLOGIE

CERCETĂRI PEDOLOGICE ÎN CULMEA VÎRFUL CODRULUI (REGIUNEA MARAMUREŞ) [1])

DE

H. ASVADUROV [2]), FLORICA POPESCU [3])

Abstract

Pedological Researches in the Culmea Vîrful Codrului. This paper presents several considerations regarding the Skeletal soils in the region of the Culmea Vîrful Codrului ridge, that were formed on a complex of paragneisses and micaschists The soils developed under forests of *Quercus petraea*, but particularly under beech-tree forest. (Tm — 9,4°C ; Pm — 700 mm). The soils belong to the series of the Yellowish-Brown facies from the initial stage of Brown Forest soil without textural differenciation to the Brown Podzolic Forest soils with a clay-illuvial B horizon. (tab. 1—7 and fig. 1,2 and 3).

În această lucrare sînt prezentate cîteva consideraţiuni privitoare la solurile formate pe cel mai nord-vestic masiv cu şisturi cristaline din ţara noastră. Solurile, mai mult sau mai puţin scheletice, se găsesc la altitudini de 350—550 m şi s-au dezvoltat mai ales sub păduri de fag [4]).

Ca istoric, menţionăm faptul că în 1957, H. Asvadurov şi P. Vasilescu au semnalat [5]) pentru această regiune, cu soluri scheletice,

[1]) Comunicare în şedinţa din 28 aprilie 1966.

[2]) Institutul Geologic, Şos. Kiseleff, nr. 55, Bucureşti.

[3]) Intreprinderea Geologică de Prospecţiuni. Şos. Kişeleff nr. 2, Bucureşti.

[4]) Cercetările de teren au avut un caracter de recunoaştere, iar în vederea prezentării caracterelor fizico-chimice ale solurilor, au fost analizate, la Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni a Comitetului de Stat al Geologiei 16 profile de sol.

[5]) H. Asvadurov, P. Vasilescu. Raport asupra cercetărilor în sectorul, Ardusat-Seini-Poiana Codrului. 1957. Arh. Com. Stat Geol.

soluri brune, brune podzolite şi podzoluri secundare; în 1960, M. Opriş şi Marcela Neacşu, au deosebit (pentru harta la scara 1 : 200.000) soluri brune-gălbui asociate cu soluri primitive (ranker) cu mull şi soluri brune-gălbui podzolite [6]).

Condiţii naturale

Culmea Vîrful Codrului [7]) este reprezentată printr-o creastă înaltă de 350—570 m (vîrful Lespezi 575 m), care domină colinele înconjurătoare situate în general la 200—300 m. Relieful este alcătuit dintr-o creastă cu măguri şi înşeuări, de 30 km lungime şi o serie de ramificaţii secundare, mai joase, care coboară treptat spre est şi vest către un podiş fragmentat, alcătuit din roci sedimentare. Aceste ramificaţii secundare formează culmile de separaţie ale bazinelor torenţiale. Şisturile cristaline, din care este clădită această creastă, sînt alcătuite mai ales dintr-un complex de paragnaise muscovitice şi micaşisturi cu biotit sau cu clorit [8]); solurile se dezvoltă direct pe aceste roci, pe detritusul lor, sau pe deluviile a căror materiale provin din spălarea acestor soluri (fig. 1).

Condiţiile climatice sînt specifice zonei forestiere. Temperatura medie anuală este de 9, 4°C (Supurul şi Baia Mare); precipitaţiile se ridică la : 575 mm la Ardud, 600 mm la Supurul, 724 mm la Cehu-Silvaniei, 668 mm la Poiana Codrului şi 717 mm la Ardusat (Institutul Meteorologic). Indicele de ariditate (P : T+10) se poate aprecia la 3,6. Predomină pădurile de *Fagus silvatica*; întîlnim frecvent *Quercus petraea* şi *Carpinus betulus* şi mai rar *Acer pseudoplatanus* şi *Sorbus terminalis*; *Quercus cerris* se găseşte pe locuri însorite (Oarţa de Sus), iar *Betula verrucosa* şi *Populus tremula* în pădurile de fag tăiate. Printre speciile ierboase, sub păduri, domină *Festuca silvatica*, *Luzula albida* şi *Carex pilosa*; asociaţiile de *Festuca rubra* şi de *Agrostis tenuis* domină în luminişuri şi poeni.

Solurile

Condiţiile climatice din acest sector montan, cu precipitaţii de cca 700 mm anual şi o temperatură medie anuală de 9,4°C, favorizează o des-

---

[6]) M. Opriş, M. Neacşu. Raport asupra cercetărilor pedologice în sectorul Homorod (din cuprinsul foii Baia Mare). 1960. Arh. Com. Stat Geol.

[7]) Cunoscută şi sub numele de munţii Bâcului, munţii Făgetului sau munţii Codrului.

[8]) R. Dimitrescu, Gh. Popa. Raport asupra prospecţiunilor din masivul Bîcului. 1960. Arh. Com. Stat Geol.

compunere înaintată a materiei organice şi formarea unui humus de tip mull. În cazul solurilor fără semne clare de podzolire, gradul de saturaţie în baze scăzut este adeseori în funcţie de sărăcia sau bogăţia în compo-

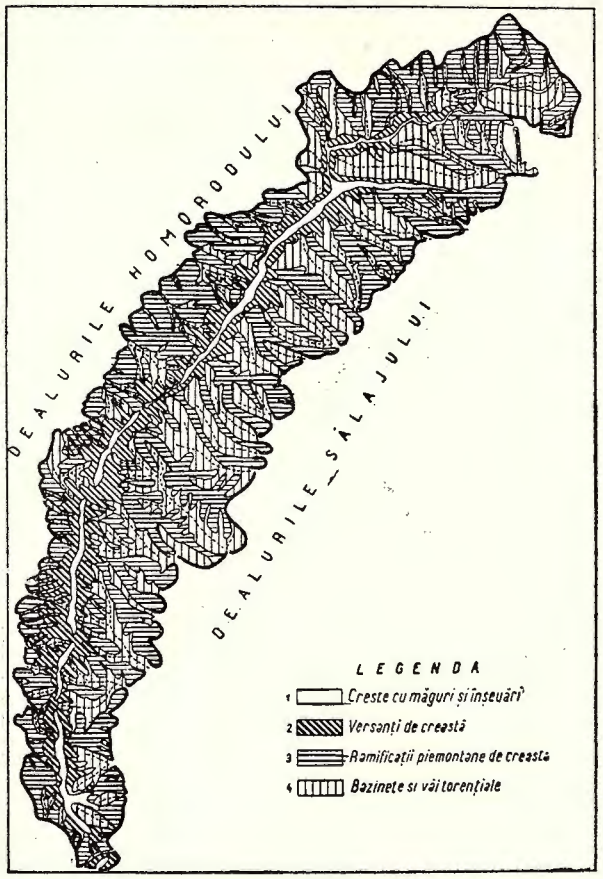


Fig. 1. — Schiţa geomorfologică şi repartiţia solurilor.
1, creste cu măguri şi înşeuări; 2, versanţi de creastă; 3, ramificaţii piemontane de creastă; 4, basinete şi văi torenţiale.

Esquisse géomorphographique et répartition des sols.
1, crête avec hauteurs et ensellements; 2 versants de crête; 3, ramifications piémontanes de crête; 4, petits bassins et vallées torrentielles.

nente bazice ale materialului parental; prin condiţiile bioclimatice menţionate, prin coloritul brun-gălbui sau brun-pal şi saturaţia lor în baze relativ scăzută, ele pot fi considerate ca soluri ale faciesului brun-gălbui

(N. Cernescu et al., 1961). În general se constată prezența solurilor seriei argilo-iluviale, de la stadiile inițiale a unor profile nediferențiate sau

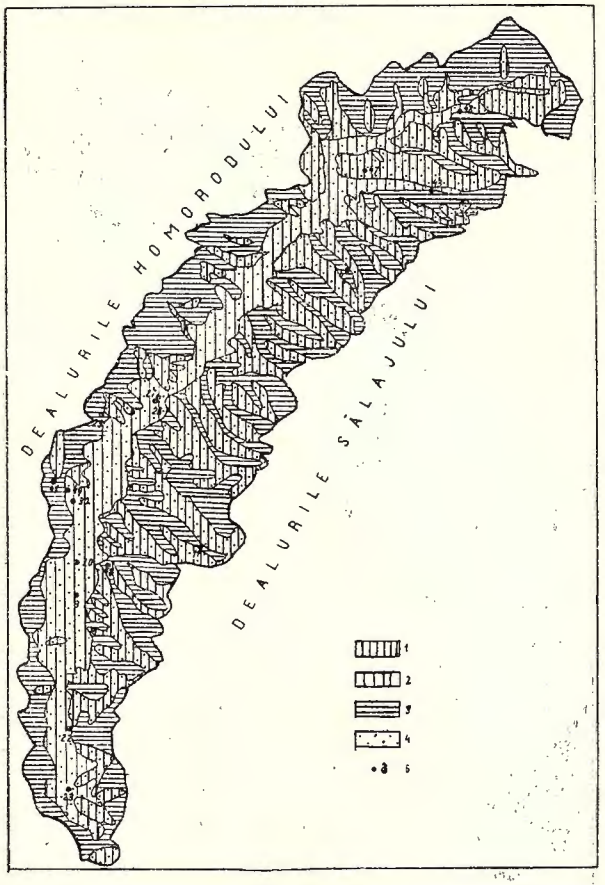


Fig. 2. — Soluri.

1, soluri silvestre brune și soluri silvestre brune-gălbui, frecvent podzolite, în general soluri excesiv scheletice cu grosime mică și moderată; 2, soluri silvestre podzolite brune și brune-gălbui (local soluri silvestre podzolice), în général soluri semischeletice cu grosime mică și moderată; 3, soluri silvestre podzolite brune-gălbui, local soluri silvestre podzolice gălbui (uneori cu tranziții spre soluri brune-gălbui acide); în general soluri excesiv scheletice cu grosime moderată și mare; 4, litosoluri; 5, solurile analizate.

Sols.

1, sols sylvestres bruns et sols sylvestres brun jaunâtre, fréquemment podzolisés, en général sols squeletiques peu et modérément épais; 2, sols sylvstres podzolisés bruns et brun jaunâtre (localement sols sylvestres podzoliques), généralement sols semi-squelettiques peu et modérémment épais; 3, sols sylvestres podzolisées brun jaunâtre, localement sols sylvestres podzolisés jaunes (parfois avec transitions vers des sols bruns jaunâtre acides) en général, sols excessivement squelettiques, modérément et fort épais; 4, lithosols; 5, sols analysés.

slab diferenţiate textural, pînă la soluri, care în condiţiile unei debazificări relativ accentuate au o migrare slabă a fracţiunii coloidale; sînt soluri la care în condiţiile unei debazificări puternice formarea slabă a argilei este urmată de distrugerea ei, iar solurile evoluează spre soluri brune-gălbui acide.

Solurile mai frecvent întîlnite sînt: soluri silvestre brune şi brune-gălbui, frecvent podzolite, soluri silvestre podzolice şi soluri silvestre podzolice de tranziţie spre soluri brune-gălbui acide.

După grosimea profilelor, solurile sînt cu grosime moderată (cu roca compactă la 30—80 cm) şi mare (roca compactă la o adîncime de 80—150 cm). După conţinutul în material scheletic (peste 2 mm) solurile sînt foarte slab şi slab scheletice (sub 25%; mai ales în orizontul A) la solurile cu grosime mare şi sînt semischeletice (25—50%) la solurile cu grosime moderată (fig. 2).

Soluri silvestre brune (nediferenţiate textural). Sînt întîlnite pe creste înguste şi versanţi înclinaţi la 20—45°, prezintă profile scurte de 50—100 cm, bogate în material scheletic mai ales în jumătatea inferioară a profilelor. Sînt soluri de tipul A1—Ab—B—Bd—D. Textura profilelor este lut mediu sau lut mediu-lut greu (nisipos). Orizontul A, lut mediu (cu 20—24% particule sub 0,002 mm şi 30—40% particule sub 0,01 mm) cenuşiu sau brun-cenuşiu închis în A1, se deschide spre bază către brun pal sau brun-gălbui. Orizontul B prezintă un conţinut foarte uşor mai ridicat al fracţiunii coloidale faţă de orizontul A astfel încît raportul B/A este doar de 1,1—1,2 (practic nediferenţiate textural); coloritul aproape monocrom brun pal sau brun cu o tranziţie coloristică lentă de la A1, devine către baza orizontului B (mai ales în Bd) mai castaniu. De remarcat conţinutul relativ ridicat în humus al orizontului A1 de 6—10%, la solurile silvestre brune şi mai scăzut de 4—6%, la solurile silvestre brune cu colorit gălbui, la care scade spre baza orizontului la 2—2,4% şi se menţine în orizontul B la 0,8—1,1%; conţinutul de azot este ridicat la 0,200—0,300%; raportul C : N este de 15—20. Valorile pH, sînt în general de 5,6—6,1 în A1, descresc uşor cu adîncimea la 5,4—5,9 în Bd; capacitatea de schimb cationic de 24—28 me în A1 scade uşor doar spre baza acestui

orizont, iar gradul de saturaţie în baze relativ ridicat în A1 la 70—80% scade spre bază sau se menţine cu aceleaşi procente (fig. 3).

Pentru exemplificare menţionăm profilul nr. 30 şi tabelul 1.

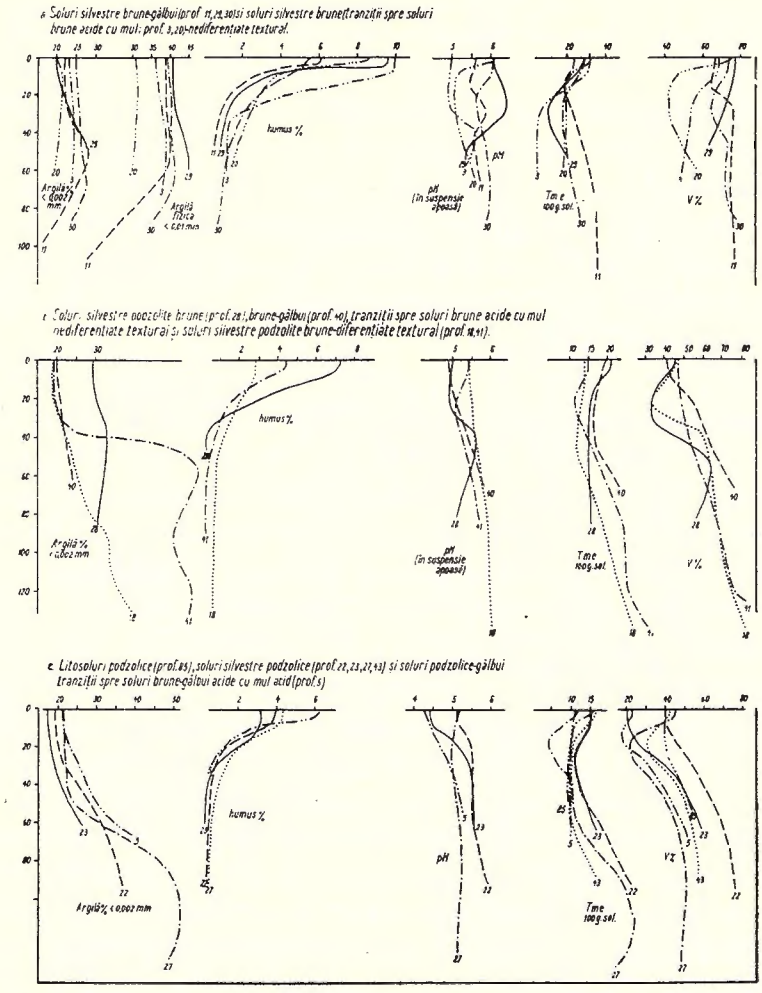


Fig. 3. — Caracteristicile fizico-chimice ale unor soluri silvestre din Culmea Vîrful Codrului.

Caracteristiques physico-chimiques de certains sols sylvestres de Culmea Vîrful Codrului.

Sol silvestru brun (cu grosime mare, slab scheletic)

Profilul nr. 30.

La sud-est de satul Solduba („la Faţa Carpenului"); versant în pantă înclinată 24° spre nord-vest pe o ramificaţie de creastă; pădure de fag cu litieră; material parental: luturi medii nisipoase (pe gnaise muscovitice).

Al 0—30 cm; lut mediu nisipos, brun închis şi brun-cenuşiu foarte închis (10YR 3/3 şi 3/2) în stare umedă, brun pal şi brun-gălbui deschis (10YR 6/3 şi 6/4) în stare uscată (spre bază brun foarte pal); granular mediu şi mare spre nuciform; afînat; reavăn; rar material scheletic; tranziţie treptată.

B1 30—55 cm; lut mediu nisipos, brun-gălbui cu brun închis (10YR 5/4 cu 7,5 YR 4/2) în stare umedă, brun foarte pal cu brun-gălbui deschis (10YR 7/4 cu 6/4) în stare uscată; nuciform şi columnar mic; compact; reavăn spre jilav; separaţii ferimanganice punctiforme; rar material scheletic; tranziţie treptată.

B2 55—80 cm; lut mediu spre lut greu (nisipos), brun închis cu brun (7,5YR 3/2 cu 4/2) în stare umedă, brun-gălbui deschis (10YR 6/4) în stare uscată; bulgăros mediu şi mare, compact; reavăn spre jilav; separaţii ferimanganice punctiforme; foarte slab scheletic; tranziţie treptată.

Bd 80—100 cm; lut mediu nisipos, roşcat-gălbui (5YR 4/6 şi 5/6) în stare umedă, brun-gălbui cu brun foarte pal (10YR 5/4 cu 7/4) în stare uscată; astructurat cu lamelar; foarte compact; reavăn spre jilav; material scheletic (10—12%) parţial alterat.

D sub 100 cm; gnaise muscovitice (parţial amestecate cu material scheletic deluvial).

În cazul unor soluri relativ mai bogate în material scheletic, mai humifere în profunzime (peste 1,5% humus la 60 cm), repartiţia fracţiunii argiloase este practic uniformă (posibil doar aparent, deoarece orizontul B se dezvoltă pe depozite bogate în material scheletic); capacitatea de schimb cationic este mai ridicată în Al, iar gradul de saturaţie în baze relativ ridicat în A1, la 60—75%, este mai scăzut în adîncime (45—55%). Conţinutul relativ scăzut în baze al acestor soluri este legat uneori de conţinutul relativ mai scăzut în ioni de Mg^{+2} (sub 10% din T) al materialului parental pe care s-au format aceste soluri. De remarcat, în general, că pe materiale parentale bogate în muscovit (provenite din paragnaise muscovitice) solurile sînt sărace în Mg, dar relativ bogate în potasiu, iar pe roci bogate în biotit şi clorit (mai ales pe micaşisturi cu biotit) solurile sînt mai bogate în Mg. Prin lipsa unei diferenţieri texturale, prezenţa unui orizont de bioacumulare calcică evidentă (procentul ionilor de Ca^{+2} în A1 este aproape dublu faţă de restul profilului) şi prin debazificarea lor (V sub 55%) ne face să le considerăm ca soluri silvestre brune (cu mull slab acid), care pot evolua destul de repede spre soluri brune acide.

Pentru exemplificare menţionăm profilul nr. 20 şi tabelul 2.

Sol silvestru brun (cu grosime moderată, semischeletic)

Profilul nr. 20.

La nord-vest de satul Odeşti; vîrful Lespezi — 575 m; mic platou pe un mamelon de creastă cu şisturi cristaline; pădure cu *Fagus silvatica* şi *Platanus* sp.; material parental: sedimente lutoase provenite din gnaise şi micaşisturi.

Ao 1—0

A1(Ao) 0—4 cm; lut mediu nisipos, cenuşiu foarte închis (10YR 3/1) în stare umedă; brun-cenuşiu (10YR 5/2) în stare uscată; granular mediu cu pulverulent; structură moderat definită; resturi de frunze şi rămurele; rădăcini; afînat; reavăn; tranziţie treptată.

A1 4—20 cm; lut mediu nisipos, cenuşiu-închis (10YR 4/1) în stare umedă, cenuşiu-brun deschis (10YR 6/2) în stare uscată; granular mic şi mediu; structură slab definită; rar material scheletic; afînat; reavăn; tranziţie treptată.

A1a2 20—40 cm; lut uşor spre lut mediu, cenuşiu-închis (10YR 4/1) în stare umedă; brun-pal (10YR 6/3) în stare uscată; granular mediu şi mare; structură slab definită uşor cimentat; rădăcini; afînat; reavăn; tranziţie treptată.

Ba 40—75 cm; lut uşor spre lut mediu nisipos, brun-cenuşiu închis (10YR 4/2) în stare umedă, brun-pal cu pete cenuşii-deschise (10YR 6/3 cu 7/2) în stare uscată; nuciform mare şi bulgăros foarte mic; cimentat uşor; reavăn.

D sub 75 cm; roca compactă alcătuită din gnaise şi micaşisturi.

Soluri silvestre podzolite brune, nediferenţiate textural. Sînt soluri lutoase sau luto-argiloase cu profile de tipul A1—A1a2 sau A2b—B—D, cu raportul argilei B/A de 1—1,2; conţinutul de humus de 4,8—7,5 în A1, scade în B, la 30 cm, la mai puţin de 0,5%; valorile pH sînt sub 5 în A1 şi se menţin scăzute, sub 6, pînă la roca compactă; profilele sînt debazificate mai ales în orizontul A, cu V de 40—50%. De remarcat că, la profilele relativ bogate în ioni de Mg schimbabil (cu 15—22% Mg în orizontul B), pătrunderea ionilor de H, are loc atît pe seama ionilor de Ca cît şi a celor de Mg.

Aceste soluri, nediferenţiate textural, debazificate în orizontul eluvial şi cu pH sub 5 nu prezintă un orizont A2 (migraţia complexelor humico-ferice nedepăşind liberarea de hidroxid feric din minerale primare) şi evoluează spre soluri brune acide (fig. 3).

Pentru exemplificare menţionăm profilul nr. 40 (pantă 30°) şi profilul nr. 28 (mic platou) precum şi tabelele 3 şi 4.

Sol silvestru slab podzolit brun (cu grosime mare, slab scheletic)

Profilul nr. 40.

La nord-est de satul Guţa; versant puternic înclinat spre nord; pădure de fag cu litieră; material parental: luturi medii nisipoase (pe deluvii cu micaşisturi şi gnaise).

A1 0—15 cm; lut mediu nisipos, brun-cenuşiu deschis (10YR 4/2) în stare umedă, brun-pal (10YR 6/3) în stare uscată; granular mediu şi mare; afînat; reavăn; separaţii ferimanganice punctiforme rare; material scheletic rar; trecere treptată.

Ba2 15—40 cm; lut mediu spre lut greu (nisipos), brun intens (7,5YR 5/6) în stare umedă, gălbui cu brun foarte pal (10YR 7/6 cu 8/4); nuciform mediu şi mare; afînat; reavăn; separaţii ferimanganice punctiforme foarte rare; material scheletic rar; trecere treptată.

B 40—60 cm; lut mediu-lut greu (nisipos), brun-roşcat (5YR 5/4) în stare umedă, brun foarte pal cu gălbui (10YR 8/4 cu 7/6) în stare uscată; nuciform mediu şi mare; afînat spre compact; separaţii ferimanganice punctiforme foarte rare; material scheletic rar; trecere treptată

B(d) 60—90 cm; lut mediu nisipos (mai bogat în coloizi faţă de suborizonturile superioare), brun-roşcat gălbui (5YR 4/4 şi 4/8) în stare umedă; roşcat-gălbui cu brun foarte pal (5YR 5/6 cu 10YR 7/4) în stare uscată; mic columnar şi bulgăros; pete feruginoase; compact; jilav; material scheletic frecvent; trecere treptată.

D sub 90 cm; micaşisturi parţial dezagregate.

Sol silvestru slab podzolit brun (cu grosime moderată, slab scheletic)

Profilul nr. 28.

La est de satul Solduba; mic platou pe creasta înaltă de 500 m; pădure de *Fagus silvatica* (rar *Carpinus betulus*) şi *Asperula odorata, Lamium galeobdolon, Festuca montana* şi *Pulmonaria officinalis.*

A0 1—0 cm

A1 0—8 cm; lut greu spre argilă, brun-roşcat (10YR 4/4 şi 4/3) în stare umedă, brun deschis (7,5 YR 6/4) în stare uscată; nuciform foarte mic cu structură moderat definită; afînat, reavăn spre jilav; trecere treptată.

A1(A_2) 8—32 cm; lut greu spre argilă, brun-roşcat (10YR 4/4) în stare umedă, gălbui-roşcat (7,5YR 6/8) în stare uscată, nuciform mediu cu structură moderat definită; afînat; reavăn spre jilav; trecere treptată.

B 32—65 cm; argilă uşoară, roşcat-gălbui (5YR 4/8) în stare umedă, gălbui-roşcat (7,5 YR 6/6) în stare uscată, bulgăros mediu, pete mici feruginoase; compact; rar material scheletic; trecere treptată.

Bd 65—80 cm; lut greu, brun-roşcat închis cu roşcat-gălbui (5YR 3/4 cu 4/6) în stare umedă, roşcat-gălbui cu gălbui-roşcat (5YR 4/8 cu 7/8), structură nedefinită; material scheletic abundent din micaşisturi alterate; compact; jilav; trecere clară.

D sub 80 cm, micaşisturi micacee.

Soluri silvestre podzolite brune, diferenţiate textural. Sînt soluri relativ profunde cu profile lutoase (relativ omogene sau bistratificate) ce se întîlnesc mai ales pe ramificaţiile de creastă a culmii principale. Profilele sînt de tipul Al—Ala2—A2B—Bl (sau Bd)—D. Orizontul A este lut mediu nisipos, brun pal; iar orizontul B este lutos sau argilos, de culoare brună sau brun-roşcată; raportul argilei B/A este de 1,6—2. În orizontul A, conţinutul de humus este de 2,8—3,6 (pajişti), cel de azot de 0,120—0,150%, raportul C : N de 13,5—16; valorile pH—5,4 în Al descresc uneori uşor în Ala2 sau A2B şi cresc în BD; în orizontul puternic podzolit gradul de saturaţie în baze este de 30—50%. De remarcat că în cazul profilelor lutoase se remarcă o evidentă iluviere a fracţiunilor coloidale (prof. 18), iar

la profilele bistratificate orizontul eluvial lutos al acestor profile prezintă caractere fizico-chimice asemănătoare unor soluri brune-gălbui acide (fig. 3).

Pentru exemplificare menţionăm profilul nr. 41 şi tabelul 5.

Sol silvestru puternic podzolit brun

Profilul nr. 41.

La sud de satul Solduba; platou, al ramificaţiei de creastă cu şisturi cristaline, la contact cu podişul sedimentar neogen; pantă pronunţată spre vest; păşune cu asociaţii de *Agrostis tenuis* şi de *Festuca rubra* (cu indivizi rari de *Quercus petraea* şi *Carpinus betulus*); materiale parentale: luturi şi argile deluviale stratificate.

A1 0—30 cm; lut uşor spre lut mediu nisipos, brun-pal cu brun-închis (10YR 6/3 cu 7,5 YR 4/2), în stare umedă, brun-cenuşiu deschis şi închis (10YR 6/2 cu 4/2), în stare uscată, cu un colorit mai deschis spre bază; glomerular mediu; frecvente rădăcini ierboase; bobovine; afînat; reavăn; trecere treptată.

A2b 30—40 cm; lut mediu nisipos, brun (7,5 YR 5/4) în stare umedă, brun deschis (10YR 6/4) în stare uscată; nuciform şi bulgăros foarte mic; bobovine; afînat; uscat; umed; trecere treptată.

B1 45—75 cm; argilă medie, roşcat-gălbui (5YR 4/6) în stare umedă şi (5YR 4/8) în stare uscată; columnar, bobovine negricioase, material scheletic foarte rar; compact; jilav; trecere treptată.

B2 75—95 cm; argilă medie cu vine nisipoase, brun cu brun intens (7,5YR 5/4 cu 5/6) în stare umedă, brun intens (7,5YR 5/4) în stare uscată; columnar; concreţiuni şi pete ferimanganice negricioase; jilav spre umed; compact; trecere treptată.

B3 95—130 cm; argilă medie, brun intens (7,5YR 5/6, în stare umedă şi 7,5YR 5/8 în stare uscată); columnar-prismatic; pete ferimanganice; compact; umed; trecere treptată.

Bd 130—160 cm; argilă medie, brun închis spre brun (7,5YR 4/4) în stare umedă, brun închis şi brun intens (7,5YR 4/4 şi 5/6) în stare uscată; structură slab definită.

D 160—300 cm; argile medii şi grele.

Soluri silvestre podzolice. Se întîlnesc pe mici platouri de creastă sau pe versanţi cu pante line. Sînt soluri de tipul A1—A2—A2B—B—Bd—D; frecvent se întîlnesc profile reduse la simple orizonturi eluviale: A1—A2a1—Db—D (la 60 cm) sau A1—A2—A2b—A2Bd—D (de ex. profilul 43, 47 şi 85). Este de remarcat, în mod deosebit, faptul că profilele cu diferenţiere texturală (orizont B argilos) sînt uneori bistratificate. Orizontul eluvial, lipsit sau sărac în material scheletic este un lut nisipos-prăfos şi se aseamănă cu orizonturile podzolice ale multora din solurile podzolice gălbui din partea centrală a regiunii Maramureş; orizontul B, în schimb, are un colorit roşcat şi prezintă o manifestare slabă a pseudogleizării. Conţinutul de humus de 3,5—5,5% în A1 scade la 0,9% în A2 sau 1,2—2% în A1a2; conţinutul de azot este scăzut, iar raportul C : N este de 13—20;

valorile pH de 4,4—5,1 în A se menţin scăzute cu pH sub 6 în B; capacitatea de schimb cationic este în Al de 11—16 me, scade în A2 în jur de 8—12 me şi creşte în orizontul argilos la 20—30 me; gradul de saturaţie în baze scăzut în orizontul podzolic cu V de 20—45% creşte în adîncime la V—45% în cazul solurilor fără orizont argilos la bază (ex. prof. 43, 47) sau la 75% în cazul solurilor cu orizont mai argilos (ex. profilul 23). De remarcat prezenţa unor profile cu orizont argilos debazificat (ex. profilul 27) sau a unor profile cu suborizonturi eluviale debazificate asemănătoare solurilor podzolice fără orizont argilos, care pot fi considerate în acelaşi timp şi ca soluri brune-gălbui acide (ex. profilul 5; fig. 3).

Pentru exemplificare menţionăm profilele nr. 22 şi nr. 5 şi tabelele 6 şi 7.

Sol silvestru podzolit gălbui pseudogleizat

Profilul nr. 22.

La nord-vest de satul Oarţa de Sus; loc plan pe un platou al crestei Făgetului; pădure de *Quercus petraea* (cu *Fagus silvatica* în văi).

A0 1—0 cm

A1 0—15 cm; lut mediu, brun (10YR 5/3) în stare umedă, cenuşiu deschis (10YR 5/2) în stare uscată; astructurat cu grăunţos, separaţii ferimanganice punctiforme, afînat, reavăn; trecere treptată.

A2a1 15—30 cm; lut mediu, brun-cenuşiu (10YR 5/2) în stare umedă, brun foarte pal (10YR 7/3) în stare uscată; astructurat cu nuciform, separaţii ferimanganice punctiforme; reavăn; trecere treptată.

A2b 30—50 cm; lut mediu-lut greu, brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă, brun foarte pal (10YR 7/5 cu 7/3) în stare uscată; astructurat; separaţii şi pete ferimanganice frecvente; trecere treptată

Ba2 50—65 cm; lut greu, brun (10YR 4/3) în stare umedă, brun-gălbui cu gălbui-brun (10YR 7/3 cu 6/6) în stare uscată, pete albicioase cimentate; structură cu tendinţă mic columnoidă; frecvente pete şi separaţii ferimanganice, compact; jilav; trecere treptată.

B1 65—105 cm; lut greu, brun-gălbui şi roşcat-gălbui (10YR 5/8 şi 4/6) în stare umedă, brun-gălbui deschis şi brun-roşcat (10YR 6/4 şi 5YR 5/3) în stare uscată,; prismatic; pete ferimanganice; foarte rar material scheletic; foarte compact; jilav; trecere treptată.

B2 105—150 cm; suborizont asemănător cu B, dar cu pete uşoare de pseudoglei; sub 150 cm acumulări de concreţiuni şi pete ferimanganice.

Sub 150 cm depozite argiloase şi grosiere pe roci compacte alcătuite din intercalaţii de gnaise, cuarţite şi micaşisturi.

Sol silvestru podzolic, tranziţie spre sol brun-gălbui acid

Profilul nr. 5.

La nord-vest de satul Asuajul de Sus; loc plan pe o ramificaţie de creastă; pădure de fag cu litieră; materiale parentale: luturi medii deluviale (pe micaşisturi).

A1 0—4 cm; lut mediu nisipos, brun-cenuşiu închis (10YR 4/2) în stare umedă şi cenuşiu deschis (10YR 7/2) în stare uscată către suprafaţă, trece repede spre bază către brun-gălbui închis (10YR 4/4) în stare umedă şi brun-cenuşiu închis (10YR 4/2) în stare uscată: glomerular mare, structură moderat definită; foarte rar material scheletic; afînat, reavăn, trecere treptată.

A2 4—15 cm; lut mediu nisipos, brun pal cu brun foarte pal (10YR 6/3 + 7/4) în stare umedă, brun foarte pal (10YR 7/4 cu 8/4) în stare uscată; nuciform cu mic bulgăros cu structură moderat definită; pete mici feruginoase; afînat spre compact; reavăn; trecere treptată.

A3 15—35 cm; lut mediu nisipos, brun intens cu brun deschis (7,5YR 5/8 cu 6/4) în stare umedă, gălbui-roşcat cu roz (5YR 7/8 cu 8/4) în stare uscată; bulgăros mare şi nuciform mediu cu structură moderat definită; rare mici pete feruginoase; compact; uşor cimentat; frecvent material scheletic; reavăn; trecere treptată.

A3 b 35 — 60 cm; lut mediu nisipos (mai bogat în coloizi faţă de A), brun intens spre gălbui-roşcat (7,5 YR 5/6 spre 6/6) în stare umedă, gălbui-roşcat (7,5YR 6/6 spre 7/6) în stare uscată; bulgăros mare cu nuciform mediu; structură slab definită din cauza cimentării uşoare; pete feruginoase roz difuze; material scheletic foarte abundent (25%); reavăn.

Db 60—75 cm; lut mediu; roşcat-gălbui (5YR 4/8) în stare umedă şi brun-roşcat (5YR 4/4) în stare uscată; frecvente pete cu hidroxizi ferici; material scheletic foarte abundent (peste 50%) din fragmente de gnais.

D la 80 cm rocă compactă.

Consideraţii generale

Solurile întîlnite mai frecvent în Culmea Vîrful Codrului sînt mai ales: soluri silvestre brune, soluri silvestre podzolite brune şi soluri silvestre podzolice; solurile brune-gălbui acide se găsesc mai rar (fig. 1 şi 2).

Solurile silvestre brune sînt soluri mezobazice (V = 50 — — 75%), nediferenţiate textural, cu mull slab acid. Saturaţia în baze uneori scăzută în orizontul B se datoreşte unor materiale parentale sărace în componente bazice; în cazul solurilor relativ mai humifere (6—10% în Al), datorită acumulării, la suprafaţă, a humaţilor de Ca (ionii de Ca substituind ionii de H) profilele sînt mai saturate în baze şi au o structură glomerulară. Solurile silvestre brune se asociază în general cu soluri silvestre slab podzolite.

Solurile silvestre podzolite brune, nediferenţiate textural, morfologic sînt slab podzolite, iar cele diferenţiate textural sînt podzolite mai puternic. Sînt soluri oligomezobazice (V = 30—50%) în care debazificarea se face pe seama Ca şi a Mg (stadiul oligobazic, după N. Florea et al., 1964). Solurile silvestre podzolite, diferenţiate textural sînt soluri cu orizont B mai argilos şi mai saturat în baze. Solurile silvestre puternic podzolite se întîlnesc pe versanţii slab înclinaţi (sub 30°)sau pe mici platouri uneori alături de soluri silvestre podzolice.

Solurile silvestre podzolice sînt soluri cu colorit gălbui cu raportul argilei B : A = 1,5—2, puternic nesaturate în baze (V = = 15—40% în A2) şi cu mull forestier acid. Bogate în acizi fulvici şi acizi huminici bruni sînt sărace în elemente nutritive accesibile plantelor. Solurile silvestre podzolice cu mull-moder fac trecerea spre soluri brune-gălbui acide, care se întîlnesc local pe sedimente lutoase în care mobilizarea şi migrarea sescvioxizilor este favorizată de procesele de reducere, determinate de apa stagnantă temporară.

Prin gradul lor de debazificare şi coloritul gălbui al solurilor putem remarca că predomină solurile silvestre ale faciesului brun-gălbui. Local, în condiţiile unei humificări mai puternice solurile au un colorit cenuşiu închis, iar pe micaşisturi cu biotit un colorit roşcat.

După starea de aciditate-saturaţie în baze şi indici de troficitate globală (C. D. Chiriţă et al., 1964) solurile din Culmea Vîrful Codrului se pot caracteriza ca soluri submezotrofice şi mezotrofice.

Pe baza cercetărilor de teren şi a profilelor analizate, se constată o anumită grupare şi repartiţie a solurilor în legătură cu relieful (fig. 1 şi 2) :

Solurile silvestre podzolite brune şi brune-gălbui (local soluri silvestre podzolice), în general semischeletice, cu grosime mică şi moderată, se asociază cu litosolurile şi se întîlnesc mai ales pe creste şi versanţi de creastă ;

Solurile silvestre podzolite brune-gălbui, local soluri silvestre podzolice gălbui (uneori cu tranziţii spre soluri brune-gălbui), în general slab scheletice şi cu profile cu grosime mare sau moderată, se întîlnesc mai ales pe ramificaţiile de creastă cu caracter piemontan ;

Solurile silvestre brune şi solurile silvestre brune-gălbui, frecvent podzolite sînt în general soluri excesiv sau moderat scheletice, respectiv cu grosime mică şi moderată şi asociate cu litosolurile se întîlnesc mai ales în sectorul bazinetelor şi a văilor torenţiale (unde pantele sînt înclinate).

Culmea Vîrful Codrului este în general un sector al exploatării şi întreţinerii silvice. Se manifestă totuşi o tendinţă ca suprafeţele cu soluri profunde, pe deluvii vechi, să fie despădurite şi folosite ca pajişti ; valoarea lor furajeră ar putea fi bună. Eventuala extindere a suprafeţelor agricole, se poate efectua numai pe pante line, odată cu aplicarea măsurilor antierozionale.

BIBLIOGRAFIE

Cernescu N., Asvadurov H., Predel Fl., Chiţu C., Tutunea C., Vasilescu P., Serbănescu I., Turcu Gh., Roman Gh. (1961) Condiţii naturale şi solurile depresiunii Baia Mare. *Acad. R. P. R. Cercetări de pedologie.* Bucureşti.

Chiriţă D. C., Tufescu V., Beldie Al., Ceuca C., Haring P., Stănescu V., Toma G., Tomescu Aurora, Vlad I. (1964) Fundamentele naturalistice şi metodologice ale tipologiei şi cartării staţionale forestiere. Ed. Acad. R.P.R. Bucureşti.

Florea N., Stoica Elena, Manes Dorothea (1964) Corelaţii între saturaţia în cationi de schimb şi gradul de saturaţie în baze la solurile zonale din R. S. România. *St. tehn. şi econ. ale Inst. geol., Seria* C. 12.

*** (1961). Clima R. P. R. *Institutul Meteorologic.* II, Bucureşti

---

RECHERCHES PÉDOLOGIQUES DANS CULMEA VÎRFUL CODRULUI

PAR

H. ASVADUROV, FLORICA POPESCU

(Résumé)

Nous avons entrepris de présenter quelques considérations pédologiques concernant les sols formés sur des schistes cristallins situés tout au N—W de la Roumaine. Le climat est celui qui caractérise la zone forestière (Tm = 9,4°C ; Pm = 700 mm) ; dans les secteurs plus élevés et ombragés abondent les forêts de *Fagus silvatica*, celles de *Quercus petraea* dominant surtout dans les secteurs bas. Le faîte, haut de 350 à 550 m, comporte des sols squelettiques qui se sont formés sur un complexe de paragneiss muscovitiques et de micaschistes à biotite (ou à chlorite), sur leur détritus ou sur les déluvions des matériaux provenus du lessivage des sols.

Les sols évolués appartiennent à la série des sols sylvestres du faciès brun jaunâtre [9]) à partir du stade initial de sol sylvestre brun jaunâtre, a texture non-différenciée jusqu'à des sols sylvestres podzolisés (lessivés) brun-jaunâtre et des sols sylvestres podzoliques (lessivés) jaunâtres à horizon argilo-illuvial (fig. 1 et 2).

[9]) Sols lessivés brun jaunâtre ou brun pâle à saturation en bases relativement réduite, formés dans les conditions bioclimatiques mentionnées.

TABELUL 1

Sol silvestru brun (slab scheletic) pe gnaise

Profil Nr. 30, sud-est Solduba (pădure de fag)

Analizat de P. Vasilescu (anal. granul.); Hareta Mac (pH); Florica Popescu (cationi de schimb); *Recoltat de* H. Asvadurov.

