B·I.G

REPUBLICA POPULARĂ ROMÎNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. XLVIII
(1960 — 1961)

60846

BUCUREȘTI
1962

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÎNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE

ȘEDINȚELOR

VOL. XLVIII
(1960 — 1961)



BUCUREȘTI
1962

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PARTEA ÎNTÎIA
SUMARUL ŞEDINŢELOR

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

SUMARUL ŞEDINŢELOR

Şedinţa din 27 ianuarie 1961

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— MIRCEA ILIE. — Contribuţii la cunoaşterea munţilor Apuseni (p. 13)

— D. RĂDULESCU, AL. VASILESCU, S. PELTZ, M. PELTZ. — Prezentarea hărţii geologice a munţilor Gurghiului [1]).

Şedinţa din 3 februarie 1961

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— I. BORDEA. — Cercetări geologice — tehnice asupra calcarelor cristaline din V. Cormaia — V. Secul (Masivul Rodna) [1]).

— ANGELA OPRESCU, MARIA NĂSTASE. — Studiul posibilităţilor de preparare a minereului sărac de fier de la Ruschiţa (p. 323).

— N. FLOREA, ANA CONEA. — Solul castaniu (maroniu) de păduri xeroterme şi şibleacuri, un nou sol pentru R.P.R. (p. 245).

Şedinţa din 10 februarie 1961

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— I. BERBELEAC. — Contribuţiuni privind cunoaşterea aparatului vulcanic de la Uroi (Munţii Metaliferi) (p 31).

— P. NIŢĂ PION, D. ISTOCESCU. — Despre raporturile dintre Sedimentarul Bilbor—Secu şi Eruptivul din vest (p. 41).

Şedinţa din 17 februarie 1961

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— St. COSMA. — Dare de seamă asupra excursiei C 28 din Finlanda — al XXI-lea Congres Internaţional de Geologie [2])

— C. OANCEA, I. MUNTEANU. — Solurile interfluviului Ialomiţa — Călmăţui (p. 261).

---

[1]) Expunere verbală.

[2]) Va apare în *D. S. Com. Geol.*, XILX/2.

Institutul Geologic al României

Ședința din 24 februarie 1961

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— O. MIRĂUȚĂ. — Stilul tectonic al flișului marginal și al molasei subcarpatice în regiunea Piatra Neamț (p. 47)

— R. CIOCÂNELEA. Asupra situației geologice a corpurilor eruptive din regiunea Deva (p. 57).

— R. CIOCÂNELEA. — Cercetări geologice-tehnice în zona orașului Deva[1]).

Ședința din 3 martie 1961

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— N. GHERASI. — Pînza getică în partea orientală a munților Godeanu (p. 69)

— V. CARAMAN. — Cercetări geologice-tehnice în regiunea Ploștina — Bazavan —Niculești [2]).

Ședința din 10 martie 1961

— Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— E. LITEANU, N. MACAROVICI, T. BANDRABUR. — Studiul geologic și hidrogeologic al zonei orașului Iași prin foraje de mare adîncime[2]).

— ANGELA RAFALET. — Studiul geologic și petrografic al Cristalinului dintre Avram Iancu, Vf. Găina și Bulzeștii de Sus (Bihorul sudic) (p. 83).

Ședința din 17 martie 1961

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— D. SLĂVOACĂ, C. OPRAN. — Cercetări geologice și hidrogeologice în zona Giurgiu—Alexandria—Traian [2]).

— R. DIMITRESCU. — Notă asupra unor roci eruptive din Cristalinul Bîcului (Codrului) (p. 97).

Ședința din 24 martie 1961

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— ȘT. AIRINEI. — Prospecțiuni gravimetrice-magnetometrice în Munții Apuseni, pentru localizarea aparatelor vulcanice și a zonelor de hidrotermalizare accentuată [1]).

— ANA CONEA, C. VOLOVICI, IULIA MUCENIC, I. NIȚU. — Solurile cîmpiei și dealurilor Oradiei (p. 277).

---

[1]) Expunere verbală.

[2]) Se publică în *St. tehn. econ.*, seria E, nr. 6.

Institutul Geologic al României

Ședința din 31 martie 1961

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— V. MANILICI. — Asupra vulcanismului din Slovacia [1]).

— T. BANDRABUR, M. FERU, C. OPRAN. — Cercetări geologice și hidrogeologice în regiunea dunăreană dintre Jiu și Călmățui — Urlui [2]).

Ședința din 7 aprilie 1961

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— C. IONESCU, V. IGNAT. — Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba — Valea Țibăului [1]).

— C. DRĂGHICI. — Contribuțiuni la studiul silicaților de mangan și fier din Munții Sebeșului [3]).

Ședința din 14 aprilie 1961

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— EUGENIA MIHĂILESCU. — Contribuții la studiul ostracodelor din Pliocen [4]).

— I. HUICĂ, L. TURCULEȚ. Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între V. Șușița și V. Motorului (nord-vestul Depresiunii getice) (p. 103).

Ședința din 20 aprilie 1961

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— GABRIELA ȚIȚEICA. — Asupra stabilității pantelor [5]).

— I. VIEHMANN. — Notă asupra genezei lapiezurilor [6]).

Ședința din 28 aprilie 1961

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— O. ILIESCU, A. SEMAKA. — Contribuțiuni la cunoașterea Rheto-Liasicului din împrejurimile Mehadiei (p. 113).

— M. SĂNDULESCU, JANA SĂNDULESCU, M. KUSKO. — Structura geologică a părții de NW a Munților Buzăului și a părții de SW a Munților Vrancei (p. 121).

— M. DIMIAN, ELENA DIMIAN. — Cercetări sedimentologice privind zona flișului cretacic-superior — paleogen și a molasei miocene dintre V. Zăbalei și V. Buzăului [7]).

Ședința din 5 mai 1961

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— Discuțiuni asupra comunicărilor prezentate în ședința din 28 aprilie 1961.

---

[1]) Expunere verbală.

[2]) Se publică în *St. tehn. econ.*, seria E, nr. 6.

[3]) Se publică în *St. tehn. econ.*, seria A, nr. 6.

[4]) Se publică în *St. tehn. econ.*, seria G, nr. 2.

[5]) Se publică în *St. tehn. econ.*, seria F, nr 5.

[6]) Se publică în *D. S. Com. Geol.*, XLIX/II.

[7]) Se publică în *D. S. Com. Geol.*, XLIX/I.

Institutul Geologic al României

Ședința din 19 mai 1961

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— M. POPESCU. — Prospecțiuni seismice-reflecție în regiunea Treisate (Cioc) (p. 237).

— MIRCEA ILIE, M. N. FILIPESCU. — Metoda complexă aplicată în geologie. II. Prospecțiuni geochimice în structuri ascunse [1]).

Ședința din 26 mai 1961

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— S. NĂSTĂSEANU, AL. DINCĂ. — Contribuțiuni la cunoașterea Hauterivianului din zona Reșița — Moldova Nouă (Banat) (p. 141).

— ECATERINA SCHOVERTH, M. FERU, V. ȘERBĂNESCU, R. SBENGHE, M. CROITORU, E. CROITORU. — Cercetări geologice în zona centrală din vestul Cîmpiei getice [2]).

Ședința din 27 mai 1961

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— SC. MATEESCU, C. SOROCINSKY. — Cercetări pedologice din regiunea Lespezi — Gura Humorului [1]).

— F. TUTUNEA, C. TUTUNEA. — Contribuții la cunoașterea reliefului în raport cu solurile din regiunea Slobozia — Rîșca [1]).

Ședința din 2 iunie 1961

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— L. PAVELESCU, MARIA PAVELESCU. — Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani — Muntele Oslea (p. 153).

— L. PAVELESCU, MARIA PAVELESCU. — Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana — V. Bistrița (p. 177).

— V. MANILICI, D. GIUȘCĂ, V. STIOPOL. — Contribuții la studiul zăcămîntului de la Baia Sprie [1]).

— V. MUTIHAC. — Asupra prezenței Norianului în Dobrogea de nord (p. 197).

— L. PAVELESCU, H. KRÄUTNER, O. MAIER, M. MUREȘAN. — Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Ruschița (Poiana Ruscă) [3]).

Ședința din 3 iunie 1961

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— C. DRĂGHICI. — Structura geologică a platoului Mehedinți între Izverna—Cloșani—Padeș—Baia de Aramă—Ponoare (p. 203).

---

[1]) Se publică în *D. S. Com. Geol.*, XLIX/1.

[2]) Se publică în *St. tehn. econ.*, seria E, nr. 6.

[3]) Expunere verbală.

Institutul Geologic al României

— ANGELA RAFALET. — Notă asupra rocilor eruptive neogene de la Caraci (Munţii Metaliferi (p. 225).

— D. N. TODOR. — Determinarea calciului, sodiului şi potasiului cu ajutorul fotometrului cu flacără şi interferenţele reciproce în analiza extraselor din solurile necarbonatate (p. 289).

— N. FLOREA, ELENA STOICA, DOROTHEA MANEŞ. — Caracterizarea tipurilor de sol din R.P.R. din punct de vedere al proprietăţilor de schimb cationic (Partea I-a) [1]).

— F. PREDEL. — Raionarea pedo-geografică a regiunii cuprinse între Piatra Neamţ — Roman-Mogoşeşti—Oşlobeni—Piatra Neamţ (p. 305).

---

[1]) Expunere verbală.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PARTEA A DOUA
TEXTUL COMUNICĂRILOR

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOLOGIE

CONTRIBUŢII LA CUNOAŞTEREA TECTONICEI MUNŢILOR APUSENI[1]

DE
MIRCEA D. ILIE

Munţii Apuseni reprezintă a treia unitate carpatică a ţării noastre, care ocupă o poziţie internă şi constituie legătura între Carpaţii orientali şi Carpaţii meridionali. Delimitarea lor geografică este distinctă: la est sînt încadraţi de bazinul Transilvaniei, la vest de bazinul panonic, la sud valea Mureşului îi separă de Carpaţii meridionali, iar la nord cîteva insule cristaline (munţii Apuseni Ascunşi) stabilesc legătura cu Carpaţii orientali.

Din punct de vedere structural deosebim: munţii Apuseni Centrali, munţii Metaliferi şi munţii Apuseni Ascunşi.

Tectonica complicată a munţilor Apuseni, datorită suprapunerii de fenomene de vîrstă şi amplitudine diferită, a făcut ca descifrarea ei să întîmpine mari dificultăţi. În cele ce urmează vom prezenta diferitele deformări tectonice, raporturile dintre variatele compartimente, precum şi corelarea cu unităţile mari geologice din vecinătate.

I. Tectonica plicativă

Pe teritoriul munţilor Apuseni se deosebeşte o tectonică plicativă reprezentată prin pînze tectonice de natură şi vîrstă diferită, şariaje post-eocene, cutări sigmoidale şi o tectonică disjunctivă formată din linii rupturale vechi şi noi.

A) *Pînze tectonice.* 1. Pînza hercinică regenerată. În munţii Apuseni centrali se dezvoltă pînza hercinică Muntele Mare—Gilău—Trascău, evidenţiată de suprapunerea anormală a seriei de micaşisturi faţă de seria filitică. Ea s-a conservat prin trei zone mari situate la est de masivul granitic Muntele Mare şi

[1]) Comunicare în şedinţa din 27 ianuarie 1961.

Institutul Geologic al României

la nordul munţilor Trascău. Suprafeţele de şariaj din complexul cristalin au fost considerate de V. UHLIG (22) şi I. P. VOITEŞTI (19) de vîrstă mesocretacică şi au servit ca bază la conturarea pînzei transilvanice şi pînzei bucovinice.

Granitul de Muntele Mare intersectînd suprafaţa de şariaj, iar masele jurasice din munţii Trascău acoperind discordant această suprafaţă, putem considera vîrsta hercinică pentru pînza Muntele Mare—Gilău—Trascău (7). Deformările carpatice, prin şariaje scurte, au schimbat sensul iniţial al raporturilor tectonice, cauzînd dificultăţi la conturarea elementelor componente.

2. Pînza mesocretacică de Codru. În munţii Bihor se dezvoltă o pînză mezocretacică de Codru (9 10 11 18) a cărei identificare s-a făcut pe baza suprapunerilor inverse ale seriilor de metamorfism diferit şi a faciesurilor permo-mesozoice. Autohtonul este format din şisturi cristaline epizonale şi depozite paleo-mesozoice de facies Bihor, iar pînza din cristalin mesozonal şi paleo-mesozoic de facies de Codru.

Pînza de şariaj apare clar prin linia ei frontală şi prin suprapunerea faciesurilor permo-mesozoice de Codru şi Bihor.

Masivul eruptiv al Vlădesei a produs deranjamente în situaţia iniţială a pînzei, mascînd continuitatea tectonică. Alura calmă a pînzei din Muma Codru se datoreşte apropierei imediate de zona de deslipire. Caracterul de acumulare din regiunea ei frontală se datoreşte obstacolului format de masivul granitic Muntele Mare, iar decroşarea puternică de la sudul masivului Vlădeasa poate fi pusă pe seama manifestărilor disjunctive terţiare.

Formarea pînzei de Codru se datoreşte procesului de decolare şi antrenare sub acţiunea gravitaţiei, care s-a petrecut în condiţii paleogeografice favorabile. Această pînză tectonică s-a deplasat de pe fundamentul cristalin panonic către partea centrală a Apusenilor şi a fost frînată de boltirea Muntelui Mare, pe care a avut tendinţa să-l ocolească prin partea sudică. Suprapunerea elementelor pînzei şi refularea ei frontală se datoreşte acestui obstacol important (7).

Pînza de Codru a suferit ulterior o compartimentare datorită tectonicei disjunctive terţiare.

3. Pînza mesocretacică a munţilor Metaliferi. În partea de SE a munţilor Apuseni se dezvoltă o unitate tectonică deosebită prin constituţia sa şi a autohtonului, prin deformările ulterioare şi prin modul de conservare a elementelor componente: pînza mesocretacică a munţilor Metaliferi (3, 4, 5). La constituţia autohtonului iau parte şisturile cristaline, masivul ofiolitic axial şi depozitele cretacic-inferioare. Pînza constă din calcare jurasic-superioare şi lame de rabotaj de natură ofiolitică. Vîrsta pînzei este ante-albiană, iar formarea ei se datoreşte decolării maselor calcaroase jurasice de pe marginea Munţilor Bihor—Gilău, smulgerii lamelor de rabotaj din masivul ofiolitic axial şi antrenării peste fundamentul cretacic.

Institutul Geologic al României

Şariajul apare clar prin scufundarea axială a cutelor; în partea de nord (munţii Trascăului) stilul imbricat maschează structura în pînză. În sud ea se dezvoltă cu toate amănuntele; lamele de calcare jurasice se desenează ca funduri de sinclinale pensate în văile adînci şi cu terminaţii periclinale pe cotele înalte. Zona principală (Ciumerna—Bedeleu) este dispusă oblic faţă de pînza hercinică Gilău—Muntele Mare, iar în faţa ei s-au păstrat numeroase petece de acoperire.

B) *Şariaje post-eocene.* Depozitele eocene identificate în munţii Metaliferi au servit la precizarea existenţei şariajelor post-eocene. Primul şariaj post-eocen identificat se află la extremitatea de SE a bazinului Zlatna (Prisaca Ampoiului), unde ofiolitele triasice încalecă depozitele senoniene şi eocene. În grupa acestor şariaje sub unghiuri mari situăm şi încălecarea Senonianului de către şisturile cristaline ale munţilor Trascău (Vîrfuiata, Lunca, Valea Ascunsă, Oncești). Încălecările scurte de la Valea Dosului şi Valea Satului—Stănija, precum şi suprapunerea anormală a depozitelor cretacice din bazinul Drocea (16) intră în aceiaşi categorie de fenomene tectonice. Orientarea acestor linii de încălecare diferă în mod sensibil; cele din munţii Trascăului sînt dirijate NE—SW, cele din munţii Metaliferi devin NW—SE, iar încălecarea Drocea redevine NE—SW.

Importanţa descifrării şariajelor post-eocene constă în cunoaşterea completă a evoluţiei tectonice a întregii catene, precum şi în recunoaşterea sensului adevărat al şariajelor majore. În adevăr şariajele formate după faza paroxismală avînd sensul invers direcţiilor de cutare carpatică au fost considerate de unii autori ca reprezentînd orientarea caracteristică pentru întreaga catenă.

Revărsările catenelor şi sensul invers se poate explica pentru partea de E a Trascăului şi de N a Metaliferilor prin atracţia exercitată de avanfosa Arieşului creată în spatele catenei. Cum influenţa şariajelor post-eocene se resimte şi în Apusenii Centrali, cauza formării lor trebuie căutată într-un fenomen mai general.