Rezultatele sînt exprimate față de solul uscat la 105°

Adîncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %											
							Raportate la partea silicatică					
	Argilă (< 0,002 mm)	Praf (0,002-0,02 mm)	Nisip fin (0,02—0,2 mm)	Nisip grosier (0,2—2 mm)	Argila fină (< 0,001 mm)	Argilă fizică (< 0,01 mm)	< 0,002 mm	0,002—0,02 mm	0,02—0,2 mm	0,2—2 mm	< 0,001 mm	< 0,01 mm
0—8	23,5	23,0	37,7	10,1	19,4	36,8	24,9	24,4	39,9	10,7	20,5	39,0
15—30	25,3	24,4	37,6	9,9	20,7	39,4	26,0	25,1	38,7	10,1	21,3	40,5
35—50	25,1	24,1	38,5	10,6	20,5	39,2	25,5	24,5	39,1	10,8	20,8	39,7
60—75	27,5	24,9	35,2	11,3	23,1	41,4	27,8	25,1	35,6	11,4	23,3	41,8
80—95	23,4	19,5	37,2	19,1	19,8	34,3	23,6	19,6	37,5	19,2	19,9	34,5

	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus Cx 1,72 %	N total %	C:N	pH în suspensie apoasă
0—8	A1	2,06	5,4	0,230	15,6	6,1
15—30	A1	1,86	2,7	0,120	15,1	5,6
35—50	B1	1,88	1,7			5,8
60—75	B2	2,22	1,2			6,0
89—95	Bd	3,04	0,7			5,9

	Cationi de schimb											
	milivali						procente din T					
	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	T	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	V%
0—8	13,8	3,33	0,36	0,27	6,21	23,97	57,6	13,9	1,5	1,1	25,9	74,1
15—30	8,87	3,13	0,16	0,23	6,86	19,25	46,0	16,2	0,8	1,2	35,7	64,3
35—50	9,60	3,98	0,16	0,23	5,70	19,67	48,8	20,2	0,8	1,2	28,9	71,0
60—75	11,34	5,21	0,20	0,26	5,48	22,49	50,4	23,1	0,9	1,2	24,4	75,6
80—95	15,6	5,86	0,21	0,35	5,83	27,85	55,9	21,0	0,8	1,2	21,9	79,0

TABELUL 2

Sol silvestru brun (semischeletic) pe gnaise

Profil Nr 20, Vîrful Lespezi 575 m; nord-vest de satul Odeşti (pădure de fag)

Analizat de P. Vasilescu (anal. granul.); Hareta Mac (pH); Florica Popescu (cationi de schimb); *Recoltat de* H. Asvadurov

Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°

Adîncimea în cm	Fracţiuni granulometrice în %											
	Argilă (<0,002 mm)	Praf (0,002-0,02 mm)	Nisip fin (0,02—0,2 mm)	Nisip grosier (0,2—2 mm)	Argila fină (<0,001 mm)	Argilă fizică (<0,01 mm)	Raportate la partea silicatică					
							<0,002 mm	0,002—0,02 mm	0,02—0,2 mm	0,2—2 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
0—4	17,6	19,2	41,4	9,4	14,9	28,1	20,1	21,8	47,2	10,7	17,1	32,0
4—15	20,4	20,8	44,8	8,8	17,3	31,3	21,5	21,9	47,3	9,3	18,2	33,0
20—35	20,2	20,4	46,9	9,5	17,1	31,0	20,8	21,1	48,3	9,8	17,6	31,9
50—65	19,5	20,7	47,5	10,6	16,5	30,5	19,8	21,0	48,3	10,8	16,7	31,0

	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus Cx 1,72 %	N total %	C:N	pH în suspensie apoasă
0—4	Al(Ao)	3,21	8,6	0,404	14,50	6,1
4—15	Al	2,47	4,0	0,207	13,10	5,2
20—35	Ala2	2,12	2,5			5,2
50—65	Ba	1,99	1,5			5,5

	Cationi de schimb											V %
	milivali						procente din T					
	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	T	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	
0—4	19,60	3,44	0,67	0,31	7,82	31,84	61,5	10,8	2,1	1,0	24,6	75,4
4—15	7,14	2,20	0,19	0,26	11,83	21,62	33,0	10,2	0,9	1,2	54,7	45,3
20—35	6,11	1,51	0,04	0,28	10,84	18,78	32,6	8,1	0,2	1,5	57,6	42,4
50—65	72,7	1,93	0,06	0,34	7,91	17,51	41,6	11,0	0.3	1,9	45,2	54,8

TABELUL 3

Sol silvestru slab podzolit brun (slab scheletic) pe luturi deluviale şi micaşisturi

Profil Nr 40, la N-E de Cuţa (pantă nordică; pădure de fag)

Analizat de P. Vasilescu (*anal. granul.*); Hareta Mac (pH); Florica Popescu (cationi de schimb); *Recoltat de* H. Asvadurov.

Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°

Adîncimea în cm	Fracţiuni granulometrice în %											
							Raportate la partea silicatică					
	Argilă (<0,002 mm)	Praf (0,002-0,02 mm)	Nisip fin (0,02—0,2 mm)	Nisip grosier (0,2—2 mm)	Argila fină (<0,001 mm)	Argilă fizică (<0,01 mm)	<0,002 mm	0,002—0,02 mm	0,02—0,2 mm	0,2—2mm	<0,001 mm	<0,01 mm
0—10	19,1	30,0	36,6	9,6	14,7	34,6	20,0	31,5	38,4	10,1	15,5	36,3
20—35	23,5	31,7	35,4	8,9	18,6	40,8	23,6	31,8	35,5	8,9	18,7	40,9
40—55	24,8	31,1	35,6	8,7	20,9	41,6	24,7	31,1	35,5	8,6	20,9	41,5
65—75	26,8	19,1	38,5	15,4	23,3	37,1	26,8	19,1	38,6	15,4	23,1	37,1

	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus Cx 1,72 %	N total %	C:N	pH în suspensie apoasă
0—10	Al	1,88	4,8	0,193	16,9	4,9
20—35	Ba2	1,75	0,9			5,3
40—55	B	1,87	0,6			5,5
65—75	B(d)	2,99	0,3			5,8

	Cationi de schimb											V %
	milivali						procente din T					
	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	T	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	
0—10	5,34	1,73	0,16	0 23	10,60	18,06	29,5	9,6	0,9	1,3	58,7	41,3
20—35	5,69	3,30	0.09	0,20	7,03	16.31	34,9	20,2	0,5	1,2	43,1	56,9
40—55	5,97	3,64	0,09	0,20	6,98	16,88	35,3	21,6	0,6	1,2	41,3	58,7
65—75	12,95	5,92	0,16	0,35	6,73	26,13	49,5	22,7	0,6	1,4	25,7	74,2

TABELUL 4

Sol silvestru slab podzolit brun (ruginiu) slab scheletic pe micaşisturi

Profil Nr 28 la E de satul Solduba (mic platou; pădure de fag)

Analizat de P. Vasilescu (anal. granul.); Hareta Mac (pH); Florica Popescu (cationi de schimb); *Recoltat de* H. Asvadurov.

Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°

Adîncimea în cm	Fracţiuni granulometrice în %											
							Raportate la partea silicatică					
	Argilă (<0,002 mm)	Praf (0,002-0,02 mm)	Nisip fin (0,02—0,2 mm)	Nisip grosier (0,2—2mm)	Argila fină (<0,001 mm)	Argilă fizică (<0,01 mm)	<0,002 mm	0,002—0,02 mm	0,02—0,2 mm	0,2—2 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
0—5	31,1	25,3	29,7	5,8	25,1	48,1	33,7	27,7	32,2	6,3	27,2	52,1
15—30	34,6	28,3	28,6	6,0	28,9	51,9	35,5	29,0	29,3	6,2	28,7	53,2
30—45	37,6	27,9	27,4	6,1	31,6	54,8	38,0	28,2	27,7	6,1	31,8	55,3
80—90	36,2	22,7	32,8	8,2	30,6	48,2	36,2	22,7	32,8	8,2	30,5	48,1

	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus Cx 1,72 %	N total %	C:N	pH în suspensie apoasă
0—5	Al	2,59	7,3	0,31	16,0	5,0
15—30	Al(A2)	2,06	2,8			4,9
30—45	B	2,11	0,2			5,6
80—90	Bd	2,72				5,1

	Cationi de schimb											V %
	milivali						procente din T					
	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	T	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	
0—5	7,52	1,82	0,61	0,48	12,21	22,64	33,2	8,0	2,7	2,1	53,9	46,1
15—30	4,09	0,96	0,17	0,38	10,64	16,24	25,2	5,9	1,1	2,3	65,5	34,5
30—45	7,05	2,41	0,23	0,37	5,56	15,63	45,1	15,4	1,5	2,4	35,5	64,4
80—90	5,66	3,35	0,25	0,41	7,42	17,09	33,1	19,6	1,5	2,4	43,3	56,7

TABELUL 5

Sol silvestru puternic podzolit brun (planosol prin bistratificare)

Profil Nr 41, la nord-est de Cuţa (păşune)

Analizat de P. Vasilescu (analiz. granul.); Hareta Mac (pH); Florica Popescu (cationi de schimb); *Recoltat de* H. Asvadurov

Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°

Adîncimea în cm	Fracţiuni granulometrice în %											
	Argilă (<0,002 mm)	Praf (0,002 0,02 mm)	Nisip fin (0,02—0,2 mm)	Nisip grosier (0,2—2 mm)	Argilă fină (<0,001 mm)	Argilă fizică (<0,01 mm)	Raportate la partea silicatică					
							<0,002 mm	0,002—0,02 mm	0,02—0,2 mm	0,2—2 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
0—8	18,2	23,6	40,8	12,9	15,1	30,2	19,1	24,6	42,7	13,6	15,7	31,6
15—30	19,8	24,2	41,9	13,3	16,8	31,8	19,9	24,4	42,3	13,4	16,9	32,0
30—45	24,1	23,6	38,6	13,4	21,7	36,2	24,1	23,6	38,8	13,4	21,7	36,1
50—65	57,1	11,7	20,6	10,9	54,0	63,8	56,8	11,7	20,5	10,9	53,8	63,6
80—95	50,3	11,9	26,3	11,9	48,1	57,3	50,1	11,8	26,2	11,8	47,8	57,1
115—130	54,9	18,1	25,7	2,2	49,7	64,7	54,4	17,9	25,4	2,2	49,2	64,0
155—170	54,5	20,9	22,3	2,8	49,2	67,5	54,2	20,8	22,1	2,8	48,9	67,1

	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C:N	pH în suspensie apoasă
0—8	A	1,59	4,4	0,19	15,8	5,4
15—30	A	1,29	1,4			5,1
30—45	A2b	1,52	0,9			5,2
50—65	B1	3,90	0,5			5,4
80—95	B2	3,84				5,7
115—130	B3	5,77				
155—170	Bd	4,97				7,8

	Cationi de schimb											V%
	milivali						procente din T					
	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	T	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	
0—8	4,92	1,36	0,14	0 26	8,71	15,39	31,9	8,8	0,9	1,7	56,5	43,4
15—30	2,35	1,28	0,07	0,25	7,55	11,50	20,4	11,2	0,6	2,2	65,6	34,4
30—45	3,70	2,83	0,07	0,20	6,96	13,76	26,8	20,6	0,5	1,5	50,5	49,4
80—95	10,82	7,41	0,24	0,37	8,96	27,80	38,9	26,6	0,8	1,3	32,2	67,7
115—130	14,06	7,88	0,20	0,51	7,07	29,72	47,3	26,5	0,7	1,7	23,7	76,2
155—170	29,31	12,98	0,31	1,09	2,99	46,68	62,8	27,8	0,6	2,3	6,4	93,6

TABELUL 6

Sol silvestru podzolic gălbui, pseudogleizat

Profil Nr 22, nord est satul Oarța de Sus (pădure de Q. petraea)

Analizat de P. Vasilescu (*anal. granul.*); Hareta Mac (pH); Florica Popescu (cationi de schimb); *Recoltat de* H. Asvadurov

Rezultatele sînt exprimate față de solul uscat la 105°

Adîncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %											
							Raportate la partea silicatică					
	Argilă (< 0,002 mm)	Praf (0,002-0,02 mm)	Nisip fin ((0,02—0,2 mm)	Nisip grosier (0,2—2mm)	Argilă fină (<0,001mm)	Argilă fizică (<0,01 mm)	<0,002 mm	0,002—0,02 mm	0,02—0,2 mm	0,2—2mm	<0,001mm	<0,01 mm
0—15	18,4	30,6	44,3	2,9	15,4	34,2	19,1	31,7	45,9	3,1	15,9	35,5
15—30	19,9	31,1	46,8	1,6	16,3	35,9	20,1	31,2	47,1	1,6	16,4	36,1
30—45	23,7	28,8	45,8	1,6	19,7	39,3	23,7	28,8	48,8	1,7	19,7	39,2
50—65	30,1	28,5	40,1	1,6	26,9	43,5	30,0	28,4	39,9	1,6	26,8	43,3
85-100	36,5	17,5	43,7	2,8	33,1	46,0	36,3	17,4	43,5	2,8	32,9	45,7

	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	pH în suspensie apoasă
0—15	A1	1,92	3,9	0,192	13,82	5,1
15—30	A2A1	1,62	1,2			5,5
30—45	A2b	1,97	0,6			5,5
50—65	Ba2	2,80	0,5			5,5
85-100	B1	4,28	0,3			5,9

	Cationi de schimb											V %
	milivali						procente din T					
	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	T	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	
0—15	3,34	2,13	0,27	0,40	9,27	15,41	21,7	13,8	1,8	2,6	60,1	39,9
15—30	3,86	1,38	0,06	0,28	5,84	11,42	33,8	12,1	0,5	2,5	51,1	48,9
30—45	4,63	2,72	0,13	0,34	5,52	13,34	34,7	20,4	0,9	2,6	41,4	58,6
50—65	7,63	2,95	0,22	0,51	5,13	16,44	44,3	20,0	1,4	3,1	31,2	68,8
85-100	12,21	6,01	0,28	0,88	6,33	25,7	47,5	23,4	1,1	3,4	24,6	75,4

TABELUL 7

Sol silvestru podzolic, tranziţie spre sol brun gălbui acid pe gnaise muscovitice

Profil Nr 5, N-V Asuajul de Sus (păd. de fag)

Analizat de P. Vasilescu (anal. granulom.); Hareta Mac (pH); Viorica Merches (cationi de schimb); *Recoltat de* M. Neacşu

Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°

Adîncimea în cm	Fracţiuni granulometrice în %												Scheletul (>2mm) % la masa totală a solului
							Raportate la partea silicatică						
	Argilă (<0,002 mm)	Praf (0,002 0,02 mm)	Nisip fin (0,02—0,2 mm)	Nisip grosier (0,2—2mm)	Argilă fină (<0,001 mm)	Argilă fizică (<0,01 mm)	<0,002 mm	0,002—0,02 mm	0,02—0,2 mm	0,2—2mm	<0,001 mm	<0,01 mm	
0— 4	20,6	28,8	33,7	10,2	16,2	35,7	22,0	30,9	36,1	10,9	17,3	38,2	—
4—15	21,3	29,1	36,3	10,9	16,8	36,2	21,8	29,8	37,1	11,2	17,2	37,0	2,15
20—35	24,6	31,5	32,8	10,5	19,9	41,8	24,7	31,7	33,0	10,5	20,0	42,1	2,35
40—55	28,5	31,5	30,8	9,0	24,0	46,7	28,5	31,6	30,8	9,0	24,0	46,5	—
60—75	38,6	19,9	24,6	16,9	33,9	50,0	38,4	19,9	24,6	16,9	33,9	50,0	20,4

	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	pH în suspensie apoasă
0—4	A1	1,90	6,2	0,226	18,48	4,3
4—15	A2	1,32	2,7	0,091	18,48	4,5
20—35	A3					4,9
40—55	A3 b					5,2
60—75	Db					5,3

	Cationi de schimb												Aluminiu deplasabil me
	milivali						procente din T					V %	
	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}	T	Ca^{++}	Mg^{++}	K^{+}	Na^{+}	H^{+}		
0— 4	2,01	0,96	0,54	0,18	13,89	17,58	11,37	5,51	3,08	1,04	79,0	21,0	2,77
4—15	1,04	0,50	0,31	0,18	9,01	11,04	9,43	4,57	2,83	1,64	81,5	18,5	0,92
20—35	1,65	0,94	0,29	0,15	9,19	10,22	16,13	9,20	2,87	1,48	70,3	29,7	2,35
40—55	2,26	1,48	0,29	0,15	6,07	10,24	22,16	14,48	2,85	1,47	59,1	40,9	
60—75	4,77	3,26	0,51	0,15	7,08	15,77	30,27	30,27	3,11	0,97	44,99	55,0	

Sols sylvestres brun et brun jaunâtre (fig. 3, a) ce sont des sols mésobasiques ($V = 50-75\%$), à texture non-différenciée, à mull faiblement acide. La saturation en bases, parfois réduite dans l'horizon B est le fait de matériaux parentals pauvres en composants basiques (parfois, surtout, en Mg); généralement sur des materiaux parentals riches en muscovite (provenus de paragneiss muscovitiques) les sols sont pauvres en Mg, mais relativement riches en K, alors que sur des roches riches en biotite ou en chlorite (surtout sur des micaschistes à biotite) les sols sont riches en Mg. Chez les sols humifères (5—10% humus dans l'horizon A_1), débaséifiés dans l'horizon B on remarque la présence d'un humus faiblement acide à bioaccumulation calcique (tableau 2). On observe que les sols plus évolués et plus humifères tendent vers des sols bruns acides ou à mull faiblement acide (ex. prof. 3 et 20 de la fig. 3).

Sols sylvestres podzolisés brun jaunâtre (fig. 3 b); ils présentent une podzolisation, plus évidente comme morphologie, notamment au cas des sols ayant l'horizon B plus argileux par rapport à l'horizon A. Ce sont des sols oligomésobasiques ($V = 30-55\%$), où la pénétration des ions de H^+ s'accomplit aux dépens des ions de Ca^{+2} et Mg^{+2}. Les sols à texture nondifférenciée débasifiés dans l'horizon éluvial et à pH au-dessous de 5 ne présentent parfois pas d'horizon A_2, malgrés la débaséification relativement accusée et évoluent vers des sols bruns acides (ex. tableaux 3 et 4). Les sols podzolisés à texture différenciée (rapport de l'argile B :A = 1,4 — 2,2), au cas des profils limoneux, présentent une transition graduelle de la fraction argileuse („sol lessivé"— ex. prof. 18, fig. 3); au cas des profils plus argileux en B, ils sont généralement formés sur des matériaux stratifiés (tableau 5 — prof. 41, fig. 3). L'horizon éluvial limoneux des profils bistratifiés présente des caractères physico-chimiques semblables à ceux de sols brun jaunâtre acides.

Sols sylvestres podzoliques (généralement jaunâtres dans les horizons éluviaux) — ce sont des sols à mull forestier acide; le rapport de l'argile B : A est de 1,5—2, le degré de saturation en bases est réduit (sols oligobasiques et oligo-mésobasiques, $V = 15-45\%$). Nous ferons remarquer la présence de sols à profils courts, réduits à l'horizon éluvial (lithosols podzoliques; prof. 85—fig. 3, c), de sols profonds, à l'horizon argileux débasifié ($V<50\%$; ex. prof. 27, fig. 3, c) ou de sols dont les profils à sous-horizons éluviaux débaséifiés semblables aux sols podzoliques, sans horizon argileux, peuvent être considérés comme des sols brun jaunâtre, acides en même temps (ex. prof. 5, tableau 7).

Les recherches en terrain (à caractère de reconnaissance) et les données que nous venons de présenter nous permettent un certain groupement et répartition des sols relativement au relief (fig. 1 et 2) :

Les sols sylvestres podzolisés bruns et brun jaunâtre (localement sols sylvestres podzoliques), généralement semi-squelettiques, à épaisseur réduite et modérée s'associent aux lithosols et sont rencontrés le plus souvent sur des crêtes et des versants de crête ;

Les sols sylvestres podzolisés brun jaunâtre, localement sols sylvestres podzoliques jaunâtres (à transitions parfois vers des sols brun jaunâtre acides), d'ordinaire faiblement squelettiques et à épaisseur grande ou modérée sont trouvés surtout sur les ramifications de crête à caractere de piémont ;

Les sols sylvestres bruns et les sols brun jaunâtre, fréquemment podzolisés, sont en général des sols excessivement squelettiques, à petite épaisseur ou modérée et sont rencontrés notamment dans le secteur des bassinets et des vallées torrentielles (ou les pentes sont inclinées) associés aux lithosols.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

PEDOLOGIE

CERCETĂRI PEDOLOGICE ÎN ŢARA LOVIŞTEI [1])

DE

V. BĂLĂCEANU, RUXANDRA ATANASESCU, ADRIANA PETRESCU [2])

Abstract

Pedological Researches in Ţara Loviştei ($T_m = 6° - 8°C$; $P > 700$ mm yearly). The soil-forming processes are conditioned by lithology. Forest soils, from Brown soils stage to the Podzolic - clay — illuvial stage, occur on clays and marls. Moderately acid Brown soils associated with Eubasic soils are to be found on calcareous conglomerates. Moderately acid Brown soils, and strongly acid Podzolic Brown cryptopodzolic soils developed on non calcareous conglomerates, and also on the crystalline rocks.

Condiţii naturale

Ţara Loviştei constituie o unitate naturală bine individualizată.

Din punct de vedere geologic ea reprezintă un mic bazin sedimentar prins în mijlocul masei de roci cristaline a munţilor Făgăraşului, Coziei şi Lotrului.

Partea centrală a bazinului este constituită din sedimente pelitice (argilo-marnoase) şi înconjurată aproape pretutindeni de conglomerate. Pe latura estică şi nord-estică a bazinului, orizontul marnelor este acoperit de conglomerate miocene, constituite din elemente remaniate din cristalin, lipsite practic de fragmente calcaroase sau ciment cu $CaCO_3$. Pe latura sudică, vestică şi nord-vestică, apare orizontul conglomeratic paleogen, cu numeroase blocuri de calcar. Uneori la contactul cristalinului cu sedimentarul (pe versantul sudic al Măgurii Bumbueşti de pildă) apar la zi sedimente psamitice cu bancuri masive de calcar (Şt. Ghika-Budeşti, 1958). Au de asemenea importanţă în procesele pedogenetice[3]) depozitele

[1]) Comunicare în şedinţa din 28 aprilie 1966.

[2]) Institutul Geologic. Şos. Kiseleff nr. 55. Bucureşti.

[3]) Analizele granulometrice şi pH efectuate de Elena Gâţă ; humus şi azot de M. Cicotti.

recente aluviale din lunca Oltului şi cele aluvio-proluviale, nisipo-scheletice, din sectoarele Titeşti, Mlăceni-Perişani şi Boişoara.

Rocile cristaline din rama bazinului sînt alcătuite din gnaise, paragnaise şi micaşisturi (în special biotitice) şi uneori amfibolite.

Ţara Loviştei este la fel de bine individualizată şi din punct de vedere morfologic. Ea apare ca o depresiune largă, puternic contrastantă cu relieful montan înconjurător.

În centrul depresiunii, legat de substratul marnos, s-a format un relief colinar de cca 500—800 m altitudine absolută, slab ondulat, cu frecvente fenomene de pantă (în special alunecări). Circumscris acestuia şi corespunzător substratului conglomeratic, se întîlneşte un relief de muncei, cu altitudini absolute de 800 pînă la 1 000 şi chiar 1500 m (cumpăna de ape spre Topolog). În sfîrşit, rama muntoasă a cristalinului prezintă un relief puternic fragmentat cu înălţimi de peste 1300—1500 m.

Depresiunea este drenată de trei afluenţi ai Oltului (valea Boişoarei, valea Titeştiului, valea Băiaşului), cu direcţie aproximativ est-vest, care au format la locul debuşerii în relieful argilo-marnos, întinse conuri de dejecţie, pe care se află aşezate principalele localităţi din sector (Boişoara, Titeşti, Mlăceni, Perişani).

Condiţiile climatice sînt corespunzătoare arealului pădurilor de foioase. Media anuală a precipitaţiilor depăşeşte 700—800 mm; precipitaţiile cad în tot timpul anului şi precumpănesc asupra evapotranspiraţiei. Temperaturile medii anuale sînt de cca 6°—8°C.

Vegetaţia naturală este constituită în cea mai mare parte din păduri de fag (*Fagus silvatica*), de obicei bine încheiate, fără covor vegetal ierbos. Prin luminişurile rare apar *Luzula nemorosa* şi *Vaccinium myrtillus* pe expoziţii în general nordice şi substrat acid, şi *Agrostis tenuis*, *Festuca rubra*, în condiţiile unui substrat mai bogat în baze.

Pe alocuri, în special în zona conglomeratelor eocene cu intercalaţii de calcar apar pîlcuri de gorun (*Quercus petraea*).

În general pădurile se menţin în limitele reliefului energic. În arealul acestora, suprafeţe întinse sînt ocupate de pajişti secundare (fîneţe). Ele sînt constituite predominant din asociaţii mezofile de *Festuca rubra* şi *Agrostis tenuis*.

Partea centrală, în care densitatea populaţiei este la nivelul celei din zona deluroasă pericarpatică, este exclusiv în folosinţă agricolă-horticolă. Predomină livezile de pruni, meri, cireşi, piersici şi nuci, pajiştile şi suprafeţele aratorii pe care se cultivă cu precădere porumbul şi cartoful.

Solurile

Aspectul pedologic este în mod evident condiţionat de cel litologic.

Faciesului argilo-marnos, dezvoltat în partea centrală a depresiunii îi corespund soluri silvestre eubazice de la stadiile cele mai tinere, pînă la cele slab podzolite. Stadiul de evoluţie a solurilor, precum şi asociaţiile sau complexele în care acestea apar, sînt condiţionate de fenomenele de pantă. În general, relieful colinar modelat în sedimentele argilo-marnoase este puternic afectat de fenomene de alunecare. Ca o consecinţă firească, predomină solurile influenţate de eroziune. Pe versanţii cu alunecări vechi, stabilizate, se întîlnesc asociaţii de soluri silvestre brune eubazice, cu regosoluri şi stadii de tranziţie între acestea; pe versanţii frămîntaţi de alunecări recente, în special în bazinetele de la obîrşia văilor, se întîlnesc complexe de soluri silvestre brune eubazice, cu regosoluri şi soluri dernogleice.

De-a lungul văilor şi pe culmile înguste afectate puternic de eroziune, se găsesc aproape exclusiv regosoluri.

Pe suprafeţele cele mai puţin afectate de eroziune, pe depozite fine aleuro-pelitice, se întîlnesc soluri silvestre brune podzolite.

În condiţiile în care eroziunea nu se face simţită, pe mici platouri şi terase, mai vechi, tot pe depozite aleuro-pelitice s-au dezvoltat soluri podzolice argilo-iluviale, pseudogleizate, iar în imediata vecinătate a muntelui, pe nivelele cele mai înalte. soluri brune gălbui podzolite, tranziţie spre soluri podzolice argilo-iluviale.

În zona faciesului conglomeratic se întîlnesc cu precădere soluri brune gălbui (moderat acide şi acide), nediferenţiate textural. Pe conglomeratele paleogene ele sînt în cea mai mare parte moderat acide, şi se asociează cu soluri eubazice legate de apariţiile frecvente de calcare; pe conglomeratele miocene solurile brune gălbui sînt mai acide, mai puternic nesaturate şi se asociează (în special pe versanţii nordici), cu soluri brune acide humifere şi chiar soluri podzolice brune (feri-iluviale).

În aceeaşi zonă, pe suprafeţele defrişate se întîlnesc soluri brune gălbui de pajişti montane.

În sfîrşit tot pe seama conglomeratelor (miocene) s-au dezvoltat o serie de conuri de dejecţie (Mlăceni, Titeşti, etc.), pe care se întîlnesc soluri brune-gălbui tinere scheletice şi soluri aluvio-proluviale scheletice.

Pe rocile cristaline (intermediare şi acide), în care a fost sculptată rama montană, asociaţia de soluri este aproximativ aceeaşi ca şi pe conglo-

meratele miocene ; se remarcă totuşi apariţiile mai frecvente de soluri criptopodzolice (brune acide humifere şi brun acide podzolice), precum şi de litosoluri.

Împestriţarea puternică a învelişului de soluri nu îngăduie în lucrările de cartare la scări mici şi mijlocii decît separarea de asociaţii şi complexe de soluri (vezi legenda hărţii anexe). Într-o listă sistematică însă, solurile din Ţara Loviştei se pot grupa după cum urmează :

I. Soluri automorfe mezobazice, argilo-iluviale (soluri silvestre).
1. Soluri silvestre brune.
2. Soluri silvestre brune podzolite.
3. Soluri silvestre podzolice (argilo-iluviale).

II. Soluri automorfe oligobazice, nediferenţiate textural.
4. Soluri brune-gălbui podzolite, tranziţie spre soluri podzolice argilo-iluviale.
5. Soluri brune-gălbui (moderat acide).
6. Soluri brune-gălbui acide.
7. Soluri brune-gălbui de pajişti montane.

III. Soluri automorfe oligobazice, nediferenţiate textural, cu podzolire feri-iluvială (soluri criptopodzolice).
8. Soluri brune acide humifere.
9. Soluri brune acide podzolice.

IV Soluri hidromorfe.
10. Soluri dernogleice de pantă.

V. Soluri nedezvoltate sau slab dezvoltate.

A) Soluri tinere pe versanţi.
11. Regosoluri, pe argile marnoase şi nisipuri.
12. Soluri deluviale tinere, ± scheletice.
13. Soluri brune scheletice pe conglomerate.
14. Litosoluri pe conglomerate şi depozite de terasă lipsite de carbonaţi.
15. Litosoluri pe conglomerate calcaroase.
16. Litosoluri pe roci cristaline masive.

B) Soluri din sistemul luncilor.
17. Aluviuni carbonatice şi necarbonatice.

18. Soluri aluviale scheletice.
19. Soluri aluviale carbonatice.
20. Soluri aluvio-proluviale scheletice.
21. Soluri brune-gălbui aluvio-proluviale.
22. Soluri brune de luncă.

În cele ce urmează prezentăm caracterizarea succintă a principalelor tipuri de soluri întîlnite :

Solurile silvestre brune, se caracterizează morfologic printr-un profil de tip A, (B), C, D sau A, (B), D. Prezintă cel mult o slabă diferenţiere texturală pedogenetică. Sînt soluri eubazice (V>75%), şi în general slab acide (pH cca 5,5—6 în orizontul A, cu tendinţă de creştere în profunzime). Humusul de tip mull, rar depăşeşte 4—5% în orizontul A al solurilor arate şi 7—8% în cele de sub pădure.

Sînt foarte răspîndite în zona centrală a Ţării Loviştei, pe calcare, argile-marnoase şi marne, care în anumite sectoare (N. Găujani etc.) sînt amestecate cu detritus scheletic provenit din cristalin. Se întîlnesc numai în asociaţii cu soluri erodate şi soluri hidromorfe. În cea mai mare parte ele sînt influenţate de eroziune.

În general sînt luate în cultură. Au potenţial de fertilitate ridicat. Principalii factori limitativi în acest sens sînt argilozitatea ridicată şi fenomenele de pantă.

Pentru completarea caracterizării prezentăm un profil morfologic caracteristic şi date analitice fizico-chimice.

Profil a/2

Sol silvestru brun eubazic.
Localizare :Sud — sud-vest comuna Bumbueşti, cca 500 m de la marginea comunei.
Relief : Versant cu expoziţie sud-estică ; înclinare slabă cca 6°.
Roca : Argilă marnoasă.
Folosinţă : Arabil, însămînţat cu porumb.
Descrierea profilului :

Aa 0—15 cm — lut greu — argilă ; brun cenuşiu foarte închis (10YR 4/2) în stare umedă şi brun pal (10 YR 6/3) în stare uscată ; bulgăros mare (structura influenţată de lucrările culturale) ; reavăn ; punctuaţiuni ferimanganice ; slab fisurat ;

An 15 — 23 cm — lut greu — argilă ; brun gălbui închis (10 YR 4/4) în stare umedă şi brun (10YR 5/3) în stare uscată ; grăunţos colţuros mic şi mediu ; moderat compact, punctuaţiuni feri-manganice ; reavăn ;

B/a 23 — 40 cm — argilă ; brun — brun închis (10YR 4/3) în stare umedă şi brun gălbui (10YR 5/4) în stare uscată ; bulgăros — poliedric mare ; bobovine mici şi punctuaţiuni ferimanganice ; moderat compact, îndesat ;

(B) 40 — 62 cm — argilă; brun gălbui (10 YR 5/4) în stare umedă şi brun gălbui (10 YR 5/6) în stare uscată; poliedric alungit cu tendinţă de prismatic; bobovine mici; moderat compact;

(Bg)—62 — 102cm — argilă; brun gălbui (10 YR 6/6), cu pete cenuşii-oliv (aspect marmorat); poliedric-prismatic; bobovine şi punctuaţii ferimanganice; moderat compact;

D sub 102 cm — argilă; oliv pal (5 Y 6/4); se păstrează şistozitatea rocii.

TABELUL 1

Date analitice — profil a/2

Sol silvestru brun eubazic; sud — sud-vest com. Bumbueşti cca 500 m de la marginea comunei

Orizont	Adîncime cm	Argilă % < 0,01 mm	Argilă % < 0,002 mm	Humus %	T me	V %	pH în apă
Aa	0— 15	68,36	48,73	3,82	36,57	78,56	5,78
A	15— 23	65,78	47,25	1,83	32,77	81,59	6,08
B/a	23— 40	69,78	52,18	0,88	34,22	83,22	5,98
(B)	40— 60	75,78	61,32	0,53	42,46	86,53	6,08
(Bg)	80—100	74,75	58,33	0,56	44,36	92,12	6,92
D	105—125	68,24	42,57	0,22	38,42	93,85	7,22

Solurile silvestre brune podzolite, au profil morfologic de tip A, A_2B, B, C, D sau A, A_2B, B, D. Prezintă diferenţiere texturală pedogenetică slabă sau medie (I_d = 1,2 — 1,5), şi acumulare reziduală de silice mai mult sau mai puţin evidentă în orizontul A_2B. Sînt soluri mezo-eubazice sau mezobazice (V = cca 60 — 75%) şi slab acide (pH = 5,4—6). Conţinutul de humus este asemănător cu al solurilor silvestre brune normale. S-au dezvoltat pe depozite aleuro-pelitice depuse pe argile sau conglomerate. Ocupă suprafeţe reduse, în general pe locurile mai aşezate slab influenţate de eroziune.

Sînt folosite ca păşuni sau terenuri arabile.

Sînt soluri eutrofe — ca şi cele descrise anterior.

Solurile podzolice argilo-iluviale sînt caracterizate sub aspect morfologic printr-un profil de tip A_0A_1, A_1, A_2, B, D. Orizonturile genetice sînt foarte bine exprimate. Adesea prezintă fenomene de pseudogleizare în orizontul B. Au diferenţiere texturală moderată sau puternică (I_d = 1,5 — 2). Gradul de saturaţie în baze este de cca 50% sau mai mic la partea superioară a profilului şi creşte spre bază pînă la 70—75%. Corespunzător, valorile pH sînt mici la partea superioară a profilului (pH = 5,5) şi cresc în profunzime (pH > 6). Conţinutul de

humus este de 3 — 4% în orizontul A_1, şi scad repede în orizonturile inferioare (cca 1% în orizontul A_2).

Aceste soluri se întîlnesc pe suprafeţele plane ale teraselor sau pe prispe piemontane, pe depozite fine aleuro-pelitice lipsite de carbonaţi, care acoperă conglomeratele sau depozite nisipo-scheletice. S-au dezvoltat sub păduri de stejar (*Quercus robur*) cu carpen (*Carpinus betulus*) şi gorun (*Quercus petraea*), din care nu se mai păstrează decît slabe resturi (bunăoară pe terasa de la Bradu-Racoviţa). În prezent, terenurile cu astfel de soluri sînt folosite ca păşuni (cu *Nardus stricta*, *Agrotis tenuis*, *Festuca rubra* etc.).

Sînt soluri cu fertilitate scăzută, datorită acidităţii lor relativ ridicate, aprovizionării slabe cu elemente nutritive şi regimului lor aerohidric defectuos. Se pot ameliora prin administrarea de amendamente calcaroase şi îngrăşăminte şi prin îndepărtarea excesului periodic de apă.

Pentru exemplificare se prezintă în cele ce urmează descrierea morfologică a unui profil caracteristic şi date analitice.

Profil b/6

Sol podzolic, pseudogleizat.
Localizare: Nord-vest comuna Titeşti.
Relief: Culme piemontană plană, slab înclinată spre vest.
Folosinţă: Păşune cu *Agrostis tenuis*, *Festuca rubra*, *Potentilla erecta*, *Genista tinctoria* *Trifolium pratense*, *Lotus corniculatus*, *Thymus montanus* etc.
Descrierea profilului:

A_0A_1 0—3 cm — orizont puternic împîslit de rădăcini. lut greu prăfos; brun-brun închis (10 YR 4/3) în stare umedă; brun-gălbui pal (10 YR 6/3) în stare uscată; separaţiuni feruginoase rare pe rădăcini. Trecere treptată;

A_1 3 — 10 cm — lut — lut greu prăfos, umed, acelaşi colorit; uscat cenuşiu-bruniu deschis (10 YR 6/2); tendinţă de structurare în glomerule friabile sub 5 mm diam.; rădăcini frecvente; punctuaţiuni ferimanganice; trecere treptată;

A_1A_2 10 — 26 cm — aceeaşi textură; brun — brun închis (10 YR 4/3) în stare umedă şi cenuşiu deschis (10 YR 7/2) în stare uscată; grăunţos turtit (tendinţă de şistozitate) bobovine relativ frecvente pînă la 5 mm diam.; afînat, rădăcini rare, trecere treptată;

$A_2b(g)$ 26 — 43 cm — lut — lut greu, brun — brun închis (10YR 4/3) cu slabe pete cenuşii-gălbui în stare umedă; alb (10 YR 8/2) în stare uscată; grăunţos — nuciform foarte poros; bobovine şi punctuaţiuni ferimanganice frecvente; trecere clară;

B′ g 43 — 60 cm — lut greu; brun — cenuşiu (10 YR 5/2), cu pete brune (ruginii) (7,5 YR 5/8) şi mici pete negre (10 YR 2/1) în stare umedă; alb (10 YR 8/2) cu pete galbene (10 YR 8/6) în stare uscată; bulgăros; trecere clară;

B″g 60—95 cm — lut greu — argilă; brun — brun închis (7,5 YR 4/4) cu pete negre (10 YR 2/1) şi slabe pete brune-cenuşii (10 YR 5/2) în stare umedă; brun pal (10 YR 4/4), cu pete brune-gălbui (ruginii) (10 YR 5/8) în stare uscată;

Sub 95 cm — asemănător, dar cu pete ferimanganice foarte frecvente.

TABELUL 2

Date analitice — Profil b/6

Sol podzolic pseudogleizat; nord-vest comuna Titeşti

Orizontul	Adîncime cm	Argilă %		Humus %	T me	V %	pH suspensie apoasă
		<0,01 mm	< 0,002 mm				
A_0A_1	0— 3	39,93	20,62	6,21	17,55	53,90	5,50
A_1	3— 10	41,54	21,46	4,24	13,57	49,78	5,56
A_1A_2	10— 26	39,21	19,86	1,78	10,32	46,22	5,70
$A_2b(g)$	26— 43	40,08	19,99	1,02	8,81	45,39	5,90
B′g	43— 60	42,68	23,10	0,29	9,94	54,73	6,04
B″g	70— 90	47,17	31,27	0,33	18,98	65,85	6,02
B″g	95—115	47,55	32,85	0,32	19,52	68,75	6,18

Solurile brune gălbui (moderat acide), reprezintă tipul zonal. Se caracterizează morfologic printr-un profil de tip A_0A_1, A_1 B, D. Nu prezintă diferenţiere texturală pedogenetică pe profil şi nici acumulare de sescvioxizi liberi într-un orizont iluvial. Sînt oligobazice sau oligomezobazice (V < 50%; adesea < 30%); debazificarea este foarte profundă. Aciditatea lor este relativ puternică şi se menţine ca atare pe întregul profil (pH 4,5 — 5 la suprafaţă şi < 5,5 la baza profilului). Conţinutul de humus este de 5—7% în orizontul A_1 şi cca 2,5—3% la cca 30 cm adîncime. Orizontul A_0 A_1 sau A_0 cu moder este de maximum 4 cm; orizontul A_1 cu humus intermediar mull-moder, relativ bine încorporat masei minerale este mai dezvoltat. În general variantele mai humifere sînt şi mai acide şi mai nesaturate.

Solurile brune gălbui (moderat acide), ocupă suprafeţe întinse în regiune, sub păduri de fag (*Fagus silvatica*) sau gorun (*Quercus petraea*), atît pe conglomerate sau deluvii ale acestora, cît şi pe materiale detritice rezultate din dezagregarea rocilor cristaline (gnaise, paragnaise, amfibolite, etc.) Se remarcă faptul că pe conglomeratele paleogene cu elemente calcaroase aceste soluri sînt mai puţin acide (pH > 5), şi se asociază cu soluri eubazice, în timp ce pe conglomeratele burdigaliene sau pe cristalin

sînt mai acide (pH < 4,7 în orizonturile superioare) şi se asociază cu soluri criptopodzolice.

Pentru exemplificare prezentăm în cele ce urmează descrierea morfologică a unui profil caracteristic şi date analitice de la cîteva profile din sector (vezi tabelul 3).

Profil c/26

Sol brun-gălbui (moderat acid).
Localizare : Sud satul Băiaşu, cca 500 m.
Relief : Versant cu expoziţie nordică, înclinare cca 40°.
Roca : Gnaise oculare.
Vegetaţia : Pădure încheiată de fag.
Descrire :
14 — 4 cm : frunzar nedescompus
4—0 cm : humus brut — moder.

A_1	0 — 13 cm	— nisip lutos, cu schelet frecvent ; brun închis (10 YR 3/3) în stare umedă ; brun cenuşiu închis (10 YR 4/3) în stare uscată ; foarte slabă tendinţă de structurare ; rădăcini frecvente ;
A_1(b)	13 — 27 cm	— nisip lutos cu schelet frecvent, brun gălbui închis (10YR 4/4) în stare umedă ; brun gălbui-brun (10 YR 5/4) în stare uscată ; afînat, rădăcini frecvente ;
B′	27 — 55 cm	— nisip lutos ; brun-gălbui (10 YR 5/8) în stare umedă ; galben-brun (10 YR 6/6) în stare uscată ; schelet frecvent ;
B″	55 — 76 cm	— brun intens (7,5 YR 5/6) în stare umedă ; galben-bruniu (10 YR 6/8) în stare uscată ; schelet frecvent ;
D	sub 76 cm	— brun oliv deschis (2,5 Y 5/4) în stare umedă ; brun-oliv deschis (2,5Y 5/6) în stare uscată ; foarte mult schelet.

Solurile brune gălbui (moderat acide) descrise, reprezintă termenul zonal normal. În sector se întîlnesc însă şi soluri brune gălbui podzolite care fac trecerea spre solurile podzolice argilo-iluviale, precum şi soluri brune gălbui acide, cu moder şi moder-mor, mai humifere şi mai acide, care constituiesc termenii „hiperevoluaţi" (M. Spirescu, 1965) ai tipului genetic normal, făcînd trecerea la tipul podzolic feri-iluvial. Primele se întîlnesc pe prispele piemontane, în general pe depozite fine aleuritopelitice, iar secundele în condiţiile unui microrelief care condiţionează un plus de umezeală, pe roci acide şi uşor percolabile.

În arealul solurilor brune-gălbui (moderat acide), suprafeţe întinse au fost defrişate şi sînt folosite din timpuri străvechi ca fîneţe. Pajiştile secundare (asociaţii de *Festuca rubra* şi *Agrostis tenuis*), au modificat în special profilul de humus al solurilor. În cele ce urmează prezentăm spre

TABELUL 3

Date analitice

Solul şi localizare	Orizont	Adîncime cm	Argilă % <0,01 mm	Argilă % <0,002 mm	Humus %	N Total %	C :N	T me	V %	pH în apă
Sol brun gălbui (moderat acid) pe micaşisturi şi paragnaise cu muscovit sub pădure de fag. P. c/26 — Sud Băiaşu	A_1	0—13	15,26	7,84	5,67	0,140	26,98	16,71	39,85	5,00
	$A_1(b)$	13—27	16,63	8,98	3,19	0,089	23,84	14,52	34,37	5,39
	B′	30—50	16,05	7,89	1,33	0,065	13,64	13,71	29,55	5,62
	B″	55—75	15,74	8,03	1,33			10,73	25,91	5,60
	D	76—96	8,17	2,31	0,67			8,27	47,88	5,62
Sol brun gălbui acid pe micaşisturi şi paragnaise cu muscovit şi biotit, sub pădure de fag. P. d/15 — Sud Mlăceni	A_0A_1	0— 2	28,91	16,69	18,09	0,481	24,59	52,71	27,07	4,60
	A_1	2— 8	30,92	17,62	7,62	0,258	19,48	28,63	7,96	4,66
	B′a	8—25	30,79	18,24	4,89	0,180	17,88	25,06	9,34	5,14
	fB	25—45	28,75	16,50	3,25			21,68	10,84	5,40
	BD	45—65	21,64	11,67	3,36			18,95	15,78	5,39
Sol brun gălbui (moderat acid) pe conglomerate burdigaliene, sub pădure de fag. P. e/14 NE Mlăceni	A_1A_0	0—1(2)	28,33	15,64	14,95	0,471	20,80	30,43	24,58	4,80
	A_1	1(2)—16	28,02	15,73	5,19	0,167	20,60	22,59	23,01	5,00
	(B)	16—32	25,61	14,34	2,16	0,093	15,55	15,61	41,25	5,58
	(B)D	40—60	17,06	8,38	0,66			14,37	63,53	6,02
Sol brun gălbui (moderat acid) pe conglomerate paleogene. Pădure de fag. P. f/8 Bratoveşti.	A_1	0— 6	13,02	6,62	5,14	0,183	18,73	19,06	62,96	5,84
	A_2	6—17	14,57	7,33	1,86	0,053	23,55	12,18	29,55	5,20
	A_2Bd	17—37	14,92	7,62	1,11	0,038	19,64	11,54	37,87	5,40
	D	43—50	9,11	6,78	0,27			15,83	77,25	5,88

exemplificare, un profil caracteristic de sol brun gălbui de pajişte montană (vezi tabelul 4).

Profil g/17

Localizare : Est com. Boişoara, cca 2,5 km.
Relief :Versant cu expoziţie sud-vestică.
Roca : Conglomerat (deluvii).
Vegetaţia : Pajişte cu : *Festuca rubra, Agrostis tenuis, Briza media, Sieglingia decumbes, Anthoxantum odoratum, Trifolium repens, Trifolium pratense, Medicago falcata, Thymus montanus, Chrisanthemuml eucantemum, Campanula abietina, Stellaria graminea, Rhinanthus crista-galli.*

A_0A_1	0—3 cm	orizont puternic împîslit cu rădăcini, de culoare brun-cenuşiu foarte închis (10 YR 3/2) în stare umedă ; cenuşiu închis (10 YR 4/1) în stare uscată ;
A_1	3 — 8 cm	— lut uşor ; brun-cenuşiu foarte închis (10 YR 3/2) în stare umedă ; brun-cenuşiu închis — cenuşiu închis (10 YR 4/2 — 4/1) în stare uscată ; afînat, structură prăfoasă, rădăcini foarte frecvente ;
A_1A_2	8—14 cm	— nisip lutos ; brun-gălbui închis (10 YR 3/4) în stare umedă ; brun-cenuşiu (10 YR 5/2) în stare uscată ; foarte slabă tendinţă de structurare în microgranule ; rădăcini frecvente ; trecere treptată spre clară ;
A_2B	14—29 cm	— lut uşor ; brun spre brun închis (10 YR 4/3) în stare umedă ; brun-gălbui deschis (10 YR 6/4) în stare uscată ; slabă tendinţă de structurare, afînat, rădăcini relativ frecvente, pietricele frecvente ;
(B′)	29—38 cm	— lut uşor cu fragmente scheletice frecvente, brun-gălbui (10 YR 5/6) în stare umedă ; galben (10 YR 7/6) în stare uscată ; afînat, trecere treptată ;
(B″)	38—60 cm	— lut uşor ; brun-gălbui (10 YR 5/8) în stare umedă ; galben (10 YR 7/6) în stare uscată ; afînat, bulgări foarte friabili, pietricele frecvente, trecere treptată ;
BD	60 — 80 cm	— nisip lutos, asemănător, dar cu schelet mai frecvent ;
D	sub 80 cm	— nisip lutos — lut uşor ; brun-gălbui închis (10 YR 4/4), cu schelet foarte frecvent (şisturi cristaline puternic alterate).

Solurile brune acide humifere (cu moder şi, moder-mor), sînt nediferenţiate textural ca şi solurile brune-gălbui dar prezintă o acumulare mai intensă şi mai profundă de humus de tip moder sau moder-mor. Conţinutul de humus este mai mare de 20% în orizonturile superioare şi de peste 5% la cca 30 cm de la suprafaţa solului.

Complexul coloid al acestor soluri este foarte puternic debazificat ($V < 25\%$, adesea $< 10\%$). Corespunzător, valorile pH sînt sub 4,7 în orizonturile superioare şi rămîn de cele mai multe ori sub 5,5 pe întregul profil. Se remarcă mobilizarea relativ puternică a sescvioxizilor, fără iluvierea lor.

TABELUL 4

Date analitice — Profil g/17

Solul şi localizare	Orizont	Adîncime cm	Argilă % <0,01 mm	Argilă % <0,002 mm	Humus %	N total %	C:N	T me	V %	pH în apă
Sol brun gălbui de pajişte montană Est comuna Boişoara, cca 2,5 km	A_0A_1	0 — 3	34,93	20,33	13,25	0,57	15,20	33,18	42,49	5,20
	A_1	3 — 8	35,56	20,12	8,89	0,40	14,59	25,97	26,91	5,20
	A_1A_2	8 — 14	34,95	19,17	6,18	0,28	14,58	19,28	22,87	5,28
	A_2B	14 — 29	34,74	18,95	3,46			18,18	14,08	5,40
	B′	29 — 38	33,78	18,38	1,75			13,81	11,22	5,42
	B″	38 — 60	33,69	20,61	1,17			12,25	15,99	5,80
	BD	60 — 80	27,52	14,11	0,68			12,95	21,24	5,74
	D	80 — 100	18,39	8,60	0,41			11,81	24,72	5,80

Aceste soluri se întîlnesc asociate cu solurile brune-gălbui pe pante nordice şi în general în locuri adăpostite şi umede, în care procesele biochimice de transformare şi mineralizare a resturilor organice sînt încetinite. Apar atît sub păduri pure de fag, cît mai ales sub cele cu ericacee, muşchi şi molid.

S o l u r i l e b r u n e a c i d e p o d z o l i c e , se întîlnesc ceva mai rar. Se caracterizează morfologic printr-o exprimare mai clară a orizontului B (culoare ocru-ruginiu). Adesea prezintă o slabă iluviere şi acumulare a sescvioxizilor la nivelul suborizontului AB sau B_1. Iluvierea este însă suficient de slabă pentru a nu provoca apariţia unui orizont podzolic A_2 eluvial; acesta cel mult transpare sau apare lenticular.

Aceste două categorii de soluri criptopodzolice apar oarecum intrazonal în arealul pădurilor de fag. Ele sînt caracteristice pădurilor de conifere pe roci acide. În sectorul nostru ele se corelează cu apariţia molidului, ericaceelor şi muşchilor, pe rocile cele mai acide şi mai permeabile, de pe versanţii cei mai umezi.

În cele ce urmează prezentăm cîte un profil caracteristic de sol brun acid şi brun acid podzolic, recoltate şi descrise în apropiere de Ţara Loviştei în sectorul defileului Argeşului (vezi tabelele 5 şi 6).

Profil 22

Sol brun acid humifer (cu moder).
Localizare : Muntele Albina, versant cu expoziţie nord-vestică, cota 1350.
Roca : micaşisturi şi paragnaise cu biotit.
Vegetaţia : Pădure de fag ; rar molid.
Descriere :
Litieră cca 3—4 cm.

A_0A_1 0 — 3 cm — moder ; negru (10 YR 2/1) în stare umedă ; cenuşiu foarte închis (10 YR 3/1) în stare uscată ; rădăcini frecvente, trecere treptată ;

A_1 3 — 7 cm — lut uşor ; negru (10 YR 2/1) în stare umedă ; cenuşiu închis (10 YR 4/1) în stare uscată ; afînat, rădăcini frecvente, trecere treptată ;

A_1'' 7 — 13 cm — lut uşor ; brun-cenuşiu foarte închis (10 YR 3/2) în stare umedă ; cenuşiu închis (10 YR 4/1) în stare uscată ; afînat, rădăcini frecvente ;

AB 13 — 19 cm — lut uşor ; cu fragmente de rocă, brun — brun închis (10 YR 4/3) în stare umedă ; brun-cenuşiu (10 YR 5/2) în stare uscată ; afînat, trecere treptată ;

(B) 19 — 36 cm — lut uşor ; cu fragmente scheletice frecvente, brun-brun închis (10 YR4/3) în stare umedă ; brun (10 YR 5/3) în stare uscată ; rădăcini frecvente, trecere treptată ;

BD sub 36 cm — lut uşor ; cu schelet abundent ; brun-gălbui închis (10 YR 4/4) în stare umedă, brun-gălbui (10 Y R 5/4) în stare uscată.

Profil 9

Sol brun acid podzolic.
Localizare : Sud Valea Lupului — (NE barajul Argeş).
Relief : Versant cu expoziţie nordică. Cota 930.
Roca : Conglomerate (deluvii).
Vegetaţia : Pădure de fag cu molid.
Descriere :
Frunzar 3—4 cm.

A_0 6 — 0 cm — moder-mor ; brun foarte închis (10 YR 2/2) în stare umedă.

A_1 0—20 cm — lut uşor ; brun-roşcat închis (5 YR 3/2) în stare umedă ; cenuşiu închis f. închis (10 YR 3/1—4/1) în stare uscată.

$(A_2)B$ 20 — 33 cm — Lut uşor ; brun — brun închis (7,5 YR 4/2) în stare umedă ; cenuşiu închis spre brun-cenuşiu închis (10 YR 4/1—4/2) în stare uscată ; schelet frecvent ;

(B_1) 33 — 44 cm — lut uşor ; brun — brun închis (7,5 YR 4/4) în stare umedă ; brun (10 YR 5/3) în stare uscată ; afînat, nestructurat, schelet frecvent ;

B 44 — 64 cm lut uşor ; brun intens (7,5 YR 5/8) în stare umedă ; gălbui-bruniu (10 YR 6/6) în stare uscată ; afînat ;

BD 64 — 80 cm — lut uşor, afînat cu schelet frecvent ; galben-roşcat (7,5 YR 6/6) în stare umedă ; brun-gălbui (10 YR 5/4) în stare uscată ;

D sub 80 cm — brun-cenuşiu închis (10 YR 4/2) în stare umedă ; brun pal (10 YR 6/3) în stare uscată ; schelet foarte frecvent.

TABELUL 5

Date analitice — profil 22 Albina

Sol şi localizare	Orizont	Adîncime cm	Argilă %		Humus %	N Total %	C :N	T me	V %	pH în suspensie apoasă
			<0,01 mm	<0,002 mm						
Brun acid humifer	A_0A_1	0— 3			38,29	0,993	26,08	53,98	28,95	4,56
(cu moder)	A_1	3— 7	25,87	14,68	18,80	0,466	27,28	38,69	7,60	4,36
Muntele Albina	A_1	7—13	22,12	12,57	12,67	0,316	27,13	29,33	5,59	4,70
Cota 1350	AB	13—19	21,06	11,59	9,97	—	—	27,05	5,32	4,88
	B	19—36	23,36	12,99	7,22	—	—	20,39	6,96	5,12
	BD	36—56	21,77	11,89	5,97	—	—	19,00	8,58	5,39

TABELUL 6

Date analitice — profil 9 Valea Lupului

Sol şi localizare	Orizont	Adîncime cm	Argilă %		Humus %	N total %	C :N	T me	V %	pH în suspensie apoasă
			< 0,01 mm	<0,002 mm						
Sol brun acid	A_0	0— 6			28,66	0,820	23,64	48,65	36,60	4,58
podzolic	A_1	6—20	21,69	10,66	17,49	0,481	24,59	26,54	13,48	4,51
Sud Valea	$(A_2)B$	20—33	21,55	11,00	12,42	0,326	25,76	28,54	6,72	4,84
Lupului (NE	B_1	33—44	21,48	9,96	10,02			25,32	6,48	5,05
barajul Argeş	B	44—64	23,70	10,75	6,23			21,91	4,91	5,04
	BD	64—80	23,09	10,13	4,61			16,82	6,89	5,22
	D	80—100	21,29	11,55	3,15			16,73	14,17	4,98

S o l u r i l e h i d r o m o r f e (dernogleice de pantă), se întîlnesc în complexe de soluri, pe versanţii cu alunecări recente, formate sub influenţa izvoarelor de coastă. Ocupă suprafeţe restrînse. Sînt folosite ca fîneţe. Interesant este faptul că deşi roca este argiloasă sau argilo-marnoasă, pe coaste nu apar soluri pseudorendzinice decît în cazuri excepţionale şi pe suprafeţe cu totul neînsemnate.

S o l u r i l e n e d e z v o l t a t e şi s l a b d e z v o l t a t e, cuprind pe de o parte soluri influenţate de eroziune pe pante, şi pe de altă parte solurile din sistemul luncilor, împrospătate permanent cu materiale noi.

Solurile de pe pante, din sectoarele agricole (regosolurile, solurile deluviale etc.), se întîlnesc aşa cum s-a mai arătat în complexe şi asociaţii cu solurile normale. Ele îşi găsesc utilizarea în pomicultură şi fîneţe. Problemele pe care le ridică suprafeţele cu astfel de soluri sînt în special de combatere a eroziunii şi mai ales de prevenire a alunecărilor.

Pe rocile consolidate — compacte, litosolurile apar pe pantele cele mai abrupte. De multe ori ele nu pot fi folosite nici ca fîneţe.

Solurile din sistemul luncilor ocupă suprafeţe reduse, însă au importanţă mare în economia regiunii, fiind cele mai fertile.

Pe conurile aluvial-proluviale de la Mlăceni-Perişani, Titeşti şi Boişoara, de pildă, se cultivă porumbul, grîul şi cartoful, cu rezultate foarte bune. Solurile scheletice aluvio-proluviale, evoluate adesea pînă la stadiul de sol brun, au fost puternic îngrăşate şi fertilizate prin agricultură. Este interesant faptul că, pe astfel de soluri se practică în preajma comunei Perişani un sistem de irigaţii prin revărsare similar celui din depresiunea Făgăraşului. Suprafaţa irigată este foarte mică, însă rezultatele bune şi paralelizarea cu situaţia din Făgăraş, sînt de cea mai mare importanţă pentru problema extinderii irigaţiilor în zona pericarpatică.

Prezentăm în cele ce urmează un profil caracteristic de sol brun-gălbui aluvio-proluvial, de sub vegetaţie naturală.

Profil h/13

Localizare: Nord-est comuna Mlăceni.
Relief: Con de dejecţie.
Rocă: Depozit proluvial.
Vegetaţia: Păşune cu *Agrostis tenuis* şi *Festuca rubra*.
Descriere:

A_0A_1 0— 2 cm — orizont puternic împîslit cu rădăcini

A 12—12 cm — nisip lutos — lut nisipos (cu aporturi recente — deluvii); brun-cenuşiu închis (10 YR 3/2) în stare umedă; cenuşiu deschis (spre cenuşiu) (10 YR

		6/1) în stare uscată; afînat, rădăcini frecvente, astructurat; trecere treptată;
A''	12 — 21 cm	— nisip lutos — lut nisipos, (cu aporturi recente — deluvii) brun închis (10 YR 3/3) în stare umedă; cenuşiu deschis (spre cenuşiu) (10 YR 6/1) în stare uscată; afînat, rădăcini frecvente, astructurat; trecere treptată;
(B)	21 — 40 cm	—lut uşor, brun spre brun închis (10 YR 4/3) în stare umedă; brun foarte pal (10 YR 7/4) în stare uscată; afînat, bulgăros, friabil, fragmente scheletice, 5—10% (uneori blocuri mari);
(B)D	40 — 55 cm	asemănător, cu schelet frecvent;
	Sub 55 cm	— Schelet abundent.

Între luncile propriu-zise, singură lunca Oltului oferă condiţii prielnice pentru agricultură. În raza comunelor Racoviţa, Bradu, Copăceni se întîlnesc pe suprafeţe restrînse, stadii de evoluţie a solurilor de lunică, de la aluviunea recentă carbonatică pînă la solul brun aluvial. Ele sînt cultivate ca şi precedentele cu cereale şi cartofi, cu rezultate bune.

Concluzii

Aspectul pedologic al Ţării Loviştei, reflectă individualitatea morfostructurală a acestei unităţi naturale.

Faciesului petrografic conglomeratic, care generează materiale parentale de texturi uşoare sau medii, cu fragmente scheletice frecvente, îi corespund soluri brune-gălbui moderat şi puternic acide. Pe conglomeratele calcaroase ele se asociază cu soluri eubazice, iar pe conglomeratele fără elemente calcaroase cu soluri criptopodzolice (brune acide humifere şi brune acide podzolice). Pe rocile cristaline intermediare şi acide se întîlnesc aceleaşi soluri ca şi pe conglomeratele fără elemente calcaroase.

În general, aceste soluri corespund reliefului montan şi se află aproape exclusiv în folosinţă silvică sau sub pajişti secundare. Încercările de a extinde culturile de cîmp pe astfel de soluri au fost infructuoase.

Faciesul petrografic calcaros, argilo-marnos şi în general materialele parentale fine, condiţionează dezvoltarea solurilor silvestre brune, brune podzolite şi podzolice argilo-iluviale. Arealul lor se suprapune în largă măsură reliefului colinar piemontan. Fenomenele de pantă frecvente (în special alunecările), determină împestriţarea învelişului de sol în aceste sectoare şi predominarea solurilor influenţate de eroziune. Folosinţa lor este aproape exclusiv agricolă — pomicolă.

Apariţia solurilor eubazice în plină zonă montană cu soluri acide, dau o notă cu totul particulară sectorului.

În sfîrşit, în sistemul luncilor mai importante, se dezvoltă soluri aluviale şi aluvial-proluviale bine drenate, pe care culturile de cîmp dau rezultate foarte bune. Cele mai fertile din sector sînt cele dezvoltate pe conurile de dejecţie de la Boişoara, Titeşti şi Mlăceni — Perişani, precum şi cele din lunca Oltului.

În economia agricolă a Ţării Loviştei, este indicat a se pune accentul pe pomicultură (lucru de altfel iniţiat), şi pe dezvoltarea sectorului zootehnic care are tradiţie în regiune. Încercările de extindere a agriculturii de cîmp în dauna păşunilor pe solurile acide şi scheletice din zona montană sînt lipsite de perspectivă. Este mult mai indicată ameliorarea pajiştilor existente.

BIBLIOGRAFIE

Conea I. (1934) Ţara Loviştei, *Bul. S. R. G.* LIII, Bucureşti.

Florea N. (1965) Clasificarea genetico-geografică a solurilor din România, *Stiinţa solului*, 3, 4. Bucureşti.

Ghika-Budeşti Şt. (1958) Depresiunea intramontană Loviştea şi creasta horstului Cozia, *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. geol.* III, 1—2, Bucureşri..

Spirescu M. (1965) Eroziune, sedimentare şi pedogeneză, *Ştiinţa solului*, 3, 3, Bucureşti

RECHERCHES PÉDOLOGIQUES AU PAYS DE LOVIŞTEA

PAR

V. BĂLĂCEANU, RUXANDRA ATANASESCU, ADRIANA PETRESCU

(Résumé)

Dans la masse des roches cristallines des Monts du Făgăraş, de Cozia et de Lotru, le Pays de Loviştea représente un petit bassin sédimentaire.

Il apparaît telle une dépression intramontane contrastant fortement avec le relief avoisinant.

Les conditions bioclimatiques du Pays de Loviştea sont celles de l'aréal des forêts de feuillus. Les prècipitations annuelles dépassent 700mm et excèdent sur l'évapotranspiration ; la moyenne annuelle des températures est 6° — 8°C.

La végétation naturelle est constituée de forêts de *Fagus silvatica* et — moins souvent — *Quercus petraea* ou *Quercus robur*.

Le spécifique pédogénétique local est dû au processus d'acidification, cependant que l'aspect pédologique se rattache étroitement à celui morphostructural.

Le faciès pétrographique conglomératique et cristallin que revêt le relief plus énergique se caractérise par les sols brun jaunâtre modérément acides (V < 80%, pH environ 5). Ils s'associent à des sols brun jaunâtre et bruns humifères fortement acides (V < 30% pH 4,5) ou même à des sols podzoliques, sur des matériaux parentals acides et facilement percolables (généralement sous des forêts de hêtres à éricacées) et à sols eubasiques lorsque dans les roches apparaissent des éléments calcaires.

Tous ces sols sont voués à la sylviculture ou sont recouverts de prés secondaires. Les tentatives d'y introduire les cultures de champ n'ont pas abouti.

C'est le faciès pétrographique argilo-marneaux et calcaire qui conditionne le développement des sols sylvestres (argilo-illuviaux) eubasiques jusqu'à mésobasiques. Le stade d'évolution des sols, ainsi que les associations ou les complexes où ceux-ci apparaissent sont fonction des phénomènes de pente, fréquents dans le relief collinaire greffé sur les roches argilo-marneuses. Sur les surfaces affectées par des glissements on rencontre des sols sylvestres bruns (V > 75%, pH = 5,5—6) associés à des régosols et à des sols récents alors que sur les surfaces peu affectées par l'érosion apparaissent des sols sylvestres bruns podzolisés voire des sols podzoliques argilo-illuviaux (V< 50%; pH environ 5.5). De vastes surfaces en sont utilisées en agriculture mais la plupart sont voués à la pomiculture.

Dans le système des plaines alluviales se développent des sols alluviaux et alluviaux-proluviaux à divers stades d'évolution qui offrent les meilleures conditions à la culture des céréales.

Ce sont cependant la pomiculture et l'élevage, de tradition dans la région, que les auteurs recommandent, comme plus profitables à l'économie agricole du pays.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte des sols du pays de Loviştea.

1, sols sylvestres bruns et régosols sur des argiles marneuses; 2, sols sylvestres bruns, régosols et sol dernogleyiques, sur des argiles et des argiles marneuses; 3, sols sylvestres bruns et

V. BĂLĂCEANU

HARTA SOLURILOR DIN ŢARA LOVIŞTEI

750 0 750 1500 2250 2500 m.

LEGENDA

1	*Soluri silvestre brune, şi regosoluri pe argile marnoase*
2	*Soluri silvestre brune, regosoluri şi soluri dernogleice, pe argile şi argile-marnoase*
3	*Soluri silvestre brune şi soluri scheletice pe calcare, conglomerate calcaroase şi gresii calcaroase*
4	*Soluri silvestre brune podzolite pe depozite luto-argiloase mixte (deluviale şi eoliene)*
5	*Soluri podzolice argilo-iluviale, pseudogleizate, pe depozite luto-argiloase mixte (deluviale şi eoliene)*
6	*Soluri brune-gălbui podzolite, tranziţie spre soluri podzolice argilo-iluviale, pe depozite luto-argiloase mixte(deluviale şi eoliene)*
7	*Soluri brune-gălbui (moderat acide) asociate cu soluri brune eubazice şi soluri scheletice pe conglomerate cu elemente calcaroase*
8	*Soluri brune gălbui (moderat acide şi acide) local cu soluri cryptopodzolice, pe conglomerate şi roci cristaline*
9	*Soluri brune gălbui (moderat acide şi acide) şi litosoluri pe roci cristaline masive*
10	*Soluri brune gălbui (moderat acide) de pajişti montane, pe conglomerate, roci cristaline şi deluvii ale acestora*
11	*Regosoluri (pe marne sau nisipuri)*
12	*Soluri deluviale tinere, ± scheletice*
13	*Soluri scheletice şi soluri brune tinere pe conglomerate*
14	*Soluri scheletice pe conglomerate sau depozite de terasa*
15	*Soluri scheletice pe conglomerate pe elemente calcaroase*
16	*Aluviuni carbonatice (nisipoase şi nisipo-lutoase)*
17	*Aluviuni şi soluri aluviale scheletice*
18	*Soluri aluviale carbonatice (nisipo-lutoase)*
19	*Soluri aluvio-proluviale scheletice şi soluri brune (gălbui) aluvio-proluviale*
20	*Soluri brune de luncă (lutoase şi nisipo-lutoase)*
21	*Detritus scheletic*
22	*Soluri brune gălbui (moderat acide)*

Imprim.Atel.Inst.Geol.

sols squelettiques sur des calcaires, conglomérats calcaires et grès calcaires ; 4, sols sylvestres bruns podzolisés sur des dépôts limoneux et argileux mixtes (déluviaux et éoliens) ; 5, sols podzoliques argilo-iluviaux, pseudogleysés, sur des dépôts limoneux et argileux mixtes (déluviaux et éoliens) ; 6, sols brun jaunâtre podzolisés de transition vers les sols podzoliques argilo-iluviaux sur des dépôts limoneux et argileux mixtes (déluviaux et éoliens) ; 7, sols brun jaunâtre (modérément acides) associés aux sols bruns eubasiques et aux sols squelettiques sur des conglomérats à éléments calcaires ; 8, sols brun jaunâtre (modérément acides et acides) localement avec des sols cryptopodzoliques, sur des conglomérats et des roches cristallines ; 9, sols bruns jaunâtre (modérément acides et acides) et lithosols sur roches cristallines massives ; 10, sols brun jaunâtre (modérément acides) de prés montagneards, sur des conglomérats à roches cristallines et leurs déluvions ; 11, régosols (sur marnes et sables) ; 12, sols déluviaux récents ± squelettique ; 13, sols squelettiques et sols bruns récents sur conglomérats ; 14, sols squelettiques, sur conglomérats miocènes ou dépôts de terrasse ; 15, sols squelettiques sur conglomérats calcaires ; 16, alluvions calcaires (sableuses et sablo-limoneuses) ; 17, alluvions et sols alluviaux squelettiques ; 18, sols alluviaux calcaires (sablo-limoneux) 19, sols alluviaux-prolluviaux squelletiques et sols bruns (jaunâtres) alluviaux-prolluviaux ; 20, sols bruns de plaine alluviale (limoneux et sablo-limoneux) ; 21, détritus squelettique ; 22, sols brun jaunâtre (modérément acides).

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

PEDOLOGIE

ASUPRA CLASIFICĂRII CERNOZIOMURILOR [1])

DE

ANA CONEA [2])

Abstract

On the Classification of Chernozems. In this paper, the author, presents the classification of Chernozems in different systems (Soviet, Canadian and the new American system, the 7th Approximation), in comparision with the system applied in Romania. The American system of classification was applied to the soils of a sector of approximately 900 km², that had been surveyed in Dobrogea in 1965. The great majority of soils in this sector can be classified into the great groups of Vermustolls and Haplustolls. There are also Entisols (Haplorthents and Normipsamments), as well as Argiustolls, locally even Normustalfs. The subgroups : Typic, Entic, Cumulic, Haplic, Aridic, Aridic Entic, Aridic Cumulic, Lithic, Aridic Lithic and Aquic of the great group of Vermustolls were separated and tentatively determined. Two maps are annexed to this paper : one with a legend according to the Romanian classification, and the other one accordind to the 7th Approximation, showing that both maps point out the succession of the soils of this sector in the W—E direction : from the soils with a weakly developed profile to those with an argillic horizon. The first map also shows the intensity of the leaching of carbonates, and the second one lays stress on the intensity of the fauna activity in the soil.

Stadiul actual al cunoştinţelor în domeniul clasificării (şi cartografiei) solurilor se caracterizează prin existenţa mai multor sisteme de clasificare, aparţinînd unor ţări cu tradiţie şi nivel ridicat al cercetărilor pedologice. Se remarcă de asemenea anumite arii de influenţă, reprezentate prin grupe de ţări mai mici sau mai mari care şi-au însuşit un sistem sau altul, de multe ori adaptîndu-l la condiţiile existente în ţara respectivă. În fiecare din principalele sisteme de clasificare se acordă o atenţie deose-

[1]) Comunicare în şedinţa din 27 aprilie 1966.

[2]) Intreprinderea Geologică de Prospecţiuni. Şos. Kiseleff nr. 2, Bucureşti.

bită acelor soluri care apar îndeosebi pe teritoriul ţării în care a fost elaborată clasificarea sau în care au lucrat mai mult specialiştii ei pedologi. În oricare clasificare se vor găsi, aşa dar, anumite trăsături regionale, uneori chiar la categorii de ordin superior, care trebuie modificate în funcţie de specificul noii regiuni la ale cărei soluri se aplică clasificarea.

Urmărind clasificarea cernoziomurilor, în limitele materialului de care dispunem, am constatat atenţia deosebită care s-a acordat acestor soluri în ţările în care ele au o mare extindere. Astfel, cernoziomurile sînt clasificate detaliat, la categorii de diferite nivele în Uniunea Sovietică (şi în Rusia încă înainte de revoluţie), în Canada şi în Statele Unite. În clasificarea germană (E. Mückenhausen, 1962) şi franceză (G. Aubert, Ph. Duchaufour, 1956), li se acordă o atenţie minoră, ca urmare a apariţiei lor locale în Germania şi Franţa. În schimb, în România, Bulgaria, Jugoslavia şi în ultimul timp în Ungaria, prezenţa arealelor largi de cernoziomuri a impus studierea şi clasificarea lor detaliată. Subliniem clasificarea cernoziomurilor din România, făcută de G. Murgoci (1910) şi dezvoltată ulterior, care bazîndu-se pe principiile pedologiei genetice ruse, reflectă condiţiile caracteristice teritoriului ţării noastre.

În ultimul timp însă, s-a constatat necesitatea corelării solurilor la nivel intercontinental şi se resimte din ce în ce mai mult lipsa unui sistem unic, aplicabil oricărui teritoriu. Problema a căutat să fie rezolvată fie prin adaptarea vechiului sistem de clasificare la noile condiţii, fie prin elaborarea unui nou sistem care să reflecte stadiul actual al cunoştinţelor şi să fie în acelaşi timp suficient de flexibil, ca să poată fi introduse în el, pe măsura acumulării de noi cunoştinţe, orice alte soluri în prezent necunoscute. Pe această din urmă linie s-au situat pedologii americani, elaborînd un sistem comprehensiv de clasificare a solurilor, ajuns acum la a 7-a Aproximaţie (1960, 1964).

În cele ce urmează ne propunem să facem o comparaţie între principalele sisteme de clasificare a cernoziomurilor, cu aplicare la teritoriul cartat în Dobrogea în anul 1965 de echipa compusă din Ana Conea, Nadia Ghiţulescu, Angela Teodorescu, M. Buza, P. Ghinea, la care ne-a revenit asigurarea coordonării lucrărilor. Vom lua în considerare sistemele de clasificare român, sovietic, canadian şi american. Vom reaminti pe scurt aceste sisteme.

În sistemul român de clasificare cernoziomurile constituie o familie (N. Cernescu, 1962; N. Florea, 1965 a şi b) compusă din două tipuri genetice automorfe: cernoziomul caracteristic stepei şi cer-

noziomul levigat, caracteristic antestepei şi două de tranziţie (hidroautomorfe): cernoziomul freatic umed şi cernoziomul levigat freatic umed[3]). Fiecare tip genetic automorf prezintă unele variaţii ale caracterelor lor în funcţie de condiţiile bioclimatice ale teritoriului ţării, recunoscîndu-se trei faciesuri provinciale (N. Cernescu, 1962; N. Cernescu, N. Florea, 1962): faciesul danubiano-pontic, în sud-estul ţării, în al cărui climat stepic eurasiatic semiarid-semiumed se resimt influenţe sudice, faciesul moldo-sarmatic, în nord-estul ţării, în al cărui climat influenţele est-europene interferă cu cele central europene şi faciesul transilvano-panonic, în vestul şi nord-vestul ţării, cu climat cu puternice influenţe central europene.

Mai bine studiate sînt cernoziomurile şi cernoziomurile levigate danubiano-pontice (N. Florea, 1962), împărţite în următoarele subtipuri genetice, după intensitatea de manifestare a caracterelor genetice ale tipului:

Cernoziomuri danubiano-pontice	castaniu carbonatic[4])
	castaniu semicarbonatic
	ciocolatiu
	ciocolatiu cu levigare incipientă
Cernoziomuri levigate danubiano-pontice	levigate slab
	levigate moderat
	levigate puternic
	levigate podzolite

Ca tip genetic aparte, caracteristic aceluiaşi facies, este separat solul bălan, subîmpărţit la rîndul lui în sol bălan (tipic) şi sol bălan închis (sau cernoziomic).

Cernoziomurile freatic umede şi cernoziomurile levigate freatic umede sînt subîmpărţite după regimul hidric (N. Florea, 1956; N. Cernescu, 1961), şi apoi, ca şi tipurile genetice automorfe, după intensitatea spălării carbonaţilor şi dezvoltarea profilului.

Fiecare subtip genetic este împărţit apoi în genuri (după textura materialului parental), în specii (în funcţie de relief), în varietăţi textu-

[3]) N. Florea (1965 a) consideră aceste tipuri genetice de tranziţie spre solurile hidromorfe, variante de hidromorfie ale tipului genetic.

[4]) Pe hărţile la scara 1 : 200.000, editate de Comitetul de Stat al Geologiei (1964, 1965), cernoziomul castaniu carbonatic este subîmpărţit „după conţinutul în CO_3Ca", în două: cu conţinut moderat de carbonaţi şi cu conţinut redus de carbonaţi (v. mai departe).

rale (după textura orizontului A). Au mai fost propuse subîmpărţiri în funcţie de degradarea texturală (M. Popovatz, 1943) sau de conţinutul în humus şi grosimea orizontului de acumulare a humusului (N. Florea, 1961) [5]).

În clasificarea solurilor URSS (A. Rode, 1955) cernoziomul constituie un tip genetic caracteristic stepei şi silvostepei[6]) şi este subîmpărţit în 6 subtipuri: cernoziom sudic, cu 4—6% humus în orizontul superior, cernoziom obişnuit cu 6 — 9% humus, cernoziom gras cu peste 9% humus (uneori chiar 18%)[7]), cernoziom levigat cu profil de tip Al—Ab—(B)—C—D şi cernoziom podzolit cu succesiunea de orizonturi Al—AlA2—B—C—D, cernoziom caucazian şi de Azov sau carbonatic. Ca tip genetic de tranziţie spre solurile hidromorfe a fost separat cernoziomul de fîneaţă. Solul castaniu închis face tranziţia spre solurile castanii deschise (desertice).

Subîmpărţiri ulterioare se fac după grosimea orizontului de acumulare a humusului [8]).

În clasificările recente (N. E. Ivanova, N. N. Rozov, 1960), urmărind aplicarea lor la harta Europei, s-a propus subdivizarea cernoziomurilor şi solurilor castanii în subtipuri faciale şi subzonale (op. cit. p. 79). Pentru harta solurilor părţii estice a Europei (I. V. Tiurin et al., 1960), legenda prevede separarea a două faciesuri: unul est şi central-european, cuprinzînd cernoziomurile automorfe indicate mai sus (cu excepţia cernoziomului caucazian şi de Azov) şi altul sud-european sau danubiano-pontic, cuprinzînd cernoziomurile din faciesul cu acelaşi nume din clasificarea română. Paralelizarea rezultă de la sine.

În clasificarea canadiană [9]) cernoziomurile formează primul din cele 6 ordine [10]) de soluri minerale: ordinul solurilor cernoziomice.

---

[5]) A se vedea şi alte clasificări ale solurilor României: C. Chiriţă, 1955; C. Păunescu, 1964; C. Păunescu, C. Chiriţă, 1964.

[6]) Pentru silvostepă sînt caracteristice şi solurile cenuşii de pădure.

[7]) Acestea 3 cu profil de tip A—A/C—C—D.

[8]) Se deosebesc cernoziomuri subţiri cu orizont A sub 40 cm, medii cu orizont A de 40—80 cm şi groase cu orizont A mai gros de 80 cm.

[9]) După „Report on the Classification of Chernozemic Soils", prezentat de J. S. Clayton la a V-a sesiune a Comitetului naţional de cartare a solurilor din Canada, Winnipeg, Manitoba 1963.

[10]) În clasificarea canadiană există 6 categorii taxonomice din care trei superioare: ordinul, marea grupă, subgrupa şi trei inferioare: familia, seria, tipul.

Solurile cernoziomice sînt divizate în 4 mari grupe, după culoare şi alte caractere ale orizontului A. Diferenţele de culoare reflectă schimbări în conţinutul în substanţă organică paralel cu schimbarea asociaţiilor vegetale de la xero- la mezofile sau de la vegetaţia de stepă la cea de silvostepă. Ele indică, de asemenea schimbări în eficienţa umezirii solului şi în umiditatea climatului solului.

Aceste 4 mari grupe de soluri cernoziomice sînt :

1. B r u n e , cu Al de culoare mai închisă, ca valoare, decît 3.5 în stare umedă şi între 4.5—5.5, tot ca valoare, în stare uscată ; croma este, de obicei mai mare de 1.5 (la solul în stare uscată). Corespund în general, dar nu exclusiv, stepei cu asociaţii mixte xero- şi mezofile.

2. B r u n e î n c h i s e , cu Al cu valori ale culorii mai închise decît 3.5 în stare umedă şi între 3.5—4.5 în stare uscată, dacă croma este sub 2.5, sau cu valori de 2.5—4.5 în stare uscată dacă croma este mai mare de 2.5. Corespund de obicei stepei cu asociaţii mezofile.

3. N e g r e , cu Al cu valori ale culorii sub 3.5 şi cromă sub 2.5, atît în stare umedă, cît şi în stare uscată. Corespund de obicei, dar nu exclusiv, stepei cu asociaţii mezofile, dar pot apare şi în silvostepă cu păduri rare, cu covor ierbos bine dezvoltat. În ultimul caz, litiera este foarte subţire sau absentă.

4. C e n u ş i i î n c h i s e , cu orizont A cernoziomic, care prezintă şi trăsături indicînd degradarea sau alte modificări care rezultă din acumularea şi descompunerea vegetaţiei forestiere, inclusiv prezenţa unui Ao. Litiera acoperă un Al sau A2.

La nivelul subgrupelor, fiecare din aceste 4 mari grupe se subîmparte în funcţie de orizonturile care apar sub orizontul A, adică după succesiunea de orizonturi genetice caracteristice profilului. Se recunosc astfel subgrupe :

r e g o , cu profil de tip Al—C—D ;

c a r b o n a t i c e, cu profil de tip Al—B de alterare carbonatic—C—D ;

o r t h i c e , cu profil de tip Al—B de alterare sau B argilo-iluvial—C—D şi ;

e l u v i a l e cu profil de tip Al—A2—AB—B argilo-iluvial—C—D.

Încercînd o corelare, am putea paraleliza subtipurile (uneori chiar tipurile) noastre de cernoziomuri cu subgrupele din această clasificare : solurile bălane şi cernoziomurile ar intra la subgrupele rego şi carbonatice, cernoziomurile levigate la subgrupa orthică, iar cernoziomurile levigate podzolite la subgrupa eluvială. La nivel de mari grupe, solurile bălane

s-ar paraleliza cu solurile cernoziomice brune (subgrupele rego şi carbonatice), cernoziomurile şi cernoziomurile levigate cu cele brune închise şi negre (din primele trei subgrupe), iar cernoziomurile levigate podzolite cu cele cenuşii închise [11]). Remarcăm faptul că, în clasificarea canadiană, conceptul central al ordinului este cernoziomul levigat.

Se deosebesc de asemenea, la acelaşi nivel, dar însoţind una din cele 4 subgrupe menţionate, profile cu orizonturi salinizate, carbonatate secundar, gleizate şi grumice (cu self-mulching).

În a 7-a Aproximaţie a noului sistem american de clasificare, cernoziomurile sînt incluse în ordinul Mollisol (5), împreună cu alte soluri, trăsătura principală a ordinului fiind prezenţa unui epipedon mollic, adică a unui orizont de suprafaţă [12]) care nu este niciodată masiv şi dur sau foarte dur la uscare, are culori cu cromă de 4 sau sub, în stare umedă, şi valori sub 3,5 în stare umedă şi sub 5,5, la uscare, grad de saturaţie mai mare de 50%, calciul fiind cationul dominant, grosime cel puţin 10 cm, cînd este situat pe rocă dură, sub 25 cm dacă grosimea profilului (pînă la orizontul de acumulare a carbonaţilor) este sub 75 cm, peste 25 cm, dacă grosimea profilului e mai mare de 75 cm, iar P_2O_5 solubil în acid citric sub 0,025%. La nivelul imediat următor, au fost definite 7 subordine: Alboll, Aquoll, Boroll, Rendoll, Udoll, Ustoll, Xeroll. Cernoziomurile sînt cuprinse în trei din aceste subordine şi anume în:

B o r o l l — corespunzător unui climat în care temperatura medie anuală a solului este de 8,3°C sau sub;

U d o l l — corespunzător unui climat în care temperatura medie anuală a solului este mai mare de 8,3°C, orizontul imediat inferior orizontului A fiind umed continuu sau nici o parte a acestui orizont sau a epipedonului nu este uscată mai mult de 60 de zile consecutiv în cei mai mulţi ani (7 din 10);

U s t o l l — corespunzător unui climat cu temperaturile indicate la Udoll, dar fără umiditatea acestora.