C) *Cutările sigmoidale.* În primele consideraţii tectonice (12, 13, 14) s-a subliniat caracterul bilateral al munţilor Muma-Codru şi al munţilor Metaliferi, în opoziţie cu caracterul unilateral al Carpaţilor orientali. În prezent este cunoscută dispoziţia bilaterală a acestei din urmă catenă şi totodată caracterul plurilateral al subunităţilor din munţii Apuseni.

Munţii Metaliferi se caracterizează prin cutări sigmoidale, care sînt descrise aici pentru prima dată şi cred că formează un caracter carpatic general. Cutele sigmoidale prezintă schimbarea pe sectoare a direcţiilor aşa fel că mersul lor descrie în lungul catenei litera «S». Fascicolul de cute din partea de est a munţilor Trascău este orientat NE—SW, pînă în apropierea bazinului Ampoi unde el devine ESE — WNW, iar de aici trecînd pe partea nordică a axului catenei urmăreşte direcţia E — W. Schimbarea dublă a direcţiei cutelor este totodată însoţită de

Institutul Geologic al României

variația sensului de înclinare. Astfel pe partea de est a munților Trascău, cutele sînt deversate către est, în sensul carpatic; la nord de bazinului Ampoiul ele devin normale și apoi sînt răsturnate spre interiorul catenei (4, 7, 8).

Originea cutărilor sigmoidale se datorește mișcărilor de subîmpingere a blocului cristalin Muntele Mare—Gilău, iar sensul revărsărilor de cute contrar celor carpatice a fost provocat de atracția către vidul creat de avanfosa Arieșului.

II. Tectonica disjunctivă

M. PÁLFY (17) și M. DRĂGHICEANU (2) au descris o serie de linii rupturale miocene puse în evidență de apariţiile vulcanice și de direcția filoanelor metalifere. Noi am deosebit linii rupturale vechi și noi produse în fazele de decompresiune post-tectonice.

A) *Liniile rupturale vechi.* Liniile rupturale vechi sînt localizate în fundamentul cristalin al Apusenilor Centrali și s-au format în fazele de decompresiune post-tectonice vechi. Ele se caracterizează prin decroșări sau mișcări de derivă și se dezvoltă astfel de la nord spre sud:

1. Linia rupturală Bihor—N Muntele Mare separă Bihorul de Nord de Bihorul mijlociu și delimitează rectiliniar masivul cristalin Muntele Mare și munții Gilăului față de bazinul Transilvaniei.

2. Linia rupturală S Muntele Mare—Iara a decroșat pînza hericinică a Muntelui Mare—Gilău și intersectează extremitatea nordică a bazinului neocretacic al Arieșului și a munților Trascău.

3. Linia rupturală Biharia—Arieș încadrează la sud pînzele suprapuse ale Bihariei și le separă de șariajele mesocretacice de la N Cîmpeni și de pînza hercinică regenerată a Gilăului.

B) *Liniile rupturale tinere.* Aceste linii sînt de vîrstă terțiară, delimitează bazine de sedimentare subsidentă cu durată variabilă și au fost ocupate de vulcani. Astfel de accidente tectonice delimitează bazinele intramontane (Brad—Săcărîmb, Zlatna) și anexele bazinului panonic (bazinul Crișul Alb, bazinul Crișul Negru, bazinul Crișul Repede). Totodată aceste linii radiale delimitează parțial blocurile muntoase învecinate.

Bazinul terțiar Zlatna (4, 7) se caracterizează prin tectonica independentă față de fundamentul mesozoic al Metaliferilor. Depozitele sale sînt puternic denivelate în comparație cu flișul cretacic, ceea ce demonstrează existența unor compartimente tectonice rezultate din fracturarea fundamentului mesozoic, care s-a manifestat după depunerea Cretacicului superior. Aspectul geomorfologic în trepte cu sărituri mari evidențiază această structură disjunctivă.

Institutul Geologic al României

Compartimentarea s-a produs după linii rupturale orientate NW—SE, a căror direcţie nu este conformă cu cutările flişului din fundament. Bazinul Zlatna a generat în urma scufundărilor de la începutul Paleogenului, după linii de falii, care au compartimentat fundamentul mesozoic, denivelîndu-l. Ansamblul liniilor sale rupturale poate fi grupat schematic în două sisteme principale. Primul sistem este alcătuit din faliile limitrofe ale bazinului orientate NW—SE, care sînt paralele între ele şi arată o independenţă faţă de cutele flişului autohton şi de elementele pînzei mesocretacice.

Al doilea sistem de accidente radiale este orientat ENE—WSW (falia Valea Mare — Nădăjdia, falia Trimpoele—Neagra).

Tectonica bazinului Brad—Săcărîmb (7) prezintă acelaşi caracter de zonă fracturată şi scufundată ca şi bazinul Zlatna. Marginile sale sînt rectiliniare, paralele între ele şi orientate NW — SE. Falia Hondol — Săcărîmb intersectează extremitatea sudică a bazinului, ar putea corespunde în adîncime cu marginea de nord a insulei cristaline Rapolt şi s-ar afla în prelungirea spre est a marginei sudice a masei diabazice din munţii Drocea.

Falia Coasta Mare—Cetraş—Cerburea cu complicaţiile ei laterale este orientată NW—SE şi se află pe marginea răsăriteană a bazinului Brad—Săcărîmb. După această linie s-a separat blocul diabazic Almaş. Falia Hondol—Barza intersectează la nord falia Hondol — Săcărîmb şi se orientează paralel cu linia Coasta Mare — Cerburea însoţind marginea de vest a bazinului. În spaţiul cuprins între blocurile diabazice Ribicioara şi Almaş, linia rupturală Hîrnicul—Prihodişte se apropie cu extremitatea sa estică de falia Trimpoele—Stănija.

Sistemul de linii rupturale din munţii Metaliferi s-a format într-o fază de relaxare, care a urmat paroxismului orogenic cretacic. Atunci s-au născut zone locale de subsidenţă, rezultate din fracturarea şi denivelarea părţilor instabile ale soclului. Cîmpul de falii paleogene a servit ca linii directoare pentru deformările tectonice ulterioare.

Tectonica în mozaic, terţiară, nu a respectat edificiul cretacic şi se caracterizează prin asocierea unor falii orientate diferit. Faliile orientate NW—SE delimitează bazinele terţiare (Crişul Repede, Beiuş, Hălmagiu, Brad—Săcărîmb, Zlatna). Faliile orientate ENE—WSW se localizează de-a curmezişul bazinelor şi la extremităţile lor. Liniile rupturale cu direcţia E—W corespund marginilor blocurilor de mesoeruptiv şi se transformă în falii de acoperire, care prind sub ele depozite cretacice. Aceste deformări radiale au generat grabene dispuse oblic pe fundamentul cretacic, faţă de care arată o independenţă structurală. În aceste scufundări s-au instalat zone de sedimentare, care au funcţionat în timpul Cretacicului superior şi Terţiarului.

Un caracter esenţial al bazinelor intramontane din munţii Metaliferi este ocuparea liniilor rupturale profunde de către aparate vulcanice.

Institutul Geologic al României

III. Tectonica magmatică

Munţii Apuseni, fiind constituiţi în mare parte din tipuri de plutone variate, în condiţii de tectonică şi faze de manifestare deosebite, oferă condiţii favorabile pentru cercetarea proceselor de tectonică magmatică.

A) *Granitul de Muntele Mare.* Granitul de Muntele Mare nu a rezultat din procesele de granitizare petrecute în zonele geosinclinale cele mai adînci, fapt care rezultă din lipsa unor treceri continue de la granit la şisturile metamorfice alăturate şi care se reflectă în conturul precis al masivului granitic. De asemenea granitul de Muntele Mare nu a fost pus în loc în timpul paroxismului orogenic; el formează o ondulaţie largă şi independentă faţă de liniile tectonice ale orogenului hercinic şi nu prezintă faciesul milonitic dezvoltat pe scară întinsă. Acest granit a rezultat dintr-o magmă granitică ajunsă în părţile înalte ale scoarţei, unde s-a acumulat într-un mare corp lacolitic diapir însoţit de o bogată reţea de apofize; punerea sa în loc s-a realizat după şariajul hercinic.

B) *Complexul ofiolitic.* În zona centrală a tectogenului din munţii Metaliferi, în lungul unei zone de fracturi adînci, s-a dezvoltat complexul ofiolitic din munţii Trascăului, munţii Metaliferi (7) şi munţii Drocea (6). Componenţa complexă a ofiolitelor nu permite trasarea contururilor între rocile intrusive şi cele extrusive. Origina lor efuzivă este valabilă pentru cea mai mare parte din masa ofiolitelor din Drocea. Ofiolitele formează aici o puternică revărsare submarină, în care se deosebesc treceri între gabbrouri, diabaze, pillow-lave. Intercalaţiile tufogene sînt frecvente în masa ofiolitelor carpatice. Magmele iniţiale pătrunse pe zonele de torsiune ale geosinclinalelor au influenţat orogenele subsecvente dînd naştere cutelor sigmoidale şi sistemului bilateral.

În munţii Trascăului se observă legătura strînsă între liniile tectonice şi intruziunile ofiolitice. Magma iniţială a pătruns forţat în masa şisturilor cristaline şi a dat naştere unor intruziuni minore de gradul lacolitelor de semiprofunzime. În zona flişului cretacic cutat se află o serie de lame şi benzi ofiolitice asociate cu blocuri jurasico-cretacice şi fără elemente de şisturi metamorfice sau roci intruzive acide. Mişcările gravitative de alunecare au determinat smulgerea acestor lame şi benzi ofiolitice din lacolitul central şi antrenarea lui sub presiunea calcarelor jurasice pe deasupra depozitelor de geosinclinal. Acumularea prin antrenare a ofiolitelor a dat naştere unei zone de rabotaj, localizată în partea frontală a pînzei mesocretacice a munţilor Metaliferi.

C) *Complexul eruptiv Vlădeasa* se caracterizează printr-o succesiune de erupţiuni de natură şi vîrste diferite. Riolitele sînt răspîndite între Vîrful Vlădeasa—Vîrful

Institutul Geologic al României

Poienii—Stîna de Izvor; în colţul de NE al masivului se dezvoltă andezitele şi dacitele, iar în lungul faliei Bohodei — Piatra de Gard apar numai andezite.

Amplasamentul actual al masivului Vlădeasa corespunde unei compartimentări a soclului cristalin mesozoic, datorită liniilor rupturale orientate NE—SW (Cornu Muntelui—Muncelul Mare, Vîrful Custurilor, Piatra Grăitoare). Fracturarea s-a manifestat într-o perioadă de decompresiune, care a urmat orogenezei carpatice. Fenomenul s-a îmbinat cu distanţarea fracturilor datorită mişcării de translaţie spre sud a blocului Muntele Mare—Gilău.

Primele apariţii în timp aparţin riolitelor (7), care formează cea mai mare parte din umplutura compartimentului tectonizat. Erupţiile riolitice au fost puse în loc prin cîteva manifestaţii localizate în jumătatea inferioară a Acvitanianului. Spre deosebire de riolitele din munţii Metaliferi, cele din Vlădeasa nu şi-au dezvoltat aparatele centrale păstrînd caracterul subvulcanic. Daco-andezitele au străpuns ulterior masa riolitică după linii de ruptură şi au format centrii vulcanici.

Masivul Vlădeasa se caracterizează printr-un vulcanism miocen localizat într-o zonă tectonizată prin rupturi, care s-au format la începutul Paleogenului. Tectonica terţiară şi vulcanismul nou apropie masivul Vlădeasa de munţii Metaliferi, unde falierile profunde au dat naştere la compartimente, care au favorizat manifestările vulcanice.

Punerea în loc a importantei mase de riolite a cauzat formarea grabenului Roşia.

D) *Efuziunile terţiare din munţii Metaliferi* prezentînd bogate mineralizaţii auro-argentifere au prilejuit cercetări detaliate privind situaţia tectonică a corpurilor vulcanice (5, 7). În bazinul Roşia Montană, coşurile riolitice de la Cetate—Cîrnic sînt orientate după o linie tectonică E—W, care corespunde cu direcţia efuziunilor din pintenul cristalin Baia de Arieş. De aici putem deduce că orientarea corpurilor riolitice este strîns legată de liniile de ruptură profunde ale fundamentului cristalin. Orientarea corpurilor andezitice se face după linii rupturale orientate N—S, legate de asemenea de dislocaţii care însoţesc coborîrea în trepte a masei cristaline. Direcţia filoanelor identificate prin numeroasele lucrări miniere demonstrează strînsa legătură a mineralizaţiei cu liniile rupturale, care au înlesnit apariţia centrilor vulcanici.

Bazinul Zlatna favorizează de asemenea stabilirea relaţiilor dintre liniile tectonice şi manifestaţiile vulcanice terţiare. Dispoziţia liniară a aparatelor vulcanice pune în evidenţă linia rupturală Jiva—Măgura. Dispoziţia ortogonală a celor două sisteme de falii amintite a determinat în fundament o structură propice manifestaţiilor vulcanice.

Întreaga suită de efuziuni din munţii Metaliferi a succedat fazei de scufundare şi compartimentare, care a urmat fazei paroxismale a cutărilor carpatice. Prin încetarea presiunilor tangenţiale scoarţa a intrat într-o nouă stare de echilibru; prin tasare s-au format linii rupturale care au dat naştere depresiunilor tectonice interne.

Institutul Geologic al României

Lavele au utilizat aceste linii rupturale localizate în zone de rezistenţă minimă, născute în perioada de depresiune. Accentuarea şi complicarea acestor linii au provocat intensificarea efuziunilor.

Erupţiile neogene nu sînt legate pretutindeni de faliile identificate în cuvertura sedimentară. Regiunile faliate şi neafectate de vulcanism dovedesc că condiţia tectonică nu a fost complet satisfăcută. Activitatea vulcanică a avut loc, mai mult sau mai puţin intens, numai în regiunile cu linii de ruptură profundă, care au asigurat deplasarea pe verticală a magmelor.

Cercetînd raporturile dintre efuziuni şi cutele mesozoice se constată absenţa unui paralelism; fracturile terţiare sînt independente faţă de cutarea carpatică. Numai în munţii Trascăului, rocile efuzive aflorează în legătură cu liniile tectonice mesozoice.

IV. Caractere tectonice ereditare

Evoluţia tectonică a munţilor Apuseni nu a înregistrat epoci de stagnare, ci prezintă un caracter activ permanent. Ea se datoreşte mişcărilor ondulator-oscilatorii, care au manifestat o dezvoltare periodică. Tectonica s-a desfăşurat pe etape, fiecare etapă avînd particularităţi moştenite la care s-au adăugat caractere calitative, ce constau din modificarea regimului tectonic şi prezenţa cuverturii sedimentare noi.

În munţii Apuseni se poate vorbi de o suprapunere de edificii cutate, hercinice şi carpatice. Structura actuală este consecinţa transformărilor complexe, suprapuse în timp şi rezultate de regimul repetat al mişcărilor ondulator-oscilatorii. Tectogenezele au schimbat mereu conturul depresiunilor de sedimentare. Planul structural al zonelor de sedimentare şi al culminaţiilor ar corespunde fundamentului hercinic. Masivul central cristalin are tendinţa de afundare şi prefacere în zone de sedimentare, în care s-au dezvoltat complexe stratigrafice cu grosimi apreciabile.

Adîncimile de fund ale acestor zone depresive au variat în timp. În permojurasic au funcţionat ca depresiuni situate pe fundamentul cristalin central (Muma-Codru, Bihor, Pădurea Craiului), în timpul Cretacicului a apărut la marginea sudică a acestui fundament fosa flişului (munţii Metaliferi), iar odată cu începutul Terţiarului se dezvoltă bazinele de subsidenţă intramontane (Brad—Săcărîmb, Zlatna, Beiuş, Hălmaj).

Discordanţele puternice post-orogenice evidenţiază nepotrivirile dintre structurile complexe şi arată variaţia regimului tectonic.

Legătura genetică dintre fundamentul hercinic şi zonele de sedimentare mai tinere apare clar în munţii Apuseni. De asemenea regimul şi sensul mişcărilor ondulator-oscilatorii se află în strînsă legătură cu tectogeneza geosinclinalelor învecinate.

Succesiunea în timp a proceselor tectonice constatate în munţii Apuseni constă în şariaje de natură şi amploare deosebită. În adevăr, în orogenul hercinic a rezultat

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC 60846

pînza Muntele Mare—Gilău—Trascău provenită prin mecanismul suprastructurii şi care a fost reluată în orogeneza carpatică. Pînza mesocretacică a munţilor Metaliferi şi pînza de Codru s-au născut gravitativ, prin decolare şi alunecare. În faza post-paroxismală acţiunea de subîmpingere a blocurilor cristaline au condus la şariaje orientate contrar direcţiei carpatice. Suprapunerea acestor trei categorii de deformări tectonice constituie una dintre marile dificultăţi întîlnite la descifrarea şi corelarea proceselor tectonice din munţii Apuseni.