La nivel de mare grupă ne limităm numai la indicarea subdiviziunilor subordinului Ustoll care interesează [13]): A r g i u s t o l l — Ustoll cu orizont B argilic, H a p l u s t o l l — Ustoll fără orizonturi argilic sau natric sau duripan, V e r m u s t o l l — Ustoll fără orizont argilic sau cam-

[11]) Probabil şi solurile noastre cenuşii închise ar trebui incluse în această mare grupă.

[12]) Epipedonul mollic nu trebuie confundat cu orizontul Al.

[13]) Subordinul Ustoll are definite 6 mari grupe.

Tabelul 1

Soluri	Nr. de profile examinate	Orizont A grosime cm			Orizont A/C grosime cm			Epipedon grosime cm		
		frecvenţă		limite extreme	frecvenţă		limite extreme	frecvenţă		limite extreme
		mare	medie		mare	medie		mare	medie	
Soluri bălane	183	30—38	26—42	24—48	16—24	16—26	14—26	50—54	40—60	42—72
Soluri bălane închise	103	36—42	34—46	26—50	16—22	14—24	14—28	54—60	52—64	46—72
Cernoziomuri carbonatice cu conţinut moderat de carbonaţi	189	42—48	38—50	30—56	18—24	16—26	12—32	60—64	56—72	46—76
Cernoziomuri carbonatice cu conţinut redus de carbonaţi	108	44—52	40—54	36—60	18—25	16—26	12—32	68—72	62—78	54—84
Cernoziomuri (castanii, ciocolatii, incipient levigate)	90	42—50	38—52	36—54	16—24	14—26	12—28	62—70	56—72	54—72
Cernoziomuri levigate (slab, regradate şi superficial podzolite)	160	40—48	36—50	28—54	14—20	14—24	12—28	70—78	68—80	52—96[15])

Tabelul 2

Soluri	Nr. profilelor examinate	Orizontul A				Orizontul A/C			
		culoare medie		limite de variaţie		culoare medie		limite de variaţie	
		valoare	cromă	valoare	cromă	valoare	cromă	valoare	cromă
Soluri bălane	124	3	3	3—4	2—3	3.5—4	3—4	3—4	3—4
Soluri bălane închise	76	3	2.5—3	3	2—3	3—3.5	3—4	3—4	3—4
Cernoziomuri carbonatice cu conţinut moderat de carbonaţi	134	3	2	3	2—2.5	3	3	3—4	2.5—4
Cernoziomuri carbonatice cu conţinut redus de carbonaţi	85	2.5	2	2—3	2	3	2.5—3	3—3.5	2—3
Cernoziomuri (castanii, ciocolatii, incipient levigate)	81	2	2	2—3	1.5—2	3	2—3	2.5—3.5	2—3
Cernoziomuri levigate (slab, regradate şi superficial podzolite)	160	2	1.5—2	2—3	1—2	3	2	2—3	2—3

Tabelul 3

Mare grupă	Nr. de profile examinate	Orizont A grosime cm			Orizont A/C grosime cm			Epipedon grosime cm		
		frecvenţa		limite extreme	frecvenţă		limite extreme	frecvenţă		limite extreme
		mare	medie		mare	medie		mare	medie	
Vermustoll	462	42—48	38—52	26—60	18—24	16—26	12—32	62—70	58—74	44—86
Haplustoll	378	38—42	28—50	24—56	16—22	14—24	12—32	54—58	46—68	44—74

[15]) Grosimea orizonturilor A + AB + B la aceste soluri este de 68—96 cm.

bic, cu structură zoogenă şi cu orizont de tranziţie A/C în care peste 25% din material este amestecat ca urmare a activităţii faunei. În cadrul primelor două au fost recunoscute subgrupe; ultima, Vermustoll, întrucît nu există în Statele Unite şi nu a fost bine cunoscută, nu a fost divizată.

Sectorul ale cărui soluri le discutăm este situat în Dobrogea centrală între Ciobanu-Peceneaga-Eschibaba-Beidaud (o suprafaţă de cca 900 km^2, cartată cu 1184 profile de sol în afară de sondaje). Planşa I în a cărei legendă solurile au fost clasificate în sistemul român de clasificare, arată că, dinspre vest spre est, se succed soluri bălane, soluri bălane închise, cernoziomuri carbonatice (cu conţinut moderat şi redus de carbonaţi) cernoziomuri, cernoziomuri levigate (predominant slab) şi soluri silvestre podzolite cenuşii închise. Solurile bălane şi cernoziomurile au cea mai largă răspîndire.

Luînd în considerare numai unele caractere, privind morfologia profilului acestor soluri şi prelucrînd statistic datele de teren, se constată următoarele: grosimea orizontului A creşte de la solurile bălane la cernoziomurile cu conţinut redus de carbonaţi[14]), scăzînd apoi uşor spre cernoziomurile levigate (tabelul 1); grosimea orizontului A/C (AB) este aproximativ aceeaşi; în sfîrşit luînd în considerare, pentru a putea face ulterior comparaţii cu diviziunile din sistemul american, grosimea epipedonului, se observă aceeaşi creştere pînă la cernoziomurile carbonatice cu conţinut redus în carbonaţi; valorile rămîn apoi relativ constante la cernoziomuri şi cresc la cernoziomurile levigate.

În ceea ce priveşte culoarea (la materialul de sol în stare umedă), din statistica efectuată (tabelul 2) rezultă că în orizontul A (nearat [16]) al solurilor bălane, bălane închise şi cernoziomurilor carbonatice cu conţinut moderat de carbonaţi valoarea culorii este aceeaşi—3, cu excepţia unor profile de soluri bălane.

Croma culorii scade însă de la 3 la 2. La cernoziomurile carbonatice cu conţinut redus de carbonaţi, cernoziomuri şi cernoziomuri levigate,

[14]) Denumirea este improprie întrucît nu conţinutul în carbonaţi diferenţiază aceste cernoziomuri carbonatice de cele cu conţinut moderat de carbonaţi. După cum se constată din tabelele 1 şi 2 ele se deosebesc şi prin grosimea profilului şi prin culoarea dominantă şi probabil şi prin conţinutul în humus. În general, în acest sector, profilul cernoziomurilor cu conţinut redus de carbonaţi se aseamănă mai mult cu cel al cernoziomurilor (castanii şi ciocolatii) din care probabil provin în mare parte.

[16]) Stratul arat are adeseori o culoare mai deschisă cu 1/2—1 unitate, ca valoare decît A nearat.

atît valoarea cît şi croma culorii sînt asemănătoare—2; excepţie fac unele cernoziomuri carbonatice la care predomină valoarea 2.5 şi cernoziomurile levigate de sub vegetaţia naturală, la care croma este 1.5. În orizontul AC, solurile bălane au culori mai deschise, uneori sub valoarea caracteristică epipedonului; cernoziomurile şi cernoziomurile levigate au aceeaşi valoare a culorii, dar cu cromă ce scade de la 3 la 2.

În clasificarea română, structura solului nu constituie un criteriu de clasificare principal. Oricare din cele 6 subtipuri de sol luate în considerare, pot avea orizonturi cu structură zoogenă sau nu, sau pot fi chiar astructurate.

Prelucrînd acelaşi material în sistemul american de clasificare, în care structura zoogenă a solului este un criteriu pentru subdiviziuni de mare grupă, constatăm că în cea mai mare parte, solurile sectorului aparţin marilor grupe Vermustoll şi Haplustoll. Vom încerca să definim subgrupele din Vermustoll.

Conceptul central al marii grupe Vermustoll, adică V e r m u s t o l l t i p i c, ar avea următoarele caractere principale:

a) un epipedon mollic gros de 50[17])—75 cm şi care are:

(1) o structură grăunţoasă, aproape în întregime zoogenă;

(2) o tranziţie spre orizontul C în care mai mult de 50% din material este constituit din grăunţi zoogeni sau amestecat, în crotovine cu material din A şi C.

b) epipedonul mollic are cea mai închisă culoare la suprafaţă; ea se deschide în adîncime.

c) nu au orizont cambic sau argilic;

d) nu au marmorare cu crome de 2 sau sub în primul metru de la suprafaţă;

e) nu au un contact litic în primii 50 cm de la suprafaţă;

În comparaţie cu acest concept central, pot fi deosebite alte subgrupe:

V e r m u s t o l l e n t i c, Vermustoll asemănător celui tipic, dar cu epipedon sub 50 cm;

V e r m u s t o l l c u m u l i c, Vermustoll asemănător celui tipic, dar cu epipedon mai gros de 75 cm;

---

[17]) după datele de care dispunem chiar 55.

Vermustoll haplic, asemănător celui tipic, dar cu început de formare a unui orizont cambic, orizontul de tranziţie nefiind puternic amestecat;

Vermustoll aridic, asemănător celui tipic, dar cu culoarea mai deschisă la suprafaţă;

Vermustoll entic aridic, asemănător celui tipic, dar cu epipedon sub 50 cm grosime şi cu culoarea mai deschisă în stratul de la suprafaţă;

Vermustoll cumulic aridic, asemănător celui tipic, dar cu epipedon mai gros de 75 cm şi cu culoarea mai deschisă în stratul de la suprafaţă;

Vermustoll litic, asemănător celui tipic, dar cu contact litic în primii 50 cm;

Vermustoll litic aridic, asemănător celui tipic, dar cu contact litic în primii 50 cm şi cu culoarea mai deschisă la suprafaţă;

Vermustoll aquic, asemănător celui tipic, dar cu marmorare în primul metru de la suprafaţă.

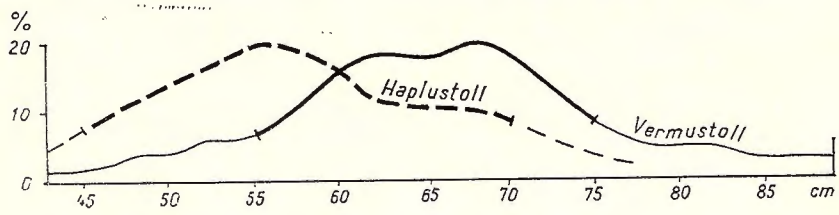
În marea grupă Haplustoll au fost definite şi subgrupe. Totuşi ţinînd seama de caracterele profilelor acestor soluri din sectorul discutat, vor mai trebui recunoscute şi alte subgrupe. Anume: unele profile de Haplustoll corespund definiţiei subgrupei tipice (cu excepţia grosimii epipedonului, v. mai jos), dar întregul profil, uneori chiar partea superioară a orizontului de acumulare a carbonaţilor are o structură zoogenă, bine dezvoltată, în unele orizonturi reunită în agregate mai mari, fără a avea un număr mare de crotovine ca Vermustoll. S-ar putea introduce aceste Haplustoll într-o subgrupă *vermică*, iar cele care au un strat arat mai deschis la culoare decît orizontul A nearat şi o structură zoogenă, într-o subgrupă *vermică aridică*. De asemenea unele Haplustoll entice care au o structură zoogenă 50% sau peste în profilul lor, ar putea constitui o subgrupă *entică vermică*.

În diagrama alăturată[18]), este reprezentată grosimea epipedonului la Vermustoll, aşa cum rezultă din cele 462 profile examinate. Frecvenţa medie corespunde valorilor indicate în definirea subgrupei tipice. Frecvenţa mare este înregistrată între 60—70[19]) cm. În aceeaşi diagramă este

[18]) Valorile transpuse în diagramă (şi în tabele) reprezintă medii glisante.

[19]) Aceste cifre sînt rotunjite. În tabele sînt redate cifrele aşa cum rezultă din prelucrarea datelor; iar luarea în considerare în statistică a grosimii orizonturilor din 2 în 2 cm, explică numerele totdeauna cu soţ, din aceleaşi tabele.

reprezentată şi grosimea epipedonului la marea grupă Haplustoll. Curba indică o frecvenţă medie între 45—70 cm, cu un maximum între 55—60 cm. Aşadar faţă de Vermustoll, grosimea epipedonului la Haplustoll este mai mică. Cele 378 profile examinate arată însă că, respectînd definiţia dată în a 7-a Aproximaţie, în care această din urmă mare grupă este caracteri-



Grosimea epipedonului la vermustoll şi haplustoll.
Epaisseur de l'épipédon aux vermustoll et haplustoll.

zată ca avînd un epipedon mai subţire de 50 cm, marea majoritate a acestor soluri ar trebui încadrate în subgrupa cumulică. Ori, ar părea mai indicată o modificare a limitei, care să permită încadrarea cernoziomurilor noastre levigate în subgrupa tipică. În acest caz, limita maximă a grosimii epipedonului ar trebui considerată eventual 60 sau 70 cm (v. şi diagrama). Sau poate intensa activitate a faunei a determinat grosimea mare a epipedonului.

În tabelul 3 sînt prezentate comparativ grosimea medie a orizonturilor la Vermustoll şi Haplustoll, situate pe terenuri plane sau foarte uşor înclinate.

Examinînd profilele cercetate, clasificîndu-le în sistemul american şi trasînd pe hartă limitele unităţilor cartografice rezultă următoarele :

Solurile bălane şi bălane închise se încadrează în cea mai mare parte la Haplustoll, subgrupa entică (adică Haplustoll fără orizont B). Parte din solurile bălane nu prezintă indicii caracteristici ordinului Mollisol şi anume, în stare umedă, profilele prezintă culori cu valoare mai mare de 3.5. Ele aparţin ordinului Entisol (Haplorthents tipice) [20]). Unele soluri bălane închise au caractere de Vermustoll tipice, iar altele se situează la tranziţia între Haplustoll entic şi Vermustoll şi au fost separate ca o subgrupă a Haplustoll entică vermică.

---

[20]) Şi la această încadrare este de făcut observaţia că aceste soluri nu sînt situate pe pante cu înclinare > 25°, cum este indicat în definiţie.

Cernoziomurile se încadrează în Vermustoll, subgrupa tipică. Numai cele din depresiuni sau local unele cernoziomuri ciocolatii au un epipedon mai gros de 75 cm, ceea ce determină încadrarea lor în subgrupa cumulică.

Cernoziomurile levigate aparţin marei grupe Haplustoll; ţinînd seama strict de definiţie ele ar trebui considerate în subgrupa cumulică (v. mai sus). La marea majoritate a cernoziomurilor levigate slab din acest sector se observă o intensă prelucrare a materialului de rîme. Chiar agregatele structurale ale orizonturilor B şi C sînt constituite din grăunţi zoogeni. Crotovinele sînt însă rare, astfel că materialul diferitelor orizonturi ale profilului nu este puternic amestecat. Aceste profile nu ar prezenta, din această cauză, caracterele subgrupei tipice, ci ar trebui mai degrabă separate ca o subgrupă vermică.

Solurile silvestre podzolite cenuşii închise, cernoziomurile levigate podzolite şi cernoziomurile levigate moderat (ultimele provenind din primele două prin înlocuirea vegetaţiei forestiere printr-una ierboasă sau prin culturi) — toate avînd un orizont argilic — se încadrează în Argiustoll (haplice şi tipice, prima subgrupă reprezentînd tranziţia spre Haplustoll, avînd deci un orizont B argilic mai slab exprimat).

Alte soluri se încadrează în felul următor : regosolurile de pe pante, unele cu structură zoogenă — la Haplorthents tipice, respectiv vermice; solurile deluvio-aluviale de pe fundul văilor — la Haplorthents cumulice, cumulice vermice dacă au structură zoogenă şi cumulic-taphto-mollice, dacă au orizonturi îngropate; cele gleizate sînt Haplorthents cumulice aquice. Regosolurile nisipoase corespund unei asociaţii de Normipsamments tipice, cumulice şi aerice. În sfîrşit, solurile denumite litosoluri în legenda hărţii solurilor clasificate în sistemul român sînt asociaţii de subgrupe litice ale Vermustoll şi Haplustoll.

Cu totul local, în nord-estul sectorului, s-au întîlnit soluri silvestre podzolite cenuşii tipice, care s-ar încadra în clasificarea americană, în Normustalf (probabil subgrupa mollică).

Comparînd cele două hărţi, se constată că ambele reflectă o succesiune de soluri pe direcţie W—E. Harta, a cărei legendă este alcătuită clasificînd solurile în sistemul român, arată că, pe această direcţie, se succed soluri cu profil din ce în ce mai dezvoltat, începînd de la solurile bălane pînă la cernoziomurile levigate (cu orizont B, fără acumulare de argilă) şi soluri silvestre cenuşii închise (soluri cu orizont B argilo-iluvial). Sis-

temul de clasificare aplicat pune în evidenţă intensitatea levigării carbonaţilor pe profilul solului (la primele unităţi — soluri bălane şi cernoziomuri carbonatice — exprimată cantitativ, la următoarele — cernoziomuri şi cernoziomuri levigate — exprimată în grosimea orizontului spălat de carbonaţi). Indicii morfologici privind grosimea orizonturilor superioare, inclusiv a epipedonului, şi culoarea acestor orizonturi sînt date în tabelele 1 şi 2. Din aceste tabele rezultă că grosimea orizontului A variază la solurile bălane şi cernoziomuri între 30 şi 50 cm (frecvenţă maximă), a orizontului A/C între 16—26 cm şi a epipedonului între 50—80 cm ; iar culoarea medie, ca valoare, între 2 şi 3 în orizontul A şi 3—4 în A/C (A/B) ; în ceea ce priveşte croma se constată variaţii între 1,5—3 în orizontul A şi 2—4 în orizontul A/C (AB).

Harta, reprezentînd solurile clasificate în sistemul american, scoate în evidenţă succesiunea dinspre W spre E a Entisolurilor, care apar pe marginea sectorului, unde eroziunea în suprafaţă este relativ intensă chiar pe terenurile slab înclinate şi Mollisolurilor, reprezentate prin Haplustolls entice (unele entice vermice), apoi Vermustolls tipice, Haplustolls vermice şi Argiustolls (haplice şi tipice), subgrupe cu profil din ce în ce mai dezvoltat, ultimele cu orizont B argilic. Grosimea orizonturilor la marile grupe predominante în sector este redată în tabelul 3 ; culoarea, conform definiţiei ordinului, are valoare mai mică de 3.5 şi cromă mai mică de 4. Harta nu pune în evidenţă intensitatea spălării carbonaţilor, acesta nefiind un criteriu de clasificare pentru categorii de ordin superior. Subliniază însă intensitatea activităţii faunei în sol : slabă pe marginea vestică a sectorului, intensă în centrul sectorului şi apoi din ce în ce mai slabă spre solurile cu orizont B (cambic sau argilic) (pl. II).

Din această comparare sumară rezultă că ambele hărţi scot în evidenţă caracterul principal al solurilor din sectorul luat ca exemplu. În mare, limitele principale sînt asemănătoare (limita între cernoziomuri şi cernoziomuri levigate coincide cu cea între Vermustoll şi Haplustoll vermic, cea între sol bălan închis şi cernoziomuri carbonatice corespunde, în mare, cu cea între Haplustoll entic şi Vermustoll tipic). Totuşi, în cazul în care este necesară întocmirea unei hărţi la scară continentală, în care este utilă o corelare şi în sistemul american (cum este cazul hărţii solurilor Europei la scara 1 : 1.000.000, ce va fi întocmită de FAO, şi la care se recomandă indicarea echivalenţei în a 7-a Aproximaţie), sînt obligatorii revederi pe teren.

Lucrarea de faţă a avut tocmai scopul de a arăta necesitatea examinării solurilor şi prin prisma altor clasificări, pentru a înlesni lucrările de corelare şi a contribui la elaborarea unui sistem unic de clasificare a solurilor.

BIBLIOGRAFIE

Aubert G., Duchaufour Ph. (1956) Projet de classification des sols, *VI-e Congrès Intern. de la Sc. du Sol* (V-e Comm.), Paris.

Cernescu N. (1961) Clasificarea solurilor cu exces de umiditate. Cercetări de pedologie, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Cernescu N. (1962) Harta de soluri a României, scara 1 : 500.000, *D.d. S. Comit. Geologic* XLIII (1955—1956), Bucureşti.

Cernescu N., Florea N. (1962) Lista sistematică a solurilor din R.P.R. *Acad. R.P.R. Studii şi cerc. de Biol. şi şt. agr.*, Baza Timişoara, IX, 1—2.

Chiriţă C. (1955) Pedologie generală. Ed. Agro-silvică, Bucureşti.

Florea N. (1956) Quelques particularités morphogénétiques des chernozems phréatique-humides de la Plaine Roumaine. *VI Congrès Intern. de la Sc. du Sol* (V-e Comm.) Paris.

Florea N (1961) Indici de clasificare a cernoziomurilor danubiene pentru hărţi la scară mijlocie. *Acad. R.P.R., Cercetări de pedologie*, Bucureşti.

Florea N (1962) Asupra criteriilor de clasificare a cernoziomurilor din România cu privire specială asupra celor din Cîmpia Română. *D. S. Com. Geol.*, XLIII (1955—1956), Bucureşti.

Florea N (1965 a) Tipul genetic de sol şi subdivizarea lui. *Ştiinţa solului*, 3, nr. 3, Bucureşti.

Florea N. (1965 b) Clasificarea genetico-geografică a solurilor din România. *Ştiinţa solului*, 3, nr. 4, Bucureşti.

Ivanov N. E., Rozov N. N. (1961) Classification of Soils and the Soil Map of the USSR. *Transactions of 7th Intern. Congr. of Soil Science, Madison*, Wisc. U.S.A. 1960, vol. IV, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam.

Mückenhausen E. (1962) Soil Classification System of Federal Republic of Germany. *Transactions of the Joint Meeting of Commision IV and V, Intern. Soc. of Soil Science*, New Zealand.

Murgoci G. M. (1910) Zonele naturale de soluri în România. *An. Inst. Geol. Rom.* IV, fasc. 1, Bucureşti.

Păunescu C. (1960) Un proiect de clasificare genetică a solurilor din R.P.R. *Lucr. Ştiinţ. ale Inst. polit. Braşov*, IV.

Păunescu C., Chiriţă C. (1964). Clasificarea genetico-geografică a solurilor din R.P. Română. *Ştiinţa solului*, 2, nr. 3—4, Bucureşti.

Popovatz M. (1943) Dégradation texturale des profils de sols. *Inst. Geol. Rom. St. tehn. şi econ., seria C (Pedologie)*, nr. 8, Bucureşti.

Rode A. A. (1955) Pocivovedenie, Moskva.

Tiurin I. V., Rozov N. N., Rudneva E. N. (1961) International Soil Map of Eastern Part of Europe. *Transactions of 7th Intern. Congr. of Soil Science,* Madison, Wisc. USA, 1960, vol. IV, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam.

* * * (1964—1965) Harta solurilor R.P.R., sc. 1 : 200.000, foile Călăraşi, Bucureşti, Brăila, Constanţa, Mangalia. Inst. Geologic, Bucureşti.

* * * (1960) Soil Classification, A comprehensive System. 7th Approximation, Soil Survey Staff, Soil Conservation Service US Department of Agriculture.

* * * (1964) Soil Survey, Classification and Correlation, New Classification System, Soil Conservation Service US Department of Agriculture, 1964.

* * * (1963). Report on the Fifth Meeting of the National Soil Survey Committee of Canada, Winnipeg, Manitoba.

SUR LA CLASSIFICATION DES CHERNOZEMS

PAR

ANA CONEA

(Résumé)

On y présente trois systèmes de classification de détail des chernozems : le système soviétique, celui canadien et le nouveau système américain (la 7-e Approximation) lesquels sont comparés au système de classification que l'on applique en Roumanie, en faisant ressortir les difficultés qui font obstacle à la corrélation.

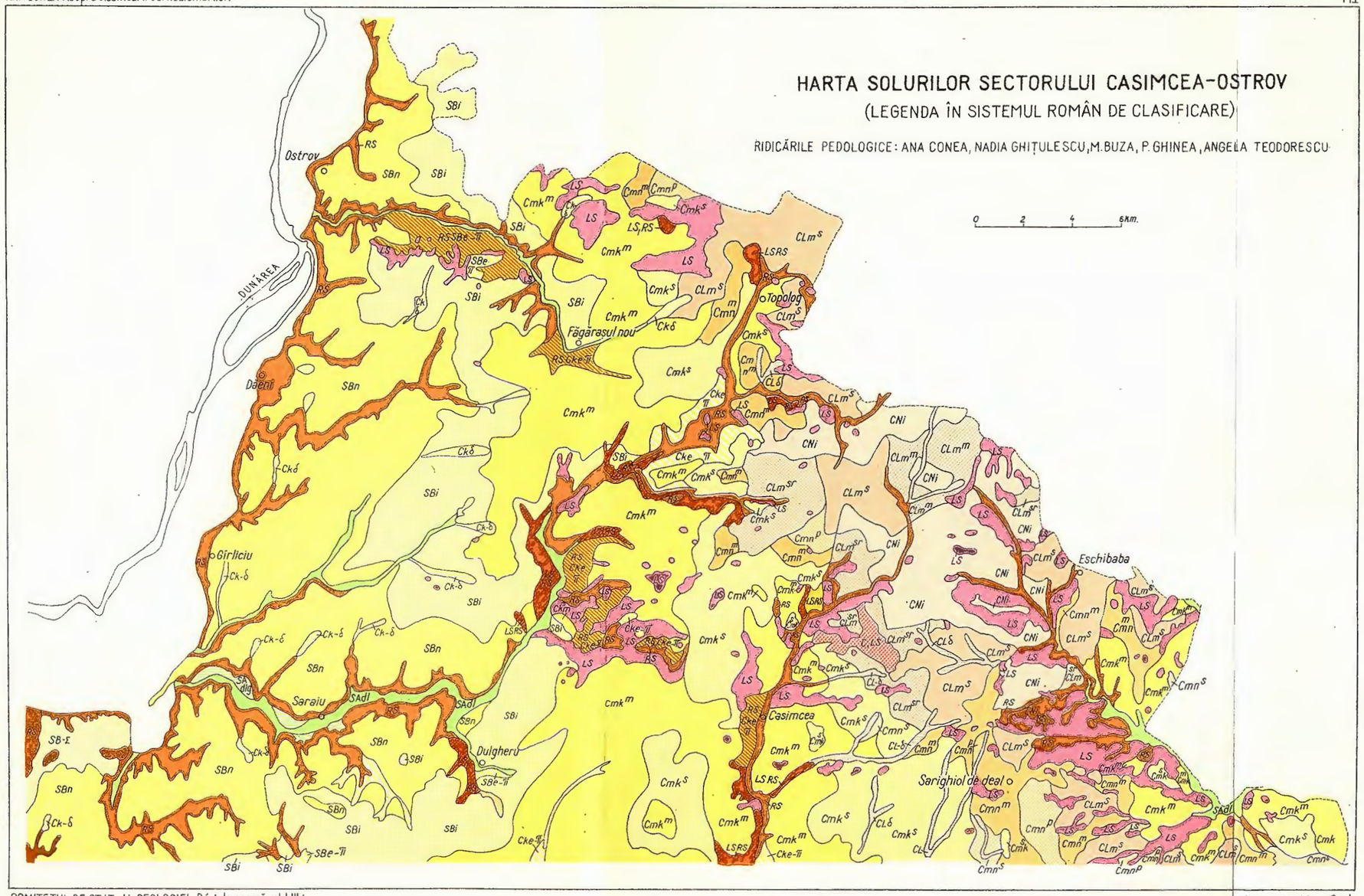
On a appliqué le systemè américain de classification aux sols d'un secteur de 900 km² environ levé en Dobrogea, 1965, et on a constaté que la plupart des sols de ce secteur peuvent être répartis aux grands groupes Vermustoll et Haplustoll. Il y a encore Entisols (Haplorthents et Normipsamments) ainsi qu'Argiustolls, voire, localement, Normustalfs. Ils sont caractérisés selon l'épaisseur des horizons (tableau 1) et selon la couleur (tableau 2) les subdivisions en système roumain de classification (sols châtains de steppe, sols châtains foncés de steppe, chernozems calcaires — modérément et faiblement calcaires —, chernozems, chernozems lévigués et sols lessivés gris foncé de forêt).

Les mêmes profils de sol sont classifiés selon le système américain avec séparation et définition provisoire des sous-groupes du grand groupe Vermustoll, à savoir : les sous-groupes typique, entique, cumulique, haplique, aridique, entique-aridique, cumulique-aridique, lithique, lithique-

HARTA SOLURILOR SECTORULUI CASIMCEA-OSTROV

(LEGENDA ÎN SISTEMUL ROMÂN DE CLASIFICARE)

RIDICĂRILE PEDOLOGICE: ANA CONEA, NADIA GHIȚULESCU, M. BUZA, P. GHINEA, ANGELA TEODORESCU



LEGENDA

1. SOLURI BĂLANE

1. SBn — Soluri bălane
2. SBi — Soluri bălane închise
3. SB-ε — Soluri bălane (relief vălurit eolian)
4. SBe-π — Soluri bălane erodate, pe pante

2. CERNOZIOMURI

5. Cmk^m — Cernoziomuri castanii carbonatice cu conținut moderat de carbonați
6. Cmk^s — Cernoziomuri castanii carbonatice cu conținut redus de carbonați
7. Ck-δ — Cernoziomuri castanii carbonatice de depresiune
8. Cke-π — Cernoziomuri castanii carbonatice erodate, pe pante
9. Cmn^s — Cernoziomuri castanii semicarbonatice
10. Cmn^m — Cernoziomuri ciocolatii
11. Cmn^p — Cernoziomuri ciocolatii cu levigare incipientă
12. C.LS — Cernoziomuri și litosoluri

3. CERNOZIOMURI LEVIGATE

13. CLm^s — Cernoziomuri levigate slab
14. CLm^{sr} — Cernoziomuri levigate slab, regradate
15. CLm^m — Cernoziomuri levigate moderat
16. CL-δ — Cernoziomuri levigate de depresiune

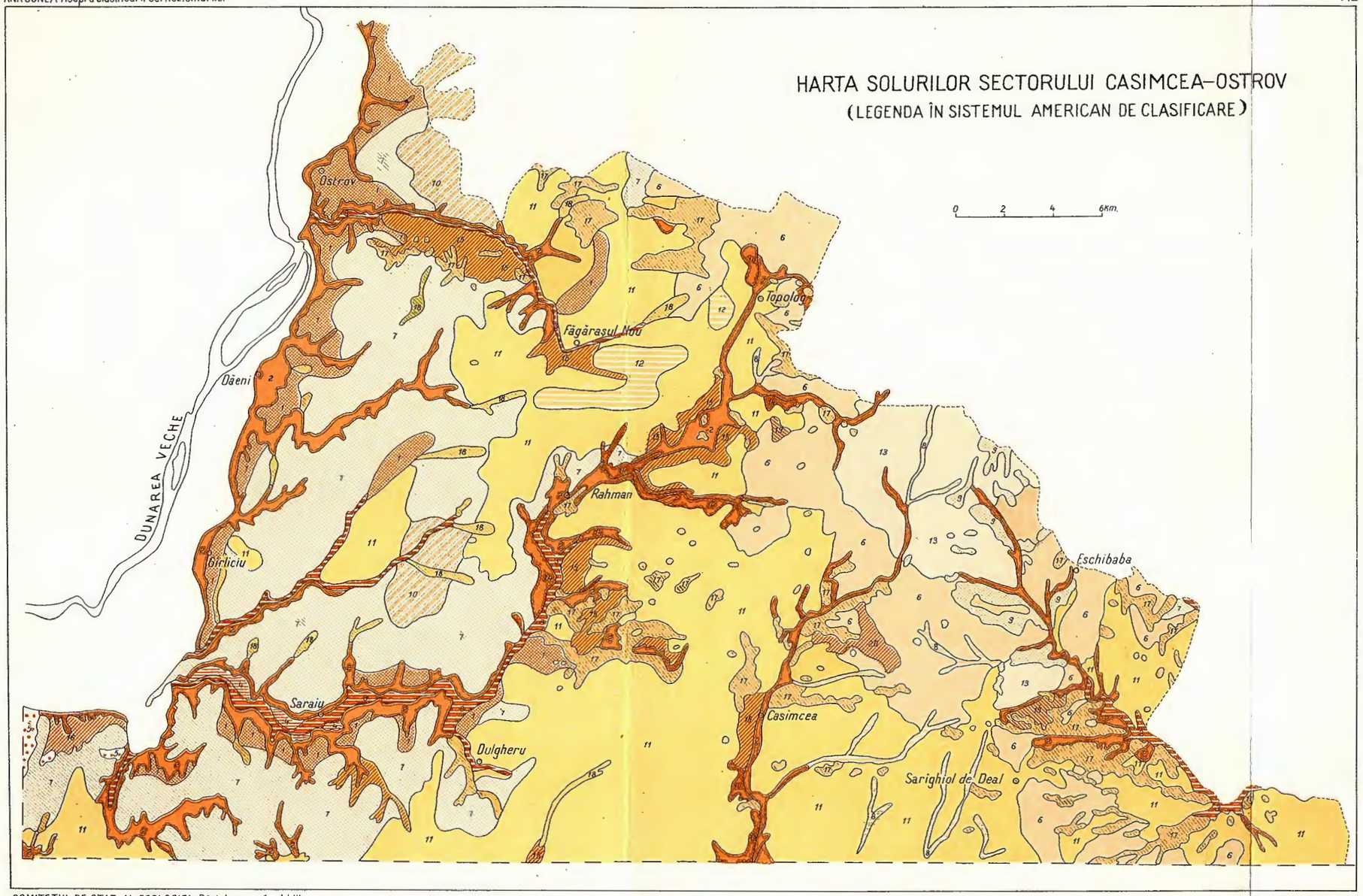
4. SOLURI SILVESTRE

17. CNi — Cernoziomuri levigate podzolite și soluri silvestre podzolite cenușii închise
18. CNi.RS — Cernoziomuri levigate podzolite, soluri silvestre podzolite cenușii închise și regosoluri

5. SOLURI NEDEZVOLTATE

19. LS — Litosoluri
20. RS — Regosoluri
21. RS — Regosoluri nisipoase
22. LS.RS — Litosoluri și regosoluri
23. RS.SBe-π — Regosoluri și soluri bălane erodate, pe pante
24. RS.Cke-π — Regosoluri și cernoziomuri carbonatice erodate, pe pante
25. SAdl — Soluri aluvial-deluviale
26. SAdlg — Soluri aluvial-deluviale gleizate

Imprim. Atel. Inst. Geol.



LEGENDA

ENTISOLURI

HAPLORTHENTURI

1 Haplorthent tipic și aeric

2 Haplorthent tipic, rar asociat cu rocă (neconsolidată)

3 Haplorthent cumulic, cumulic-vermic și cumulic-lephto-mollic

4 Haplorthent cumulic-acvic

MOLLISOLURI

NORMIPSAMMENTURI

5 Normipsamment tipic, cumulic și aeric

HAPLUSTOLLURI

6 Haplustoll vermic și vermic-aridic

7 Haplustoll entic și entic-aridic

8 Haplustoll cumulic

9 Haplustoll lithic și rocă (consolidată)

10 Haplustoll entic-vermic

VERMUSTOLLURI

11 Vermustoll tipic și aridic

12 Vermustoll cumulic

ARGIUSTOLLURI

13 Argiustoll (haplic și tipic)

ASOCIAȚII DE SOLURI DIN DIFERITE ORDINE

14 Haplorthent tipic și lithic și Haplustoll entic-lithic sau Vermustoll lithic

15 Haplorthent și Haplustoll entic sau Vermustoll

16 Haplorthent tipic și lithic și Haplustoll entic (local entic-vermic)

17 Haplustoll lithic și Vermustoll lithic

18 Vermustoll cumulic și Haplustoll entic-cumulic

19 Argiustoll haplic și Haplorthent tipic

20 Haplustoll entic și Vermustoll tipic și lithic

Imprim. Atel. Inst. Geol.

aridique et aquique. Pour le grand groupe Haplustoll on propose les sous-groupes vermique, vermique-aridique et entique-vermique. On constate que si l'on appliquait strictement la définition, Haplustolls du secteur étudié figurerait dans le sous-groupe cumulique. Il conviendrait mieux peut-être, dans ce cas-ci, de modifier la limite si ce caractère n'est pas propre à Haplustolls ayant une activité faunique relativement intense. L'épaisseur des horizons des deux grands groupes figure dans le table 3.

A l'ouvrage sont jointes deux cartes : l'une à légende selon la classification roumaine et l'autre selon la 7-e Approximation. On constate que les deux cartes reflètent une succession de sols en direction W—E. La première (planche I) indique dans ce sens une succession de sols à profil de plus en plus dévéloppé à partir des sols châtains de steppe jusqu'aux chernozems lévigués (à l'horizon B de couleur) et aux sols lessivés gris foncé (à l'horizon B argilo-illuvial). Le système de classification appliqué met en évidence l'intensité de la lévigation des carbonates sur le profil du sol, observant par là l'un des principaux critères dans la classification des chernozems du système roumain.

La seconde carte (planche II) fait ressortir la succession de l'W vers l'E des Entisols qui apparaissent sur le bord du secteur où l'érosion en surface est relativement intense même sur les terrains légèrement inclinés et celle des Mollisols, représentés successivement par Haplustolls entiques (certains entiques-vermiques), par Vermustolls typiques, Haplustolls vermiques et Argiustolls, sous-groupes au profil de plus en plus développé. La carte souligne l'intensité de l'activité de la faune dans ce secteur.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Carte des sols du secteur de Casimcea-Ostrov (légende rédactée d'après le système roumain de classification).

Sols châtains de steppe : SBn, sols châtains de steppe typiques ; SBi, sols chatâin foncé de steppe ; SB—ε, sols châtains de steppe (relief ondulé par le vent) ; SBe—π, sols châtains de steppe érodés, sur pentes. *Chernozems* : Cmk^{m}, chernozems châtains moyennement calcaires ; Cmk^{s}, chernozems châtains faiblement calcaires ; Ck—δ, chernozems châtains calcaires de dépression ; Cke—π, chernozems châtains calcaires érodés, sur pentes ; Cmn^{s}, chernozems châtains ; Cmn^{m}, chernozems chocolat ; Cmn^{p}, chernozems chocolat très faiblement lévigués ; C, LS, chernozems et lithsols. *Chernozems lévigués:* CLm^{s}, chernozems faiblement lévigués ; CLm^{sr},

chernozems faiblement lévigués, regradés ; CLm^m, chernozems modérément lévigués ; CL—δ, chernozems lévigués de dépression. *Sols lessivés* ; CNi, chernozems faiblement lessivés et sols lessivés gris foncé ; CNi, RS, chernozems faiblement lessivés, sols lessivés gris foncé et régosols. *Sols non-développés* : LS, lithosols ; RS, régosols ; RS, régosols sableux ; LS, RS, lithosols et régosols ; RS, SBe—π, régosols et sols châtains de steppe érodés, sur pentes ; RS, Cke—π, régosols et chernozems calcaires érodés, sur pentes ; SAdl, sols alluviaux déluviaux ; SAdlg, sols alluviaux déluviaux à gley.

Planche II

Carte des sols du secteur de Casimcea-*Ostrov* (légende rédactée d'après le système américain de classification).

Entisols. Haplorthents : 1, haplorthents typiques et aériques ; 2, haplorthents typiques, par endroits vermiques et régolithes ; 3, haplorthents cumuliques, cumuliques-vermiques et cumuliques taphto-molliques ; 4, haplorthents cumuliques-aquiques. *Mollisols.* Normipsamments : 5, normipsamments typiques, cumuliques et aériques. Haplustolls : 6, haplustolls vermiques et vermiques aridiques 7, haplustolls entiques et entiques aridiques ; 8, haplustolls cumuliques ; 9, hapustolls lithiques et régolithes : 10, haplustolls entiques-vermiques. *Vermustolls* : 11, Vermustolls typiques et aridiques ; 12, vermustolls cumuliques. *Argiustolls* : 13, argiustolls (hapliques et typiques). *Associations de sols de différents ordres* : 14, haplorthents typiques et lithiques et haplustolls entiques lithiques ou vermustolls lithiques ; 15, haplorthens et haplustolls entiques ou vermustolls ; 16, haplorthents typiques et haplustolls entiques (par endroits entiques vermiques) ; 17, haplustolls lithiques et vermustolls lithiques ; 18, vermustolls cumuliques et haplustolls entiques cumuliques ; 19, argiustolls hapliques et haplorthens typiques ; 20, haplustolls entiques et vermustolls typiques et lithiques.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

PEDOLOGIE

CONTRIBUŢII LA CUNOAŞTEREA SOLURILOR DIN BAZINUL SUPERIOR AL SITNEI [1])

DE

N. FLOREA [2]), M. PARICHI [3])

Abstract

Contributions to the Knowledge of Soils in the Upper Basin of the Sitna Valley. The zonal automorphic soils, namely, Chernozems, Leached Chernozems, Grey Forest soils and Grey- Brown forest soils, formed on deposits with a fine structure, predominate in the upper basin of the Sitna, (with a Tm = 8 — 9° C and P_m = = 495—580 mm) located in a transition sector between the Cîmpia Moldovei and the Podişul Sucevei. Intrazonal soils show reduced spreading generally occuring along the valley : on slopes are to be found Humic Gley soils and Residual Saline soils or even Regosols (in case of those with marked sloping), and Alluvial soils in the flood-plains. A morphological and physic-chemical characterization of the prevalent soils is presented.

Regiunea de care ne ocupăm este situată în partea de SW a Cîmpiei Jijiei superioare. Limita sa nordică este dată de cumpăna de ape Jijia-Sitna, iar cea sudică urmăreşte contactul morfologic al masivelor deluroase Copalău-Cozancea, cu cîmpia.

Primii cercetători ai acestei regiuni au fost geologi şi geografi, care au rezolvat o serie de probleme de geneză şi evoluţie ale cîmpiei (I. Simionescu, 1902; M. David, 1920, 1922; V. Mihăilescu, 1929, 1931; I. Rick, 1931 şi V. Tufescu, 1934, 1963).