Alături de suprapunerea edificiilor şariate, fundamentul a jucat un rol important în naşterea liniilor radiale, care au generat depresiuni sedimentare şi au fost însoţite de activitate vulcanică.

V. Raionarea geotectonică

După expunerea fenomenelor tectonice vom trece la compartimentarea geotectonică.

1. Muntele Mare reprezintă partea cea mai profundă şi mai veche a munţilor Apuseni, delimitată la nord şi sud de linii rupturale vechi. În cuprinsul său se dezvoltă complexul şisturilor cristaline şi intruziunea majoră a granitului de Muntele Mare a cărei punere în loc s-ar fi făcut post-hercinic după o fractură lărgită orientată N—S. Suprapunerea inversă a seriilor metamorfice pledează pentru existenţa unei pînze de supracutare hercinică, regenerată în orogeneza carpatică.

Readucînd blocul Muntele Mare, printr-o mişcare de translaţie, în poziţia iniţială, linia rupturală de nord se suprapune limitei sudice a masivului eruptiv Vlădeasa, iar munţii Gilăului îşi reiau poziţia paralelă faţă de munţii Trascăului, orientîndu-se NE—SW. Această reconstituire ne face să presupunem cauza şariajelor contrare post-eocene; prin acţiunea de subîmpingere a Muntelui Mare au luat naştere încălecările spre nord constatate în munţii Trascăului, munţii Gilăului şi Muntele Mare.

2. Munţii Gilăului cuprind petece de acoperire importante din pînza hercinică regenerată în orogeneza carpatică. În faza posttectonică a luat naştere fosa flişului care separă această catenă de munţii Trascăului. În timpul Cretacicului mediu prin acţiunea de ridicare pe verticală s-a produs desprinderea şi alunecarea pînzei mesocretacice a Metaliferilor. Fracturile vechi au activat în timpul Terţiarului fiind însoţite de manifestări vulcanice în pintenul Baia de Arieş.

3. Munţii Trascăului prezintă un fundament cristalin în care se remarcă şariajul hercinic, ce prezintă legături de continuitate cu cel din munţii Gilăului. Peste autohtonul şi pînza hercinică se dispune oblic capătul nordic al pînzei mesocretacice a Metaliferilor. Fundamentul cristalin ca şi elementele pînzei au fost reluate în şariajul sub unghi mare, vizibil pe flancul vestic al catenei.

Institutul Geologic al României

4. Munţii Muma Codru sînt delimitaţi printr-un sistem de falii conjugate, care le împrumută o independenţă faţă de restul unităţilor geologice. Se caracterizează prin prezenţa unui autohton cristalin-paleo-mesozoic şi prin partea de desprindere a pînzei de Codru. Prezintă afinităţi cu munţii Bihor şi Pădurea Craiului.

5. Munţii Bihor se sudează în partea de răsărit cu Muntele Mare. Sînt constituiţi din digitaţiile pînzei de Codru şi au suportat şariaje post-senoniene orientate spre nord. Ca şi Muntele Mare, această unitate este încadrată la nord şi sud de linii rupturale vechi orientate ENE—WSW.

6. Munţii Pădurea Craiului fac corp comun cu munţii Rez şi Mezeş, delimitaţi prin falii conjugate. Pe marginea de sud se dezvoltă o fîşie din pînza de Codru şi bazinul de scufundare Roşia care ne dă imaginea scufundărilor în trepte şi a grabenelor mai vechi.

7. Masivul Vlădeasa reprezintă un complex eruptiv terţiar, alcătuit din criptovulcani şi centri vulcanici instalaţi pe un compartiment tectonic. Prin apropierea marginilor acestui compartiment obţinem legătura iniţială între munţii Bihor şi Muntele Mare pe de o parte şi munţii Pădurea Craiului, Rez şi Mezeş pe de altă parte. Liniile rupturale au provocat decroşarea unei porţiuni din pînza de Codru.

8. Munţii Metaliferi sînt constituiţi în cea mai mare parte din depozitele Flişului cretacic, caracterizate printr-un stil plicativ cu duble revărsări şi prin cute sigmoidale complexe. Flişul cretacic a jucat rolul de autohton pentru pînza de decolare şi alunecare de vîrstă mesocretacică. Elementele pînzei constau din corpul principal păstrat în axul catenei, din numeroase petece de acoperire şi dintr-o zonă de rabotaj a ofiolitelor. Toate aceste elemente ca şi cutele autohtonului împrumută caracterul sigmoidal.

Posterior punerii în loc a pînzei mesocretacice a Metaliferilor au urmat acţiunile de subîmpingere ale blocurilor compartimentate după liniile rupturale vechi. Aşa s-au născut şariajele contrare celor carpatice. Vîrsta acestor şariaje după prezenţa Senonian-Eocenului sub planul de încălecare ar putea fi pireniene.

În faza de decompresiune, catena a suferit falieri după linii rupturale dispuse ortogonal şi folosite de efuziunile terţiare.

9. Munţii Drocea prezintă o structură mai simplă. Blocul ofiolitic încalecă la nord depozitele cretacice, la vest este fracturat şi separat de blocurile Almaş şi Ribicioara prin bazinul Brad—Săcărîmb, iar la NW suportă bazinul cretacic Drocea. În interiorul acestui bazin Cretacicul inferior se suprapune tectonic peste Cretacicul superior. Acest şariaj post-senonian este datorit acţiunii de subîmpingere a blocului Zarand. Liniile rupturale orientate ENE—WSW au fost utilizate de intruziunile minore ale granodioritelor. În sectorul sudic ale blocului Drocea fracturile în trepte au dat naştere grabenului Mureş.

Institutul Geologic al României

10. Munţii Zarandului prezintă cea mai simplă structură: un anticlinorium cu intruziuni granitice în ax şi care suportă depozite permiene pe flancul său nordic.

Raionarea geotectonică a munţilor Apuseni, prezentată aici, va putea servi ca bază la conturarea unităţilor geografice care a întîmpinat dificultăţi importante şi totodată la raionarea metalogenetică atît de complexă în această ramură carpatică.

VI. Racordarea compartimentelor tectonice

Munţii Apuseni, spre deosebire de celelalte ramuri carpatice, prezintă mari dificultăţi în privinţa descifrării unităţilor tectonice din cauza varietăţii, suprapunerii fenomenelor precum şi întreruperii continuităţii structurale cauzată de liniile de dislocaţie. Liniile rupturale vechi şi noi au distrus unitatea structurală iniţială prin decroşări, derive şi bazine de scufundare. Din aceste cauze, în bibliografia geologică apar frecvente contradicţii datorite faptului că fenomene particulare au fost considerate generale, iar cele secundare ca fiind esenţiale.

Metoda de reconstituire a ansamblului tectonic constă în îndepărtarea depozitelor terţiare şi a efuziunilor neogene, precum şi în readucerea blocurilor tectonice în poziţia iniţială.

Prin îndepărtarea umpluturii bazinului Borod apare legătura dintre Pădurea Craiului şi Mezeş, legătură indicată de altfel de zona mesozoică situată în capătul estic al bazinului.

Îndepărtarea Terţiarului din bazinul Beiuş ne înlesneşte stabilirea continuităţii pînzei de Codru. Tot astfel prin eliminarea depozitelor terţiare din bazinul Crişul Alb constatăm raporturile dintre Muma Codru şi Zarand, iar îndepărtarea efuziunilor neogene şi a Terţiarului din bazinul Brad—Săcărîmb ne indică unitatea munţilor Metaliferi.

Identificarea decroşărilor şi derivelor oferă posibilitatea de a reconstitui ansamblul tectonic al munţilor Apuseni, readucînd printr-o mişcare inversă compartimentele în poziţia iniţială. Blocul tectonic Muntele Mare—Gilău a suportat o mişcare de derivă spre sud, care a provocat strivirea bazinului Iara—Arieş şi a exercitat presiuni de subîmpingere asupra lui însăşi şi a munţilor Trascău. Acţiunea de subîmpingere a schimbat alura pînzei hercinice revărsînd-o spre nord. Granitul de Muntele Mare orientat N—S a suferit o arcuire puternică la extremitatea sudică, iar munţii Trascău şi Metaliferi au fost supuşi la şariaje orientate spre interior.

Tectonica magmatică a Vlădesei explică decroşarea puternică a pînzei de Codru. Readucerea compartimentului Muntele Mare—Gilău în poziţia iniţială a restabilit situaţia mesocretacică, cînd între acest compartiment şi Bihor exista o depresiune importantă, în care s-au acumulat masele deplasate ale pînzei de Codru dînd naştere pînzelor suprapuse din Biharia.

Institutul Geologic al României

Masivul Muma Codru readus în poziția primitivă demonstrează legătura de continuitate a pînzei Codru identificată în trei compartimente tectonice.

Munții Zarandului se racordează prin partea lor nordică cu Muma Codru; natura formațiilor geologice și tectonica simplă sînt caracterele comune ale acestor compartimente tectonice în zona de racordare. Împingerea Zarandului spre SE a cauzat șariajul post-senonian din bazinul Drocea, strangularea părții de W a fosei Metaliferilor și deplasarea spre nord a blocului ofiolitic Drocea.

Raionarea tectonică a munților Apuseni, bazată pe evoluția proceselor structurale și pe identificarea elementelor tectonice, ne oferă posibilitatea reconstituirii în timp și spațiu a ansamblului geotectonic și totodată stabilirea legăturilor cu celelalte catene.

VII. Relațiile munților Apuseni cu catenele vecine

Pentru corelarea munților Apuseni cu celelalte mari unități geologice vecine există două ipoteze. Prima ipoteză presupune alohtonia munților Apuseni, adică poziția lor actuală nu ar coincide cu cea primitivă ci a suferit o deplasare orizontală importantă; catena s-ar fi comportat ca un bloc relativ rigid desprins din curbura Carpaților romîni. Pentru ipoteza alohtoniei pledează dimensiunile munților Apuseni, care corespund glolului dintre extremitatea sudică a zonei cristalino-mesozoice din Carpații orientali și partea de N a Carpaților meridionali. Formațiunile geologice și stilul tectonic al blocului munților Apuseni prezintă mari afinități cu zona de curbură a Carpaților. Compartimentarea și jocul compartimentelor prin decroșări și derive recunoscut în munții Apuseni s-ar putea explica în urma acestei deplasări importante de circa 200 km. Șariajele post-senoniene orientate invers sensului carpatic vin de asemenea în sprijinul unor deplasări de la est către vest. Tot astfel intruziunea ofiolitelor ar fi fost înlesnită de linia rupturală de pe marginea catenei.

În ipoteza autohtoniei I. P. Voițești (19) a considerat comune pentru cele trei ramuri carpatice pînzele cristaline (transilvană, bucovinică), iar Uhlig (22) și L. Kober au susținut legătura între Apuseni și Carpații orientali, bazați pe ipoteze referitoare la continuitatea unităților tectonice.

Carpații orientali se caracterizează prin predominarea faciesului de Fliș și wildfliș reprezentat prin depozite detritice cu ichnofosile, sedimentație ritmică cu secvențe frecvente și variații mari de facies constatate transversal și în lungul catenei și rezultate din cauza accidentelor de fund. Sedimentația s-a efectuat paralel cu mișcările tectonice și sub influența curenților de turbiditate. Procesele de litogeneză, tip de geosinclinal au dat naștere la volume stratigrafice impunătoare.

Întreaga catenă a suportat periodic undele violente ale mișcărilor orogenice, care au provocat structura în solzi, cute deversate și pînze tectonice. Masa cristalină central carpatică a fost influențată de cutările hercinice, regenerate în timpul mișcă-

Institutul Geologic al României

rilor carpatice. Pe spinarea sa s-au format bazine de subsidenţă cu funcţia limitată, care au suportat fenomene tectonice atenuate. În faza mesocretacică nu a avut loc formarea de pînze de supracutare sau de decolare ca în Carpaţii meridionali; masa cristalină a jucat numai un rol pasiv însă important în formarea pînzelor tectonice terţiare ale flişului.

Împărţirea tectonică a Carpaţilor orientali se datoreşte mişcărilor terţiare tinere, care au influenţat toate zonele constituente şi au regenerat deformările mai vechi. Stilul tectonic însumează o serie de cute-solzi, cute deversate, cute ejective şi pînze de amplitudine redusă şi cu mecanisme variate. Pînze de decolare, desprinse de pe fundamentul cristalin şi antrenate pe deasupra geosinclinalului flişului — după modelul celor din munţii Apuseni — nu au fost identificate în Carpaţii orientali.

Stilul plicativ predomină; absenţa sistemelor de falii ortogonale, însoţite de compartimentări denivelate, au făcut ca în Carpaţii orientali să nu aibă loc formarea bazinelor intramontane cu viaţa independentă faţă de fundamentul cutat. Structura în mozaic, însoţită de dăcroşeri şi derive, precum şi pătrunderea vulcanilor pe liniile rupturale cunoscute în munţii Apuseni, nu se întîlnesc în Carpaţii orientali.

Legătura de continuitate vizibilă între munţii Apuseni şi Carpaţii orientali constă în insulele cristaline ale Apusenilor Ascunşi. Ele apar de sub cuvertura terţiară sub formă de insule aşezate pe două serii paralele care stabilesc legătura între nordul munţilor Apuseni şi munţii Rodnei.

Faţă de Carpaţii meridionali, munţii Apuseni prezintă raporturi directe, însă nu se constată o corelare a diferitelor unităţi structurale; valea Mureşului delimitează aceste catene şi este instalată pe un graben terţiar. Formaţiunile geologice situate pe cei doi versanţi diferă prin natura şi tectonica lor. În Carpaţii meridionali se dezvoltă masa cristalină a munţilor Poiana Ruscă, pe cînd în munţii Apuseni apare fosa flişului din munţii Metaliferi, masa ofiolitică Drocea şi cristalinul Highiş. Orientarea acestor formaţiuni geologice arată scufundarea lor sub umplutura bazinului Panonic mascînd continuarea cu masivul banatic. În Carpaţii meridionali nu s-au păstrat vestigiile supracutărilor hercinice ca în munţii Apuseni. În schimb, această catenă prezintă o impozantă pînză de supracutare, pusă în loc în Cretacicul mediu (15). Pînzele formate gravitativ sînt post-senoniene (1), iar şariajele scurte şi contrare sensului carpatic sînt de vîrstă post-miocenă. Prezenţa numeroaselor bazine este o particularitate comună ambelor catene, pe cînd vulcanizarea liniilor rupturale caracterizează munţii Apuseni.

Încercarea de a stabili relaţii structurale între munţii Apuseni şi masivul central al Ungariei, faţă de care legătura de continuitate se află sub cuvertura terţiară a bazinului panonic, se menţine pe un plan ipotetic, întemeiat pe lucrările de foraj la mare adîncime din cîmpia ungară.

Institutul Geologic al României

Munţii Apuseni ocupînd o poziţie intermediară între geosinclinalul carpatic şi Masivul Central al Ungariei ne oferă posibilitatea stabilirii raporturilor dintre masele mediane şi catena alpino-carpatică.

Masivul central al Ungariei se caracterizează printr-o sedimentaţie de intracratone cu subsidenţă atenuată şi volume stratigrafice reduse şi de natură uniformă. În Permian s-a dezvoltat faciesul de molasă, în Triasic-Jurasic este recunoscut faciesul calcaro-dolomitic, iar în Cretacic a predominat faciesul detritic cu aspect flişoid pe alocuri. Tectonica plicativ-disjunctiv s-a desfăşurat în faza orogenică mesocretacică şi terţiară şi se caracterizează printr-un stil imbricat, bilateral şi neegal dezvoltat. Flancul sud-estic al masivului central este constituit dintr-o suprapunere repetată de solzi, datorită frînării produse de zonele cristaline. În partea axială a luat naştere o depresiune centrală cu subsidenţă lentă şi discontinuităţi mari în care s-au instalat depozite mesozoice şi terţiare.

Structura în mozaic, care constă din grabene şi horsturi, formează nota predominantă a Masivului central al Ungariei şi s-a produs în urma descompresiunii, care a urmat fazei orogenice mesocretacice.

Spre deosebire de munţii Apuseni în această mare unitate geologică nu s-a dezvoltat faciesul de fliş şi nu s-au format pînze tectonice hercinice sau mesocretacice născute prin supracutare sau gravitativ. Formarea bazinelor de scufundare terţiare, împingerile în sensul contrar şi liniile rupturale cu efuziuni terţiare sînt caractere comune ale munţilor Apuseni şi ale Masivului central al Ungariei.

BIBLIOGRAFIE

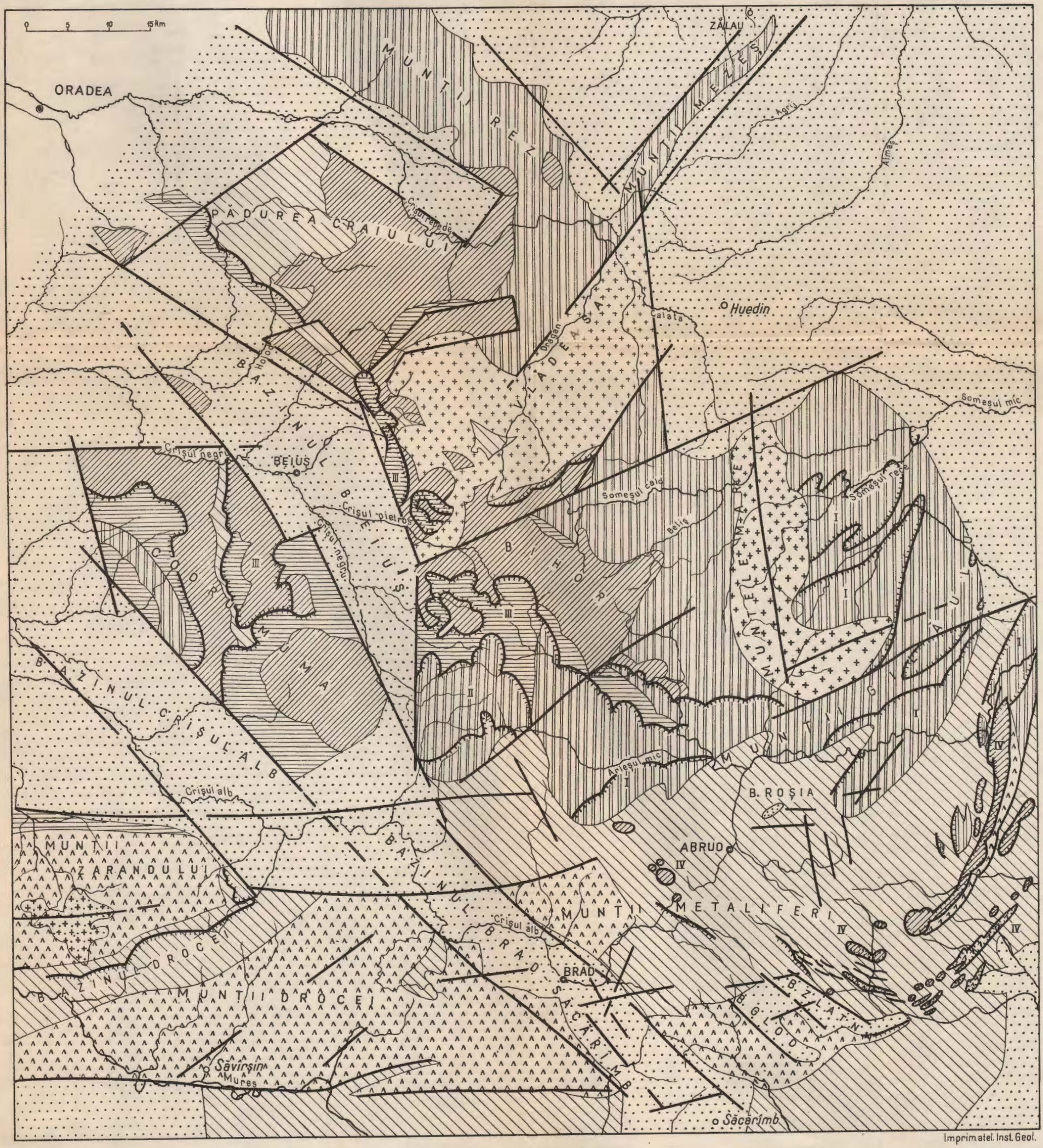
1. Codarcea Al. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau du Mehedinţi. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. Bucureşti 1946.
2. Drăghiceanu M. Tectonica Transilvaniei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XII şi XV. Bucureşti 1930.
3. Ilie Mircea D. Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le bassin de l'Arieş. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII. Bucureşti, 1936.
4. Ilie Mircea D. Structure géologique de la région aurifère de Zlatna (Roumanie) *An. Inst. Geol. Rom.* XX. Bucureşti 1940.
5. Ilie Mircea D. Structura geologică a depresiunii Abrud. *An. Inst. Geol. Rom.* XXV, Bucureşti 1953.
6. Ilie Mircea D. Alcătuirea geologică a pămîntului romînesc. Ed. Ştiinţifică Bucureşti 1956.
7. Ilie Mircea D. Munţii Apuseni. Ed. Ştiinţifică Bucureşti 1957.
8. Ilie Mircea D. Monts Métalliferes de Roumanie: Recherches géologiques entre la Valea Stremţiului et la Valea Ampoiului *An. Inst. Geol. Rom.* XXIII. Bucureşti 1950.
9. Kober L. Das Alpine Europa. Berlin 1931.
10. Krăutner Th. Études géologiques dans la Pădurea Craiului. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXV. Bucureşti 1941.

Institutul Geologic al României

MIRCEA ILIE

SCHIȚA TECTONICĂ A MUNȚILOR APUSENI

DUPĂ DATELE COMITETULUI GEOLOGIC



Imprimatel. Inst. Geol.

LEGENDA

Neogen	Paleozoic	Riolite	IV Pînza Munților Metaliferi	Falie
Cretacic	Șisturi cristaline	Granite	III Pînza de Codru	Șariaj
Jurasic-Triasic	Diabaze	Diorite	II Pînza de Biharia	
			I Pînza Gilău-Trăscău	

Institutul Geologic al României

11. KRÄUTNER TH. Observations géologiques dans les Monts du Bihor. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVI. Bucureşti 1941.
12. LÓCZKY L. Eine Betrachtung über den geol. Aufbau der Geosynklinalen des siebenbürgischen Erzgebirges im weiteren Sinne und der nord-westlichen Karpathen. *Földt. Közl.* XLVIII. Budapesta 1918.
13. MACOVEI G., ATANASIU I. Évolution géologique de la Roumanie. Crétacé *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. Bucureşti 1934.
14. MRAZEC L. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines. «*Sbornic*» *Serv. Géol. Rep. Tchech.* X (1931—1933) Praha, 1933.
15. MURGOCI G. The geological synthesis of the South Carpathians. *C. R. Congrès. Int. Géol. XI-ème sess.* Stockholm 1910.
16. PAPIU C. V. Recherches géologiques dans le Massif de Drocea. *Ann. Com. géol.* XXVI—XXVIII (Résumés). Bucureşti 1959.
17. PÁLFY M. Geologische Verhältnisse und Erzgänge des Bergbaues des siebenbr. Erzgebirges *Jahresb. d. kgl. ung. geol., R.A.* XVIII. Budapesta, 1912.
18. PAUCĂ M. Recherches géologiques dans les monts du Codru et de Moma. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI. Bucureşti 1941.
19. POPESCU—VOITEŞTI I. Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.* V. Bucureşti 1942.
20. ROZLOZSNIK P. Die tektonische Stellung der Bihargebirgsgruppe (Munţii Apuseni) im Karpathensystem. *Ung. Akad. Wiss. Math. Natrw. Anzeiger*, LV. Budapesta 1936.
21. STILLE H. Der geotektonische Werdegang der Karpathen. *Beitr. Geol. Ib.* Hannover 1953.
22. UHLIG V. Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsb. K. Akad. Wiss.* Wien 1907.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЕМ ТЕКТОНИКИ МУНЦИЛОР АПУСЕНЬ

МИРЧА Д. ИЛИЕ

(Краткое содержание)

На территории Мунцилор Апусень выделена пликативная тектоника, представленная тектоническим покровом, различного возраста и породы, пост-эоценовыми надвигами, сигмоидальными складками и дизъюнктивной тектоникой, образованной древними и новыми линиями трещин.

Тектонические покровы, развитые в этом массиве суть следующие: герцинский регенерированный покров Мунтеле Маре — Джилэу, покров альб+сеноман+турон де кодру с надстилом мезозойской фации и покров альб+сеноман+турон отрыва от Мунций Металиферь.

Постэоценовый надвиг принес значительные деформации этим тектоническим покровам, изменив направление инициальной ориентировки.

Institutul Geologic al României

Сигмаидальные складки представляют систему складкообразования, переходящую с восточного крыла Мунцилор Металиферь на его западное крыло, пересекая ось хребта и изменяя направление разветлений.

Дезъюнктивная тектоника влияет на подземную структуру и на осадочный покров, вызывая поперечные сбросы, погружения и образование блоков. Новые изломные линии характеризуются определением зон оседания и их вулканизации.

Магматическая тектоника объясняется становлением на место гранитов и офиоллитов а, также, третичных извержений.

Тектоническая эволюция в Мунций Апусень представляет активный постоянный характер, благодаря волнообразно-колебательным движениям с периодическим развитием. Тектоника развилась по этапам с унаследованными особенностями, к которым прибавлены качественные особенности, установление при изменении тектонического режима и наличий нового осадочного покрова.

Представление этой краткой пометки, касающейся тектоники Мунцилор Апусень, облегчает возможность районирования с практическими последствиями согласования тектонических участков и одновременно, установление соотношений этого массива с остальными карпатскими разветлениями.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA TECTONIQUE DES MONTS APUSENI

PAR

MIRCEA D. ILIE

(Résumé)

Sur le territoire des Monts Apuseni l'on distingue une tectonique de plissement représentée par des nappes tectoniques de nature et d'âge différents, des charriages post-éocènes, des plis sigmoïdes ainsi qu'une tectonique disjonctive formée de lignes de rupture anciennes et récentes.

Les nappes tectoniques développées dans ce massif sont: la nappe hercynienne régénérée Muntele Mare-Gilău, la nappe mésocrétacée de Codru à superposition de faciès mésozoïques et la nappe mésocrétacée de décollement des Monts Métallifères.

Les charriages post-éocènes ont causé d'importantes déformations dans ces nappes tectoniques en changeant le sens de leur orientation initiale.

Institutul Geologic al României

Les plis sigmoïdes représentent un système de plis qui passent du flanc oriental des Monts Métallifères vers leur flanc occidental en traversant l'axe de la chaîne et en changeant le sens des déversements.

La tectonique disjonctive influence l'infrastructure et la couverture sédimentaire, donnant lieu à des décrochements, des plongements et des divisions en compartiments. Les lignes de rupture récente sont caractérisées par des zones de subsidence tertiaire et leur volcanisme.

La tectonique magmatique est due à la mise en place des granites et des ophiolites mésozoïques ainsi qu'aux effusions tertiaires.

L'évolution tectonique des Monts Apuseni présente un caractère actif permanent dû aux mouvements ondulatoires-oscillatoires périodiques. La tectonique s'est développée en étapes accusant des particularités héritées auxquelles se sont ajoutés des caractères qualitatifs tels que la modification du régime tectonique et la présence d'une couverture sédimentaire récente.

Cet exposé sommaire sur la tectonique des Monts Apuseni offre la possibilité d'une division en rayons avec des conséquences pratiques telles que la corrélation entre les compartiments tectoniques et l'établissement des rapports entre ce massif et les autres chaînes carpatiques.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOLOGIE

CONTRIBUŢIUNI PRIVIND CUNOAŞTEREA APARATULUI VULCANIC DE LA UROI (MUNŢII METALIFERI)[1]

DE
I. BERBELEAC

Morfologic, Măgura Uroiului îmbracă o formă mamelonară, cu porţiunea sudică abruptă, iar cea nordică cu pante line.

Regiunea cercetată se află situată în porţiunea sudică a Munţilor Metaliferi, mai precis pe flancul sudic al anticlinalului cristalin-epizonal al insulei cristaline de Rapolt.

Istoricul cercetărilor. În trecut rocile eruptive de la Uroi au constituit obiectul cercetărilor a numeroşi geologi. În lucrările lor, A. Koch (7, 8) şi V. Laţiu (11) descriu petrografic şi mineralogic rocile eruptive de la Măgura Uroiului. A. Koch aduce pentru prima dată în discuţie szaboitul (piroxen rombic alterat), iar V. Laţiu dezvoltă într-un studiu complet problemele legate de prezenţa pseudobrookitului şi a enclavelor de roci exogene.

G. Primics (12), H. Traube (10), T. P. Ghiţulescu şi M. Socolescu (5) au contribuit, de asemeni, la cunoaşterea acestei regiuni.

Măsurătorile magnetice executate de Şt. Airinei (1) la Măgura Uroiului au dus, în urma întocmirii hărţii şi profilelor Δz, la concluzia existenţei unei magnetizări normale şi inverse.

Descrierea petrografică şi mineralogică a rocilor de la Uroi. Rocile ce alcătuiesc împrejurimile dealului Măgura Uroiului sînt de natură metamorfică-epizonală şi sedimentară. Aluviunile văii Mureşului împiedică observaţiile directe ce s-ar putea face în împrejurimile dealului.

1. *Rocile metamorfice epizonale.* Acestea ocupă porţiunea de nord, nord-est şi nord-vest a dealului Măgura Uroiului, suportînd către sud curgerile de lave

[1]) Comunicare în şedinţa din 10 februarie 1961.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Diaclazele columnare existente în aceste lave au permis formarea unor prisme cu părţile bazale în general mai dezvoltate. Asemenea diaclaze cu direcţii N 10°—35°W şi căderi 50°—60°SE se cunosc pe cca 150 m în abruptul carierii din partea de SE a dealului. Ca aspect sînt asemănătoare cu cele descrise de

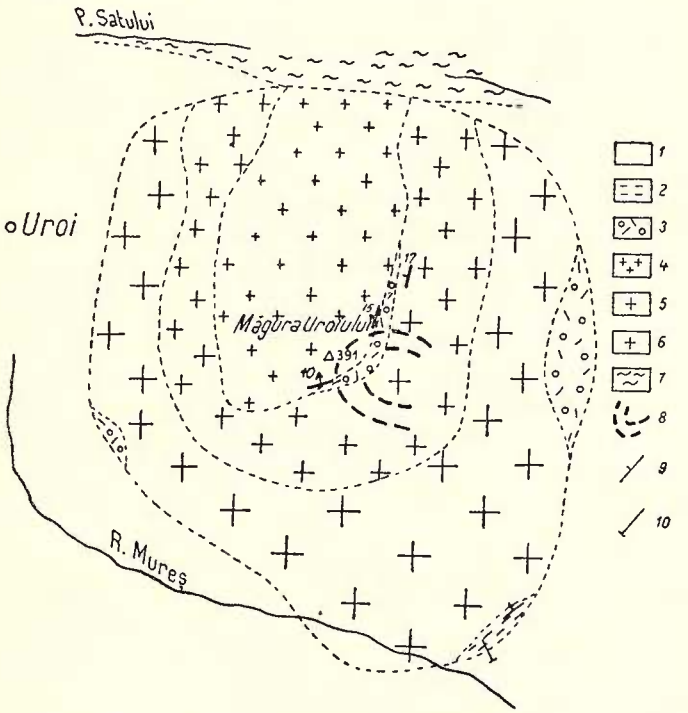


Fig. 1. — Harta geologică a regiunii Uroi.

1, Cuaternar; 2, Sarmaţian; 3, aglomerate şi brecii vulcanice; 4, a treia venire de lave; 5, a doua venire de lave; 6, prima venire de lave; 7, şisturi cristaline epizonale; 8, zona de intensă activitate fumarolianâ; 9, direcţie de curgere a lavelor; 10, linie de profil.

A. C. WATERS (13) în revărsările de lave bazaltice din platoul columbian River şi Oregon Cascades.

Un fenomen foarte interesant, observat în această venire de lave, îl constituie prezenţa în cantităţi sporite faţă de celelalte două veniri, a numeroase orificii, tubulare şi cilindrice (0,1—1,5 cm), umplute cu cuarţ, orientate în sensul curgerii lavelor. Cuarţul din orificii este transparent şi în cea mai mare parte sfărîmat.

Activitatea pneumatolitică — fumarolianâ — solfatariană ce a însoţit erupţia vulcanului de la Uroi a permis formarea pe fisuri şi în porozităţile rocilor din această venire, a hiperstenului, pseudobrookitului, oligistului şi sulfului. Remarcăm astfel abundenţa oligistului şi sulfului în porţiunea de est a abruptului carierii (fig. 2).

Institutul Geologic al României

Cea de a treia venire de lave ocupă înălțimile dealului, separîndu-se de lavele corespunzătoare celei de a doua veniri, printr-un nivel mic de roci piroclastice (fig. 1, 2).

Eroziunea a îndepărtat în cea mai mare parte lavele andezitice corespunzătoare acestei veniri, încît în D. Măgura Uroiului acestea nu depășesc 2 m grosime.

Direcția și înclinarea lavelor (N 80—14°E/10—20°SW) cît și nivelul de roci piroclastice considerat reper permit urmărirea către N, NE și NW a acestor lave.

Spre deosebire de lavele corespunzătoare celorlalte două veniri, acestea sînt brun-roșiatice, mult mai poroase și mai puțin dure, iar aspectul fluidal predomină.