Dintre aceştia I. Simionescu şi M. David s-au ocupat de constituţia geologică a Cîmpiei Jijiei stabilind totodată vîrsta mai multor

[1]) Comunicare în şedinţa din 28 aprilie 1966.

[2]) Institutul Geologic. Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

[3]) Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni, şos. Kiseleff nr. 2, Bucureşti.

complexe stratigrafice: ultimul a întocmit chiar o schiță morfologică a podișului sarmatic din Moldova.

V. Mihăilescu presupune existența unei depresiuni de contact între Cîmpia Jijiei și dealurile din vest care s-ar continua pînă în zona Hîrlăului.

În 1931, I. Rick face o caracterizare mai completă a regiunii, sub multiple aspecte menționînd, totodată, limitele Cîmpiei Jijiei și unitățile limitrofe. Referitor la loess presupune că acesta ar avea origină eoliană

Mai tîrziu V. Tufescu (1934) aduce unele preciziuni, privind limita de vest a cîmpiei colinare a Jijiei. Compară Cîmpia Jijiei cu o chiuvetă cu forme de relief mai coborîte cu 150—300 m decît regiunile vecine. Recent a studiat procesele de pantă din bazinul Sitnei la nord de Botoșani, folosind drept criteriu de bază în clasificarea alunecărilor forma microreliefului, care este o rezultantă a conlucrării unui complex de cauze.

Primele observații asupra învelișului de sol din cîmpia Jijiei, aparțin agronomului I. Ionescu de la Brad (1886). În lucrarea sa despre agricultura județului Dorohoi sînt prezentate date generale privind solurile și fertilitatea lor, precum și observații asupra influenței climei și vegetației asupra solului.

Precizări aduc mai tîrziu G. M. Murgoci și colaboratorii săi (Em. Protopopescu-Pache și P. Enculescu) cu ocazia întocmirii hărții de soluri a României (1911, 1927).

Cercetări pedologice mai recente au fost întreprinse de D. Afusoaie [4]) sub îndrumarea profesorului dr. N. Bucur de la Iași (1955—1957), care a efectuat cartări la scară mare.

I. Condiții fizico-geografice

Bazinul superior al Sitnei cuprinde o parte însemnată din Cîmpia Jijiei superioare, Piemontul Ipotești-Brăești și o suprafață restrînsă din Podișul Sucevii (estul masivului Hăpăi și șeaua Bucecea).

Relieful aparținînd Cîmpiei Jijiei, formate prin eroziune diferențială, este reprezentat prin interfluvii înguste (sub 2 km) cu altitudini absolute de 180—235 m, adînc fragmentate și orientate pe direcția NW—SE (pl. I). Cele care au o dezvoltare mai mare sînt cunoscute local sub denu-

[4]) D. Afusoaie. Raport asupra cercetărilor pedologice efectuate în vara anului 1956 în Moldova de nord. 1956. Arh. Com. Stat Geol.

mirea de dealuri sau podişuri (dealurile Cernescului, Siliştei, Bătrîneştilor, Podişul Gulii, Podişul Lostuna). Morfometric se observă o etajare în trei nivele a acestor interfluvii (225—240 m; 200—220 m; 180—200 m). Ni-

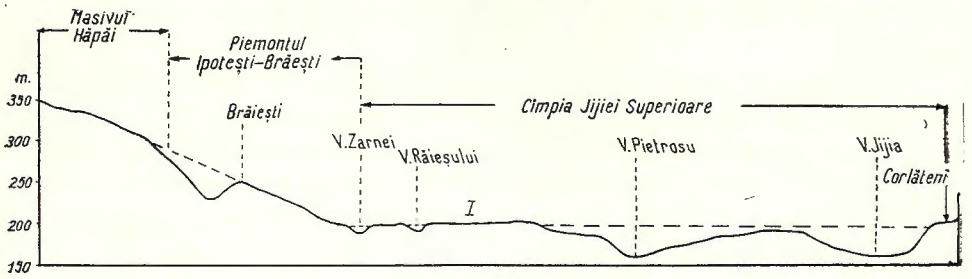


Fig. 1. — Profil transversal în cîmpia Jijiei superioare şi piemontul Ipoteşti-Brăieşti. I. Nivel de eroziune de 180—200 m altitudine absolută.

Profil transversal dans le plateu de la haute Jijia et piémont d'Ipoteşti-Brăieşti. I. Niveau d'érosion de 180—200 m d'altitude absolue.

velul de 225—240 m schiţat la sfîrşitul Sarmaţianului este slab dezvoltat şi coincide cu nivelul argilei sarmatice. Cel mai extins este nivelul mediu de 200—220 m altitudine absolută. Acesta s-a format în timpul ciclului de eroziune pontic şi se caracterizează prin prezenţa unor suprafeţe relativ plane. Ultimul nivel de 180—200 m cuprinde şi parte din terase şi se datoreşte celui de al treilea ciclu de eroziune levantin-cuaternar (I. R i c k).

Versanţii interfluviilor sînt supuşi unui proces de modelare actuală prin alunecări, ravinări şi eroziuni areolare.

Piemontul Ipoteşti-Brăeşti face trecerea treptată de la relieful înalt al masivului Hăpăi şi şeaua Bucecea, spre cîmpia colinară a Jijiei (fig. 1). În sectoarele în care apare bine individualizat şi nefragmentat, acesta înclină uşor spre NE (40$^0/_{00}$). O deschidere în versantul drept al văii Cerviceşti afluent pe dreapta Sitnei scoate la iveală şi mai bine caracterele morfologice ale acestui piemont (fig. 2).

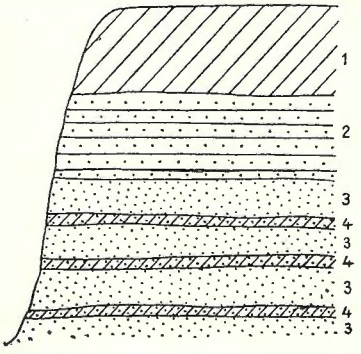


Fig. 2. — Profil geologic la sud de Stînceşti (şeaua Bucecea)-Botoşani. 1, sol (brun-cenuşiu moderat podzolit). 2, depozite argiloase loessoidizate; 3, nisip cenuşiu necimentat; 4, nisip cimentat;

Coupe géologique effectuée au sud de Stînceşti (ensellement de Bucecea)-Botoşani.

1, sols brun-gris modérément podzolisés (lessivés)). 3, dépôts argileux à caractère de loess; 3, sable gris nonconsolidé: 4. sable consolidé

Masivul Hăpăi, parţial împădurit, se situează între 300—425 m altitudine absolută. Este puternic fragmentat în interfluvii înguste orientate pe direcţia NW—SE, ce coboară chiar sub 250 altitudine absolută. În alcătuirea sa intră marne şi nisipuri cimentate cenuşii-castanii, bogate în CO_3Ca.

Luncile rîurilor sînt slab dezvoltate. Lunca Sitnei, mai bine individualizată, prezintă un microrelief reprezentat prin albii părăsite, belciuge, grinduri şi lacuri din loc în loc. Atît lunca Sitnei cît şi cele ale afluenţilor săi principali, prezintă o slabă înclinare chiar din cursul lor superior ceea ce contribuie la o stagnare a apelor, la o aluvionare intensă şi la o adîncire înceată a actualelor albii minore.

Sedimentele pe care s-au format solurile sînt destul de variate (pl. II). Cele mai răspîndite sînt depozitele luto-argiloase loessoide a căror grosime variază între 0,5—10 m. Grosimi mai mari se observă pe versanţii sudici ai interfluviilor, adăpostiţi vînturilor de N şi NW. Materialul acestor formaţiuni loessoide se pare că a rezultat prin transformarea marnelor şi argilelor de pe versanţi şi culmile înguste (de pe suprafaţă activă); de regulă acest material a fost transportat, triat şi redepus fie de vînturile predominante, fie de apele de şiroire, fie de ambii agenţi pe versanţii adăpostiţi sau nu prea înclinaţi. Depozitele argiloase loessoidizate sînt predominante în cuprinsul masivului Hăpăi. Acestea provin tot din transformarea marnelor şi se caracterizează printr-o argilozitate mai pronunţată.

Depozitele argiloase carbonatice au fost separate numai în cuprinsul părţii de cîmpie în punctele de altitudine maximă. Au rezultat din transformarea argilelor carbonatice sarmaţiene, *in situ*.

Pe versanţii erodaţi ai interfluviilor apar depozite variate *in situ* sau remaniate : depozite luto-argiloase loessoide, depozite argiloase loessoidizate şi depozite argiloase carbonatice. Pe luncile Sitnei şi afluenţilor săi se întîlnesc depozite aluviale. Cele din lunca Sitnei sînt mai uniforme ca textură, predominînd textura grea.

În figura 3 sînt redate curbele cumulative pentru cîteva depozite menţionate mai sus. Se observă că depozitele loessoide sînt mai bine triate, avînd ca fracţiune predominantă (modul) fracţiunea 0,02—0,06 mm, în comparaţie cu depozitele argiloase care au o distribuţie aproape uniformă a particulelor.

Apa freatică se găseşte în cuprinsul interfluviilor din cîmpie la adîncimi mari (10—12 m) la baza depozitelor de loess, neinfluenţînd profilul de sol; excepţie fac unele suprafeţe de obîrşie ale văilor secundare unde

INSTITUTUL GEOLOGIC BIBLIOTECA

nivelul freatic este mai aproape de suprafaţa (3—5m), influenţînd direct formarea şi evoluţia solurilor. Între 0,5 — 3 m adîncime se găseşte în lunca Sitnei şi afluenţilor săi (valea Nisipurilor şi valea Morilor). Se observă de

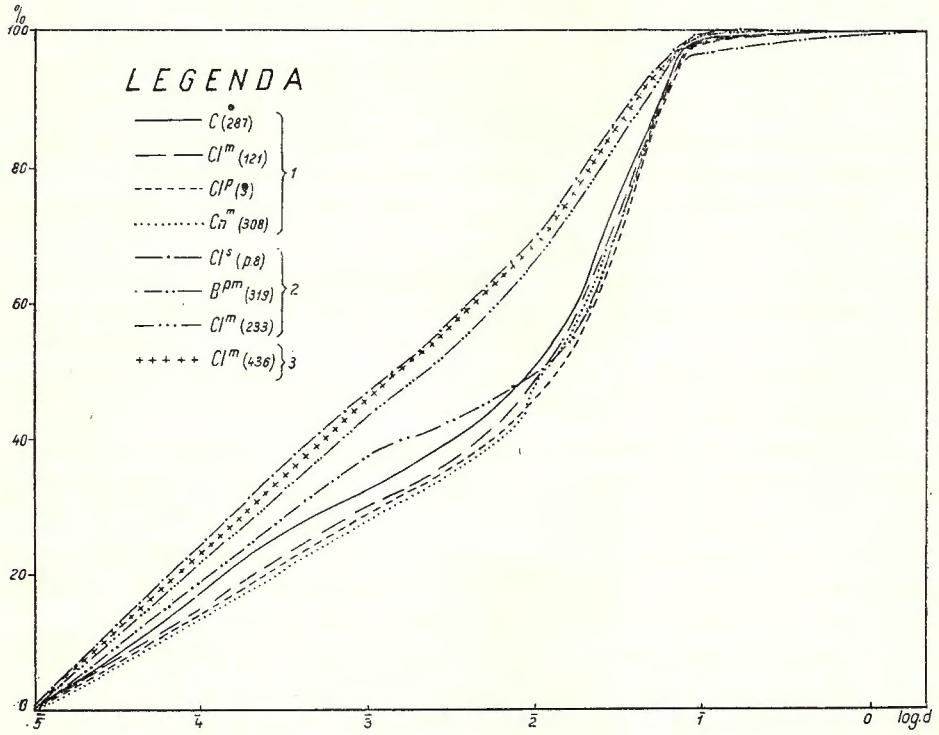


Fig. 3. — Courbe cumulative ale unor sedimente din cîmpia Jijiei (Bazinul superior al Sitnei). 1, depozite loessoide; 2, depozite argiloase loessoidizate; 3, depozite argiloase slab carbonatice (predominant eluviale). Cifrele reprezintă nr. profilelor de sol redate în tabele.

Courbes cumulatives de certains sédiments du plateau de la Jijia (bassin supérieur de la Sitna). 1, dépôts loessoides; 2, dépôts argileux à caractère de loess; 3, dépôts argileux à teneur réduite en carbonates (prédominant éluviaux). Les numéros des courbes des diagrammes représentent les numéros des profils des sols indiqués dans les tableaux.

asemenea numeroase lacuri amenajate în lungul văilor. Analizele probelor de apă recoltate din aceste lacuri scot în evidenţă conţinutul în săruri relativ ridicat (0,6—0,9% reziduu sec) cu predominarea bicarbonaţilor şi sulfaţilor de sodiu şi magneziu.

În sectorul studiat se deosebesc: un climat de antestepă mai uscat (provincia climatică Dfbx, cu influenţe Bsbx) în Cîmpia Jijiei superioare şi un climat mai umed, în care se întrepătrund elemente ale climatului

de antestepă cu acelea ale climatului de pădure din Podişul Sucevii. Pentru partea din Cîmpia Jijiei, temperatura medie anuală este cuprinsă între 8—9°C (8,4°C la Dorohoi şi 8,7°C la Botoşani) cu amplitudini destul de mari între maximele şi minimele de temperatură (+38,0° şi —32,5° la Dorohoi; +39,2° şi —30,2° la Botoşani).

Precipitaţiile sînt mai abundente în W (Dorohoi 558,8 mm; Dumbrăveni 580 mm), atingînd valori apropiate de 600 mm, faţă de cîmpie unde media lor coboară chiar sub 500 mm (Truşeşti 495 mm; Dimăcheni 517,1 mm); cad mai ales la începutul şi sfîrşitul primăverii.

Regimul eolian este neregulat cu frecvenţa cea mai mare dinspre N-NW şi SE pentru întreaga regiune.

Durata medie a acoperirii solului cu zăpadă este de 63 de zile, iar grosimea stratului este neuniformă. Pantele vestice păstrează foarte puţină zăpadă.

Indicele de ariditate atinge valori cuprinse între 25—30 (Dorohoi 30; Dimăcheni 25).

Vegetaţia este reprezentată prin elementele silvostepei şi pădurii şi prin asociaţii de locuri umede. Se observă o strînsă concordanţă între zonele de sol, vegetaţie şi relief.

În partea de cîmpie a Jijiei superioare, vegetaţia are un caracter de silvostepă. Pe feţele de coronament ale interfluviilor cît şi pe versanţii mai însoriţi se întîlnesc asociaţii xero şi mezofile ca: asociaţii de *Festuca valesiaca*, de *Poa pratensis*, de *Agropyrum repens*, de *Trifolium repens*, iar pe coame mai uscate apar asociaţii tipic xerofile ca: asociaţia de *Andropogon ischaemum*, de *Stipa capillata* şi de *Agropyron cristatum*.

Zona mai înaltă din vest se caracterizează prin prezenţa pădurilor în componenţa cărora intră *Quercus petraea* dominant, *Q. robur*, *Carpinus betulus*, *Acer campestris*. În lunci şi pe versanţi cu complexe de glimee se întîlnesc asociaţii de *Agrostis alba*, de *Poa pratensis*, de *Festuca pratensis*, de *Lolium perenne*.

Ca plante halofile pe suprafeţe foarte reduse s-au identificat asociaţii de *Puccinelia distans*, de *Artemisia maritima* şi de *Statice gmelini*.

II. Solurile

În învelişul de sol al bazinului superior al Sitnei predomină solurile automorfe zonale, reprezentate prin soluri de silvostepă (cernoziomuri şi cernoziomuri levigate) şi soluri de pădure (cenuşii şi brune-cenuşii). Solu-

rile intrazonale, puţin răspîndite, sînt reprezentate prin lăcovişti şi sărături, la care se adaugă unele soluri slab dezvoltate: regosoluri şi soluri aluviale. Solurile hidroautomorfe — freatic sau stagnohidroautomorfe — sînt de asemenea puţin răspîndite.

În răspîndirea solurilor (pl. III) se observă o zonalitate destul de clară: de la nord-est spre sud-vest paralel cu schimbarea reliefului, se dezvoltă succesiv cernoziomurile, pe unele interfluvii înguste, cernoziomurile levigate, solurile silvestre cenuşii şi soluri silvestre brune-cenuşii, ultimele caracterizînd relieful mai înalt. Continuitatea răspîndirii solurilor zonale este întreruptă îndeosebi de văile care fragmentează regiunea de-a lungul cărora apar soluri aluviale şi regosoluri (pe versanţi) asociate cu soluri erodate.

Cernoziomuri şi cernoziomuri levigate. Cernoziomurile şi cernoziomurile levigate au cea mai largă răspîndire în bazinul superior al Sitnei, ocupînd aproape în întregime sectorul de cîmpie. S-au format pe depozite loessoide, loessoidizate sau pe argile şi ocupă diverse forme de relief; pe versanţi se asociază uneori cu lăcovişti şi sărături, iar alteori cu regosoluri.

Au fost subîmpărţite în unităţile specificate în legenda hărţii de la nr. 1 la 7, care vor fi descrise în cele ce urmează.

Cernoziomuri. Acestea ocupă suprafeţe reduse reprezentate în general prin versanţi cu expoziţie sudică sau sud-vestică sau prin interfluvii înguste (la SW de Roman, la W de Mîndreşti, la NW de Corlăţeni). S-au format pe depozite luto-argiloase loessoide şi pe argile carbonatice.

Cernoziomurile formate pe depozite loessoide prezintă de obicei carbonaţi în orizontul de tranziţie; ele au unele caractere morfologice (cum sînt: structura alunară-nuciformă în orizontul de tranziţie, pseudomicelii şi eflorescenţe de CO_3Ca) care par a dovedi că au evoluat din cernoziomuri slab levigate prin regradare.

Un profil de cernoziom prezintă următoarele caractere morfologice:

Localizare: 1,5 km SW Mîndreşti (profil 287)
Relief: interfluviu îngust (100—150 m) uşor bombat
Altitudinea: aproximativ 200 m
Roca: depozit loessoid (luto-argilos)
Folosinţă: arabil.

A 0—43 cm, lut greu, cenuşiu foarte închis (10YR 3/1) în stare umedă şi cenuşiu închis-cenuşiu foarte închis (10YR 4/1 — 3/1) în stare uscată; grăunţos mic-mediu, colţuros; afînat; rădăcini ierboase; reavăn, trecere netă;

A/C′ 43—54 cm; lut greu, brun cenuşiu foarte închis (10 YR 3/2) în stare umedă şi brun (10 YR 5/3) în stare uscată cu pete albe (N8/0) structură mic alunară-grăunţos mare; poros; afînat; rădăcini ierboase frecvente; reavăn; efervescenţă moderată, eflorescenţe de CO_3Ca; trecere treptată

A/C″ 54—78 cm, lut greu; brun închis (10YR 3/3) în stare umedă cu pete şi vinişoare de CO_3Ca (10YR 8/1) şi brun-brun deschis (7,5 YR 5/4—6) în stare uscată cu vinişoare de CO_3Ca (N8/0); alunar mare, uşor friabil; afînat, poros; reavăn; efervescenţă puternică, eflorescenţe de CO_3Ca; trecere treptată;

C sub 78 cm; lut mediu; brun gălbui deschis (10 YR 6/4) în stare umedă cu pete albe (10YR 8/1) şi brun foarte pal (10YR 7/3) în stare uscată cu pete şi vinişoare de CO_3Ca (10YR 8/1); poros; afînat-slab compact; vinişoare şi concreţiuni mici de CO_3Ca.

În orizontul A (tabelul 1, fig. 4) conţinutul de argilă (< 0,002 mm) este cuprins între 38—40% şi scade treptat pe profil (în orizontul C 33—34%). Conţinutul de humus este relativ ridicat, 5% în orizontul superior; pe profil scade treptat menţinîndu-se la 2% la adîncimea de 75 cm. Cantitatea de N total este de asemenea ridicată (≃ 0,250% în stratul arat), iar raportul C : N este cuprins între 12—13,3. Conţinutul de P_2O_5 total este însă moderat. Capacitatea de schimb cationic T, este relativ ridicată, 41—42 me/100 g sol în orizontul A. Printre cationii de schimb predomină Ca (72—80%), urmat de Mg (12—15%). Gradul de saturaţie în baze depăşeşte în mod obişnuit 88—90%, iar pH-ul este neutru (≃ 7).

În comparaţie cu cernoziomurile din Cîmpia Română, cernoziomurile din regiunea cercetată sînt, deci, mai bogate în humus şi au un pH şi grad de saturaţie în baze ceva mai mic.

Cernoziomurile formate pe depozite argiloase carbonatice — întîlnite pe interfluviile cele mai înalte — sînt lipsite de structura caracteristică cernoziomurilor, din care cauză au fost separate în legendă sub denumirea de cernoziomuri zlotoase; ele apar asociate cu cernoziomuri zlotoase slab levigate.

Cernoziomurile zlotoase prezintă un orizont A în general mai subţire, dar cu culoare foarte închisă, aproape negru, cu reflexe metalice, nestructurat sau bulgăros, cu fisuri şi crăpături; orizontul de tranziţie, închis la culoare, este puternic dezvoltat, iar orizontul C se caracterizează prin acumulări făinoase de CO_3Ca.

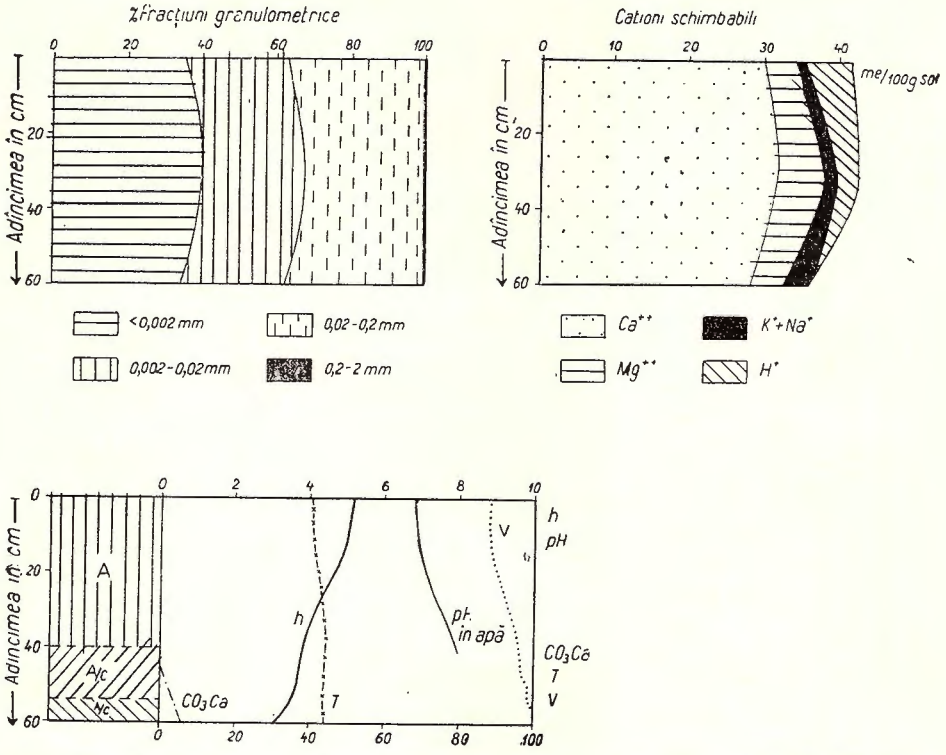


Fig. 4. — Variaţia însuşirilor fizico-chimice pe profilul unui cernoziom format pe depozite luto-argiloase loessoide (P 287 SW Mîndreşti).

A. Alcătuirea granulometrică; B. Însuşiri fizico-chimice; C. Alcătuirea capacităţii de schimb cationic; h, humus în %; H, reacţia în valori pH; CO_3Ca, carbonaţi în %; T, capacitatea de schimb cationic în me la 100 g sol; V, gradul de saturaţie în baze în %.

Variation des propriétés physico-chimiques le long d'un profil de chernozem formé sur des dépôts limoneux-argileux loessoides (P 287 au SW de Mîndreşti).

A. Composition granulométrique; B. Propriétés physico-chimiques; C. Composition de la capacité d'échange cationique; h, humus en %; pH, réaction en valeurs pH; CO_3Ca, carbonates en %; T, capacité d'échange cationique en me pour 100 g de sol; V, taux de saturation en bases en %.

Cernoziomuri levigate. Acoperă cea mai mare parte din regiunea studiată.

Relieful pe care s-au format este reprezentat prin interfluvii avînd o morfologie variată : unele au aspect de poduri uşor bombate ce ating lăţimi de 2 km, iar altele sînt alcătuite din cueste, cu versantul prelung orientat spre NE şi spre E ; rareori apar pante prelungi cu expoziţie sudică (pl. I).

Materialul parental este constituit în cea mai mare parte din depozite loessoide, mai subţiri în partea superioară a versantului în cazul

TABELUL 1

Date analitice referitoare la un cernoziom

Analişti: Silvia Dumitru, Margareta Dobrescu, Hareta Mac, P. Vasilescu

Orizont	Adîncimea în cm	Fracţii granulometrice: g la 100 g sol uscat la 105°						Recalculate la partea silicatică						Humus %	N %
		Nisip grosier 2–0,2 mm	Nisip fin 0,2–0,02 mm	Praf 0,02-0,002 mm	Argilă < 0,002 mm	Argilă fizică <0,01mm	Argilă fină <0,001 mm	2–0,2 mm	0,2-0,02 mm	0,02-0,002 mm	< 0,002 mm	< 0,01 mm	< 0,001 mm		
Cernoziom pe depozit argilos loessoid:															
A	0–20	0,3	32,8	24,6	35,4	49,0	31,3	0,3	35,2	26,5	38,0	52,6	35,6	5,01	0,26
A	20–40	0,4	32,3	23,8	37,7	50,3	32,5	0,4	34,3	25,3	40,0	53,3	34,5	4,13	0,23
A/C′	45–54	0,3	32,9	25,2	35,2	50,2	31,4	0,4	35,1	26,9	37,6	53,6	33,5	2,67	0,15
A/C″	55–75	0,3	33,3	26,3	33,7	48,5	30,8	0,3	35,6	28,1	36,0	51,8	32,9	2,01	—
C	78–98	0,2	29,4	23,6	27,1	39,5	24,3	0,3	36,6	29,4	33,7	49,2	30,3	—	—

C/N	$CaCO_3$ %	P_2O_5 %	pH	Cationi schimbabili: în me la 100 g sol						în % din sumă					V %
				Ca	Mg	K	Na	H	T	Ca	Mg	K	Na	H	
P 287—SW Mîndreşti															
13,3	—	0,12	6,9	30,12	5,07	0,57	0,78	4,99	41,50	72,6	12,2	1,4	1,8	12,0	88,0
12,3	—	0,11	7,6	32,88	5,74	0,56	0,59	2,67	42,44	77,5	13,5	1,3	1,4	6,3	93,7
12,0	2,2	—	—	29,55	5,70	0,60	1,19	—	37,04	79,7	15,4	1,6	3,3	—	100,0
—	3,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	17,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

cuestelor şi mai groase spre baza ei (5—10 m); s-au format de asemenea pe depozite argiloase loessoidizate şi argile carbonatice recente.

După stadiul de evoluţie, cernoziomurile levigate au fost împărţite în slab, moderat şi puternic levigate. Cernoziomul slab levigat se întîlneşte mai frecvent pe capetele mai înguste ale interfluviilor în zona de confluenţă, dar pot apărea şi sub forma unor fîşii înguste în treimea superioară a pantelor structurale. Cernoziomul moderat levigat are cea mai largă răspîndire, ocupînd majoritatea interfluviilor. Cernoziomurile puternic levigate au o răspîndire redusă şi apar de obicei pe depozite mai puţin argiloase.

Caracterele morfologice ale cernoziomurilor levigate formate pe depozite loessoide şi loessoidizate reies din descrierile ce urmează:

Cernoziom slab levigat

Localizare: NW Dacia, 2 km (profil 8).
Relief: interfluviu uşor bombat în cîmpia colinară a Jijiei.
Altitudine: 225 m.
Roca mamă: depozit argilos loessoidizat.
Folosinţă: arabil.

A 0—30 cm; lut greu-argilă uşoară; cenuşiu foarte închis (10YR 3/1) în stare umedă şi cenuşiu închis (10YR 4/1) în stare uscată; grăunţos mediu-mare; afînat-slab compact; potrivit de umed; rădăcini ierboase; trecere treptată;

A/B 30—50 cm; argilă uşoară; cenuşiu foarte închis cu pete brun-gălbui (10YR 3/1—5/4) în stare umedă şi cenuşiu închis cu brun-gălbui deschis (10YR 4/1—5/4) în stare uscată; nuciform-alunar; compact; reavăn-jilav; rădăcini ierboase; trecere treptată;

B 50—84 cm; argilă uşoară; brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă şi brun-gălbui deschis-brun pal (10YR 6/4—6/3) în stare uscată; columnoid-prismatic mare; compact; jilav; trecere netă;

C sub 84 cm; argilă uşoară; brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă şi brun pal (10YR 6/3) în stare uscată; mai puţin compact decît orizontul B; efervescenţă puternică; vinişoare de CO_3Ca.

Cernoziom moderat levigat

Localizare: SE Epureni, 3 km (profil 121)
Relief: Interfluviu relativ dezvoltat, uşoară pantă structurală sud-estică.
Altitudine: 220 m
Roca mamă: depozit loessoid
Folosinţă: arabil

A 0—36 cm; lut greu; cenuşiu foarte închis-negru (10YR 3/1—2/1) în stare umedă şi cenuşiu închis (10YR 4/1) în stare uscată; grăunţos mic-mediu; afînat; reavăn; uşor friabil; trecere treptată;

A/B 36—54 cm; lut greu; brun-cenuşiu foarte închis (10YR 3/2) în stare umedă şi brun-cenuşiu închis (10YR 4/1) în stare uscată; mic nuciform-alunar; poros; afînat-uşor compact; rădăcini ierboase; trecere clară-treptată;

B 54—97 cm; lut greu; brun-brun închis (10YR 5/3—3/3) în stare umedă şi brun-gălbui (10YR 5/4) în stare uscată; columnoid-slab prismatic; poros; uşor compact; reavăn; trecere treptată;

C sub 97 cm; lut mediu; brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă şi brun foarte pal (10YR 7/3) în stare uscată; afînat-uşor compact; poros; efervescenţă puternică; vinişoare şi concreţiuni mici de CO_3Ca.

Cernoziom puternic levigat

Localizare: NW Dacia, 3 km (profil 9).
Relief: interfluviu larg, aproape plan.
Altitudine: 200 m.
Roca mamă: depozit loessoid.
Folosinţă: arabil.

A 0—35 cm; lut greu; cenuşiu foarte închis (10YR 3/1) în stare umedă şi cenuşiu-cenuşiu închis (10YR 5/1—4/1) în stare uscată; grăunţos mediu-mare; afînat; poros; reavăn; rădăcini; trecere treptată;

A/B 35—56 cm; lut greu; brun-cenuşiu foarte închis (10YR 3/2) în stare umedă şi brun-cenuşiu (2,5Y 5/2) în stare uscată; alunar; compact; uscat-reavăn; separaţii punctiforme feri-manganice, trecere treptată;

B 56—130 cm; lut greu; brun închis-brun (10YR 4/3—5/3) în stare umedă şi brun-brun pal (10YR 5/3—6/3) în stare uscată; columnoid; foarte compact; uscat-reavăn; rare bobovine mici; trecere netă;

C sub 130 cm; lut greu; brun deschis (10YR 5/4) în stare umedă şi brun pal cu pete albe (10YR 6/3—8/1) în stare uscată; afînat-uşor compact; poros; reavăn; efervescenţă în masă; vinişoare şi mici concreţiuni de CO_3Ca.

Cernoziomurile levigate formate pe argile carbonatice prezintă de regulă caractere morfologice specifice, astfel că au fost separate — ca şi în cazul cernoziomurilor — ca unităţi aparte sub denumirea de cernoziomuri zlotoase levigate. Caracteristica lor principală este lipsa unei structuri grăunţoase în orizontul superior care se prezintă de obicei foarte compact, adesea chiar începînd din primii centimetri. Cernoziomurile levigate zlotoase se asociază de obicei cu cernoziomuri zlotoase. Se redă mai jos caracterele morfologice ale unui cernoziom zlotos (datele analitice în tabelul 2).

Cernoziom moderat levigat zlotos

Localizare: sud Unţeni, 2 km (profil 436)
Relief: interfluviu uşor bombat aproape plan
Altitudine: 240 m
Roca mamă: depozit argilos carbonatic
Folosinţă: arabil.

TABELUL 2

Date analitice referitoare la cernoziomuri levigate

Analişti: Georgeta Atanasiu, Hareta Mac, Margareta Dobrescu, Eugenia Iacob, P. Vasilescu

Orizont	Adînc. în cm	Fracţii granulometrice: g la 100 g sol uscat la 105°: Nisip grosier 2—0,2 mm	Nisip fin 0,2—0,02 mm	Praf 0,02—0,002 mm	Argilă <0,002 mm	Argilă fizică <0,01 mm	Argilă fină <0,001 mm	Recalculate la partea silicatică: 2—0,2 mm	0,2—0,02 mm	0,02—0,002 mm	<0,002 mm	<0,01 mm	<0,001 mm	Humus %	N %	C/N	CO_3Ca %	P_2O_5 %	pH	Cationi schimbabili: în me la 100 g sol: Ca	Mg	K	Na	H	T	în % din sumă: Ca	Mg	K	Na	H	V %
Cernoziom slab levigat pe depozit argilos loessoidizat: P 8 — NW Dacia																															
A	0—15	0,5	24,6	28,2	40,7	57,3	36,0	0,5	26,1	30,0	43,4	61,0	38,2	4,91	0,24	13,8	—	0,12	6,2	23,77	5,32	1,36	0,81	5,82	37,08	64,1	14,3	3,7	2,2	15,7	84,3
A	15—30	0,4	25,4	24,8	44,2	61,0	39,2	0,4	26,8	26,2	46,6	64,3	41,4	4,92	0,26	13,0	—	0,12	6,7	26,81	5,14	1,42	0,87	3,90	38,14	70,3	13,5	3,7	2,3	10,2	89,8
A/B	30—50	0,5	23,3	27,1	45,4	62,0	40,5	0,6	24,1	28,2	47,1	64,4	42,0	3,10	0,17	12,8	—	0,10	6,8	24,55	5,14	0,90	0,85	3,17	34,61	70,9	14,8	2,6	2,5	9,2	90,8
B	50—70	0,4	19,5	25,3	54,6	68,0	49,2	0,4	19,6	25,3	54,7	68,1	49,3	0,96	—	—	—	—	7,1	28,47	5,93	0,86	0,84	2,37	38,47	74,0	15,4	2,2	2,2	6,2	93,8
B	70—80	0,3	19,8	24,6	55,1	70,3	49,8	0,3	19,8	24,7	55,2	70,4	49,9	—	—	—	0,1	—	7,4	29,10	6,01	0,90	0,93	2,13	39,07	74,5	15,4	2,3	2,4	5,5	94,5
C	90—110	0,2	18,2	26,3	48,9	65,6	43,5	0,3	19,0	28,0	52,7	69,6	46,5	—	—	—	5,7	—	8,2	24,59	4,86	0,70	0,98	—	31,13	79,0	15,6	2,3	3,2	—	100,0
Cernoziom zlotos moderat levigat pe argilă carbonatică: P 436 — Sud Unţeni																															
A	0—13	0,3	24,5	29,4	40,5	56,7	34,7	0,3	25,8	31,1	42,8	59,8	36,6	4,13	0,22	12,9	—	0,10	6,9	23,50	4,45	0,61	0,28	4,65	33,49	70,5	13,6	1,9	0,8	13,3	86,7
A	13—27	0,2	25,0	29,5	40,8	57,5	35,0	0,2	26,2	30,9	42,7	60,2	36,6	3,87	0,20	11,9	—	0,09	6,8	23,10	4,87	0,60	0,23	4,65	33,45	69,1	14,6	1,9	0,8	13,8	86,2
A/B	27—40	0,3	24,4	28,7	43,5	59,8	38,8	0,3	25,2	29,6	44,9	61,7	40,2	2,71	0,16	11,4	—	0,08	6,8	22,80	4,25	0,60	0,68	4,60	32,93	69,3	13,0	1,8	2,1	13,8	86,2
B	45—65	0,2	21,2	27,0	51,9	66,5	45,3	0,3	21,3	26,2	52,2	66,9	45,6	—	—	—	—	—	7,0	23,40	5,05	0,65	0,48	3,60	33,18	70,1	16,5	1,9	1,5	10,8	89,2
B	65—85	0,2	20,8	26,7	50,9	66,2	44,1	0,2	21,1	27,1	51,6	67,1	44,8	—	—	—	0,1	—	7,2	23,60	5,40	0,67	0,32	3,50	33,49	70,8	16,3	2,0	0,9	10,6	89,4
C	95—115	0,2	16,1	23,7	44,6	58,6	38,5	0,2	19,1	28,0	52,7	69,2	45,5	—	—	—	14,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cernoziom moderat levigat pe depozit argilos loessoidizat: P 233 — S Nicşeni																															
A	0—20	0,2	32,3	28,6	34,0	49,5	28,9	0,2	34,0	30,1	35,7	52,1	30,4	3,68	0,20	12,2	—	0,15	6,5	20,25	4,35	0,89	0,51	5,22	31,22	64,8	13,9	2,9	1,7	16,7	83,3
A	20—40	0,2	32,0	28,3	35,8	51,7	31,6	0,3	33,3	29,3	37,1	53,6	32,8	3,38	0,19	11,9	—	0,15	6,8	22,45	4,44	0,71	0,55	5,34	33,49	67,0	13,3	2,1	1,7	15,9	84,0
A/B	40—60	0,2	29,4	28,8	39,0	54,6	33,8	0,2	30,4	29,1	40,3	56,1	35,0	1,92	—	—	—	—	7,1	21,84	4,61	0,67	0,58	3,94	31,64	69,0	14,6	2,1	1,9	12,4	87,5
B	65—85	0,1	30,2	27,0	42,0	57,6	38,5	0,1	30,7	26,4	42,8	58,5	39,1	0,72	—	—	—	—	7,0	21,27	5,49	0,64	0,62	3,93	32,00	66,5	17,1	2,2	2,0	12,3	87,7
B	85—105	0,1	29,0	26,4	45,0	59,7	40,3	0,1	27,4	26,8	45,7	60,6	40,9	—	—	—	0,1	—	7,4	22,50	5,64	0,71	0,66	2,80	32,31	69,6	17,5	2,2	2,0	8,7	91,3
C	110—130	0,1	19,2	24,2	42,0	56,8	57,1	0,2	22,4	28,3	49,1	66,3	43,4	—	—	—	12,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cernoziom moderat levigat pe depozit luto-argilos loessoid: P 121 — SE Epureni																															
A	0—18	0,1	35,3	23,8	33,9	46,6	30,5	0,1	37,9	25,6	36,4	49,4	32,7	5,22	0,26	13,1	—	0,12	6,5	24,05	3,71	0,78	0,76	4,27	35,58	71,6	11,1	2,3	2,9	12,8	87,3
A	18—36	0,1	35,6	23,3	35,7	48,0	32,3	0,1	37,6	24,6	37,7	50,8	34,1	4,19	0,22	12,9	—	0,11	7,3	25,30	3,00	0,56	0,70	2,69	32,25	78,5	9,3	1,7	2,8	8,3	91,7
A/B	36—54	0,1	36,8	24,1	35,2	47,9	31,9	0,1	38,2	25,1	36,6	49,3	33,2	2,80	0,15	12,9	—	0,09	7,4	22,75	2,60	0,55	0,63	1,99	28,52	79,8	9,1	1,9	2,2	6,9	93,0
B	60—80	0,1	38,3	24,4	35,4	47,8	32,2	0,1	39,0	24,8	36,1	48,7	32,8	—	—	—	—	—	8,0	23,39	2,94	0,52	0,66	1,03	28,54	81,9	10,3	1,8	2,3	3,6	96,4
B	80—97	0,1	37,4	24,6	35,8	48,9	32,5	0,1	38,2	25,1	36,6	50,0	33,3	—	—	—	0,6	—	8,0	15,92	—	0,52	1,30	—	17,74	89,8	—	2,9	7,3	—	100,0
C	100—120	0,1	34,2	21,0	27,8	38,0	24,0	0,1	41,3	25,3	33,3	46,0	29,1	—	—	—	16,5	—	8,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cernoziom puternic levigat pe depozit luto-argilos loessoid: P 9 — NW Dacia																															
A	0—20	0,1	34,3	30,4	31,7	47,5	27,6	0,2	34,3	32,5	33,0	47,5	27,6	2,99	0,16	13,0	—	0,10	6,2	16,30	2,31	0,58	0,48	5,02	24,69	77,0	9,4	2,3	2,0	20,3	79,7
A	20—40	0,1	32,8	30,0	33,9	48,5	30,2	0,1	33,5	31,5	35,1	48,7	30,2	3,06	0,15	13,5	—	0,10	6,6	18,09	2,53	0,55	0,37	3,49	26,03	72,3	10,1	2,2	1,5	13,9	86,0
A/B	40—56	0,1	32,8	29,8	34,9	49,3	31,3	0,1	33,4	31,0	35,0	49,3	31,3	2,25	0,13	11,9	—	0,07	6,9	18,48	2,62	0,58	0,45	2,94	25,07	73,7	10,5	2,3	1,8	11,7	88,3
B	60—80	0,1	30,3	30,5	38,5	53,5	34,8	0,1	30,4	31,0	38,5	53,5	34,8	0,86	—	—	—	—	7,3	19,32	2,18	0,62	0,52	2,39	26,03	77,2	8,7	2,5	2,1	9,6	90,5
B	80—100	0,1	32,9	29,7	36,4	50,9	32,8	0,1	33,0	30,7	36,1	50,8	32,8	—	—	—	—	—	7,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
B	100—120	0,2	32,7	28,9	37,5	52,7	34,4	0,2	33,0	29,3	37,5	52,7	34,4	—	—	—	0,0	—	7,4	23,00	2,92	0,71	0,80	2,30	29,73	77,4	9,8	2,4	2,7	7,7	92,3
C	135—155	0,2	26,7	27,1	35,5	52,8	32,4	0,2	33,5	29,8	36,5	50,8	32,4	—	—	—	7,4	—	8,2	23,25	1,81	0,60	1,04	—	26,70	87.1	6,8	2,3	3,9	—	100,0

A 0—27 cm, lut greu-argilă uşoară; cenuşiu închis-cenuşiu foarte închis (10YR 3/1—4/1) în stare umedă şi cenuşiu închis (10YR 4/1) în stare uscată; macronuciform; compact, crăpături verticale (1—1,5 cm lăţime); rădăcini ierboase; trecere treptată;

A/B 27—40 cm; argilă uşoară; brun închis cu pete cenuşii foarte închise (10YR 4/1—3/1) în stare umedă şi brun cu pete cenuşii închise (10YR 5/4—4/1) în stare uscată; microbulgăros; foarte compact; uscat; rădăcini ierboase rare; trecere treptată;

B 40—92 cm; argilă uşoară; brun-brun gălbui (10YR 5/3—5/4) în stare umedă şi brun gălbui deschis (10YR 6/4) în stare uscată; bulgăros mare; foarte compact; reavăn; crăpături verticale (0,5 cm lăţime); separaţii punctiforme ferimanganice; trecere netă;

C sub 92; argilă uşoară; brun gălbui cu pete albicioase (10YR 5/4—8/1) în stare umedă şi brune gălbui deschis cu pete şi vinişoare de CO_3Ca (10YR 6/4—8/1) în stare uscată; bulgăros mare; foarte compact; reavăn-uscat; efervescenţă puternică; vinişoare şi acumulări de CO_3Ca uşor friabile (făinoase).