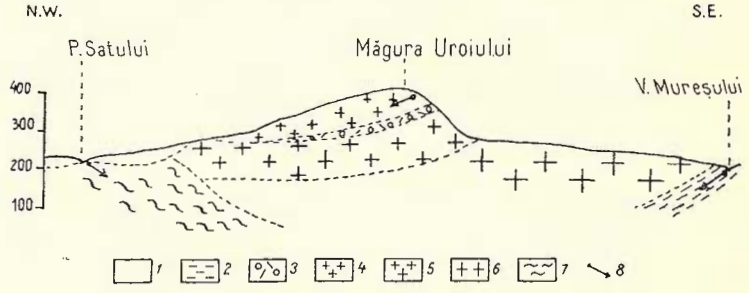


Fig. 2. — Profil geologic în regiunea Uroi (Sc. 1 : 20.000).
1, Cuaternar; 2, Sarmațian; 3, aglomerate vulcanice; 4, a treia venire de lave; 5, a doua venire de lave; 6, prima venire de lave; 7, șisturi cristaline; 8, direcția de cădere a rocilor.

Porțiunea de nord a dealului Măgura Uroiului, unde se întîlnesc aceste lave, este aproape în totalitatea ei acoperită de sol și depozite aluvionare, rămînînd deschisă numai o mică porțiune la est, sud și sud-vest.

4. *Rocile piroclastice.* Rocile piroclastice semnalate de noi ocupă suprafețe foarte restrînse, fiind în cea mai mare parte acoperite de lave și depozitele aluvionare ale văii Mureșului.

Primul afloriment de roci piroclastice apare pe malul drept al Mureșului, la sud-vest de Măgura Uroiului și la 500 m sud-est de ultimile case ale satului Uroi. Aflorimentul are dimensiuni foarte reduse față de cel de al doilea, mult mai mare (fig. 1), situat la est de Măgura Uroiului și la circa 250 m nord de șoseaua Uroi—Rapoltul Mare.

Rocile piroclastice situate la limita dintre lavele andezitice corespunzătoare ultimilor două veniri oferă o deschidere frumoasă și ușor de urmărit pe circa 100 m, avînd grosimi ce nu depășesc 2 m, în care masa de cenușă include numeroase bombe, lapili și blocuri. Elementele de roci prinse în cenușă sînt foarte variate ca natură petrografică, reprezentînd andezite, gabbrouri, diorite, cuarțite cu hematit, scarne, corneene, etc. Dimensiunile acestor elemente variază de la 2 mm pînă la 10—20 cm

Institutul Geologic al României

Enclave exogene în rocile andezitice de la Uroi. Lavele andezitice și produsele piroclastice cuprind în masa lor numeroase și variate enclave de roci intrusive, gabbroice și dioritice, șisturi cristaline epizonale și roci metamorfozate de contact — scarne și corneene. Foarte multe din aceste enclave au fost cunoscute și descrise în lucrările cercetătorilor anteriori (7, 8, 10, 11), fapt ce ne determină să le tratăm pe scurt, insistînd numai asupra acelora necunoscute sau prea sumar descrise.

Gabbrourile. Majoritatea rocilor gabbroice examinate prezintă o structură hipidiomorf granulară, gabbroidală, cu aspecte porfirice și textură masivă.

Constituenții esențiali ai acestor roci sînt feldspații (labrador-bitownit) și piroxenii (dialag, augit, diopsid) în cristale cu grade diferite de idiomorfism. Caracteristic pentru aceste roci este prezența a numeroase concreșteri între piroxen, feldspat și mineralul opac (pl., fig. 1).

În afara gabbrourilor normale amintite, s-au întîlnit roci cu structuri microgabbroice, beerbachitice, alcătuite din cristale de piroxeni și plagioclazi, pe care le considerăm ca fiind diferențiate filoniene sau marginale ale corpului intrusiv gabbroic. Adesea gabbrourile sînt saussuritizate și opacitizate (pl., fig. 2).

Dioritele. Sînt roci de culoare cenușiu-albicioasă, cu structură hipidiomorf granulară, slab porfirice, cu cuarțul vizibil macroscopic, iar mineralele femice de culoare neagră-verzuie.

Parageneza cuprinde feldspat plagioclaz — andezin cu (45% An), hornblendă verde cloritizată, cuarț xenomorf, augit, biotit, apatit și magnetit. S-au întîlnit la unele enclave aspecte ale unor structuri grafice rezultate din concreșterea cuarțului cu feldspatul (pl., fig. 3).

Componenții și dimensiunile mineralelor

	%	mm
Feldspat plagioclaz	51,2	0,05—1,5
Hornblendă	28,3	0,10—1,6
Cuarț	11,1	0,05—1,0
Piroxeni	5,7	0,20—1,0
Biotit	2,2	0,02—0,3
Minerale accesorii + opace	1,5	0,01—0,9

Procentul de cuarț existent ne determină să denumim aceste roci diorite cu cuarț.

Scarnele. Sînt de culoare cenușie-gălbuie, uneori limonitizate, iar în masa lor se disting macroscopic numeroase cristale de granați, epidot și magnetit. Sub

Institutul Geologic al României

microscop, roca prezintă un aspect rubanat, dat de alternanța fîșiilor de epidot cu granat, cimentate cu cuarț și minerale opace (pl., fig. 4).

Granații se recunosc prin formele de dodecaedri romboidali, de culori variate, de la galben ca mierea la verde-brun sau roșu, indicînd prezența grossularului.

Epidotul formează agregate granulare, compacte și mai rar cristale izometrice, de culoare galben-verzuie. Se observă unele aglomerări granulare ale epidotului în fîșiile epidotice cît și în cele cu granați. În unele cazuri granații sînt înlocuiți cu epidot și calcit, avînd conture neregulate.

În afara mineralelor amintite în scarne se mai întîlnesc paiete de sericit, cuarț, magnetit și hematit.

Analizele spectrale executate în scarnele cu granați, epidot și magnetit au pus în evidență, pe lîngă elementele principale și secundare, și următorii componenți:

Elemente minore: V, Mo, Sn, Zr, Ga, Ti, Ni, Cr, Cu, Pb.

Elemente în urme: Co, Sr.

Prezența scarnelor ca enclave în andezitele de la Uroi se explică prin fenomenele de metamorfism metasomatic de contact, existente în zona de contact a rocilor intrusive acide cu cele calcaroase-dolomitice din Cristalinul fundamentului.

Bazaltele porfirice. Sînt deosebite de celelalte enclave de roci eruptive, avînd culori roșii-violacee și structuri porfirice evidente, datorită dezvoltării augitului în fenocristale.

La microscop, în masa fundamentală, intens opacitizată se dispune dezordonat indivizi prismatici de plagioclazi — labrador (57% An) și piroxeni (augit).

Augitul, în fenocristale cu habitus prismatic scurt, este cloritizat și opacitizat parțial sau total.

Acest bazalt se consideră ca aparținînd rocilor complexului bazic din cadrul magmatismului inițial, legat de evoluția geosinclinalului Mureșului, asemănîndu-se cu cele din munții Drocea (6) și Metaliferi (5).

Din enumerarea și prezentarea tipurilor de enclave, se pot face presupuneri justificate asupra rocilor din fundament. Astfel, ascensiunea lavelor spre suprafață s-a făcut prin străpungerea unui fundament constituit din roci cristaline, roci bazice efuzive, roci intruzive bazice și acide și roci de contact metasomatic cum sînt scarnele și corneenele.

Rocile intruzive bazice și acide reprezintă probabil diferențiatele unui corp intruziv banatitic, ascuns.

Considerațiuni tectonice. Erupția vulcanului de la Uroi s-a făcut după o linie de falie necunoscută pînă în prezent; este probabil aceeași linie de falie folosită în ascensiunea lor de rocile bazice efuzive (bazalte porfirice cu augit), cît și de cele intruzive gabbroice și dioritice. În sprijinul existenței liniei de falie se plasează

Institutul Geologic al României

EXPLICAŢIA PLANŞEI

Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIIA PLANȘEI

Fig. 1. — Gabbrou cataclazat. 20 ×. Nic. +.
1, augit; 2, feldspat; 3, minereu; 4, concreșteri feldspat-piroxen-magnetit.
Fig. 2. — Gabbrou porfiric saussuritizat. 20 ×. Nic. +.
1, diopsid; 2, feldspat maclat albit; 3, feldspat saussuritizat; 4, augit.
Fig. 3. — Diorit porfiric cu cuarț. 20 ×. Nic. +.
1, hornblendă verde; 2, feldspat; 3, cuarț concrescut cu feldspat.
Fig. 4. — Scarn cu granat, epidot și magnetit. 20 ×. Nic. +.
1, cuarț; 2, hematit și magnetit; 3, epidot.

36-1
Institutul Geologic al României

I. Berbeleac. Aparatul vulcanic de la Uroi.



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

existenţa izvoarelor termale de la Rapolţel, situate la cca 2 km nord-est de dealul Măgura Uroiului.

Concluzii. Forma mamelonară a dealului Uroiului nu reprezintă canalul de alimentare al aparatului vulcanic. Aici se întîlnesc lavele şi rocile piroclastice ale aparatului, iar canalul era situat, probabil, spre sud-est.

Activitatea aparatului vulcanic de la Uroi a avut un slab caracte rexploziv, dar a constat mai ales în revărsări de lave.

Variaţia petrografică a enclavelor din rocile andezitice demonstrează complexitatea fundamentului şi natura rocilor întîlnite de lave în ascensiunea lor spre suprafaţă.

BIBLIOGRAFIE

1. Şt. Airinei. Magnetizări normale şi inverse în regiunea vulcanului andezitic Uroi. *Studii şi cercetări geologice.* 1, tom. 5, 1960.
2. A. Cederström. Pseudobrookit in grossen Krystallen von Havredal, Bamle, Norvegen. *Zeitschrift f. Kryst.* XVII. 1890.
3. Курек Н. Н. Измененные околорудные породы и их поизковое значение — Moscova 1954.
4. C. Gheorghiu, I. Mareş. Erupţii neogene în V. Mureşului (Deva—Zam) şi particularităţile petrografice ale rocilor. *Bul. Soc. de Ştiinţe Nat. Geografie.* nr. 2, 1962. Sub tipar.
5. T. P. Ghiţulescu, M. Socolescu. Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI.
6. D. Giuşcă, Gr. Cioflica. Pînza intrusivă de la Ciungani—Căzăneşti. *An. Univ. C. I. Parhon, seria Ştiinţe Naturale,* nr. 12, 1956, nr. 13, 1957.
7. A. Koch. Neue Minerale aus dem Andezit des Aranyer Berges in Siebenbürgen. *Tschermaks Mitteilungen.* 1, 1878.
8. A. Koch. Übersicht der Mitteilungen über das Gestein und die Mineralien des Aranyer Berges u. neurere Beachtungen darüber. *Akad. Ertesitö,* III. 1885, pag. 44—63.
9. Eva Karolusova. Piroclastite de bazalte lîngă comuna Surice. T.D.C./335.
10. H. Traube. Über den Pseudobrookit vom Aranyerberge in Siebenbürgen. *Zeitschrift f. Kryst.* 20—1892, p. 127.
11. V. Laţiu. Contribuţiuni la studiul petrografic al andezitelor cu pseudobrookit şi cu incluziuni exogene de la Uroi (Jud. Hunedoara). *Rev. Muz. Geol. Mineral. al Univ. din Cluj.* Nr. 1—2, vol. 6, 1936.
12. G. Primics. Daten zur petrographischen Kenntnis der Augit-andesite von Arany Malnaş. *Orv. tern. Ertesitö.* VIII, p. 151.
13. A. C. Waters. Determinarea direcţiei curgerilor în bazalte. *American Journal of Science,* vol. 258/A, 1960.
14. F. Wolff. Der Vulkanismus. 1. Band, 1914.
15. F. I. Wolfsehr, I. I. Lukin. Criterii structurale şi litologice pentru căutarea corpurilor de minereu ascunse ale zăcămintelor hidrotermale. *Zeitschrift für Geologie.* T.D.C. 289, vol. 5, fasc. 7/1959.

Institutul Geologic al României

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЕМ ВУЛКАНИЧЕСКОГО АППАРАТА УРОЙ

И. БЕРБЕЛЯК

(Краткое содержание)

Мэгура Уроюлуй, расположенная на правом берегу реки Муреш, возле Симерии, составляет, ясно выраженную холмистую (сосцовую) форму, будучи образована, в преобладающем порядке, из андезитовых лав, окаймленных на севере — эпизональными кристалложильными формациями Инсулы кристаллины Раполт, а на юге — сарматскими осадочными породами, занимающими малый участок.

В этих андезитах находятся: псевдобрукит, тридимит, гематит, сера — минералы фумароло — сольфатарного происхождения.

Андезитовые лавы с авгитом и гиперстеном Урой содержат многочисленные включения, оторванных из фундамента пород, с очень большой петрографической вариацией, демонстрируя сложную геологическую структуру фундамента. В этих включениях могут быть обособлены: порфиритовые базальты, принадлежащие комплексу пород, соответствующих инициальному магматизму; габбро, и диориты с кварцем; роговики и скарны с гранатом; эпидот и магнетит, а также и кристаллические породы.

Все это указывает на наличие глубинного интрузивного габбровидного и диоритового тела, возможно банатитового возраста, давшего, при контакте с кристаллическими породами, скарны и роговики.

Мэгура Уроюлуй представляет, с точки зрения структуральной, три последовательных выхода постсарматских лав, имея у основания горизонт агломератов, а между вторым и третьим выходами другой горизонт, совсем сокращенных размеров.

Это доказывает, как слабую взрывчатую деятельность вулканического аппарата Урой, так и эруптивный характер последнего по линии сброса.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE L'APPAREIL VOLCANIQUE DE MĂGURA UROIULUI

PAR

I. BERBELEAC

(Résumé)

Măgura Uroiului représente un mamelon sur la rive droite du Mureș, à proximité de Simeria, constitué principalement par des laves andésitiques, délimité

Institutul Geologic al României

au Nord par les formations cristallophylliennes d'épizone de l'île cristalline de Rapolt, et au Sud par des roches sédimentaires sarmatiennes.

Dans les andésites sont englobés des minéraux tels que: la pseudobrookite, la tridymite, l'oligiste, le soufre, considerés d'origine fumérollienne-solfatarienne.

Les laves andésitiques à augite et hypersthène englobent nombreuses enclaves de roches, arrachées au soubassement, dont la variation pétrographique démontre la structure géologique compliquée de ce dernier. Dans ces enclaves on peut distinguer des basaltes porphyriques appartenant au complexe de roches du magmatisme initial, des gabbros et des diorites à quartz, des cornéennes et des skarns à grenat, épidote et magnétite ainsi que des roches cristallines.

Toutes ces données indiquent l'existence en profondeur d'un corps intrusif gabbroïque et dioritique, probablement banatitique qui au contact avec les roches cristallines a donné des skarns et des cornéennes.

Au point de vue structural, Măgura Uroiului représente trois venues successives de laves, post-sarmatiennes, ayant à la base un horizon d'agglomérats, et entre la deuxième et la troisième venue un autre horizon de dimensions très réduites. Ces éléments prouvent une faible activité explosive de l'appareil volcanique d'Uroi ainsi que le caractère éruptif le long d'une faille de ce dernier.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOLOGIE

DESPRE RAPORTURILE DINTRE SEDIMENTARUL BILBOR—SECU ŞI ERUPTIVUL DIN VEST [1])

DE

NIŢĂ PION PETRE, D. ISTOCESCU

Observaţiile care au condus la elaborarea prezentei lucrări se referă la marginea de W a sedimentarului de la Bilbor—Răchiţiş şi Secu între pîrîul Paltinului (6 km de Bilbor) şi pîrîul Cărbunelui (1 km W de bifurcarea şoselei Topliţa spre Borsec şi Bilbor), acolo unde-şi fac apariţia primele elemente ce aparţin Eruptivului.

Încă din 1924, I. ATANASIU (2) citează aceste sedimente lacustre cu cărbuni de vîrstă daciană şi le consideră ca « depozite formate în bazine de baraj prin ridicarea valului de formaţiuni vulcanice în drumul apelor de precipitaţie ce se scurgeau de la cumpăna de ape a Carpaţilor ». Din aceste fapte autorul trage concluzia că cel puţin o parte din formaţiunile vulcanice au ieşit la suprafaţă după începutul Ponţianului şi că în Dacian un relief destul de puternic se ridică aici pentru ca în spatele său să se fi putut acumula apele lacurilor care ocupau actualele bazine cu cărbuni.

Desfăşurarea vulcanismului din Călimani — Hărghita presupune deci, în afara celor două momente de explozii din Sarmaţianul inferior şi Meoţian, şi efuziuni bazaltice mai tinere, lipsite de explozii importante care măresc conurile, completează lanţul vulcanic şi izolează bazinele sedimentare. (5) Acestea sînt cele de la sfîrşitul Ponţianului şi din timpul Dacianului, considerate ca aparţinînd unei serii recente a Călimanului (lave de tip Pietrosu superior).

Din cele relatate rezultă că în timpul Ponţianului şi Dacianului, eruptivul de la marginea de W a bazinelor Borsec şi Bilbor exista înainte să se fi depus sedimentarul; în concluzie după I. ATANASIU depozitele daciene stăteau peste aglomerate, care le serveau drept fundament.

Alte cercetări în regiuni învecinate arată situaţii în care Eruptivul se aşterne, se intercalează sau străbate depozite ponţiene sau daciene. În felul acesta pe marginea

[1]) Comunicare în şedinţa din 10 februarie 1961.

Institutul Geologic al României

bazinului Transilvaniei A. VANCEA (9) și D. CIUPAGEA citează tuful de Voromloc (Ponțian) situat la același nivel cu stratele care conțin *Limnocardium lenzi* HÖRNES, iar Z. TÖRÖK [1]) observă în partea de W a lanțului Călimani—Hărghita că aproape pretutindeni depozitele ponțiene ale bazinului Transilvaniei înclină spre E, pătrunzînd sub masa depozitelor vulcanice, constituind deci fundamentul acestora din urmă. F. KELTERBORN și A. STRECKEISEN (4) citează cinerite daciene în Muntenia cu o compoziție chimică asemănătoare celor de la sudul masivelor Ana—Büdös, iar E. JEKELIUS (3) menționează piroclastite andezitice în Dacianul de la Căpeni asemănătoare cu andezitele cu hornblendă puse în evidență în Călimani. Legate de alte coșuri vulcanice din afara Călimanilor sînt relatările făcute de M. PAUCĂ (6) pentru Eruptivul de la N și E de Baia Mare, care stabilește limita superioară a vîrstei erupțiunilor la contactul Meoțian/Ponțian. Observațiuni mai noi, făcute de S. NĂSTĂSEANU [2]) care citează aglomerate andezitice stînd peste Ponțian pe V. Gordanu (Baia Mare) sau S. SEICEANU [3]) care stabilește vîrsta post-ponțiană a andezitelor din zona comunei Ilba (reg. Baia Mare) pe considerentul că ele metamorfozează la contact depozitele marnoase ale Ponțianului, arată că erupțiunile sînt mai noi decît sedimentarul Ponțianului.

În cele ce urmează vom arăta pe scurt cîteva din argumentele care precizează aici poziția stratigrafică a aglomeratelor vulcanice de pe rama vestică a bazinului sedimentar Bilbor—Secu, contrar părerilor mai vechi (2) care socoteau Eruptivul ca alcătuind fundamentul depozitelor marno-argiloase daciene cu cărbuni.

Primul argument în favoarea vîrstei post-daciene a erupțiunilor îl constituie depozitele sedimentare de la E de pîrîul Cărbunelui care suportă mici petece de aglomerate vulcanice. În urma cercetărilor în suprafața situată între Obcioara—Fața Ciungilor (la E) și pîrîul Cărbunelui (la W), sector în care s-a semnalat prezența unor argile vineții fosilifere cu fragmente de cărbuni, s-a constatat că peste aceste argile pe creasta dealului despărțitor (la E de pîrîul Cărbunelui) stau aglomerate vulcanice alături de blocuri semirulate sau colțuroase de andezite cu hornblendă și piroxeni închise la culore, prinse haotic într-un ciment tufaceu. Ele alcătuiesc două petece alungite (fig. 1) de aproximativ 200 m fiecare, despărțite printr-o fîșie de depozite sedimentare ce se continuă spre W în pîrîul Cărbunelui.

Al treilea petec, alcătuit din blocuri semirulate de andezite, se reazimă pe sedimentarul din punctul denumit « La Canton» (150 m W de drumul de plai ce unește « Cantonul» cu Bîtca Ciungilor (1237 m) și Arinișul (1124 m). Alte aglomerate,

[1]) Z. TÖRÖK. Raport rezumativ asupra ridicărilor geologice și miniere efectuate în Masivu Călimani. 1948.

[2]) S. NĂSTĂSEANU. Raport geologic asupra regiunii Baia Mare—Tăuți—Măgheruș. Arh. Com. geol. 1954.

[3]) S. SEICEANU. Raport asupra prospecțiunii geologice pentru hidrocarburi în regiunea Baia—Mare—Seini. Arh. Com. geol. 1955.

Institutul Geologic al României

închise la culoare datorită alteraţiei de suprafaţă, acoperă sub forma unor mici petece sedimentarul situat la N de pîrîul Ciungilor (între pîrîul Ciungilor şi pîrîul Florilor).

Un nou argument care pledează pentru o vîrstă mai nouă a erupţiunilor este demonstrată de poziţia stratigrafică a depozitelor sedimentare care se dispun în toate cazurile peste Cristalinul constituit aci din şisturi sericito-cloritoase sau calcare dolomitice metamorfozate şi nu peste formaţiuni eruptive, lucru confirmat recent şi de forajele de la Borsec şi Bilbor care trec din sedimentar direct în Cristalin, neîntîlnind Eruptivul. Un exemplu concludent îl oferă forajul 24509 I.S.E.M. locaţia 14, amplasat sub pădurea Tinova (la 3 km W de Mina Borsec) la limita Dacian/Eruptiv care, după ce străbate peste 250 m de marne şi argile vineţii, intră în Cristalin fără să întîlnească Eruptivul. Se demonstrează astfel faptul că sedimentarul are perspective de dezvoltare mult mai spre W, avansînd sub eruptiv pînă dincolo de Vf. Sărmaşul Mare (1394 m) sau poate chiar sub Muntele Pîrlogul.

Faptul că lucrările de suprafaţă pun în evidenţă depozitele sedimentare argiloase pe văi erodate adînc în plină zonă eruptivă departe în vestul regiunii (pîrîul Ţiganilor, Pîrîul lCiungilor de Sus, pîrîu Florilor) constituie încă un argument în favoarea existenţei de depozite pliocene sub Eruptiv. Nu este exclus deci ca întreaga suprafaţă ocupată de aglomerate andezitice situată la E de culmea care uneşte D. Secului cu Obcina să păstreze în fundament depozite argiloase cu cărbuni

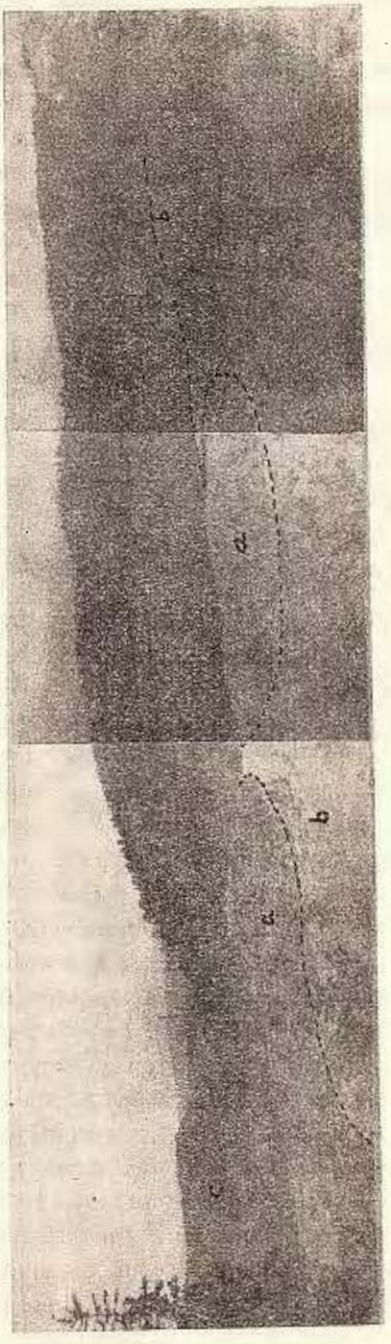


Fig. 1. — Vedere panoramică a Eruptivului care acoperă depozitele pliocene de pe pîrîul Cărbunelui.
1, aglomerate andezitice la zi; 2, sedimentar cu cărbuni; 3, şisturi cristaline.

Institutul Geologic al României

sau chiar alte depozite sedimentare mai vechi, în ipoteza enunțată recent de D. RĂDULESCU, care consideră Cristalinul ca reprezentînd un relief tot mai accidentat pe măsură ce ne deplasăm către W. În această ipoteză prezența depozitelor oligocene și miocene de la N de Mureș (pîrîul Deșelăturii, pîrîul Smidei celei Mari — Miocen, și pîrîul Tăuleților și Mermezeului — Oligocen) ocupă o poziție bine precizată față de țărm peste care avansează spre E depozitele mai noi de vîrstă pliocenă.



Fig. 2. — Bloc de aglomerat (Secu).

Un ultim argument care sprijină superpoziția rocilor piroclastice față de cele sedimentare sînt petecele daciene de la N de pîrîul «la Grof Lazăr», cît și cele de la 400 m E de punctul denumit «Ariniș» în obîrșia pîrîului Florilor, ieșite la iveală în urma eroziunii cuverturii de aglomerate.

Am atribuit vîrsta daciană sedimentarului pe baza datelor stabilite comparativ între depozitele de la Borsec, constituite din marno-argile cenușii cu cărbuni și cele de la Bilbor puse în evidență prin forajele 19801, 19802 și 19803 (plasate în apropierea pîrîului Bilboraș), care arată aceeași identitate litologică și faunistică. Considerăm necesar să amintim prezența formei de *Dreissena* cf. *münsteri* BRUS., în apropierea localității Secu, întîlnită deasupra cărbunelui de la Borsec, precum și în forajele de explorare Borsec, formă pe care atît KOCH cît și LÖRENTHEY o consideră ca aparținînd Dacianului, ea fiind prezentă alături de *Mastodon borsoni* la Hidveg, în bazinul Oltului și Baraolt.

Cîteva probe recoltate din pîrîul Cărbunelui și analizate micropaleontologic ne prezintă ostracode cu valvă subțire, fragmente de lamelibranchiate, oase de pești. Ca microfaună, tot în aceste depozite s-au întîlnit, foarte prost conservate, exemplare de *Planorbis* sp., *Giraulus* sp. și *Dreissena* sp., fapt care demonstrează și în acest sector un regim avansat de îndulcire a apelor.

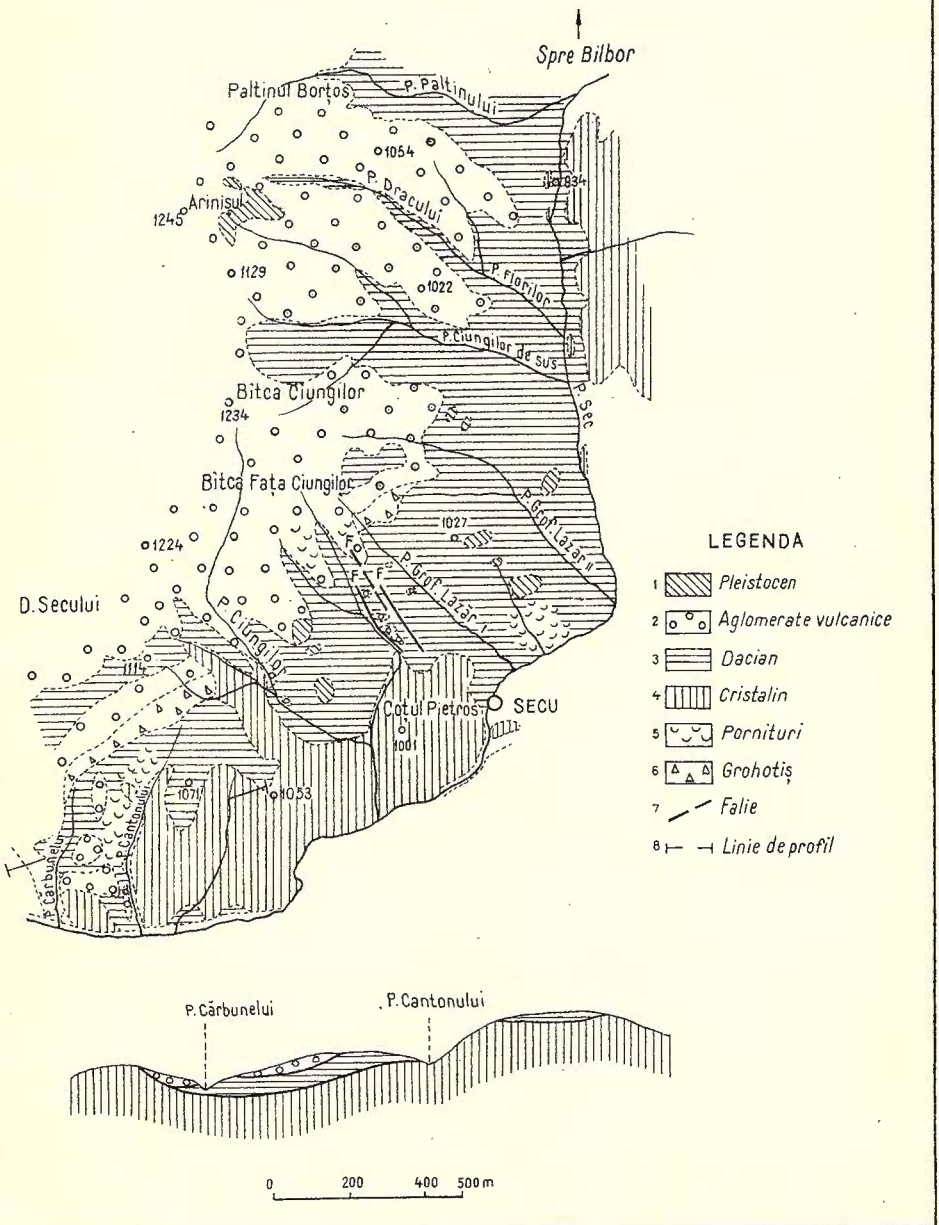
Formațiunile eruptive se sprijină deci, după cum am arătat, peste sedimente daciene împreună cu care au fost antrenate în mișcări tectonice (aglomeratele andezitice dislocate din malul drept al văii Lomașului), existînd deci o strînsă legătură între tectonica sedimentarului și mișcările masivului eruptiv din imediata apropiere. Așa cum s-a arătat la început, din studiile întreprinse de o serie de cercetători s-a putut stabili că au avut loc mai multe faze de erupțiuni care au produs o întreagă gamă de roci eruptive și piroclastice. Dintre acestea, ultima fază instalează în

Institutul Geologic al României

NIŢA PION P. şi ISTOCESU. D.

HARTA GEOLOGICA A SECTORULUI SECU VEST

SCARA 1:50.000



COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. XLVIII

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

regiune roci de tipul aglomeratelor andezitice, andezite cu hipersten şi augit sau hornblendă şi piroxen, bazalte cu olivină, etc. Cele mai vechi şi cele mai mari erupţiuni întîlnite la E de localitatea Topliţa s-au manifestat în timpul mişcărilor din faza stirică, care au produs o serie de fracturi, creind în felul acesta zone de minimă rezistenţă (Leul, Vîrful cel Mare).

Ceva mai tîrziu, în faza atică, se produc în Călimani alte mişcări şi odată cu acestea o nouă fază de erupţiuni. În faza rhodaniană presupunem mici ridicări şi scufundări locale însoţite de erupţiuni, iar în ultima fază, cea valahică, s-a produs cutarea Dacianului şi a depozitelor eruptive cele mai noi constituite din andezite cu piroxeni închise la culoare. Despre această fază putem afirma cu certitudine că este post-daciană, bazaţi pe relaţiile de superpoziţie a Eruptivului faţă de sedimentarul care păstrează forma de *Dreissena* cf. *münsteri* BRUS.

În acest fel identificarea unor roci vulcanice peste depozitele sedimentare situate la W de localităţile Secu şi Bilbor completează mai precis modul de desfăşurare în timp al vulcanismului neogen, arătînd efuziuni mai noi decît cele cunoscute în prezent pe marginea vestică a lanţului Călimani.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Zăcăminte de lignit de la Borsec. *St. tehn. econ. Inst. Geol. Rom.*, III/3, Bucureşti 1924.
2. ATANASIU I. Cineritele din Neogenul romînesc şi vîrsta erupţiunilor vulcanice corespunzătoare. *An. Comit. Geol.*, XXV, Bucureşti 1953.
3. JEKELIUS E. Zăcăminte de lignit din bazinul pliocen din valea superioară a Oltului. *St. tehn. econ. Inst. Geol. Rom.*, III/2, Bucureşti 1924.
4. KELTERBORN F., STRECKEISEN A. Pliozäne Andezittuffe am Aussenrand der rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIX, p. 409, Bucureşti 1938.
5. KOCH A. Die Terzi rbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. Neogene Abteilung, Budapest 1900.
6. PAUCĂ M. Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N şi E de Baia Mare. *D. S. Comit. Geol.* XXXIX (1951—1952), Bucureşti 1953.
7. RĂDULESCU D., VASILESCU AL., PELTZ S. Cercetări geologice în partea de S şi E a munţilor Gurghiu. *D. S. Comit Geol.*, XLV (1957—1958) (sub tipar).
8. SZADECZKY F. Munţii vulcanici Hărghita — Călimani. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVI (1927 — 1928), Bucureşti 1930.
9. VANCEA A. Observaţiuni geologice în regiunea de SW a cîmpiei ardelene. Teză de doctorat, Sibiu 1929.