Au fost separate pe hartă şi cîteva mici unităţi cu cernoziomuri levigate freatic-umede. Apariţia acestora este legată de arealele de obîrşie ale unor văi secundare în cuprinsul cărora stratul acvifer freatic se află la 3—5 m adîncime. Datorită umezirii părţii inferioare a profilului, cernoziomurile levigate freatic-umede prezintă o slabă gleizare la baza profilului.

Datele analitice din tabelul 2 şi fig. 5 referitoare la diferite cernoziomuri levigate arată predominarea solurilor cu textură grea—luto argiloasă sau argiloasă — în bazinul superior al Sitnei; în orizontul superior conţin între 33—43 % argilă (sub 0,002 mm). Nu se observă pe profil o migrare de argilă sau migrarea este foarte slabă (indicile de diferenţiere texturală este sub 1,2). Se constată că textura cernoziomurilor levigate formate pe depozite loessoidizate sau pe argilă devine mult mai fină în orizontul inferior; dimpotrivă, în cazul cernoziomurilor levigate formate pe depozite loessoide textura la baza profilului devine mai puţin fină.

Conţinutul de humus în orizontul superior este de 4—5 % la cernoziomurile slab şi moderat levigate şi scade la 3—4 % la cele puternic levigate. Conţinutul de N total depăşeşte de obicei 0,200 % cu excepţia cernoziomurilor puternic levigate la care conţinutul de N este mai redus; raportul C : N variază între 12 şi 13,8. Conţinutul de P_2O_5 total este moderat: 0,100—0,150 %. Capacitatea de schimb cationic are valori cuprinse între 31 şi 37 me la 100 g sol, fiind mai mare cu cît conţinutul de humus şi de argilă este mai ridicat; printre cationi predomină Ca. Gradul de saturaţie în baze este peste 83—87 % (= 80% la cernoziomurile puternic levigate), iar pH-ul variază între 6,2—6,5, fiind mai ridicat la cernoziomurile levigate zlotoase (6,9).

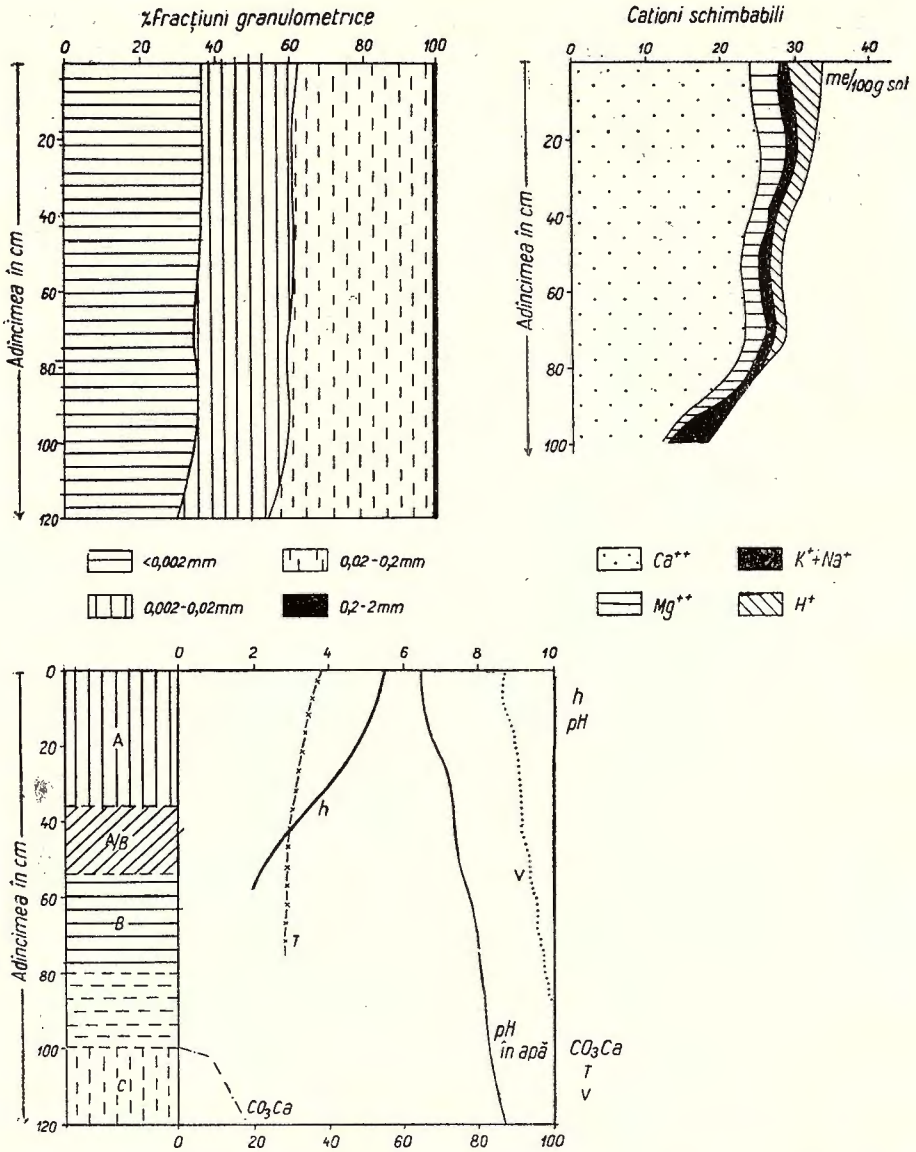


Fig. 5. — Variația însușirilor fizico-chimice pe un profil de cernoziom moderat levigat format pe depozite luto-argiloase loessoide (profil 121 SE Epureni). Legendă, vezi fig. 4.

Variation de propriétés physico-chimiques le long d'un profil de chernozem modérément lévgué formé sur des dépôts limoneux-argileux loessoides (profil 121 au SE de Epureni). Légende, voir fig. 4.

Deşi prin însuşirile fizico-chimice şi chimice cernoziomurile zlotoase levigate sînt asemănătoare cernoziomurilor levigate propriu-zise (formate pe depozite loessoide), totuşi se deosebesc mult de acestea prin însuşirile fizice, avînd o greutate volumetrică mai mare, o porozitate mult mai scăzută şi o permeabilitate, de asemenea redusă (dacă se fac corecţiile corespunzătoare datorită scurgerilor de apă pe crăpături care apar în cazul cernoziomurilor zlotoase prin uscare).

Prin însuşirile morfologice, fizice şi fizico-chimice cernoziomurile levigate din bazinul Sitnei, ca de altfel toate cernoziomurile levigate din nordul Moldovei, se aseamănă mult cu cele din Cîmpia Transilvaniei. Faţă de cernoziomurile levigate din Cîmpia Română se diferenţiază printr-un conţinut de humus ceva mai ridicat şi printr-un pH şi grad de saturaţie în baze mai mici.

Cernoziomurile şi cernoziomurile levigate din bazinul superior al Sitnei sînt soluri cu fertilitate naturală ridicată. Sînt cultivate aproape pe întreaga suprafaţă îndeosebi cu porumb şi grîu; datorită texturii lor grele sînt soluri foarte indicate pentru cultura grîului şi orzului. Se obţin de obicei recolte ridicate de grîu din care rezultă o făină de cea mai bună calitate.

Îngrăşămintele organice bine fermentate şi cele minerale cu azot dau sporuri însemnate de recoltă.

Soluri silvestre. Solurile silvestre sînt dominante în partea vestică şi sud-vestică a sectorului cercetat, care corespunde totodată reliefului mai înalt. Apar pe diverse forme de relief, cu excepţia luncilor, şi pe sedimente relativ variate ca textură şi geneză.

Pe versanţi se asociază de obicei cu regosoluri.

Au fost separate pe hartă (în legendă la nr. 8—11) soluri silvestre cenuşii închise, soluri silvestre cenuşii tipice, soluri silvestre brune-cenuşii moderat podzolite şi soluri silvestre brune-cenuşii moderat podzolite pseudogleizate. Solurile silvestre cenuşii închise, cenuşii tipice şi brune cenuşii formează o serie genetică continuă de soluri silvestre, primele făcînd legătură cu cernoziomurile levigate, iar ultimele constituind un stadiu relativ înaintat de evoluţie spre solurile podzolice argilo-iluviale.

Soluri silvestre cenuşii închise. Acestea apar îndeosebi pe piemontul Ipoteşti—Brăeşti. Morfologic se diferenţiază relativ puţin de cernoziomurile levigate, mai ales dacă sînt cultivate; prezintă însă pudrare evidentă cu cuarţ în orizontul A şi AB.

Un profil de sol silvestru cenuşiu închis prezintă următoarele caractere morfologice (datele analitice în tabelul 3):

Localizare: 1,5 km, NE Dolina (profil 318)

Relief: piemont de acumulare cu înclinare uşoară de 4—5°, expoziţie NE.

Altitudine: 200 m

Roca: depozit loessoid subţire situat pe argile

Folosinţa: teren arabil.

A 0—34 cm; lut mediu-lut greu; brun-cenuşiu foarte închis (10YR 3/2) în stare umedă şi brun-cenuşiu (10YR 5/2) în stare uscată; grăunţos; uşoară pudrare cu silice; afînat; poros; reavăn; rădăcini ierboase; trecere treptată;

A/B 34—50 cm; lut greu; brun cenuşiu închis (10YR 4/2) în stare umedă şi brun-cenuşiu (10YR 5/2) în stare uscată; uşoară pudrare cu silice; alunar mic; afînat; reavăn; trecere treptată;

B′ 50—75 cm; lut greu; brun închis (10YR 4/3) în stare umedă şi brun (10YR 5/3) în stare uscată; columnoid; slab compact; reavăn; trecere treptată;

B″ 75—100 cm; lut greu; brun (10YR 5/3) în stare umedă şi brun-gălbui (10 YR 5/4—5/6) în stare uscată; columnoid slab prismatic; reavăn; slab compact; separaţii punctiforme ferimanganice; trecere netă;

C 100—155 cm; lut uşor; brun-gălbui (10YR 5/6) în stare umedă şi brun foarte pal (10YR 7/3) în stare uscată; afînat; poros; efervescenţă puternică; vinişoare de CO_3Ca cu concreţiuni mari de CO_3Ca 1—3 cm Ø; trecere netă.

155—180 cm; nisip brun-oliv deschis (2,5 Y 5/4) în stare umedă, brun-gălbui deschis (10YR 6/4) în stare uscată; afînat; poros; nestructurat; jilav; trecere clară;

180—200 cm; argilă; brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă şi brun-gălbui deschis (10YR 6/4) în stare uscată; afînat-uşor compact; uşor friabil; poros; reavăn.

Soluri silvestre cenuşii tipice. Sînt răspîndite îndeosebi în jurul oraşului Botoşani; pe suprafeţe restrînse se întîlnesc şi pe locul fostelor păduri recent defrişate din zona cernoziomului levigat.

Un profil de sol silvestru cenuşiu tipic este descris mai jos (datele analitice în tabelul 3 şi fig. 6):

Localizare: 2 km Mateeni (profil 308).

Relief: interfluviu uşor bombat defrişat cu 20 de ani în urmă.

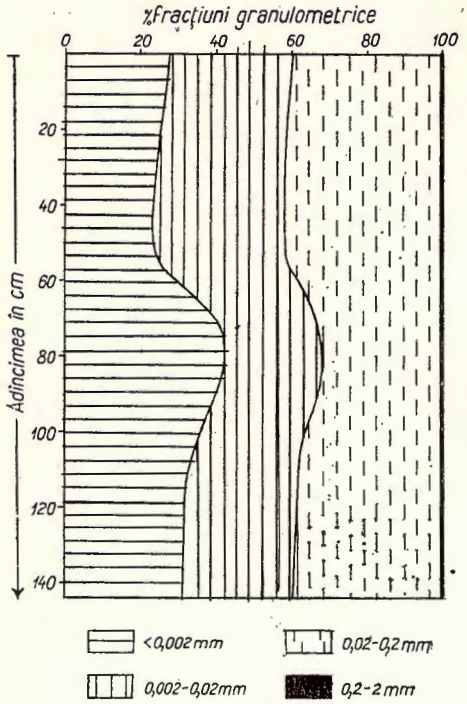
Altitudine: 210 m.

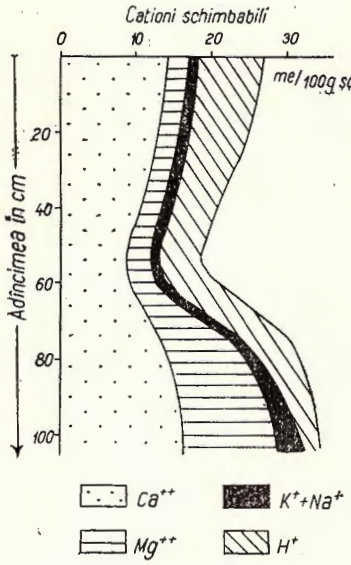
Roca mamă: depozit loessoid.

Folosinţă: arabil.

Al 0—31 lut greu; brun-cenuşiu închis (10YR 4/2) în stare umedă şi cenuşiu-brun cenuşiu (10YR 5/1—5/2) în stare uscată; grăunţos mediu; pudrat cu silice; poros; afînat; trecere treptat-clară;

Ala2 31—48 cm; lut mediu; brun-cenuşiu închis cu pete brune-cenuşii (10YR 4/2—5/2) în stare umedă şi brun-cenuşiu cu pete brune-cenuşii deschise (10YR 5/2—6/2) în stare uscată; mic alunar; puternic pudrat cu silice; bobovine mici rare; uşor compact; trecere treptat clară;





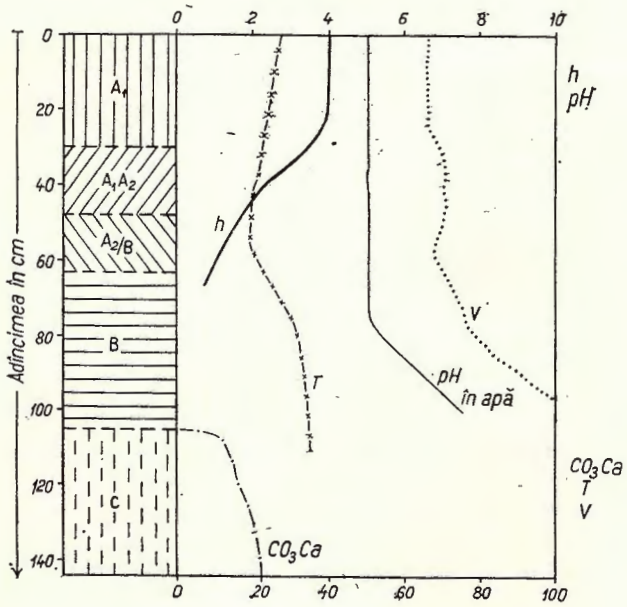


Fig. 6. — Variaţia însuşirilor fizico-chimice pe profilul unui sol silvestru cenuşiu tipic format pe depozite luto-argiloase (profil 308 S Mateeni). Legendă vezi fig. 4.

Variation des propriétés physico-chimiques le long d'un profil de sol sylvestre gris typique formé sur des dépôts limoneux-argileux (profil 308 au S de Mateeni). Légende, voir fig. 4.

A_2B 48—63 cm; lut greu; brun (10YR 5/3) în stare umedă şi brun pal (10YR 6/3) în stare uscată; alunar mediu; pudrare evidentă cu silice; bobovine mici rare; compact; uscat; rădăcini lemnoase; trecere treptat-clară;

B 63—105 cm; argilă uşoară; brun-brun gălbui închis (10YR 4/4—5/3) în stare umedă şi brun cu pete brune gălbui-brun gălbui deschis (10YR 6/4—5/3) în stare uscată; columnoid-prismatic; compact; bobovine mici frecvente şi separaţii punctiforme ferimanganice; rădăcini lemnoase; trecere netă;

C sub 105 cm; lut greu; brun-gălbui deschis-brun pal deschis cu pete albicioase (10YR 6/4—7/4—8/2) în stare uscată; poros; afînat; reavăn; efervescenţă în masă; vinişoare şi pseudomicelii de CO_3Ca.

Pe suprafeţe mai puţin drenate şi roci relativ mai argiloase solurile cenuşii închise sau tipice pot să prezinte în profil, slabe pete cenuşii şi separaţii punctiforme ferimanganice.

Soluri silvestre brune-cenuşii moderat podzolite. Acestea ocupă suprafeţele împădurite din SW regiunii şi s-au format pe un relief mai înalt de dealuri (300—450 m altitudine). În păduri predomină de regulă *Q. petraea.* Profilul unui sol brun-cenuşiu de pădure — în general mai bine diferenţiat decît al solurilor cenuşii — prezintă următoarele caractere (date analitice în tabelul 3, fig. 7):

Localizare: 800 m SW Brăeşti (profil 319).

Relief: masivul deluros Hăpăi. Fruntea unui deal cu expoziţie estică. Pantă prelungă.

Altitudine: 300 m

Roca mamă: argiloasă.

Vegetaţie: pădure alcătuită din *Quercus petraea, Carpinus betulus, Populus tremula, Ulmus sp.*, rar *Quercus robur.*

A 0—2 cm; litieră cu material mineral afînat.

A_1 2—15 cm; lut mediu; brun-cenuşiu (10YR 5/2) în stare umedă şi cenuşiu (10YR 6/1) în stare uscată; grăunţos mare-mic alunar; uşor friabil; separaţii punctiforme ferimanganice rădăcini lemnoase; trecere treptat-clară;

A1A2 15—30 cm; lut mediu; brun-cenuşiu (2,5Y 5/2) în stare umedă şi cenuşiu-brun deschis (10YR 6/2) în stare uscată; aglomerate mici alunare; afînat-slab compact; separaţii punctiforme ferimanganice; rădăcini lemnoase; trecere treptată-clară;

A2B 30—46 cm; lut mediu-lut greu; brun (10YR 5/3) în stare umedă şi brun pal (10YR 6/3) în stare uscată; pudrat puternic cu silice; micro- şi mezonuciform; separaţii şi bobovine mici ferimanganice; rădăcini lemnoase; slab compact; trecere treptată-clară;

B1 46—80 cm; lut greu; brun (7,5YR 5/4) în stare umedă şi brun-gălbui (10YR 5/4) în stare uscată; columnoid slab prismatic; compact; separaţii punctiforme şi bobovine mici ferimanganice; reavăn; rădăcini lemnoase; trecere treptată;

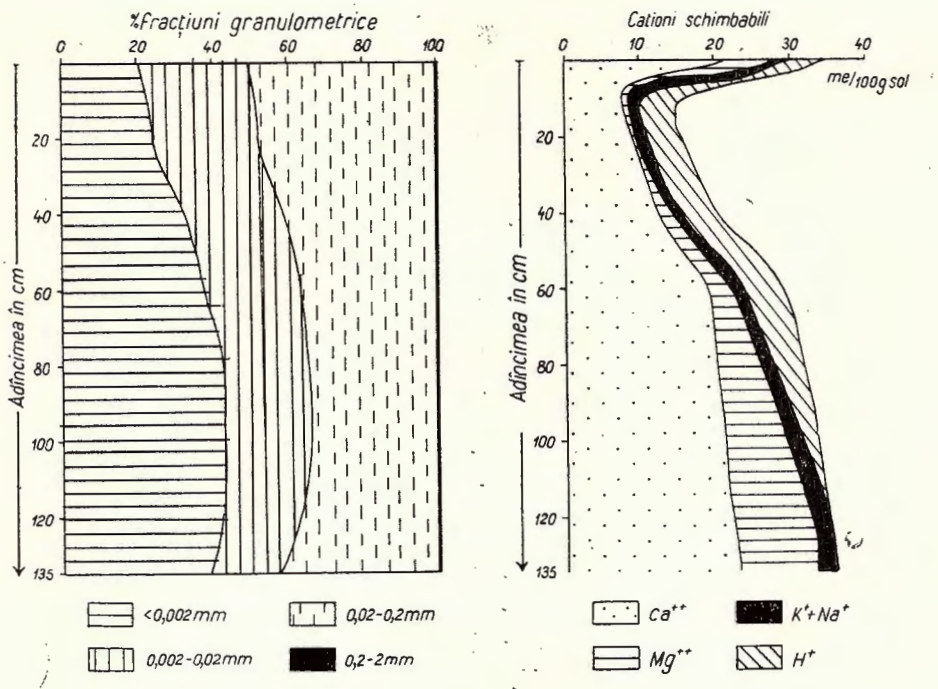
B2 80—109 cm; lut greu-argilă uşoară; brun-brun gălbui (7,5 YR 5/4—10YR 5/4) în stare umedă şi brun-gălbui (10YR 5/4) în stare uscată; columnoid; compact bobovine mici frecvente; reavăn; trecere netă;

TABELUL 3

Date analitice referitoare la soluri silvestre cenuşii şi brune-cenuşii

Analişti: P. Vasilescu (granulometrie); Hareta Mac (pH); Margareta Dobrescu (humus, N, CO_3Ca); Niculina Bratosin (cationi schimbabili).

Orizont	Adîncimea în cm	Fracţii granulometrice: g la 100 g sol uscat la 105°						Recalculate la partea silicatică						Humus %	N %	C/N	CO_3Ca %	P_2O_5 %	pH	Cationi schimbabili: în me la 100 g sol						în % din sumă					V %
		Nisip grosier 2–0,2 mm	Nisip fin 0,2–0,02 mm	Praf 0,02–0,002 mm	Argilă <0,002 mm	Argilă fizică <0,01 mm	Argilă fină <0,001 mm	2–0,2 mm	0,2–0,02 mm	0,02–0,002 mm	<0,002 mm	<0,01 mm	<0,001 mm							Ca	Mg	K	Na	H	T	Ca	Mg	K	Na	H	
Sol cenuşiu închis pe alternanţă de depozite: P 318 — NE Dolina																															
A	0–17	5,0	40,9	25,0	26,2	38,8	23,5	5,1	42,1	25,8	27,0	40,0	24,2	2,37	0,14	11,7	—	0,07	6,3	11,89	3,17	0,53	0,72	3,23	19,54	60,9	16,2	2,7	3,7	16,5	83,5
A	17–34	4,5	39,6	25,4	28,1	40,0	25,8	4,6	40,5	26,1	28,8	41,0	26,4	2,18	0,13	11,7	—	0,07	6,5	13,84	3,25	0,44	0,64	3,13	21,30	65,0	15,3	2,0	3,0	14,7	85,3
A/B	34–50	5,6	35,8	25,4	31,6	45,0	29,1	5,6	36,4	25,8	32,2	45,7	29,6	1,43	0,08	12,0	—	0,06	6,9	15,79	3,06	0,45	0,60	2,51	22,41	70,5	13,7	2,0	2,7	11,2	88,9
B'	50–75	5,6	35,0	24,6	33,6	45,4	30,2	5,7	35,4	24,9	34,0	45,9	30,6	0,94	—	—	0,0	—	6,8	17,35	3,30	0,49	0,52	2,39	24,05	72,1	13,7	2,0	2,2	9,9	90,0
C	105–125	13,6	35,0	15,0	19,7	24,1	16,9	16,3	42,0	18,0	23,7	29,0	20,3	0,43	—	—	158,	—	7,1	11,50	2,03	0,25	0,32	—	14,10	81,6	14,4	1,8	2,2	—	100,0
D	160–180	12,8	75,8	1,2	2,5	3,4	2,3	13,9	82,2	1,2	2,7	3,6	2,5	—	—	—	8,4	—	8,5	2,15	0,70	0,08	0,10	—	3,03	71,0	23,1	2,6	3,3	—	100,0
D	180–200	3,1	19,7	26,0	38,1	54,9	31,2	3,6	22,6	30,0	43,8	63,2	35,9	—	—	—	11,8	—	8,7	19,66	5,53	0,34	0,69	—	26,22	74,3	20,8	1,3	2,6	—	100,0
Sol silvestru cenuşiu tipic pe depozit luto-argilos loessoid: P 308 — S Maleeni																															
A1	0–15	0,2	38,9	31,0	25,5	41,5	20,9	0,2	40,7	32,4	26,7	43,4	21,9	4,01	0,19	14,0	—	—	5,6	13,57	2,98	0,40	0,34	9,08	26,37	51,5	11,3	1,5	1,3	34,4	65,5
A1	15–31	0,3	39,9	31,1	24,8	40,5	20,3	0,3	41,6	32,4	25,7	42,2	21,1	3,95	0,20	13,2	—	—	5,6	12,90	2,85	0,47	0,22	8,31	24,75	52,1	11,5	1,9	0,9	33,6	66,4
A1a2	31–48	0,2	42,3	31,6	23,5	39,0	18,9	0,2	43,3	32,4	24,1	40,0	19,3	2,15	0,12	12,7	—	—	5,9	10,77	3,10	0,32	0,24	6,20	20,63	52,2	15,0	1,6	1,2	30,0	70,0
A2B	48–63	0,2	42,3	32,2	24,5	41,1	21,0	0,2	42,6	32,5	24,7	41,4	21,2	1,31	—	—	—	—	5,7	8,74	3,58	0,25	0,26	5,90	18,73	46,7	19,1	1,3	1,4	31,5	68,5
B	65–85	0,1	31,5	26,3	41,9	55,4	38,0	0,1	31,6	26,4	41,9	55,5	38,2	—	—	—	—	—	5,3	13,02	8,57	0,53	0,97	6,95	30,04	43,4	28,5	1,8	3,2	23,1	76,9
B	85–105	0,1	33,9	27,4	38,3	52,0	34,4	0,1	34,0	27,5	38,4	52,1	34,5	—	—	—	0,1	—	7,8	16,44	11,31	0,45	1,69	2,87	32,76	50,2	34,4	1,4	5,2	8,8	91,2
C	110–120	0,2	31,6	25,8	27,5	42,1	24,0	0,2	37,1	30,3	32,4	49,4	28,2	—	—	—	15,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
C	125–145	0,1	29,9	22,9	25,0	37,7	22,1	0,2	38,3	29,4	32,1	48,4	28,4	—	—	—	20,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sol silvestru brun-cenuşiu mediu podzolit pe depozit luto-argilos loessoid: P 319—SW Brăeşti																															
A0	0–2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	23,09	5,54	0,80	0,57	4,09	34,09	67,7	16,3	2,3	1,7	12,0	88,0
A1	2–15	0,8	46,0	28,3	20,6	35,8	17,0	0,8	48,1	29,6	21,5	37,3	17,9	4,30	0,21	13,5	—	0,11	5,5	8,55	1,69	0,42	0,49	5,94	17,09	50,0	9,9	2,5	2,9	34,8	65,2
A1A2	15–30	1,1	45,1	27,6	25,4	39,9	2,22	1,1	45,4	27,9	25,6	40,2	22,4	1,39	0,08	12,5	—	0,08	5,5	9,00	1,14	0,35	0,42	4,95	15,86	56,8	7,2	2,2	2,6	31,2	68,8
AB	30–46	0,8	39,3	26,6	32,8	46,6	29,0	0,8	39,5	26,8	32,9	46,9	29,1	1,03	0,06	12,5	—	0,07	5,6	12,24	2,28	0,49	0,53	4,41	19,95	61,4	11,4	2,5	2,7	22,1	77,9
B'	50–70	0,7	37,9	24,0	37,3	49,3	33,8	0,7	37,9	24,0	37,4	49,4	33,9	0,73	—	—	0,0	0,07	5,7	17,79	3,31	0,59	0,61	5,40	27,70	64,2	12,0	2,1	2,2	19,5	80,5
C	115–135	1,5	35,4	18,4	38,0	47,1	34,6	1,6	38,0	19,7	40,7	49,4	37,0	—	—	—	6,9	—	8,0	24,53	8,37	0,60	1,42	0	34,92	70,3	24,0	1,7	4,1	0	100,0



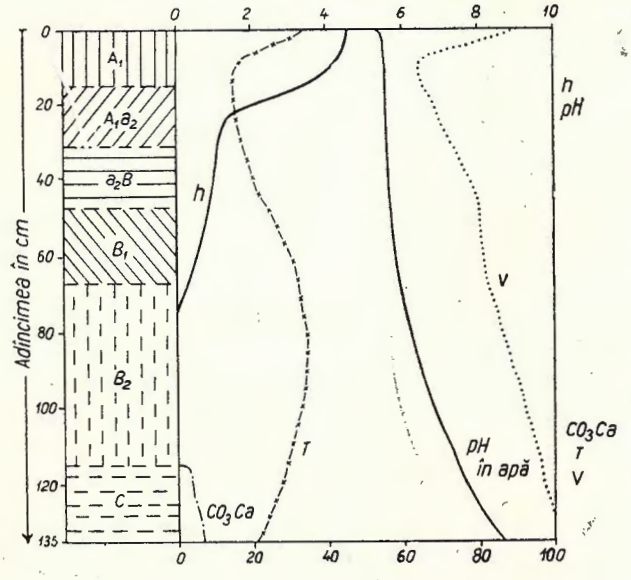


Fig. 7. — Variaţia însuşirilor fizico-chimice pe profilul unui sol silvestru brun-cenuşiu moderat podzolit format pe depozite argiloase loessoidizate. (Profil 319, SW Brăieşti). Legendă, vezi fig. 4.

Variation des propriétés physico-chimiques le long d'un profil de sol sylvestre brun-gris modérément podzolisé (léssivé) formé sur des dépôts argileux à caractère de loess. (profil 319 au SW de Brăieşti). Légende, voir fig. 4.

C sub 109 cm; lut greu; brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă şi brun-gălbui deschis cu pete albe (10YR 6/4—8/2) în stare uscată; nestructurat; efervescenţă puternică; bobovine mici şi vinişoare de CO_3Ca.

La sud de localitatea Scorujeni şi vest Ipoteşti pe suprafeţe aproape plane şi roci argiloase unde condiţiile de drenaj intern şi extern sînt nesatisfăcătoare au fost separate soluri silvestre brune-cenuşii moderat podzolite pseudogleizate. În profilul acestor soluri se observă la partea superioară a orizontului B, evidente pete cenuşii-vineţii, semne ale stagnării apei de suprafaţă.

Datele analitice din tabelul 3 şi fig. 6 şi 7 referitoare la soluri silvestre scot în evidenţă unele deosebiri între aceste soluri. Astfel diferenţierea texturală a profilului este slabă (indicele de diferenţiere texturală, Id = = 1,2—1,3) la solurile silvestre cenuşii închise şi devine moderată (Id= = 1,6 — 1,7) la solurile silvestre cenuşii tipice şi cele brune-cenuşii. În conţinutul de humus nu apar diferenţieri clare; solurile silvestre cenuşii (închise şi tipice), însă, se deosebesc de cele brune-cenuşii prin acumulare de humus pe o grosime mai mare (peste 1 % humus la 50 cm adîncime la solurile cenuşii, în timp ce la solurile brune-cenuşii conţinutul de humus scade sub 1 % încă de la 30 cm). Reacţia solului este slab acidă, iar gradul de saturaţie în baze este ridicat la solurile silvestre cenuşii închise (pH = = 6,3 — 6,8, V = 83—85 %), în timp ce solurile silvestre cenuşii tipice şi cele brune-cenuşii sînt mai acide şi mai nesaturate în baze (pH= 5,5—5,8, iar V coboară la 65—70 %).

Solurile silvestre prezintă o fertilitate moderată. Ele sînt folosite atît în agricultură — pentru cultura cerealelor sau pentru pomi fructiferi — cît şi în silvicultură. În cultura agricolă, aceste soluri au nevoie de îngrăşăminte organice sau minerale (îndeosebi cu azot).

Soluri intrazonale. Ca soluri intrazonale, au fost separate lăcovişti, sărături, regosoluri şi soluri aluviale.

L ă c o v i ş t i l e şi s ă r ă t u r i e apar pe suprafeţe restrînse pe versanţi în zona de silvostepă, acolo unde se realizează condiţii de umiditate în exces fie datorită ivirii unor izvoare de coastă, fie datorită acumulării apei de precipitaţii sau de izvoare în spatele valurilor de alunecare. Apa izvoarelor de coastă provenită din strate acvifere situate pe marne salifere este în general bogată în săruri şi determină formarea unor soluri halomorfe (de regulă soloneţuri) sau a lăcoviştilor soloneţizate.

Regosolurile apar destul de frecvent pe versanţi mai înclinaţi, asociate fie cu cernoziomuri sau cernoziomuri şi cernoziomuri levigate erodate în silvostepă, fie cu soluri silvestre cenuşii şi brune-cenuşii în zona forestieră.

Solurile aluviale în diverse stadii de evoluţie se întîlnesc în lungul văilor. În cuprinsul silvostepei sînt de obicei soloneţizate mai ales în luncile în care se scurge apa mineralizată a unor izvoare de coastă. Pe suprafeţe mici (nereprezentabile cartografic), cu apa freatică la mică adîncime (0,5—1,5 m) apar şi lăcovişti carbonatice soloneţizate.

Concluzii

Bazinul superior al Sitnei se caracterizează prin predominarea solurilor zonale automorfe şi anume a : cernoziomurilor, cernoziomurilor levigate, solurilor silvestre cenuşii şi a solurilor silvestre brune-cenuşii (moderat podzolite). Continuitatea răspîndirii solurilor zonale este întreruptă în special de văi, de-a lungul cărora apar soluri intrazonale : pe luncile văilor soluri aluviale diferite, iar pe versanţii acestora lăcovişti şi sărături reziduale sau chiar regosoluri (pe versanţii puternic înclinaţi).

Fiind formate pe depozite fine, majoritatea solurilor au textură lutoargiloasă sau argiloasă. Caracteristicile fizico-chimice ale solurilor zonale sînt redate sintetic în diagramele din fig. 8. Conţinutul de humus (fig. 8 a) în orizontul superior este relativ apropiat la toate solurile (3—5 %); variaţia pe profil a conţinutului de humus este însă foarte diferită. La cernoziomuri şi cernoziomuri levigate humusul este acumulat pe o grosime mare (la 50 cm adîncime conţinutul de humus se menţine peste 2 %), la solurile silvestre cenuşii humusul este acumulat pe o grosime medie (la 50 cm cca 1 %), iar la solurile silvestre brune-cenuşii pe grosime mică (la 30 cm coboară sub 1 %). Carbonaţii (fig. 8 b) apar în sol la adîncimi din ce în ce mai mari pe măsură ce se trece de la cernoziomuri (40 — 50 cm) la solurile silvestre (peste 90—110 cm); lipsa unor analize pînă la adîncimi de cca 2 — 3 m nu permite tragerea unor concluzii cu privire la caracterul pedogenetic sau rezidual al carbonaţilor, mai ales în cazul solurilor silvestre. Migrarea argilei pe profil este neglijabilă sau inexistentă în cazul cernoziomurilor şi cernoziomurilor levigate, este slabă la solurile silvestre cenuşii închise (Id = 1,2 — 1,3) şi moderată la solurile silvestre cenuşii şi brune-cenuşii (Id = 1,6 — 1,7). Capacitatea de schimb cationic (cuprinsă aproximativ între 25—40 me la 100 g sol) variază relativ puţin pe profil (fig. 8 c);

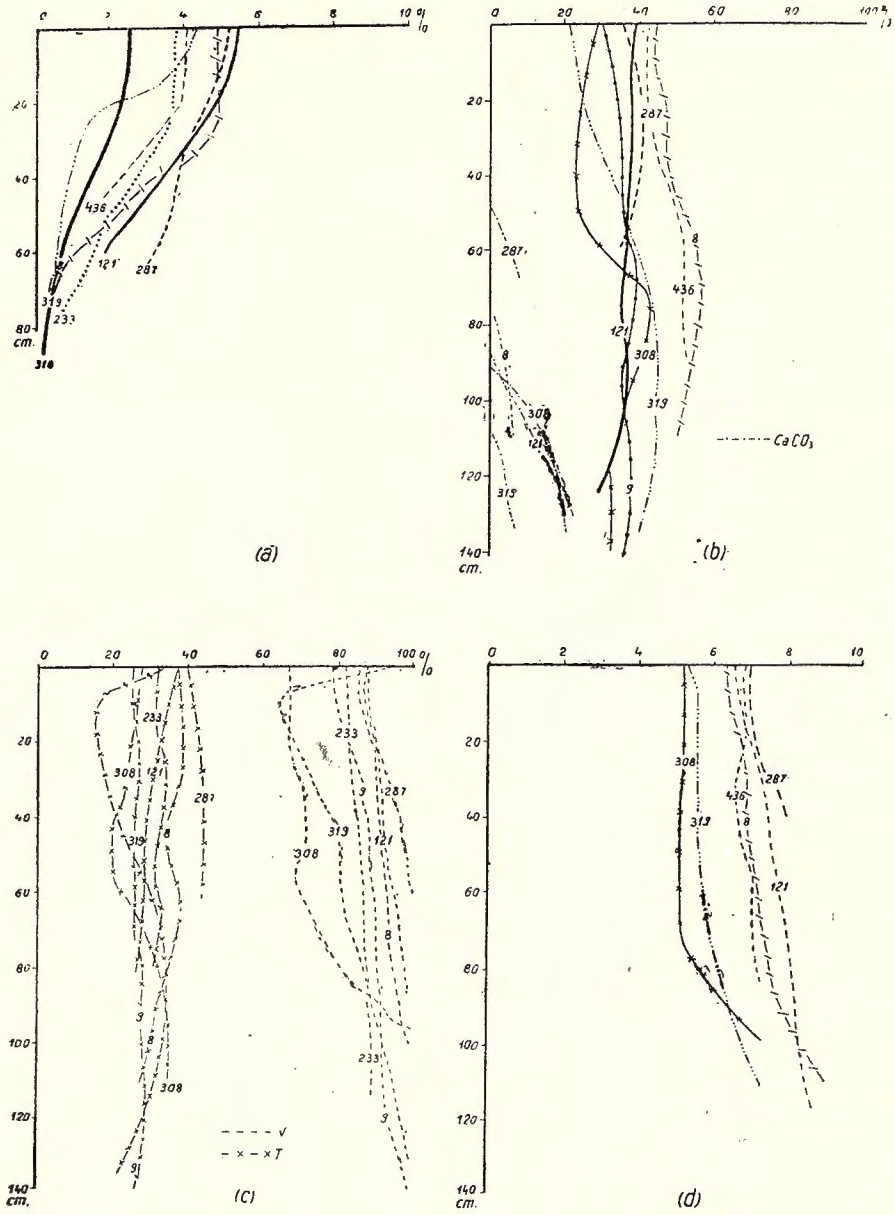


Fig. 8. — Variaţia însuşirilor fizico-chimice pe profil la cernoziomuri, cernoziomuri levigate, soluri silvestre cenuşii şi soluri silvestre brune-cenuşii formate pe roci diferite.

a, conţinutul de humus în % ; b, conţinutul de argilă în %, conţinutul de carbonaţi în % ; c, gradul de saturaţie în baze (V%) ; capacitatea de schimb cationic în me la 100 g sol (T) ; d, reacţia în valori pH. (Numerele din diagramă reprezintă nr. profilelor de sol ale căror date analitice se găsesc în tabele).

Variation des propriétés physico-chimiques le long d'un profil de chernozems, de chernozems lévigués, de sols sylvestres gris et de sols sylvestres brun gris formés sur différentes roches.

a, teneur en humus en % ; b, teneur en argiles en %, teneur en carbonates en % ; c, taux de saturation en bases (V%) ; capacité d'échange cationique en me pour 100 g de sol (T) ; d, réaction en valeurs pH. (les numéros des diagrammes reprssentent les numéros des profils des sols dont les données analytiques se trouvent dans les tableuax).

numai la solurile aflate sub pădure, bogate în humus în primii centimetri, se constată la suprafaţă valori maxime; de asemenea la solurile cu orizont B bine diferenţiat textural se constată creşterea valorilor la nivelul acestui orizont.

Gradul de saturaţie în baze este în general peste 88—90 % la cernoziomuri, peste 80 % la cernoziomuri levigate şi soluri silvestre cenuşii închise în orizontul superior şi creşte treptat pe profil; la solurile silvestre cenuşii tipice şi brune-cenuşii coboară la 65—70 %, cele mai mici valori constatîndu-se la nivelul orizontului A_1A_2. Reacţia este slab acidă (pH = = 6,2 — 7,0) la cernoziomuri, cernoziomuri levigate şi soluri silvestre cenuşii închise şi acidă (pH = 5,5 — 5,8) la solurile silvestre cenuşii tipice şi brune-cenuşii; spre baza profilului valorile pH cresc foarte lent.

Solurile bazinului superior al Sitnei au o fertilitate naturală bună. Cernoziomurile şi cernoziomurile levigate, caracteristice cîmpiei, sînt folosite ca teren arabil, îndeosebi pentru cultura grîului şi porumbului. Solurile silvestre cenuşii sînt utilizate pe scară largă în agricultură, atît pentru cultura cerealelor, cît şi în pomicultură; sectorul pomicol poate fi extins pe soluri silvestre cenuşii mai ales pe versanţi. Solurile silvestre brune-cenuşii sînt folosite în silvicultură; numai mici suprafeţe sînt cultivate. Solurile de luncă sînt cele mai indicate pentru extinderea legumiculturii.

BIBLIOGRAFIE

Bucur N., Barbu N. (1959) Contribuţii la studiul rocilor loessoide din Depresiunea Jijia Bahlui. *Anal. Şt. Univ. Al. I. Cuza (Seria Nouă) Sect. II (Şt. Naturale)*, V, 1. Iaşi.

Cernescu N. (1934) Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie. *Com. Geol. Studii tehn. econ.* C 2. Bucureşti.

David M. (1920) O schiţă morfologică a Podişului Sarmatic din Moldova. *Bul. SRR de Geogr.*, XXXIX. Bucureşti.

David M. (1922) Cercetări geologice în Podişul Moldovenesc. *An. Inst. geol. Rom.* IX, 1915—1920. Bucureşti.

Ion Ionescu de la Brad (1880) Agricultura română în Jud. Dorohoi. Impr. Stat. Bucureşti.

Mihăilescu V. (1931) Depresiunea Botoşani-Hîrlău şi zona ei de contact cu Podişul înalt dinspre Siret *Lucr. Inst. Geogr.* IV. Cluj.

Rick I. (1931) Cercetări geografice şi antropo-geografie in Depresiunea Jijiei: *Bul. S.R.R. de Geografie* L. Bucureşti.

Tufescu V. (1934) Observări asupra limitei de vest a Depresiunii Jijiei. *Bul. SRRG*, LIII. Bucureşti.

Tufescu V. (1963) Procese de pantă în bazinul Sitnei la nord de Botoşani. *Probl. de Geogr.* IV. Bucureşti.
Simionescu I. (1902) Contribuţiuni la Geologia Moldovei dintre Siret şi Prut. *Publ. Fond. „V. Adamachi"*, XVIII. Iaşi.
* * * Harta de soluri de RPR. *Comit. Geol.* 1964.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES SOLS DU BASSIN SUPÉRIEUR DE SITNA

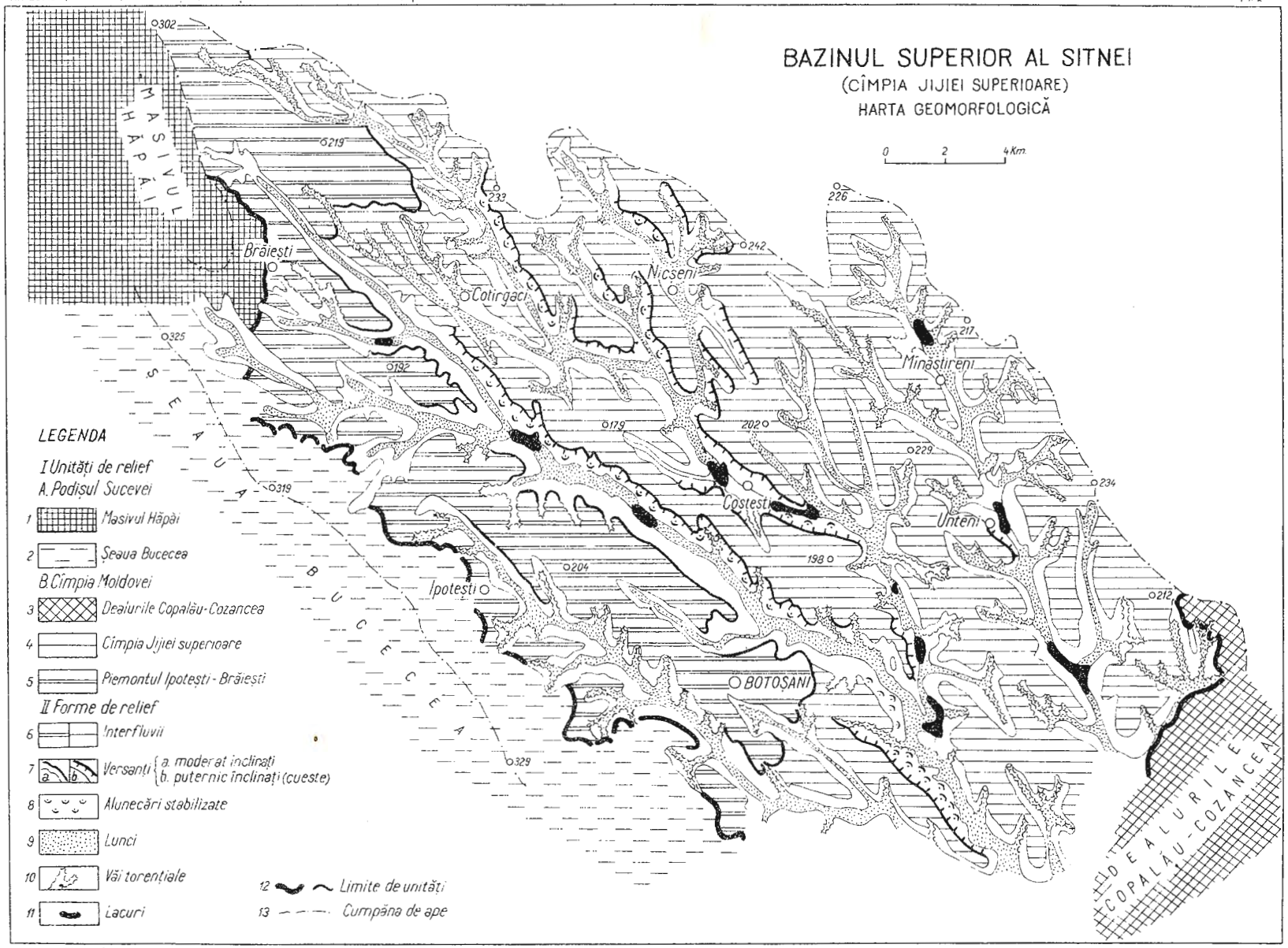
PAR

N. FLOREA, M. PARICHI

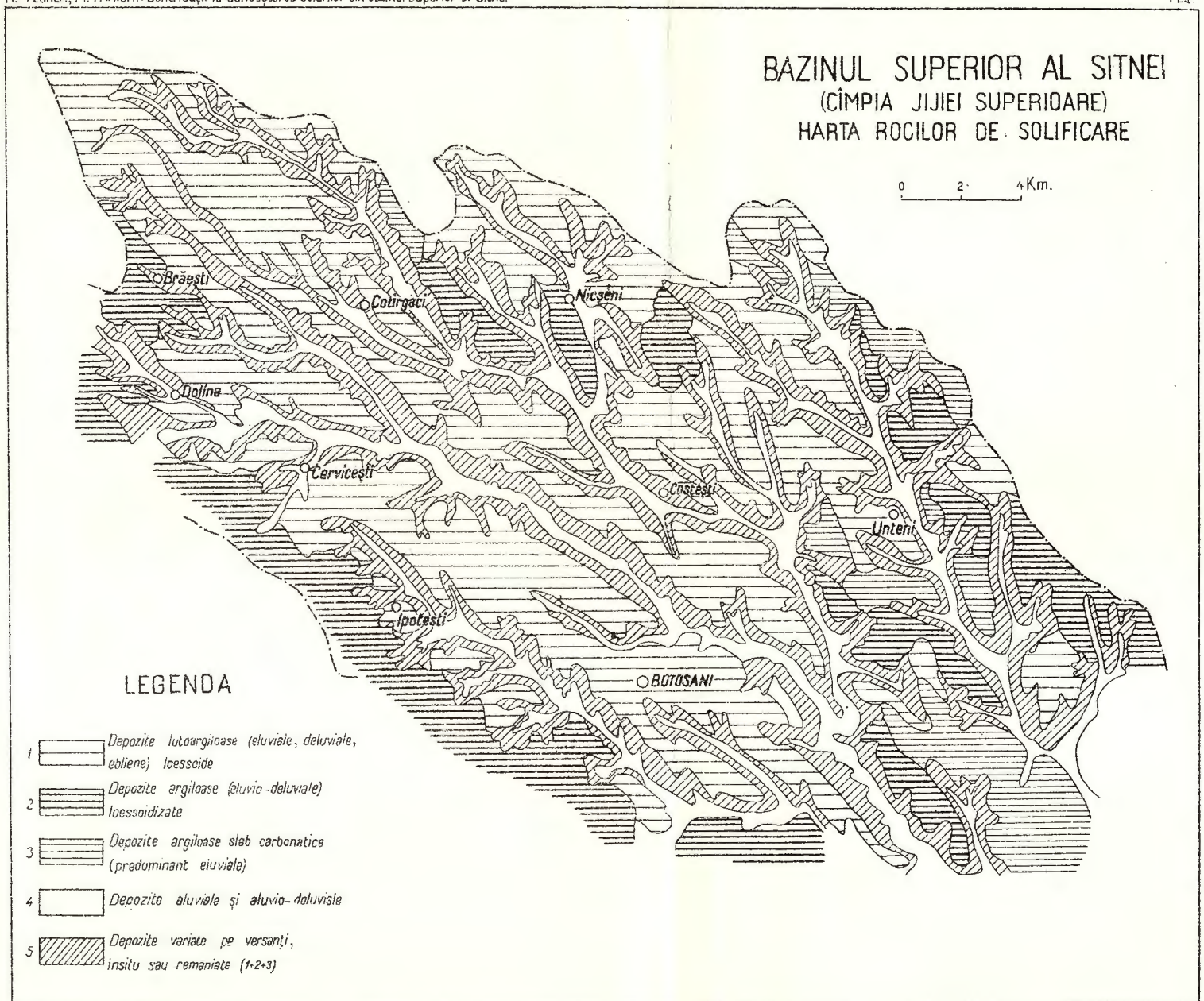
(Résumé)

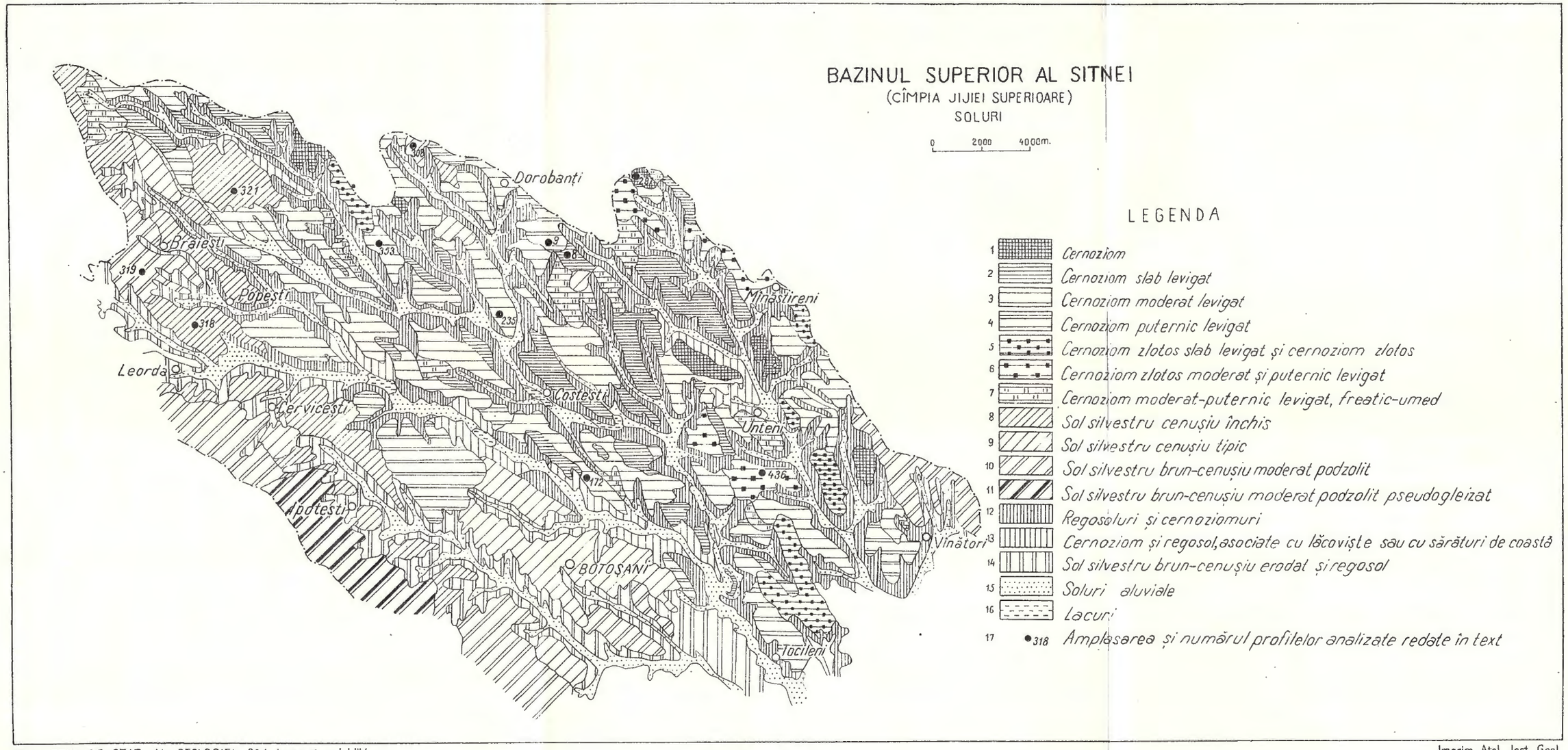
Le bassin supérieur de Sitna — secteur de transition entre la Plaine Moldave et le Plateau de Suceava — dont les conditions bioclimatiques passent de celles de la sylvosteppe à celles de la forêt (Tm=8—9°C ; P=495—580 mm), se caractérise par la prédominance des sols zonaux automorphes, à savoir : les chernozems, les chernozems lévigués, les sols sylvestres gris et les sols sylvestres brun gris (modérément podzolisés). La continuité de la distribution géographique des sols zonaux est interrompue par des vallées surtout, le long desquelles apparaissent certains sols intrazonaux : dans les plaines alluviales des vallées des sols alluviaux divers, et sur leurs versants, des sols noirs humiques à gley et des sols halomorphes résiduels et semi résiduels, voire des régosols (sur les versants plus fortement inclinés) ; la surface qu'occupent les sols intrazonaux et néanmoins réduite.

Les tableaux 1, 2 et 3 et les diagrammes 4, 5, 6, 7 et 8 présentent les caractères physico- chimiques des sols zonaux. On constate que la plupart de ces sols ont une texture fine : limono-argileuse ou argileuse, s'étant formés sur des dépôts à texture fine (fig. 3). Leur pourcentage de humus (fig. 8 a) dans l'horizon supérieur est relativement peu divers pour tous les sols (3—5 %) ; n'empêche que la variation — dans le profil — de la teneur en humus soit très variée. Pour les chernozems et les chernozems lévigués l'humus est accumulé sur une grande épaisseur (à 50 cm en profondeur la teneur en humus demeure supérieure à 2 %), pour les sols sylvestres gris l'humus est accumulé sur une épaisseur moyenne (à 50 m, 1 % environ)



Imprim. Atel. Inst. Geol.


BAZINUL SUPERIOR AL SITNEI
(CÎMPIA JIJIEI SUPERIOARE)
HARTA ROCILOR DE SOLIFICARE
0 2 4 Km.
Brăeşti
Cotîrgaci
Nicşeni
Dolina
Cervicesti
Costesti
Unteni
Ipotesti
BOTOŞANI
LEGENDA
1 Depozite lutoargiloase (eluviale, deluviale, eoliene) loessoide
2 Depozite argiloase (eluvio-deluviale) loessoidizate
3 Depozite argiloase slab carbonatice (predominant eluviale)
4 Depozite aluviale şi aluvio-deluviale
5 Depozite variate pe versanţi, insitu sau remaniate (1+2+3)


BAZINUL SUPERIOR AL SITNEI
(CÎMPIA JIJIEI SUPERIOARE)
SOLURI
0 2000 4000m.
LEGENDA
1 Cernoziom
2 Cernoziom slab levigat
3 Cernoziom moderat levigat
4 Cernoziom puternic levigat
5 Cernoziom zlotos slab levigat şi cernoziom zlotos
6 Cernoziom zlotos moderat şi puternic levigat
7 Cernoziom moderat-puternic levigat, freatic-umed
8 Sol silvestru cenuşiu închis
9 Sol silvestru cenuşiu tipic
10 Sol silvestru brun-cenuşiu moderat podzolit
11 Sol silvestru brun-cenuşiu moderat podzolit pseudogleizat
12 Regosoluri şi cernoziomuri
13 Cernoziom şi regosol, asociate cu lăcoviste sau cu sărături de coastă
14 Sol silvestru brun-cenuşiu erodat şi regosol
15 Soluri aluviale
16 Lacuri
17 318 Amplasarea şi numărul profilelor analizate redate în text
Dorobanţi
Braiesti
Popesti
Leordă
Cervicesti
Apotesti
Costesti
Minăstireni
Unteni
Vînători
BOTOŞANI
Tacileni
321
308
353
319
318
235
172
436
9
8

et pour les sols sylvestres brun gris sur une petite épaisseur (à 30 cm il descend au-dessous de 1 %).

Les carbonates (fig. 8 b) apparaissent dans le sol à des profondeurs toujours plus grandes depuis les chernozems (40—50 cm) vers les sols sylvestres (plus de 90—110 cm). La migration de l'argile sur le profil, négligeable ou inexistente au cas des chernozems et des chernozems lévigués, est faible dans les sols sylvestres gris foncé (indice de différenciation texturale, Id = 1,2 — 1,3) et modérée au cas des sols sylvestres gris et brun gris (Id = 1,6 — 1,7). La capacité d'échange cationique (comprise, à peu près, entre 25 — 40 me pour 100 g de sol) varie relativement peu le long du profil (fig. 8 c); ce n'est que dans les sols sous la végétation forestière, riches en humus sur les premiers centimètres, que l'on constate à la surface des valeurs maxima tout comme dans les sols à l'horizon B bien différencié au point de vue de la texture l'on constate l'accroissement des valeurs au niveau de cet horizon.

Le taux de saturation en bases dépasse généralement 88—90 % pour les chernozems lévigués et pour les sols sylvestres gris foncé dans l'horizon supérieur et augmente graduellement sur le profil; pour les sols sylvestres gris typiques et brun gris il baisse à 65—70 %, les moindres valeurs ayant été constatées au niveau de l'horizon A_1A_2. La réaction est faiblement acide (pH = 6,2 — 7,0) pour les chernozems, les chernozems lévigués et les sols sylvestres gris foncé; elle est acide (pH = 5,5 — 5,8) pour les sols sylvestres gris typiques et brun gris; vers la base du profil les valeurs pH augmentent très lentement.

Les sols du bassin supérieur de Sitna ont une bonne fertilité naturelle. Les chernozems et les chernozems lévigués caractéristiques à la plaine, sont utilisés comme terrain arable, notamment pour la culture du blé et du maïs. Les sols sylvestres gris sont largement utilisés en agriculture, autant pour la culture des céréales que pour la pomiculture; celle-ci peut être étendue aux sols sylvestres gris — sur les versants surtout. Les sols sylvestres brun gris sont utilisés en sylviculture; il n'y a que des petites surfaces qui sont cultivées. Les sols de plaine alluviales se prêtent le mieux à l'extension de la légumiculture.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Carte géomorphologique (Bassin supérieur de Sitna).

I. **Unités de relief.** A. Plateau de Suceava; 1. massif de Hăpăi; 2, ensellement de Bucecea. B. Plateau moldave : 3, collines de Copălău-Cozancea; 4, plateau de la Haute Jijia; 5, piémont de Ipoteşti-Brăieşti. II. **Formes de relief**; 6, interfleuves; 7, versants : a. modérément inclinés; b. très inclinés (cuestas); 8, glissements stabilisés; 9, plaines alluviales; 10, vallées torrentieles; 11, lacs; 12, limites d'unités; 13, ligne de faite des eaux.

Planche II

Carte des matériaux parentales (Bassin supérieur de Sitna). 1, dépôts limoneux-argileux (éluviaux, déluviaux, éoliens) loessoïdes; 2, dépôts argileux (éluviaux-déluviaux) à caractère de loess; 3, dépôts argileux à teneur réduite de carbonates (prédominant éluviaux); 4, dépôts alluviaux-déluviaux; 5, dépôts divers sur les versants, in situ ou remaniés (1 + 2 + 3).

Planche III

Carte des sols du bassin supérieur de Sitna :

1, chernozems; 2, chernozems faiblement lévigués; 3, chernozems modérément lévigués; 4, chernozem intensément lévigués; 5, chernozems compacts faiblement lévigués et chernozems compacts; 6, chernozems compacts modérément et intensément lévigués; 7, chernozems modérément -intensément lévigués à nappe phréatique; 8, sols sylvestres gris foncé; 9, sols sylvestres gris typique; 10, sols sylvestres brun gris modérément podzolisés (léssivés); 11, sols sylvestres brun gris modérément podzolisés (lessivés) à pseudogley; 12, régosols et chernozems; 13, chernozems et régosols associés avec des sols noirs à gley ou avec des sols halomorphes de versants; 14, sols sylvestres brun gris érodés et régosols; 15, sols faiblement évolués de plaine alluviale; 16, lacs; 17, emplacement et dénombrement des profils analysés indiqués dans le texte.

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. LIII/2 (1965—1966)

PEDOLOGIE

RAIONAREA PEDOLOGICĂ A TERASELOR DUNĂRII ÎNTRE TURNU MĂGURELE ŞI GIURGIU [1])

DE

NADIA GHIŢULESCU, M. BUZA, P. GHINEA, ANGELA TEODORESCU [2])

Abstract

Grouping of the Danube Terrace Soils between Turnu Măgurele and Giurgiu. The authors present a grouping of Danube terrace soils between Turnu Măgurele and Giurgiu dividing the investigated sector into two zones : zone of Chernozems and zone of Leached Chernozems. The zone of Chernozems includes : Calcareous Chernozems, Chestnut semicalcareous Chernozems, Chocolate-Coloured Chernozems and Chernozems with incipient leaching. These soils show a loamy texture, rarely loamy sandy, generally are of a dark colour (10 YR 2/2 moist and 10YR 4/2 dry), and have a rather well developed structure. The Leached Chernozem zone comprises Slightly Leached Chernozems and Moderately Leached Chernozems. These soils show a loamy and a loamy clayey texture, are of a dark colour (10YR 2/2—1.5 moist and 10YR 3.5—4/1—2 dry) with a well developed structure. The physical and chemical properties determine a high natural fertility both for Chernozems and for Leached Chernozems. These zones were subdivided into ten soil units, a mention being made for each of them regarding the local specific conditions, as well as the recommendations concerning the increase in fertility of the soils.

Între Turnu Măgurele şi Giurgiu, terasele Dunării se desfăşoară pe o suprafaţă destul de mare. Ele reprezintă o unitate naturală aparte în care, ţinînd seama de condiţiile fizico-geografice (relief, litologie, climă) şi îndeosebi de soluri, se separă mai multe raioane pedologice. Caracterizarea ce urmează se bazează pe rezultatele cercetărilor de teren din campaniile anilor 1963 şi 1964 [3]), pe analizele efectuate în laboratoarele Comitetului

[1]) Comunicare în şedinţa din 28 aprilie 1966.

[2]) Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni, Şos. Kiseleff nr. 2. Bucureşti.

[3]) Intreprinse de Ana Conea, Nadia Ghiţulescu, Gr. Andrei, M. Buza, P. Ghinea, Angela Teodorescu.

de Stat al Geologiei (Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni) [4]) precum şi pe datele existente în literatură (E. Protopopescu-Pake, 1923; Ana Conea et al., 1962; Gr. Obrejanu et al., 1962 a şi b; T. Bandrabur et al., 1963; M. Buza et al., 1966).

Raportul între soluri şi ceilalţi factori naturali a constituit obiectul unei lucrări anterioare (M. Buza et al., 1966). Vom aminti că în sectorul dintre Turnu Măgurele şi Giurgiu, s-a dezvoltat un sistem de 6 terase:

Terase superioare, din care fac parte: T1 (60—65 m alt. rel., 75—80 m alt. abs.) şi T2 (50—55 m alt. rel., 70—75 m alt. abs.), acoperite cu depozite loessoide cu textură lutoasă şi lut-argiloasă.

Terase medii, din care fac parte: T3 (40—45 m alt. rel., 55—60 m alt. abs.) şi T4 (30—35 m alt. rel., 50—55 m alt. abs.) acoperite cu depozite loessoide cu textură lutoasă.

Terase inferioare, din care fac parte: T5 (18—22 m alt. rel., 38—40 m alt. abs.) şi T6 (10—12 m alt. rel., 24—28 m alt. abs.), acoperite în cea mai mare parte cu depozite loessoide cu textură lutoasă şi lut-nisipoasă. Pe terasa a 6-a mai apar nisipuri modelate eolian (la vest de Zimnicea) şi depozite argiloase de origine proluvială (la nord de Giurgiu).

La est de Vedea s-a mai separat un nivel de terasă aluvială de 2—4 m alt. rel. şi 20—22 m alt. abs.

Terasele înalte şi medii sînt bine drenate, nivelul apei freatice fiind situat la adîncimi de peste 15—20 m. Terasele inferioare sînt numai parţial drenate; pe suprafeţe însemnate, nivelul apei freatice este situat la mică adîncime iar pe alocuri apar chiar mlaştini.

În sector terasele sînt bine dezvoltate între Călmăţui şi Vedea şi îndeosebi la est de acest rîu.

Clima sectorului studiat este caracterizată printr-o temperatură medie anuală de 11,3° şi precipitaţii medii anuale cuprinse între 484,9 mm la Suhaia şi 553,0 mm la Giurgiu.

Vegetaţia naturală nu se întîlneşte decît pe unii versanţi, culturile agricole luînd locul vegetaţiei de stepă şi antestepă.

Solurile zonale (fig. 1), sînt reprezentate prin cernoziomuri şi cernoziomuri levigate, primele ocupînd suprafeţele cele mai întinse. Ca soluri intrazonale, se întîlnesc cernoziomurile levigate de depresiune care apar

---

[4]) Analizele au fost efectuate de P. Vasilescu, G. Atanasiu, N. Bratosin, M. Constantinescu, Haretta Mac, S. Dimitriu, L. Vlad, D. Todor, L. Bărbat, E. Ursuleac, C. Gherţos.

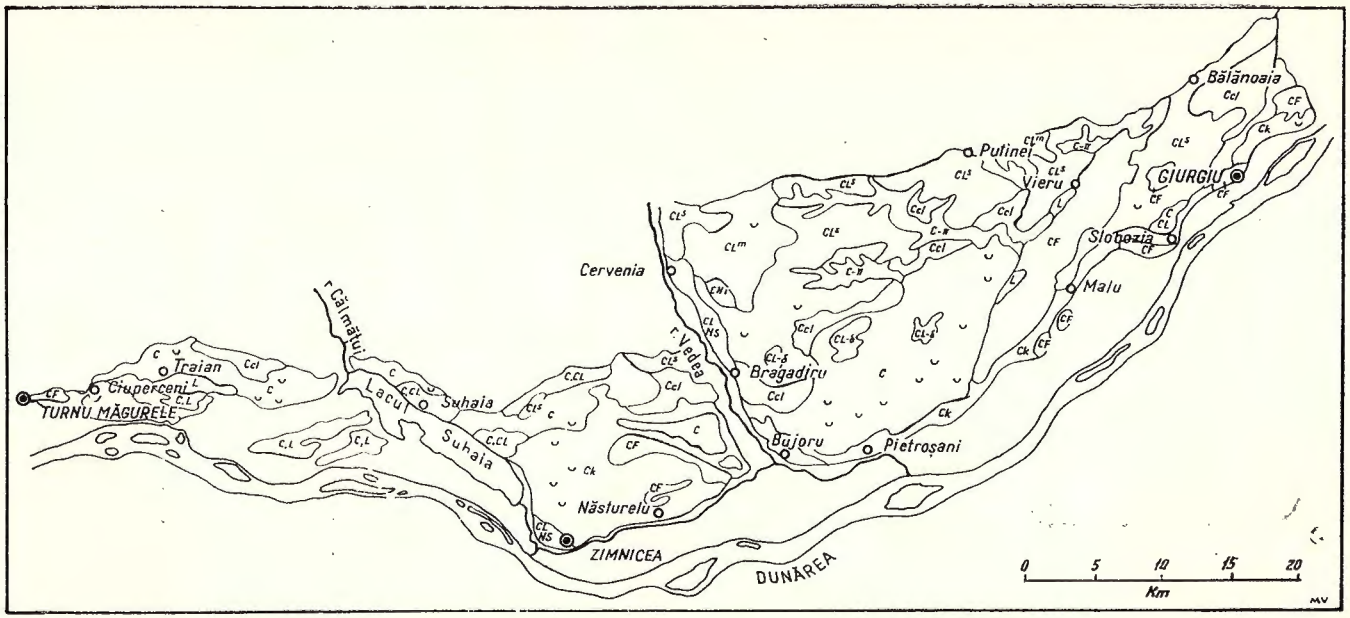


Fig. 1. — Solurile teraselor Dunării între Turnu Măgurele şi Giurgiu (prospecţiunile pedologice întreprinse de Ana Conea, Nadia Ghiţulescu, Gh. Andrei, M. Buza. P. Ghinea şi Angela Teodorescu la scara 1 : 50.000 şi 1 : 200.000 în anii 1963 — 1964).

Ck, cernoziomuri carbonatice; C, cernoziomuri castanii şi ciocolatii; Ccl, cernoziomuri ciocolatii cu levigare incipientă; C—π, cernoziomuri erodate de pantă şi regosoluri; C, L, cernoziomuri carbonatice, cernoziomuri fratic umede şi lăcovişti; CF, cernoziomuri freatic umede; CL^s, cernoziomuri levigate slab; CL^m, cernoziomuri levigate moderat; CL—δ, cernoziomuri levigate de depresiune (ᴗ); C, CL, cernoziomuri şi cernoziomuri levigate (relief vălurit eolian); CL, NS cernoziomuri levigate nisipoase şi regosoluri nisipoase (relief vălurit eolian); CNi, cernoziomuri levigate podzolite şi soluri silvestre podzolite cenuşii închise; L, lăcovişti; SN, soloneţuri.

Sols des terrasses du Danube entre Turnu Măgurele et Giurgiu (prospections pedologiques entreprises par Ana Conea Nadia Ghiţulescu, Gr. Andrei, M, Buza, P. Ghinea et Angela Teodorescu à l'échele 1 : 50.000 et 1 : 200.000 entre 1963—1964).

Ck, chernozems calcaires; C, chernozems châtains et chocolat; Ccl, chernozems chocolat très faiblement lévigués; C—π, chernozems érodés de pente et régosols; C, L, chernozems calcaires, chernozems à nappe phréatiques et sols humiques à gley; CF, chernozems à nappe phréatique; CL^s, chernozems faiblement lévigués; CL^m, chernozems modérément lévigués; CL-δ, chernozems lévigués de dépression (ᴗ); C, CL, chernozems et chernozems lévigués (relief ondulé par le vent); CL, NS, chernozems lévigués sableux et régosols sableux (relief ondulé par le vent); CNi, chernozems lévigués faiblement lessivés et sols lessivés gris foncé; L, sols humiques à gley; SN, solonetz.

în crovuri, padine şi văi fără apă permanentă, cernoziomurile freatic umede şi freatic umede gleizate pe acele suprafeţe unde stratul acvifer freatic este situat la mică adîncime şi lăcoviştile, pe văile unde pînza freatică este situată la adîncimi foarte mici.

Sectorul cercetat se împarte în două mari zone : zona cernoziomurilor şi zona cernoziomurilor levigate, subîmpărţite la rîndul lor în 7 şi respectiv 3 raioane pedologice [5]).

Zona cernoziomurilor

Zona cernoziomurilor ocupă cea mai mare parte din sectorul studiat. În cuprinsul ei se întîlnesc cernoziomuri castanii carbonatice, cernoziomuri castanii semicarbonatice, cernoziomuri ciocolatii şi cernoziomuri ciocolatii cu levigare incipientă ce se succed dinspre sud spre nord. Cernoziomurile carbonatice se întîlnesc pe suprafeţe mai întinse pe terasele inferioare (T6), mai ales pe interfluviul dintre Vedea şi Călmăţui şi pe suprafeţe mici pe terasele medii (T3—T4) şi superioare (T1—T2). Cernoziomurile castanii semicarbonatice apar pe o fîşie îngustă pe terasele inferioare (T5—T6) între Pietroşani şi Găujani şi în colţul sud-estic al sectorului dintre Vedea şi Călmăţui pe terasele medii (T3—T4). Cernoziomurile ciocolatii ocupă mari suprafeţe îndeosebi pe terasele medii, în sectorul de la est de Vedea. Cernoziomurile ciocolatii cu levigare incipientă se întîlnesc în partea cea mai nordică a zonei, pe terasele medii (T3) şi superioare (T2—T1). Pe suprafeţe mici apar, şi pe terasele inferioare (T6).

Cernoziomurile freatic umede şi freatic umede gleizate ocupă suprafeţe însemnate pe terasa a 6-a şi pe terasa aluvială.

C e r n o z i o m u r i l e c a r b o n a t i c e se caracterizează prin următoarele însuşiri morfologice generale :

Orizontul A de 40—44 cm grosime are o textură lutoasă, rar luto-nisipoasă, culoarea este frecvent brun foarte închis (10YR 2/2) în stare umedă şi brun-cenuşiu închis (10YR 4/2) în stare uscată ; stratul arat are adeseori o culoare mai deschisă decît partea nearată a orizontului ; structura e grăunţoasă mică şi medie, predominant zoogenă ; carbonaţii sînt prezenţi de la suprafaţa solului (efervescenţă puternică cu HCl diluat) şi apar la unele profile sub formă de pseudomicelii ; trecere treptată spre orizontul următor.

Orizontul A/C de 16—22 cm grosime are textură lutoasă, rar luto-nisipoasă ; culoarea este frecvent brun-cenuşiu foarte închis (10 YR 3/2) uneori brun închis (10YR 3/3) în stare umedă şi brun (10 YR 5/3) în stare uscată ; structura este alunară slab dezvoltată, agregatele fiind

[5]) După criteriile indicate de N. C e r n e s c u (1955), N. C e r n e s c u şi colab. (1960) şi M. B u r t (1955).

constituite din grăunţi zoogeni; carbonaţii apar sub formă de pseudomicelii (efervescenţă puternică cu HCl diluat); trecere treptată spre orizontul următor.

Orizontul C apare la 58—64 cm şi ţine pînă la 120—150 cm. Textura este lutoasă, rar luto-nisipoasă iar culoarea frecvent brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă şi brun pal (10YR 6/3) în stare uscată; spre bază culoarea devine ceva mai deschisă; astructurat; face efervescenţă puternică cu HCl diluat şi prezintă numeroase pseudomicelii şi concreţiuni de $CaCO_3$ friabile cu sîmbure tare.

În întregul profil se observă frecvente crotovine, canale şi galerii, ca rezultat al intensei activităţi a faunei din sol.

Cernoziomurile prezintă următoarele caractere morfologice generale:

Orizontul A de 42—48 cm grosime are textură lutoasă sau lut-lut-argiloasă; culoarea este frecvent brun foarte închis (10YR 2/2), uneori brun foarte închis-negru (10YR 2/1,5) în stare umedă şi brun-cenuşiu—brun-cenuşiu închis (10YR 3,5—4/1—2) în stare uscată; stratul arat are adeseori o culoare mai deschisă decît partea nearată a orizontului; structura este bine dezvoltată, grăunţoasă medie şi mică predominant zoogenă; carbonaţii apar sub formă de pseudomicelii la baza orizontului A, în orizontul de tranziţie A/C sau în orizontul C; trecere treptată spre orizontul următor.

Orizontul A/C de 18 — 24 cm grosime are textură lutoasă sau lut-lut argiloasă; culoarea este frecvent brun-cenuşiu foarte închis (10YR 3/2) în stare umedă şi brun (10YR 5/3) în stare uscată; structura este moderat dezvoltată, grăunţoasă mare şi alunară; carbonaţii apar sub formă de pseudomicelii (la cernoziomurile ciocolatii cu levigare incipientă orizontul este complet spălat de $CaCO_3$); trecere treptată sau clară spre orizontul următor.

Orizontul C apare la 58 — 72 cm şi ţine pînă la 120—150 cm. În partea superioară a orizontului se separă un suborizont Ca, frecvent de culoare brun închis (10 YR 3/3) în stare umedă şi brun (10YR 5/3) în stare uscată; în restul orizontului, culorile sînt brun-gălbui (10 YR 5/4) în stare umedă şi brun pal (10YR 6/3) în stare uscată; astructurat; face efervescenţă puternică cu HCl diluat şi prezintă numeroase pseudomicelii, eflorescenţe, vinişoare şi concreţiuni de $CaCO_3$.

În întregul profil se observă numeroase neoformaţii biogene ca: crotovine, canale de viermi, galerii etc.

Compoziţia granulometrică a cernoziomurilor carbonatice şi cernoziomurilor din sector este în general puţin variată. Pe terasele înalte, cernoziomurile cu textură de lut au în orizontul A un conţinut în argilă $< 0{,}01$ mm cuprins între 38 — 44 %, iar cele cu textură de lut argilos (spre lut) au între 45—46 % argilă. Conţinutul în argilă scade uşor pe profil.

Pe terasele medii, textura cernoziomurilor în orizontul A este predominant lutoasă iar pe terasele inferioare, lutoasă şi lut nisipoasă.

Conţinutul procentual de humus din stratul arat este în general moderat (în medie 3,4; v. tabelul 1). Pe profil, conţinutul de humus scade treptat ajungînd în orizontul C la valori în jur de 1 %. Rezerva de humus, calculată pe adîncimile 0—20 cm, 0—50 cm şi 0—100 cm este redată în tabelul 1. Nu se constată diferenţe importante între cernoziomurile carbonatice şi cernoziomuri.

Sub aspectul conţinutului de azot total şi fosfor total, cernoziomurile carbonatice şi cernoziomurile din sector sînt normal aprovizionate (v. tabelul 2).

$CaCO_3$ este prezent de la suprafaţă la cernoziomurile carbonatice şi apare la baza orizontului A şi în orizontul de tranziţie A/C la cernoziomurile castanii şi ciocolatii. La cernoziomurile ciocolatii cu levigare incipientă carbonaţii sînt complet spălaţi din orizonturile superioare şi apar numai la baza orizontului A/C. In general, conţinutul în carbonaţi, chiar la cernoziomurile carbonatice, este scăzut în partea superioară a profilului (1—2 %) şi creşte cu adîncimea, ajungînd în orizontul C2, de maximă acumulare a carbonaţilor, la 15—20 % (fără carbonaţii din concreţiuni).

Capacitatea de schimb cationic (T) este de 32—36 me/100 g sol, printre cationii de schimb predominînd Ca. V_{Na} este cuprins între 1,35—2,40 % la suprafaţă şi creşte uşor în adîncime ajungînd în orizontul C la 2,70—3,90 %.

Zona cernoziomurilor levigate

Cernoziomurile levigate sînt reprezentate prin cernoziomuri levigate slab şi cernoziomuri levigate moderat. Ele se întîlnesc la est de rîul Vedea, unde ocupă mai mult de 50 % din suprafaţa teraselor şi la vest de Vedea pe porţiuni neînsemnate.

Cernoziomurile levigate slab, sînt predominante, ocupînd suprafeţe mari la est de Vedea pe terasele înalte (T1 şi T2) şi pe terasa a şasea în sectorul Ghizdaru-Slobozia-Giurgiu-Daia. Pe suprafeţe mici, apar la vest de Vedea, pe terasele înalte (T1 şi T2) şi terasele medii (T3).

Cernoziomurile levigate moderat apar pe suprafeţe mici, pe terasele înalte, numai la est de Vedea.

Cernoziomurile levigate prezintă un profil mediu cu următoarele caractere morfologice :

Orizontul A de 38 — 52 cm grosime are textură lutoasă sau lut argiloasă ; culoarea este frecvent brun foarte închis (10YR 2/2), uneori brun foarte închis-negru (10YR 2/1,5) în stare umedă şi cenuşiu închis-brun cenuşiu închis (10YR 3,5—4/1—2) în stare uscată ; stratul arat are de obicei o culoare mai deschisă decît orizontul nearat ; structura este bine dezvoltată, grăunţoasă medie şi mică ; trecere treptată spre orizontul următor.

Orizontul A/B de 16 — 24 cm grosime are textură lutoasă sau lut argiloasă ; culoarca este frecvent brun-cenuşiu foarte închis (10 YR 3/2) în stare umedă şi brun închis-brun cenuşiu închis (10 YR 4/2—3) în stare uscată ; structura este în general alunară mică şi medie, moderat dezvoltată, trecere treptată spre orizontul următor.

Orizontul B de 20 — 26 cm grosime la cernoziomurile slab levigate şi 40 — 60 cm, la cernoziomurile moderat levigate are textură lutoasă sau lut argiloasă; culoarea este frecvent brun închis (10 YR 3/3) în stare umedă şi brun-brun închis (10 Y R 4,5/3) în stare uscată; structura este columnoid-prismatică, moderat dezvoltată, trecere netă sau clară spre orizontul următor.

Orizontul C apare de obicei între 72 — 82 cm la cernoziomurile slab levigate şi la 105 — 120 cm la cernoziomurile moderat levigate; textura este lutoasă sau lut argiloasă iar culoarea brun-gălbui (10 YR 5/4) în stare umedă şi brun pal (10 YR 6/3) în stare uscată; astructurat; efervescenţă puternică cu HCl diluat, pseudomicelii, eflorescenţe, vinişoare şi concreţiuni mici şi medii, tari de $CaCO_3$.

Pe întregul profil se observă frecvente crotovine şi galerii de rozătoare.

În orizontul A, cernoziomurile levigate cu textură de lut au în jur de 43 % argilă < 0,01 mm, iar cele cu textură de lut argilos pînă la 50 % argilă < 0,01 mm. Nu se observă acumulare de argilă în orizontul B, procentul de argilă păstrîndu-se aproape uniform pe întregul profil.

Conţinutul în humus în orizontul A al cernoziomurilor levigate este scăzut pînă la moderat (v. tabelul 1) şi scade treptat pe profil. Rezerva de humus calculată pe adîncimile 0—20 cm, 0—50 cm şi 0—100 cm este redată în tabelul 1 (Irina Vintilă et al., 1963). Sub aspectul conţinutului de azot total şi fosfor total, cernoziomurile levigate din sector sînt normal aprovizionate. Rezerva de azot şi fosfor total, calculată pe adîncimile 0—20 cm şi 0—50 cm este redată în tabelul 2.