Institutul Geologic al României

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С КОРРЕЛЯЦИЕЙ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ МЕЖДУ БИЛБОР — СЕКУЛ И ИЗВЕРЖЕННЫМИ ПОРОДАМИ ЗАПАДА.

НИЦЫ ПИОН П., ИСТОЧЕСКУ Д.

(Краткое содержание)

Для доказательства принадлежности постдакийскому возрасту, выделенному изверженным породам окрестности местностей Билбор и Секул, авторы приводят следующие доводы:

неогеновые эруптивные породы залегают над дакийскими отложениями ручья Кэрбунелуй;

дакийские отложения залегают непрестанно над кристаллическими породами, обстоятельство, подтвержденное, также, и при проведении буровых скважин в области;

осадочные седиментации выявлены в глубоко эродированных долинах в полной эруптивной зоне;

складкообразования в зоне ручья Гроф Лазэр, выходят на дневную поверхность, как следствие эрозии покрова андезитовых агломератов.

SUR LE RAPPORT ENTRE LE SÉDIMENTAIRE DE BILBOR—SECUL ET L'ÉRUPTIF DE L'OUEST

PAR

NIȚĂ PION PETRE, ISTOCESCU DUMITRU

(Résumé)

Les auteurs présentent plusieurs arguments pur démontrer l'âge post-dacien des éruptions aux anvirons des localités Bilbor et Secul, tels que:

Les roches éruptives neogènes reposent sur les sédiments daciens de Pîrîul Cărbunelui;

Les dépôts daciens sont disposés toujours sur le cristallin, fait confirmé également par les forages executés dans la région;

Les dépôts sédimentaires apparaissent dans des vallées profondément érodées, en pleine zone éruptive;

Le sédimentaire de Pîrîul Grof Lazăr affleure par suite de l'érosion de la couverture d'agglomérats andésitiques.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOLOGIE

STILUL TECTONIC AL FLIŞULUI MARGINAL ŞI AL MOLASEI SUBCARPATICE ÎN REGIUNEA PIATRA NEAMŢ [1])

DE
O. MIRĂUŢĂ

În această lucrare ne referim la structura zonei marginale a flişului şi a zonei miocene subcarpatice din sectorul cuprins între valea Iapa şi Gîrcina. Bazîndu-ne pe o cartare geologică detailată şi pe interpretarea datelor de foraj, am ajuns la o imagine mai completă, şi în mare măsură nouă, asupra tectonicii acestei regiuni.

La început vom face o scurtă caracterizare stratigrafică a Cretacicului şi Paleogenului din zona marginală a flişului şi a Miocenului subcarpatic.

Stratigrafia

Zona marginală a flişului (Parautohtonul marginal). Această zonă este cunoscută în literatura geologică sub denumirea de Autohtonul submarginal (6), unitatea externă (4), zona marginală a flişului (7). Partea estică a acestei zone este constituită din depozite paleogene de sub care apar în zona axială a anticlinalului Horaiţa — Doamna, depozite cretacice (Şisturi negre, Cretacic superior).

Cu studiul acestor depozite s-au ocupat mulţi cercetători, dintre care menţionăm pe S. ATHANASIU, GH. MACOVEI şi I. ATANASIU (3), C. OLTEANU (7, 8), L. TURCULEŢ şi TH. FILIMON [2]) şi I. BĂNCILĂ (4).

a) *Şisturile negre.* Şisturile negre din regiunea de la sud de valea Bistriţei (bazinul văii Doamna) cuprind două orizonturi, menţionate prima dată de I. BĂNCILĂ. Orizontul inferior care apare la zi este constituit dintr-o succesiune ritmică (cu sedimentare gradată) de gresii calcaroase cenuşii, uneori microconglomeratice şi cu elemente verzi la partea inferioară a stratelor, şi argilite cenuşii-negricioase. Grosimea

[1]) Comunicare în şedinţa din 24 februarie 1961.

[2]) L. TURCULEŢ, T. FILIMON. Cercetări geologice asupra flişului paleogen din regiunea Piatra Neamţ—Chilii. Raport Arh. M.I.P.CH. 1956.

Institutul Geologic al României

vizibilă a orizontului este de cca 200 m. Urmează un orizont cu lidiene, în plăci de 1—6 cm, și șisturi negricioase, bituminoase, cu concrețiuni de calcare sideritice și uneori lentile de calcare microconglomeratice. Grosimea orizontului este de 60—100 m. Menționăm că mai la nord, în valea Cuejdiului, la partea superioară a Șisturilor negre, se găsesc calcare cenușii, uneori microconglomeratice, cu accidente silicioase (cca 60 m).

b) *Cretacicul superior*. Depozitele senoniene din bazinul văii Doamnei se așază discordant și remaniază Șisturile negre. Partea inferioară a depozitelor atribuite Senonianului (probabil Senonian superior) este formată din marne calcaroase de ciment și calcare conglomeratice cu fragmente de Șisturi verzi, Șisturi negre și calcare jurasice. Rocile senoniene conțin fragmente de inocerami, ostreide, amoniți și briozoare. În valea Cuejdiului am întîlnit în aceste roci mai multe exemplare de *Radiolites (Bournonia)*. Partea superioară a depozitelor atribuite Senonianului (stratele de Hangu superioare), care apare numai la nord de valea Bistriței, are un caracter tipic de formațiune de fliș, cu depozite gradate, constînd din gresii calcaroase și marne cenușii (cca 160 m grosime). La Sărata și pe malul drept al rîului Bistrița (W de Schitul Doamnei) apar și roci asemănătoare stratelor de Lepșa, separate de I. DUMITRESCU în Vrancea.

c) *Eocenul*. Eocenul se așază discordant peste partea inferioară a Senonianului (bazinul văii Doamna) sau urmează în continuitate de sedimentare peste partea superioară a Senonianului. Orizontarea depozitelor eocene de aici se datorește lui C. OLTEANU (7, 8). Noi am separat următoarele orizonturi:

Un orizont inferior de argilite și gresii verzi, uneori cu multe elemente psefitice verzi. Acest orizont, cu o grosime de cca 20 m, reprezintă un corespondent al stratelor de Straja.

Stratele de Jghiabul Mare (7), care sînt reprezentate prin calcare silicioase, brun-verzui, masive (valea Doamnei) sau în plăci (valea Cuejdiului), în grosime de cca 250 m.

Calcarele de Pasieczna (calcarele de Doamna), care prezintă aspectul lor bine cunoscut de calcare fine, verzui sau beige, cu accidente silicioase, în strate de 5—20 cm și cu intercalații de marne cenușii-verzui. Grosimea acestui orizont este de 20—25 m.

Între stratele de Jghiabul Mare și calcarele de Pasieczna se intercalează un banc de 4—6 m de gresie albă, calcaroasă, cu aspect de gresie de Kliwa.

Un orizont de 15—40 m de marne și argile verzui și roșii, cu intercalații de gresii verzui.

Stratele de Bisericani (500 m) care cuprind marne argiloase și argilite cenușii, verzui, micacce.

Institutul Geologic al României

d) *Oligocenul* urmează în continuitate de sedimentare peste Eocen. În seria oligocenă am separat următoarele orizonturi: orizontul gresiei de Lucăcești (5—15 m), orizontul menilitelor inferioare și al marnelor brune (20—25 m), orizontul șisturilor disodilice inferioare (60—100 m), orizontul gresiei de Kliwa (100—150 m), orizontul menilitelor și al disodilelor superioare (80 m), stratele de Gura Șoimului (10 m).

Nu vom face o descriere a acestor orizonturi, întrucît a fost făcută în lucrările anterioare. Este de remarcat numai că Oligocenul din sinclinalul dintre Valea Mică și Valea Mare are multe intercalații de conglomerate cu elemente de Șisturi verzi. Subliniem de asemenea grosimea mică a Oligocenului din Pietricica, Cozla și din valea Cuejdiului (satul Cuejdiu), de 100—150 m grosime totală.

Zona miocenă subcarpatică. Cu studiul acestei regiuni s-a ocupat în ultimul timp T. Borș [1]).

a) *Formațiunea saliferă inferioară.* Formațiunea saliferă inferioară (400 m grosime) se află la baza Miocenului și este constituită din brecii intraformaționale, argile brecioase, gresii argiloase, strate lenticulare de gips și zăcăminte de sare și săruri de potasiu. Această formațiune se întîlnește și în unele sinclinale din interiorul zonei marginale a flișului (dealul Pleșa, gura pîrîului Țiganca, Valea Mică).

b) *Orizontul cu gresii și marne verzui-roșietice (orizontul roșu sau stratele de Tețcani).* Acest orizont de 400—500 m grosime, care urmează în continuitate de sedimentare, este constituit dintr-o succesiune de alternanțe de marne și gresii cenușii-verzui sau roșietice. Partea superioară a conglomeratelor din sectorul Gîrcina—Almașul (conglomeratele de Almașu superioare) reprezintă un facies al acestui orizont.

c) *Orizontul cenușiu* (1500—2000 m), care reprezintă ultimul termen al seriei miocene în această regiune, este format din două suborizonturi: unul inferior, care are în bază cîteva bancuri de gips peste care stau marne și gresii cenușii, și altul superior, format din nisipuri grezoase și marne cenușii, avînd două nivele de tufuri dacitice.

d) *Cuaternarul*, reprezentat prin depozite de terasă, aluviuni, pornituri, are o largă răspîndire în regiune, mai ales la sud și est de Piatra Neamț, fapt ce împiedică urmărirea structurilor.

[1]) T. Borș. Raport geologic asupra regiunii Iapa—Crăcăoani. Arh. M. I. P. Ch. 1956.

Institutul Geologic al României

Tectonica

Zona marginală a flișului (Parautohtonul marginal). Pe baza răspîndirii conglomeratelor cu elemente verzi din Oligocenul de la P. Neamț, I. ATANASIU (1, 2) a încercat să separe două unități tectonice: pînza marginală și pînza submarginală (cu Oligocenul conglomeratic), fapt ce a fost contestat de I. POPESCU-VOITEȘTI și C. OLTEANU (7, 8), care au arătat că este vorba de o singură unitate — zona marginală a flișului — iar conglomeratele reprezintă acumulări locale.

Zona marginală a flișului are în ansamblu o structură de anticlinorium asimetric, care are cutele de pe versantul de vest deversate, iar cele de pe versantul de est, culcate spre vorland.

În anticlinalul din zona axială a acestui anticlinorium (valea Doamnei, Cuejdiu) apare un nucleu de Șisturi negre și Senonian, menționat încă din 1927 de S. ATHANASIU, G. MACOVEI și I. ATANASIU. C. OLTEANU subliniază caracterul diapir al acestui anticlinal.

Apariția Șisturilor negre este legată de laminări tectonice ale Senonianului și Eocenului inferior, mai ales la nord de valea Bistriței. Din cauza unei scufundări axiale, Cretacicul și Eocenul inferior se afundă în dreptul satului Cut (dealul Bahrinul) pentru ca Eocenul inferior să reapară în dealul Piatra Șoimului din regiunea Calu.

Spre deosebire de formațiunile mai vechi din zona axială a anticlinalului major valea Doamnei—Cuejdiu, care sînt deversate spre est, partea superioară a cutei cu depozite eocen-superioare (strate de Bisericani) și oligocene înaintează mult peste zona miocenă sub forma unei cute culcate. Sectoarele în care astăzi este încălecarea cea mai mare sînt între Văleni și Calu, la sud de fundul văii Mihușca (Iapa) și în deosebi în sectorul de la nord de P. Neamț.

Amploarea încălecării, după datele geologice de teren, depășește 1 km în sectorul văii Calu—Văleni și mai mulți kilometri la nord de P. Neamț, unde se pare că formațiunea saliferă inferioară a ușurat înaintarea cutei culcate, dînd naștere la o adevărată pînză de ordinul I (pînză de acoperire). Aceeași cută la nord de Gîrcina se răstoarnă, iar flancul invers de Miocen se bombează într-un fals anticlinal [1]) cu depozite helveține în zona axială, flancate de conglomerate miocen-inferioare.

Conturul exterior actual al flancului invers al cutei prezintă sinuozități cu înaintări în zonele de afundare axială ale cutei din față, întocmai ca în cazul unei pînze de șariaj. În valea Calu și pe versantul nord-vestic al dealului Pleșa recutarea flancului invers a detesminat false anticlinale și false sinclinale.

Cele două intrînduri ale conturului exterior al flancului invers al cutei Horaița—Doamna din sectorul dintre P. Neamț—Văleni și dintre Calu și Iapa sînt deter-

[1]) F. OLTEANU. Raport geologic preliminar pe anul 1953 asupra flișului marginal din regiunea Văratec. Raport Arh. M. I. P. Ch. 1953.

Institutul Geologic al României

minate de două ridicări anticlinale de tip brachianticlinal, menţionate pentru prima dată în această lucrare. Aceste două cute reprezintă ridicări axiale şi bombări (creste) ale flancului normal al unei alte cute culcate, al cărui nucleu paleogen este afundat mult sub Miocen. Extremităţile şi flancurile acestor brachianticlinale prezintă scufundări periclinale foarte clare sub formaţiunea saliferă inferioară, dînd un aspect aparent normal. În realitate şarniera cutei este afundată sub Miocenul din faţă şi forajele puse pe aceste brachianticlinale au întîlnit în adîncime flancurile inverse slab înclinate, cu Paleogen şi Miocen. Faptul că aceste cute sînt culcate reiese şi din prezenţa înclinărilor mici în zona de afloriment a depozitelor mai vechi din brachianticlinale şi creşterea treptată a înclinării şi inversarea stratelor abia în flancul miocen al cutei. Amploarea încălecării acestei cute culcate este de peste 1 km (după datele de foraj ale sondelor 7 şi 8 P. Neamţ ale M.I.P.Ch.)

Se ştie că la contactul zonei marginale carpatice cu avanfosa miocenă din regiunea Boryslav s-a descoperit sub Miocen, cu ajutorul forajelor, o cută culcată de adîncime cu sîmbure de Paleogen (10).

Trebuie să menţionăm că în lucrarea din 1927 a lui S. Athanasiu, G. Macovei şi I. Atanasiu, Oligocenul din Pietricica este interpretat ca un petec de acoperire, reprezentînd vîrful dedublat al unei cute oligocene afundată în Miocen. În această interpretare stratele de Bisericani de la baza versantului de vest al dealului Pietricica sînt atribuite Miocenului.

În lucrările lui H. Grozescu (5), C. Olteanu (7), L. Turculeţ şi T. Filimon [1]) şi T. Borş [2]) se admite de asemeni o încălecare a flişului marginal împreună cu Oligocenul din Pietricica şi Calu-Iapa, peste Miocen. Numai I. Popescu-Voiteşti (9) arată că Oligocenul din Pietricica reprezintă nucleul unui anticlinal din zona miocenă.

Zona miocenă subcarpatică. În zona miocenă subcarpatică dintre Tazlăul Mare şi Gîrcina se pot separa, din punct de vedere tectonic, două subzone: una, internă, caracterizată prin larga răspîndire a Miocenului inferior (în special a formaţiunii salifere inferioare) cu o tectonică complicată reprezentată prin cute strînse sau cute culcate, şi o subzonă externă, formată la zi din depozitele Miocenului mediu, în care predomină o cutare ceva mai largă. Această subzonă externă ia contact cu Sarmaţianul în lungul unei falii inverse cu încălecare abruptă, care corespunde cu linia Stebnic. Regiunea studiată de noi cuprinde subzona internă şi numai în parte şi cea externă (sinclinalul Nechizelul). Contactul între cele două subzone se face fie prin falii (falia Măgura) [2]), fie printr-o flexură sau chiar un contact aparent normal.

În subzona internă trebuie semnalate două structuri anticlinale deversate sau chiar culcate spre exterior (est): prima, cuta culcată Pietricica Neamţ — Văleni

[1]) L. Turculeţ, T. Filimon. Op. cit. p. 47.

[2]) T. Borş. Op. cit. p. 49.