Capacitatea de schimb cationic (T) este de 30—40 me la 100 g sol. V_{Na} este cuprins între 1,00—2,30 % la suprafaţă şi creşte treptat cu adîncimea, ajungînd la 2,00—3,70 % în orizontul C.

Greutatea volumetrică [6]) a cernoziomurilor şi cernoziomurilor levigate, prezintă un interval de variaţie destul de restrîns, valorile limită obţinute în orizontul A fiind 1,23—1,29 şi respectiv 1,32—1,38 g/cm^3. Porozitatea totală variază în orizontul A, între 51—54 % atît la cernoziomuri cît şi la cernoziomuri levigate iar stabilitatea hidrică a structurii între 25—26 % şi respectiv 9,4—12 % coeficientul de higroscopicitate este cuprins între 6,8—8 % la cernoziomuri şi între 5,1—7 % la cernoziomurile levigate. Coeficientul de ofilire are valori cuprinse între 10,2—10,7% la cernoziomuri şi 12,8—13,4 % la cernoziomurile levigate. Echivalentul umidităţii este 17,6—18,2 % şi respectiv 16,4 — 18,7 %. Pe profil variaţia

[6]) Pentru caracterizarea proprietăţilor fizice ale cernoziomurilor şi cernoziomurilor levigate, am folosit datele Institutului central de cercetări agricole (Gr. Obrejanu et al., 1962b).

TABE

Solul	Nr. de profile	Argilă		Humus	
		< 0,002 mm %	< 0,01 mm %	%	
		în stratul arat			
		Limite de variaţie		Medie	Limite de variaţie
Cernoziomuri	7	26,7—33,6	37,9—46,1	3,4	2,8—3,5
Cernoziomuri levigate	3	31,4—36,1	43,2—50,0	3,4	2,9—4,1
Cernoziomuri freatic umede	3	32,5—36,8	45,3—49,7	3,6	3,5—3,8
Lăcovişti	3	24,2—32,8	33,5—45,8	2,6	1,9—2,8

TABE

Solul	Nr. de profile	Azot			
		%		t/ha	
		În stratul arat		0—20 cm	
		Medie	Limite de variaţie	Medie	Limite de variaţie
Cernoziomuri	7	0,171	0,149—0,188	4,4	3,8—4,8
Cernoziomuri levigate	3	0,160	0,136—0,187	4,1	3,5—4,7
Cernoziomuri freatic umede	3	0,193	0,175—0,210	5,0	4,4—5,7
Lăcovişti	3	0,134	0,113—0,147	3,4	2,9—3,8

acestor valori este neînsemnată. Permeabilitatea pentru apă este bună — foarte bună la cernoziomuri şi în general bună la cernoziomurile levigate.

Ca soluri hidroautomorfe se întîlnesc atît în zona cernoziomurilor cît şi în zona cernoziomurilor levigate, cernoziomurile şi cernoziomurile levigate freatic umede (inclusiv solurile cernoziomice freatic umede şi solurile cernoziomice levigate freatic umede). Ele ocupă areale însemnate pe terasa a 6-a la est de rîul Vedea în sectorul Ghizdaru-Malu-Arsache-Bujorul şi areale mici la vest de Vedea. Nivelul hidrostatic al stratului acvifer freatic

LUL 1

Humus					
t/ha					
0 — 20 cm		0—50 cm		0—100 cm	
Medie	Limite de variaţie	Medie	Limite de variaţie	Medie	Limite de variaţie
87	73—100	206	157—237	325	276—368
87	72—104	203	163—244	317	234—381
94	91—99	206	198—217	311	297—347
62	49—71	140	122—153	202	191—214

LUL 2

Azot				Fosfor			
		%		%		t/ha	
0 — 50 cm		În stratul arat		0—20 cm		0—50 cm	
Medie	Limite de variaţie	Medie	Limite de variaţie	Medie	Limite de variaţie	Medie	Limite de variaţie
10,2	9,0—11,2	0,164	0,152—0,176	4,3	3,9—4,5	10,4	9,1—11,4
10,1	8,0—12,0	0,141	0,129—0,157	3,6	3,2—4,0	8,7	8,3— 9,2
10,4	9,6—11,0	0,152	0,143—0,163	3,8	3,6—4,2	9,3	8,8—10,1
7,4	6,8— 8,4	0,141	0,132—0,153	3,6	3,4—3,9	8,7	8,0—10,0

se află la mică adîncime (3—5 m pentru cernoziomurile freatic umede şi 2—3 m pentru solurile cernoziomice freatic umede).

Profilul acestor soluri se aseamănă cu profilul cernoziomurilor şi cernoziomurilor levigate automorfe (N. F l o r e a, 1956) de care se deosebesc prin :

O culoare mai închisă în orizontul A ; de obicei, brun foarte închis-negru (10 YR 2/1,5) în stare umedă şi cenuşiu închis-cenuşiu foarte închis 10 YR 3,5/1) ;

Un conţinut mai ridicat în humus în stratul arat (3,6 % conţinut mediu şi 94 t/ha rezervă medie). Rezervele de humus calculate pe 50 şi 100 cm nu diferă de cele ale cernoziomurilor automorfe, probabil datorită şi vîrstei acestor soluri situate toate pe terasa a 6-a cea mai tînără;

Un conţinut mai mare de carbonaţi difuzaţi în masa solului în orizontul C;

Un pH puternic alcalin la baza profilului (8,5—9);

Creştere mai accentuată a gradului de saturaţie în sodiu (V_{Na}) în orizonturile inferioare (în medie 5,60—7,30 şi chiar mai mare);

Gleizare a orizontului C, îndeosebi la solurile cernoziomice freatic umede.

Ca soluri hidromorfe se întîlnesc atît în zona cernoziomurilor cît şi în zona cernoziomurilor levigate, lăcoviştile, unele albind uşor la suprafaţă. Lăcoviştile apar în văile şi depresiunile mai adînci, cu apa freatică situată la mică adîncime. Sînt soluri mai tinere, formate pe depozite aluvial-deluviale şi din această cauză nu prea închise la culoare (10 YR 3/2 — 10 YR 2/2 în stare umedă) şi cu un conţinut de humus mai redus (tabelul 1). Gradul de saturaţie în sodiu (V_{Na}) este mai mare chiar de la suprafaţă (3,2—3,4 % şi uneori 6 %). În adîncime majoritatea lăcoviştilor sînt slab pînă la puternic soloneţizate (4,2—11,5 %).

Cernoziomurile levigate de depresiune se întîlnesc în ambele zone, în crovuri şi padine pe toate nivelele de terasă. Se deosebesc de cernoziomurile automorfe printr-o levigare mai intensă şi o grosime mai mare a orizontului de acumulare a humusului.

Raionarea pedologică

În cadrul zonelor amintite au fost separate următoarele raioane pedologice (fig. 2).

Zona cernoziomurilor. *Interfluviul de la est de Vedea.*

1. Raionul Giurgiu situat pe terasa a 6-a prezintă un relief fragmentat de o serie de văi sinuoase, în general puţin adînci, orientate vest-est. Apa freatică se găseşte la adîncimi cuprinse între 5 şi 10 m pe cea mai mare parte din suprafaţă şi la nivel subcritic pe văi. Solurile dominante sînt cernoziomurile carbonatice şi cernoziomurile. La nord de Giurgiu, pe o suprafaţă restrînsă, apar cernoziomuri carbonatice freatic umede iar în văi, cernoziomuri levigate freatic umede. Deşi aceste soluri au o fertilitate naturală ridicată, recoltele variază mult de la an la an, din cauza precipitaţiilor în general scăzute. De aceea irigarea culturilor cu aplicarea măsu-

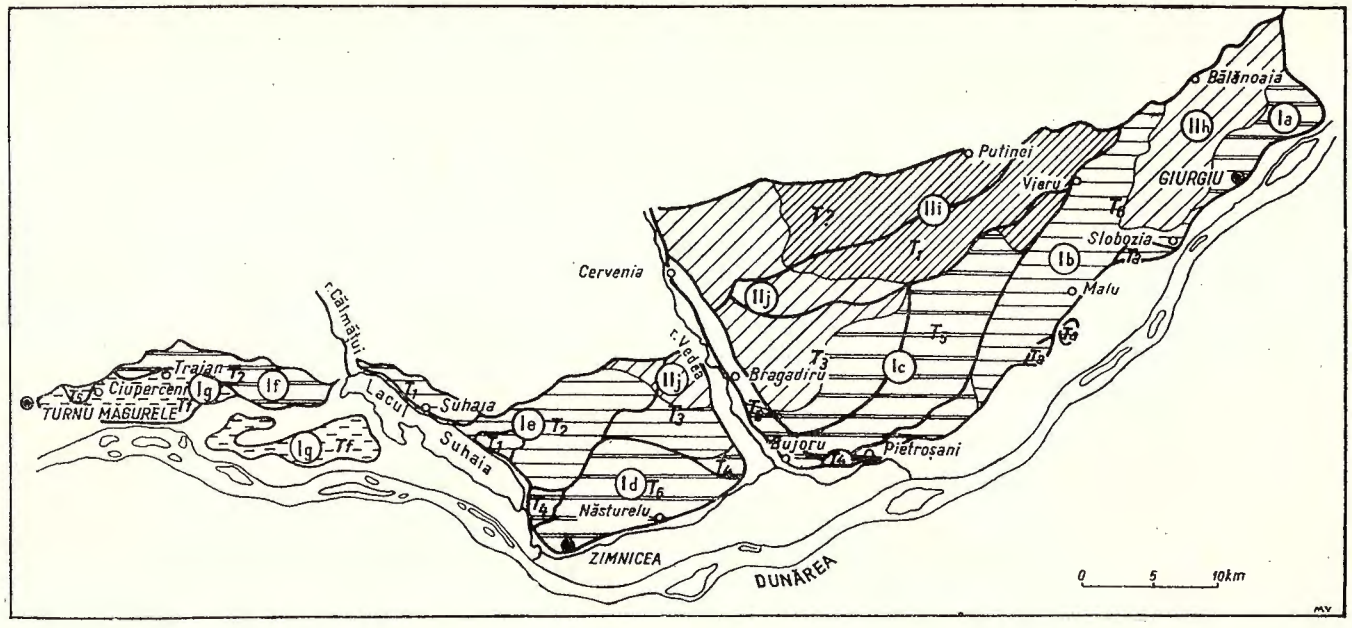


Fig. 2. — Raionarea pedologică a teraselor Dunării între Turnu-Măgurele şi Giurgiu.

I, Zona cernoziomurilor : *a*, raionul Giurgiu ; *b*, raionul Vieru-Malu ; *c*, raionul Pietroşani ; *d*, raionul Zimnicea-Năsturelu ; *e*, raionul Suhaia ; *f*, raionul Traian-Vinători ; *g*, raionul Ciuperceni. II, Zona cernoziomurilor levigate : *h*, raionul Bălănoaia-Slobozia ; *i*, raionul Putineiu-Padina Surului ; *j*, raionul Bragadiru. T_1, terasa 1, 60 – 65 m altitudine relativă ; T_2 terasa 2, 50 – 55 m alt. rel. ; T_3, terasa 3, 40 – 45 m alt. rel. ; T_4 terasa 4, 30 – 35 m alt. rel. ; T_5 terasa 5, 18 – 22 m alt. rel. ; T_6, terasa 6, 10 – 12, alt. rel. ; Ta, terasă aluvială, 2 – 4, alt. rel. ; T ?, treaptă de relief aparţinînd cîmpului ; Tf, terasa intens fragmentată.

Division pédologique des terrasses du Danube entre Turnu-Măgurele et Giurgiu.

I, Zone des chernozemes : *a*, district Giurgiu ; *b*, district Vieru-Malu ; c, district Pietroşani ; *d*, district Zimnicea-Năsturelu ; *e*, district Suhaia ; *f*, district Traian-Vinători ; *g*, district Ciuperceni, II, Zone des chernozems lévigués : *h*, district Bălănoaia-Slobozia ; *i*, district Putineiu-Padina Surului ; *j*, district Bragadiru ; T_1, terrasse 1, 60 – 65 m altitude relative ; T_2, terrasse 2, 50 – 55 m alt. rel. ; T_3, terrasse 3, 40 – 45 m alt. rel. ; T_4 terrasse 4, 30 – 35 m alt. rel. ; T_5 terrasse 5, 18 – 22 m alt. rel ; T_6, terrasse 6, 10 – 12 m alt. rel. ; Ta, terrasse alluviale, 2 – 4 m alt. rel. ; T ? gradin de relief appartenant à la plaine ; Tf, terrasse intensément fragmentée.

rilor de prevenire a salinizării secundare, pe acele suprafeţe în care nivelul hidrostatic al stratului acvifer freatic se găseşte la adîncime subcritică, este una din măsurile cele mai eficiente pentru obţinerea de recolte bogate şi constante. Mecanizarea agriculturii se poate face în bune condiţiuni. Culturile predominante sînt cerealele (grîul şi porumbul).

2. Raionul Vieru-Malu situat pe terasa a 6-a, prezintă în general un relief plan, cu puţine văi, padine şi crovuri. Nivelul hidrostatic al stratului acvifer freatic oscilează între 3—5 m, iar pe suprafeţe mai restrînse apare între 0 şi 3 m sau mai adînc de 5 m. Solurile predominante sînt cernoziomurile freatic umede şi cernoziomurile carbonatice freatic umede, iar la contactul cu terasele mai înalte unde afluxul de ape de sub terasă este mai mare şi drenajul este mai slab, apar lăcovişti şi soluri cernoziomice freatic umede. În depresiuni s-au format cernoziomuri levigate freatic umede de depresiune şi soluri cernoziomice levigate freatic umede. Pe o fîşie îngustă, pe marginea drenată dinspre luncă a raionului s-au format cernoziomuri carbonatice automorfe.

Întreaga suprafaţă, cu excepţia unor lăcovişti (unele necultivate iar altele folosite pentru grădinărit) este cultivată cu cereale şi mai puţin cu plante tehnice (sfeclă de zahăr).

Este raionul în care recoltele sînt relativ constante datorită nivelului hidrostatic mai ridicat. O irigare raţională prin care să se asigure toate măsurile de prevenire a salinizării solului ar duce la sporirea recoltelor.

3. Raionul Pietroşani este situat pe terasele inferioare (T5 şi T6) şi parţial pe terasa 3-a. Solurile predominante sînt cernoziomurile ciocolatii; cernoziomurile castanii semicarbonatice şi cernoziomurile carbonatice ocupă o fîşie îngustă pe marginea sudică a teraselor a 5-a şi a 6-a. În crovuri, padini şi văi fără curs de apă permanent s-au format cernoziomuri levigate de depresiune, în timp ce pe pantele line care despart podurile teraselor, cernoziomuri de pantă.

Culturile de cereale ocupă cea mai mare suprafaţă; alături de ele se cultivă şi plante tehnice.

Sînt necesare măsuri de ridicare a productivităţii acestor soluri cu fertilitate naturală ridicată şi asigurarea unor recolte constante.

Interfluviul Vedea—Călmăţui. 1. Raionul Zimnicea — Năsturelu este constituit în cea mai mare parte din terasa a 6-a şi porţiuni mici din terasa medie T4. Pe terasa inferioară, relieful este în general ondulat, mai înălţat în extremitatea vestică unde s-a dezvoltat un relief de dune

nisipoase. Pe terasa medie se întîlnesc numeroase crovuri. Nivelul hidrostatic al apei freatice este adînc, îndeosebi pe terasa medie unde depăşeşte 15 m. Pe terasa inferioară, pe porţiuni restrînse (între unele grinduri sau la contactul cu terasa medie) se întîlneşte la adîncimi sub 5 m. Este raionul cu răspîndirea cea mai largă a cernoziomurilor carbonatice din sectorul studiat. Alături de acestea mai apar cernoziomuri carbonatice freatic umede iar în crovuri, cernoziomuri levigate de depresiune. Relieful de dune nisipoase are soluri variate : pe coame, datorită spulberării se întîlnesc regosoluri nisipoase (pe alocuri chiar nisipuri nesolificate) iar între dune, cernoziomuri levigate, unele colmatate cu material mai recent. În această porţiune se recomandă măsuri de fixare a nisipurilor şi îmbogăţire în substanţe nutritive. Viţa de vie dă rezultate foarte bune. Irigarea terenurilor nu întîmpină dificultăţi pe terasa inferioară. Pe terasa medie însă, altitudinea reliefului şi adîncimea mai mare a nivelului hidrostatic pune probleme deosebite în cazul unei irigări.

2. Raionul Suhaia situat pe terasele medii şi superioare prezintă un relief în general plan, pe alocuri cu numeroase crovuri. Nivelul apei freatice se găseşte la adîncimi mai mari de 15 m, iar solurile dominante sînt cernoziomurile şi cernoziomurile carbonatice. În partea vestică a raionului apare un relief modelat eolian în loess, slab ondulat, în care pe coame se întîlnesc cernoziomuri iar în depresiuni cernoziomuri levigate. Fertilitatea naturală a solurilor este ridicată şi raionul nu pune probleme speciale de ameliorații cu excepţia irigaţiilor.

Interfluviul Călmăţui-Olt. 1. Raionul Traian — Vînători corespunde în întregime terasei a 2-a. Văile puternic adîncite (majoritatea fără apă) şi crovurile formează caracteristica reliefului sectorului vestic al raionului ; în est apar padini de formă alungită orientate W—E. Nivelul apei freatice depăşeşte 20 m adîncime.

Pe suprafeţele plane s-au dezvoltat cernoziomuri ciocolatii şi cernoziomuri ciocolatii cu levigare incipientă, în padine şi crovuri cernoziomuri levigate de depresiune, iar pe versanţii văilor cernoziomuri erodate de pantă.

În afară de cereale, care ocupă majoritatea suprafeţelor, plantele tehnice (în special floarea soarelui şi mai puţin sfecla de zahăr) sînt cultivate pe suprafeţe mai mici.

Suprafeţe şi mai restrînse sînt cultivate cu plante de nutreţ (lucernă) şi plante melifere.

Versanţii văilor care nu permit mecanizarea agriculturii ar putea fi folosiţi prin terasări, pentru livezi şi viţă de vie.

2. Raionul Ciuperceni cuprinde terasa intens fragmentată de la SE de Turnu Măgurele. Grindurile cu depresiuni între ele şi depresiunea largă de la contactul cu terasa superioară care adăposteşte lacuri şi mlaştini caracterizează relieful acestui raion. În cea mai mare parte a sectorului, nivelul hidrostatic al apei freatice se află la adîncime subcritică şi critică. Este singurul raion în care sînt caracteristice asociaţii de cernoziomuri carbonatice cu cernoziomuri freatic umede şi lăcovişti.

Cernoziomurile carbonatice apar pe coama grindurilor, iar lăcoviştile în depresiunile dintre grinduri. Trecerea de la unele către celelalte se face printr-o gamă întreagă de cernoziomuri freatic umede şi soluri cernoziomice freatic umede. În partea nordică a raionului la contactul dintre terasa intens fragmentată şi terasa a 2-a, în depresiunile cu drenaj deficient s-au format soloneţuri.

Culturile principale sînt cerealele şi într-o proporţie mai mică plantele de nutreţ (lucernă şi porumb furajer).

Măsurile de îndiguire, de drenare şi de coborîre a nivelului hidrostatic care parţial s-au şi luat în această regiune vor contribui la aducerea în circuitul agricol a tuturor suprafeţelor, care pînă în prezent erau folosite numai în mică măsură. Paralel cu aceasta se va extinde şi mecanizarea agriculturii.

Zona cernoziomurilor levigate. *Interfluviul de la est de Vedea.*

1. Raionul Bălănoaia — Slobozia situat pe terasa a 6-a prezintă un relief în mare parte plan, cu crovuri şi văi puţin adînci. Nivelul hidrostatic al stratului acvifer freatic, se află în general la adîncimi de 5—10 m şi la adîncime subcritică în unele văi. Solurile predominante sînt cernoziomurile slab levigate şi cernoziomurile ciocolatii cu levigare incipientă. Cernoziomurile levigate de depresiune şi cernoziomurile freatic umede se întîlnesc pe suprafeţe mici. Pentru menţinerea şi sporirea fertilităţii naturale a solurilor se recomandă aplicarea de îngrăşăminte şi irigarea culturilor. Mecanizarea agriculturii se poate face în bune condiţiuni.

2. Raionul Putineiu — Padina Surului cuprinde cea mai mare parte din terasa 1-a şi din treapta de relief de la marginea cîmpului, precum şi extremitatea nord-estică a terasei a 5-a. Acest raion este puternic fragmentat de văi ramificate şi adîncite. Crovurile sînt rare,

iar nivelul apei freatice este situat la adîncimi mai mari de 15 m. Pe fundul văilor nivelul apei freatice este mai ridicat, ajungînd chiar mai sus de 2 m.

Solurile predominante sînt cernoziomurile levigate slab, alături de care mai apar pe suprafeţe restrînse cernoziomuri levigate incipient situate pe marginile interfluviilor şi în apropierea pantelor cu expoziţie sudică, cernoziomuri levigate de depresiune, cernoziomuri erodate de pantă şi lăcovişti pe fundul văilor.

Mecanizarea agriculturii se poate face în condiţii bune pe suprafeţele plane. Versanţii erodaţi pot fi valorificaţi prin cultivarea viţei de vie sau a pomilor fructiferi, în culturi terasate.

3. Raionul Bragadiru este situat în cea mai mare parte pe treapta de relief care aparţine cîmpului, acoperă însă şi porţiuni din terasele 1-a, a 3-a şi a 6-a. Relieful este puţin fragmentat; apar văi evazate, padine şi crovuri îndeosebi în partea sudică a raionului. Nivelul apei freatice este situat la peste 15 m adîncime. Solurile net predominante sînt cernoziomurile slab şi moderat levigate. În depresiuni apar cernoziomuri levigate de depresiune şi — mai rar — soluri silvestre podzolite pseudogleizate. Sub pădurea Lamba se întîlnesc cernoziomuri levigate podzolite şi soluri silvestre podzolite cenuşii închise. În partea vestică a raionului pe terasa cea mai joasă a rîului Vedea (T6), relieful specific îl constituie dunele nisipoase cu spulberări pe unele coame. Învelişul de sol este reprezentat, aici, prin cernoziomuri levigate nisipoase şi regosoluri nisipoase.

Suprafeţele cele mai mari din raion sînt cultivate cu cereale în special grîu şi porumb. Pe relieful modelat eolian de pe terasa rîului Vedea se cultivă îndeosebi, viţă de vie şi pomi fructiferi. Pentru menţinerea şi sporirea fertilităţii solurilor se recomandă aplicarea unei agrotehnici raţionale şi administrarea de îngrăşăminte, îndeosebi pe solurile nisipoase.

În ansamblu, fertilitatea solurilor din întreaga regiune a teraselor Dunării între Giurgiu şi Turnu Măgurele este ridicată. Totuşi, obţinerea de recolte superioare şi constante este limitată de cantitatea redusă de precipitaţii care cad în această regiune. De aceea, o măsură cu caracter general care se impune este îmbunătăţirea regimului hidric al solului, realizabilă prin mijloace agrotehnice şi mai ales prin măsuri cu caracter ameliorativ (irigaţii). Pe terasele inferioare lucrările de irigare se pot face cu uşurinţă, datorită nivelului nu prea coborît al stratului acvifer freatic şi a suprafeţelor în general plane. Altitudinea mică a teraselor şi apropierea de Dunăre permit ca irigarea să se facă în condiţii optime cu apă din Dunăre. O atenţie deosebită însă, trebuie dată aici, acelor suprafeţe unde apa freatică se află

la nivelul subcritic şi unde irigarea poate duce la salinizarea secundară a solurilor. Pe terasele superioare, datorită adîncimii mari a stratului acvifer freatic (> 15 m) acest pericol nu există. Lucrările de irigare se fac însă mai greu, atît datorită adîncimii mai mari a apei freatice, cît şi a altitudinii relative mari a teraselor. Fertilitatea solurilor poate fi mult sporită şi prin aplicarea îngrăşămintelor, care în perspectiva irigării capătă o importanţă deosebită. În fiecare raion pedologic aceste măsuri trebuie aplicate diferenţiat în funcţie de condiţiile locale arătate.

BIBLIOGRAFIE

Bandrabur T., Feru M., Oprescu C. (1963) Cercetări geologice şi hidrogeologice în regiunea dunăreană dintre Jiu şi Călmăţui. *St. tehn. ec., seria E, Hidrologie*, 6, Bucureşti.

Burt M. (1955) Asupra raionării naturale pedoagricole a R. P. R. *Probleme agricole*, 12, Bucureşti.

Buza M., Ghinea P., Teodorescu Angela (1966) Solurile teraselor Dunării între Turnu Măgurele şi Giurgiu. *D. S. Com. Stat Geol.* LII, 3 Bucureşti.

Cernescu N. (1955). Principii privind cartarea solurilor şi raionarea teritoriului în scopuri agroproductive. *Probleme agricole*, 7. Bucureşti.

Cernescu N,. Friedland V., Florea N. (1960) Raionarea pedologică a R. P. R. Edit. Acad. R. P. R. Bucureşti.

Conea Ana, Tutunea C., Muică N. (1962) Cercetări pedologice în Cîmpia dintre Olt şi Argeş. *D. S. Com. Geol.*, XLIV. Bucureşti.

Florea N. (1956) Quelques particularités morphogénétiques des tchernozems phréatiques humides de la Plaine Roumaine. *VI. Congr. Int. Sci. Sol* E, 5 Paris.

Obrejanu Gr., Vintilă Irina, Băjescu Irina, Canarache A., Chiriac Aurelia, Moţoc Eugenia, Popa M., Teodoru P., Thaler Rozalia, Trandafirescu T (1962 a) Caracterizarea agroproductivă a solurilor din partea de est a Cîmpiei Române. *An. I. C. C. A., Seria A.* XXIX, Bucureşti.

Obrejanu Gr., Teodoru O., Băjescu Irina, Canarache A., Chiriac Aurelia, Moţoc Eugenia, Salzman Sarina, Thaler Rozalia, Trandafirescu T., Vintilă Irina, (1962 b.) Caracterizarea agropedologică a sectorului dintre Olt şi Dîmboviţa. *An. Secţiei de pedologie ICCA*, XXX Bucureşti.

Protopopescu-Pake Em. (1923) Cercetări agrogeologice în Cîmpia Română dintre Valea Mostiştei şi Rîul Olt. *D. S. Inst. Geol.*, I. Bucureşti.

Vintilă Irina, Chiriac Aurelia, Băjescu Irina, (1963) Date privind rezervele de humus, azot şi fosfor ale solurilor cu folosinţă agricolă din sudul R.P.R. *An. Secţiei de pedologie ICCA*, XXXI Bucureşti.

DIVISION PÉDOLOGIQUE DES TERASSES DU DANUBE ENTRE TURNU MĂGURELE ET GIURGIU

PAR

NADIA GHIŢULESCU, M. BUZA, P. GHINEA, ANGELA TEODORESCU

(Résumé)

Les auteurs présentent un groupement des sols des terasses du Danube entre Turnu Măgurele et Giurgiu en divisant le secteur en deux zones : la zone des chernozems et celle des chernozems lévigués, subdivisées à leur tour en sept et respectivement trois unités agro-pédologiques.

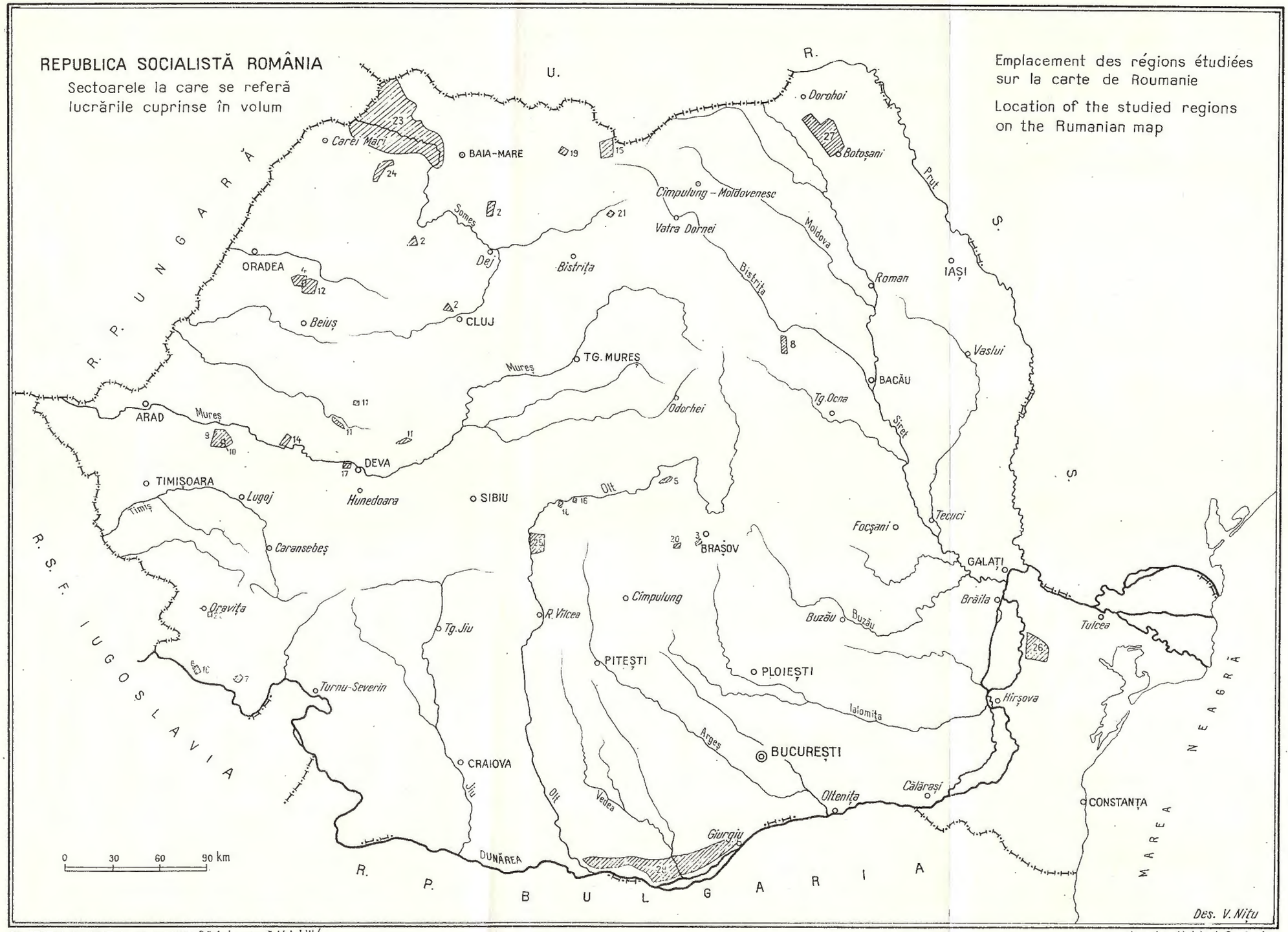
La zone des chernozems inclut des chernozems calcaires, des chernozems châtains et des chernozems chocolat. Ce sont des sols à texture limoneuse rarement limono-sableuse, généralement de couleur foncée (10 YR 2/2 à l'état humide et 10 YR 4/2 à l'état sec) assez bien structurés, à teneur modérée en humus (3,4 % en moyenne) et à teneur normale en azote total et phosphore total (voir les tableaux 1 et 2). La capacité d'échange (T) est 32—36 m.é. pour 100 g sol, et le complexe est saturé principalement par les ions Ca^{++}. Leurs qualités physiques sont bonnes et leur fertilité naturelle élevée.

La zone des chernozems lévigués comporte les chernozems peu lévigués et les chernozems modérément lévigués. Ce sont des sols à texture limoneuse et limono-argileuse, foncés (10 YR 2/2—1,5 à l'état humide et 10 YR 3,5—4/1—2 à l'état sec), bien structurés et bien pourvus en éléments nutritifs (voir les tableaux 1 et 2). La capacité d'échange (T) est de 30—40 m.é. pour 100 g de sol. Ils jouissent de bonnes propriétés physiques et d'une fertilité naturelle élevée. Dans les deux zones apparaissent également, bien que moins répandus, des chernozems lévigués de dépression, des chernozems à nappe phréatique et des sols humiques à gley.

Les deux zones ont été subdivisées en 10 unités pédologiques avec, pour chacune, mention des conditions locales spécifiques et recommandations pour l'accroissement de la fertilité des sols. Afin d'améliorer le régime hydrique des sols on indique, en premier lieu, l'irrigation des cultures, amélioration que, sur les terrasses inférieures la proximité du Danube,

principale source, ainsi que l'altitude relativement basse, la rendent aisée. En outre, l'eau de la nappe aquifère, située à faible profondeur, peut devenir, elle-aussi, une source d'irrigation.

Sur les terrasses moyennes et supérieures l'irrigation est rendue difficile par leurs altitudes relativement élevées et par leur position éloignée par rapport au Danube. Le niveau de la couche aquifère phréatique est situé à une forte profondeur (plus de 15 m).



Imprim. Atel. Inst. Geologic

CUPRINS

PALEONTOLOGIE — Pag.

1. Gheorghian M., Iva Mariana, Gheorghian Mihaela. Considerații asupra genului Spirialis 5
2. Iva Mariana, Gheorghian Mihaela, Gheorghian M. Asupra prezenței grupei Cibicides (Cibicides) dampelae Bycova et Chramaja în Eocenul superior și Oligocenul inferior din nord-vestul Transilvaniei 17
3. Jekelius E. Modificarea numelui formei Purpuroidea carpathica Jekelius în Purpuroidea semakai (Jekelius) 25
4. Patrulius D., Istocescu D. Cîteva fosile oxfordiene din Pădurea Craiului (Munții Apuseni) 27
5. Popa Elena. Amoniții Toarcianului superior autohton (zona cu Grammoceras thouarsense) din munții Perșani (Carpații orientali) 33
6. [Răileanu Gr.], Sagatovici Alexandra. Asupra Sarmațianului inferior de la Moldova Nouă 50

SEDIMENTOLOGIE

7. Ilie Smărăndița, Bițoianu Cornelia. Contribuții la studiul huilelor de vîrstă carboniferă din sinclinalul Dragosela (zona Sviniița — Svincea Mare) 59
8. Jipa D., Contescu L., Mihăilescu N. Direcții de curent în faciesul de Tarcău-Fusaru al Paleogenului dintre valea Bistriței și Rîul Negru . . 69
9. Manea Al. Cercetări sedimentologice în depozitele neogene dintre Șiștarovăț și Zăbalț (nordul Banatului) 75
10. Manea Al., Stancu Josefina. Cercetări stratigrafice și sedimentologice în depozitele neogene de la Zăbalț (nordul Banatului) 103
11. Papiu Corvin V. Considerații litogenetice asupra formațiunii barremiene din Munții Metaliferi 119
12. Papiu Corvin, Mînzatu Silvia. Asupra prezenței fitolitelor opalice în rocile argilo-detritice asociate bauxitelor din masivul Pădurea Craiului . 151
13. Paucă M. Contribuții la geneza zăcămintelor de săruri miocene din România . . 159

GEOCHIMIE

14. Savu H., Udrescu Constanța. Paleotemperatura și geochimia gabbrourilor de la Cuiaș (munții Drocea). 185

Pag.

ZĂCĂMINTE

15. Borcoş M. Studiul geotermometric al mineralizaţiei din masivul subvulcanic neogen Toroiaga-Ţiganul (Maramureş) 219
16. Dimitrescu R. Mineralizaţiile plumbo-zincifere de la Arpaş şi Porumbacu în cadrul structurii munţilor Făgăraşului 241

TECTONICA

17. Gurău A. Date noi privind cunoaşterea structurii geologice şi genezei zăcămîntului de sulfuri metalice de la Muncelul Mic — Muncelul Mare (Poiana Ruscă) 247

PREPARAREA MINEREURILOR

18. Georgescu B., Muşeţeanu G. Cercetări pentru stabilirea posibilităţilor de concentrare a minereului cuprifer de la Moldova Nouă, sectorul Florimunda 259
19. Huber Panu I., Georgescu B., Dumitrescu Maria. Cercetări de preparare a minereului complex compact de la Vişeu-Roşu 281
20. Oprescu Angela. Cercetări privind posibilităţile de valorificare a minereului complex de la Poiana Mărului-Braşov 297
21. Pandelescu C., Polici Georgeta. Cercetări cu privire la valorificarea minereului complex de la Rodna-Parva 305
22. Pandelescu C., Dumitrescu Maria. Cercetări de preparare privind minereul cuprifer de la Oraviţa, sectorul Ciclova Montană 319

PEDOLOGIE

23. Asvadurov H., Dragu I. Cercetări geobotanice în Cîmpia Someşului . . . 331
24. Asvadurov H., Popescu Florica. Cercetări pedologice în Culmea Vîrful Codrului 357
25. Bălăceanu V., Atanasescu Ruxandra, Petrescu Adriana. Cercetări pedologice în Ţara Loviştei 381
26. Conea Ana. Asupra clasificării cernoziomurilor 401
27. Florea N., Parichi M. Contribuţii la cunoaşterea solurilor din bazinul superior al Sitnei 417
28. Ghiţulescu Nadia, Buza M., Ghinea P., Teodorescu Angela. Raionarea pedologică a teraselor Dunării între Turnu Măgurele şi Giurgiu . 443

CONTENS

(Résumés)

PALÉONTOLOGIE

Page

1. Gheorghian M., Iva Mariana, Gheorghian Mihaela. Considérations sur le genre Spirialis 13
2. Iva Mariana, Gheorghian Mihaela, Gheorghian M. Sur la présence de groupe de Cibicides (Cibicides) dampelae Bycova et Chramaja dans l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur du NW de la Transylvanie . 23
3. Jekelius E. Modification du nom de la forme Purpuroidea carpathica Jekelius en Purpuroidea semakai (Jekelius) 26
4. Patrulius D., Istocescu D. Quelques fossils oxfordiens de Pădurea Craiului (Monts Apuseni) 31
5. Popa Elena. Les Ammonites du Toarcien supérieur autochtone (zone à Grammoceras thouarsense) des Monts Perşani (Carpates Orientales) 48
6. Răileanu Gr., Sagatovici Alexandra. Sur le Sarmatien inférieur de Moldova Nouă. 57

SÉDIMENTOLOGIE

7. Ilie Smărăndiţa, Biţoianu Cornelia. Contributions à l'étude des houilles d'âge carbonifére du synclinal de Dragosela (zone de Sviniţa-Svinecea Mare) 67
8. Jipa D., Contescu L., Mihăilescu N. Directions de courant dans le Paléogène sous faciès de Tarcău-Fusaru compris entre la vallée de Bistritza et Rîul Negru 73
9. Manea Al. Recherches sédimentologiques dans les dépôts néogènes situés entre Şiştarovăţ et Zăbalţ (N du Banat) 99
10. Manea Al., Stancu Josefina. Recherches stratigraphiques et sédimentologiques dans les dépôts néogènes de Zăbalţ (N du Banat) 116
11. Papiu Corvin V. Considérations lithogénétiques sur la formation barrémienne des Monts Métallifères 119
12. Papiu Corvin V., Mînzatu Silvia. Sur la présence des opalephitolithes dans les roches argilo-détritiques associées aux bauxites du massif de Pădurea Craiului. 161
13. Paucă M. Contributions à la genèse de gisements de sels miocènes en Roumanie 180

Page

GÉOCHIMIE

14. Savu H., Udrescu Constanţa. Paléotempérature et géochimie des gabbros de Guiaş 213

GISÉMENT

15. Borcoş M. L'étude géothérmométrique de la minéralisation du massif subvolcanique néogène de Toroiaga-Ţiganul, région de Maramureş 238
16. Dimitrescu R. Les minéralisations de plomb et de zinc d'Arpaş et de Porumbacu dans le cadre de la structure des Monts Făgăraş 245

TÉCTONIQUE

17. Gurău A. Nouvelles données concernant la connaissance de la structure géologique et de la genèse du gisement de sulfures métalliques de Muncelul Mic — Muncelul Mare (Poiana Ruscă) 256

PRÉPARATION DES MINERAIX

18. Georgescu B., Muşeţeanu G. Étude pour établir les posibilités de concentration du minerai cuprifère de Moldova Nouă, secteur de Florimunda . 279
19. Huber Panu I., Georgescu B., Dumitrescu Maria. Recherches sur la préparation du minerai complexe compact de Vişeu-Roşu 295
20. Oprescu Angela. Étude sur les posibilités de préparation du minerai complexe de Poiana Mărului-Braşov 302
21. Pandelescu C., Polici Georgeta. Recherches concernant la mise en valeur du minerai complexe de Rodna-Parva. 316
22. Pandelescu C., Dumitrescu Maria. Recherches sur la préparation du minerai cuprifère de Oraviţa-secteur Ciclova Montană 328

PÉDOLOGIE

23. Asvadurov H., Dragu I. Recherches géobotaniques dans la Plaine du Someş 353
24. Asvadurov H., Popescu Florica. Recherches pédologique dans Culmea Vîrful Codrului 123
25. Bălăceanu V., Atanasescu Ruxandra, Petrescu Adriana. Récherches pédologiques au Pays de Loviştea 397
26. Conea Ana. Sur la classification de chernozems 414
27. Florea N., Parichi M. Contributions à la connaissance de sols du bassin supérieur de Sitna 440
28. Ghiţulescu Nadia, Buza M., Ghinea P., Teodorescu Angela. Division pédologique des terrasses du Danube entre Turnu Măgurele et Giurgiu. 459

60951

Redactor : MIRCEA PAUCĂ
Tehnoredactor şi corector : MAGDALENA IORDAN
Traduceri : L. BRĂILEANU, M. HĂRJEU, L. TONCA
Ilustraţia : I. PETRESCU

Dat la cules : nov. 1966. Bun de tipar : sept. 1967. Tiraj : 1550 ex. Hârtie cartografică tip III. Format 69 x 100/62. Coli de tipar 29¼ Com. 444. Pentru biblioteci indicele de clasificare : 55(058).

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „INFORMAŢIA" str Brezoianu nr. 23—25, Bucureşti.

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

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LIII/2
1965-1966