Institutul Geologic al României

se leagă spre sud cu cuta Calu-Iapa, sîmburele lor paleogen fiind mult scufundat și prins în Miocen în zona dintre Văleni și Calu. Toate acestea arată că între zona miocenă și zona marginală a flișului există relații complicate care nu se pot exprima printr-o linie simplă de încălecare și o cădere bruscă a fundamentului paleogen. O primă treaptă de scufundare a Paleogenului sub sedimentele avanfosei este situată la nivelul acestei cute (cuta Calu-Iapa). Atunci cînd Paleogenul acestei cute apare la zi și este alăturat Paleogenului zonei marginale, este greu de spus cărei unități tectonice îi aparține.

La nord de valea Calu, Oligocenul din brachianticlinalul Calu-Iapa se scufundă periclinal sub formațiunea saliferă inferioară, care conturează de aici spre nord continuitatea cutei. Mai spre nord, sub depozitele aluvionare ale Bistriței, la Cut, trei foraje ale I.E.C.M.-ului au întîlnit la adîncimi mici (pînă la 200 m), sub formațiunea saliferă inferioară cu lentile de sare, Oligocenul, sub forma unei largi bolte ca și în brachianticlinalul dintre Calu-Iapa. La Văleni, Oligocenul reapare la zi și se continuă pînă la Piatra Neamț, unde se afundă din nou sub formațiunea saliferă inferioară. De aci spre nord, pînă în valea Almașului, unde T. Borș [1]) recunoaște un anticlinal, cuta prezintă la zi numai depozitele acestei formațiuni. Cu siguranță că și în valea Mihușca (Iapa) are loc o închidere periclinală a Oligocenului, însă este ascunsă de pornituri.

Între zona marginală a flișului și această cută, despre care am vorbit mai sus, se interpune un sinclinal îngust, strivit, cu umplutura din depozite ale orizontului roșu. Acest sinclinal se poate urmări pe malul drept al văii Cuejdiului, între Gîrcina și Piatra Neamț, precum și la sud de valea Bistriței, pînă la Calu (pîrîul Chelbea, pîrîul Ilincilor), posibil și la sud de valea Mihușca.

La exteriorul subzonei interne, se găsește de obicei cea de a doua cută anticlinală, în care însă sîmburele de Paleogen este mult scufundat, în general sub 2000 m. Aspectul superficial al cutei la nivelul Miocenului este acela de cută deversată.

În fine, în partea de est a regiunii studiate se întinde un anticlinal mai larg (sinclinalul Nechizelul — I. Băncilă, 1939) umplut cu depozitele orizontului cenușiu, care au o largă răspîndire în cursul inferior al văii Nechitului și în valea Iapa, precum și în regiunea Dobreni.

Existența cutelor culcate în Miocenul subcarpatic deschide perspective noi pentru eventuale zăcăminte profunde de hidrocarburi. În cute culcate similare au fost găsite zăcăminte de petrol la Boryslaw (11). După cum s-a arătat, cuta culcată Pietricica Neamț — Calu-Iapa suferă ridicări axiale în care Oligocenul apare la zi, fapt care trebuie luat în considerare pentru o parțială degradare a eventualelor zăcăminte.

---

[1]) T. Borș. Op. cit. p. 49.

Institutul Geologic al României

OREST MIRĂUȚĂ

HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
PIATRA-NEAMȚ

0 500 1000 1500m

LEGENDA

CUATERNAR
1 Aluviuni, pornituri, conuri de dejecție
2 Depozite de terasă

MIOCEN MEDIU
3 Orizontul cenușiu

MIOCEN INFERIOR
4 Orizontul roșu și verde (Strate de Tescani)
5 Formațiunea saliferă inferioară

OLIGOCEN
6 Menilite și disodile superioare; Strate de Gura Șoimului
7 Orizontul Gresiei de Kliwa și orizontul disodilelor inferioare
8 Orizontul marnelor bituminoase
9 Orizontul Gresiei de Lucăcești

EOCEN
10 Strate de Bisericani
11 Gresii și argile roșii și verzi
12 Calcare de Pasieczna
13 Strate de Jghiabul Mare
14 Argile și gresii cuarțifice verzi

CRETACIC SUPERIOR 15 Marne calcaroase de ciment, conglomerate; Strate de Lepșa

ȘISTURI NEGRE (CRETACIC INFERIOR)
16 Șisturi argiloase negre, lidiene
17 Orizontul șistos-calcaros

18 a, b Ax de anticlinal: a=normal; b=deversat
19 a, b Ax de sinclinal: a=normal; b=deversat
20 Falie
21 Decroșări
22 Manifestări saline
23 Manifestări de țiței
24 Gipsuri
25 Conglomerate
26 Foraje

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol XLVIII

Impr. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

SECȚIUNI GEOLOGICE PRIN ZONA MARGINALĂ A FLIȘULUI ȘI ZONA MIOCENĂ SUBCARPATICĂ DIN REGIUNEA PIATRA-NEAMȚ

Institutul Geologic al României

Subzona internă miocenă este deocamdată cea mai interesantă pentru prospectarea de săruri de potasiu. Pînă acum majoritatea zăcămintelor sînt legate de cute de la interiorul acestei subzone (Tazlăul Mare, Borleşti, Cut).

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I. Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave. *Ann. Sc. Univ. Iassy*, II-e partie, XXV/1. 1938.
2. Atanasiu I. Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* XXII, Bucureşti 1943.
3. Athanasiu S., Macovei G., Atanasiu I. La zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistriţa. *Assoc. pour. l'Avanc. de la Géologie des Carpates 2-ème réunion. Guide des excursions.* Bucureşti 1927.
4. Băncilă I. Geologia Carpaţilor orientali. Bucureşti 1958.
5. Grozescu H. Geologia zonei marginale a Flişului între Moineşti şi Piatra Neamţ. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVIII (1929—1930). Bucureşti 1931.
6. Joja T. Structura geologică a Flişului dintre Cracăul Alb şi Cracăul Negru *D. S. Comit. Geol.* XXXIX (1951—1952), Bucureşti 1955.
7. Olteanu C. Revizuiri geologice la sud de valea Bistriţei. *D. S. Comit. Geol.* XXXVII. Bucureşti 1953.
8. Olteanu C. Recherches géologiques dans la région comprise entre la vallée de Bistriţa Pîrîul Cuejdiului et Pîrîul Pîngăraciorul. *C. R. Comit. Geol.* XXXI — XXXVI. Bucureşti 1958.
9. Popescu-Voiteşti I. Contributions à la stratigraphie du Flysch marginal de la vallée de la Bistriţa. *C. R. Acad. sc. roum.* VII. Bucureşti 1943—1945.
10. Tolwinski K. The Carpathian Marginal Region. *Acta geol. Polonica.* I. 1950.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СТИЛЬ ОКРАЙННОГО ФЛИША И ПОДКАРПАТСКОГО МИОЦЕНА ОБЛАСТИ ПЯТРА НЯМЦ

О. МИРЭУЦЭ

(Краткое содержание)

Восточная часть окрайнной зоны флиша (внешняя Единица) и внутренняя часть подкарпатской миоценовой зоны (передовой прогиб) представляет лежачие и опрокинутые к Форланду складки, обращенное крыло которых может быть частично сплющенным.

Окрайнная зона обособляется, тектонически, большой антиклинальной складкой (складка Хораица — Доамна) с диапировым ядром черных сланцев (нижний мел) и с крыльями, составленными из отложений сенона, эоцена и олигоцена. Внешний контур формаций обращенного крыла этой складки представляет извилины с продвижением в зоны осевого погружения впереди

Institutul Geologic al României

лежащей складки (во внутренней части миоценовой зоны). Развертывание шарьяжа развивается к северу начиная с 1—2 км., к югу от долины Бистрица и до 4—5 км., к северу от этой долины. В долине Калу перескладкообразование, обращенного крыла, со слабым уклоном, породило подделку антиклинали и синклинали.

В миоценовой зоне могут быть выделены две субзоны: внутренняя-узкая и внешняя-более широкая.

Внутренняя субзона составлена из нижних миоценовых отложений (нижняя соленосная формация с месторождениями каменной соли и калиевых и марганцевых солей, зеленовато-красноватого мергелисто песчанистого горизонта) с усложненной тектоникой. Выделены сжатые опрокинутые и лежачие складки, иногда складки сдвиги. Во внешней субзоне этой области выявлена широкая синклиналь, выполненная гельветскими отложениями. Вся миоценовая зона надвинута над сарматом Форланда по длине перикарпатского сброса, соответствующего линии Стебник.

Складка Калу-Яна представляет два осевых брахиантиклинальных поднятия, в которых выявлены палеогенновые отложения.

Упомянутые поднятия представляют только выпуклости профиля нормального крыла складки, а шарнир складки погружен под передним миоценом. Это обстоятельство потдверждено буровыми скважинами Пятра Нямц, где был выявлен на глубине миоцен под обратным крылом олигоцена. На поверхности, олигоцен перекрыт нормально миоценом, напоминая внешне симетрическую складку.

По контрасту с малыми уклонами брахиоантиклинальными поднятиями, на восточном крыле выявлены большие уклоны и даже обратные серии, которые проявляют опрокинутый или лежачий характер структуры.

В области осевого погружения, ось складки прослеживается в нижне миоценновых отложениях, а ее гребень приближается к шарниру. Эта структура представляет аналог лежачей складки Борислав.

STYLE TECTONIQUE DU FLYSCH MARGINAL ET DU MIOCÈNE SUBCARPATIQUE DANS LA RÉGION DE PIATRA NEAMȚ

PAR

O. MIRĂUȚĂ

(Résumé)

La partie orientale de la zone marginale du flysch (Unité externe) et la partie interne de la zone miocène subcarpatique (avant-fosse) présentent des plis couchés et déversés vers l'avant-pays, et dont le flanc inverse peut être laminé en partie.

Institutul Geologic al României

Du point de vue tectonique, la zone marginale est caractérisée par un grand pli anticlinal (le pli Horaiţa—Doamna) à noyau diapir de schistes noirs (Crétacé inférieur) et à flancs constitués par des dépôts sénoniens, éocènes et oligocènes. Le contour extérieur des formations du flanc inverse de ce pli présente des sinuosités avec des avancements dans les zones d'affaissement axial du pli couché (partie interne de la zone miocène). L'amplitude du charriage augmente vers le Nord, depuis 1—2 km au Sud de Valea Bistriţei jusqu'à 4—5 km au Nord de cette vallée. Dans Valea Calu le replissement du flanc inverse, faiblement incliné a donné des faux anticlinaux et des synclinaux.

Dans la zone miocène on peut séparer deux souszones: l'une étroite, interne et l'autre beaucoup plus large externe. La sous-zone interne est constituée par des dépôts miocènes inférieurs (Formation salifère inférieure à gisements de sel gemme et sels de K et de Mg; horizon marno-gréseux verdâtre-rougeâtre) à tectonique compliquée. On observe des plis serrés, déversés et couchés, parfois des plis faillés. Dans la sous-zone externe apparaît un synclinal large, comblé de dépôts helvétiens. La zone miocène chevauche le Sarmatien de l'avant -pays le long de la faille péricarpatique correspondant à la ligne de Stebnic.

Le pli Calu-Iapa présente deux surélévations axiales brachyanticlinales, dans lesquelles apparaissent des dépôts paléogènes. Les surélévations mentionnées représentent seulement des bombements du flanc normal du pli, tandis que la charnière du pli plonge sous le Miocène. Ce fait est confirmé par les forages de Piatra Neamţ, qui ont rencontré le Miocène en profondeur, sous le flanc inverse de l'Oligocène. À la surface l'Oligocène est recouvert normalement par le Miocène, donnant l'impression d'un pli symétrique. À l'encontre des pendages réduits des surélévations brachyanticlinales, sur le flanc oriental les pendages sont très prononcés et on rencontre même des séries inverses qui trahissent le caractère déversé voire couché de la structure.

Dans la région de plongement axial, l'axe du pli est poursuivi dans les dépôts miocènes inférieurs, et la crête de l'axe approche la charnière. Cette structure présente des analogies avec le pli couché de Boryslav.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOLOGIE

ASUPRA SITUAŢIEI GEOLOGICE A CORPURILOR ERUPTIVE DIN REGIUNEA DEVA [1]

DE

RADU CIOCÂNELEA

În vara anului 1959, cu ocazia efectuării unor cercetări de geologie tehnică în zona oraşului Deva, au fost obţinute date noi asupra situaţiei geologice a corpurilor eruptive.

Limitele regiunii cercetate sînt formate astfel: spre N şi E de rîul Mureş între Deva şi Mintia, spre W de o linie ce ar trece prin dealul Mintia, dealul Colţata, dealul Măgura, iar spre S de valea Bejanului. Din punct de vedere morfologic regiunea prezintă un relief deluros colinar, cu altitudini cuprinse între 200 m (Deva) şi 688 m (Vf. Piatra Coziei). Înălţimile cele mai mari apar în contrast cu relieful înconjurător, fiind constituite în majoritatea cazurilor din corpuri eruptive.

Dintre cercetările geologice anterioare de menţionat pentru studiul de faţă sînt cele efectuate de Şt. Gaal [2], C. Gheorghiu (1), V. Luca [3].

Stratigrafia

Formaţiunile geologice care iau parte la alcătuirea regiunii aparţin Cristalinului, sedimentarului şi eruptivului. În cele ce urmează se va descrie pe scurt Cristalinul şi sedimentarul, acestea fiind în general cunoscute din lucrările anterioare, insistîndu-se asupra eruptivului.

Cristalinul. Apare la limita nordică a regiunii de sub cuvertura depozitelor sedimentare, precum şi la contactul cu principalele corpuri eruptive. În acest ultim

[1] Comunicare în şedinţa din 24 februarie 1961.

[2] Ştefan Gaal. Minele cuprifere de la Deva. Traducere din limba maghiară la T. M. — Deva. 1908.

[3] V. Luca. Raport geologic minier asupra zăcămîntului de cupru din Deva. Arh. Comit. Geol. 1952.

Institutul Geologic al României

caz apariția lui e de natură tectonică, cu strate redresate, puternic frămîntate sau brecifiate. Cristalinul este de tip epizonal, alcătuit din șisturi sericito-cloritoase, șisturi grafitoase și cuarțite.

Sedimentarul. Este reprezentat prin Cretacic, Tortonian, Sarmațian.

Cretacicul ocupă cea mai mare parte din regiune. Începe în bază cu un orizont de gresii dure, calcaroase, avînd intercalații de conglomerate. El apare în partea nordică a regiunii cu strate orizontale depuse transgresiv pe Cristalin, precum și în partea centrală la contactul sau în apropierea cu unele corpuri eruptive, avînd stratele deranjate.

Sub acesta se găsește un orizont constituit din gresii micacee, șistoase, gresii grosiere și fine în plăci, avînd intercalații subțiri de marno-argile și radiolarite. În mai multe puncte s-a identificat în baza acestui orizont un pachet de marno-argile cenușii-gălbui, moi sau dure în plăci, cu bogate resturi fosile (inocerami, amoniți).

Tortonianul. Apare în general sub formă de petece izolate. Este reprezentat în bază printr-un orizont depus discordant pe depozitele cretacice, constituit din pietrișuri și marne roșii-șocolatii pătate verzui. În partea de W a orașului Deva s-a identificat un orizont de tufuri cu intercalații de marne și gresii albe tufacee, iar pe valea Cozia s-a separat un orizont cu marno-argile șistoase, avînd intercalații pe gipsuri.

Sarmațianul. Apare la limita sudică a regiunii, fiind reprezentat prin nisipuri, gresii fine sau grosiere slab consolidate, marne albe-gălbui, bentonite și tufuri.

Eruptivul. Apare sub formă de corpuri andezitice ce străbat Cristalinul și sedimentarul. În limitele regiunii cercetate au fost identificate următoarele corpuri andezitice: dealul Serediu, dealul Poliatca, dealul Cetății, dealul Coziei, dealul Nocet, dealul Roșiilor, dealul Moțar, pîrîul Băilor, dealul Pietroasa, și dealul Măgura. Situația geologică a acestor corpuri a putut fi constatată grație numeroaselor aflorimente ce apar în regiune. Pentru corpurile din dealul Serediu, dealul Moțar, pîrîul Băilor, observațiile de suprafață au fost completate cu cele făcute în galeria de transport « Decebal» ce străbate aceste corpuri.

Corpul eruptiv din dealul Serediu. Este situat între pîrîul Cintirig și valea Măgheruța, apărînd alungit după o direcție aproximativă NE—SW. Intruziunea andezitică din acest deal a produs deranjarea depozitelor cretacice, care apar cu direcții ale stratelor ce urmăresc în general conturul andezitului și cu înclinări ce cresc proporțional cu apropierea de corp. Pe valea Măgheruța s-au identificat două contacte între andezite și rocile sedimentare înconjurătoare. În ambele cazuri gresiile micacee sau marno-argilele în plăci sînt redresate și slab metamorfozate în apropierea andezitului. Executarea galeriei de transport « Decebal» a confirmat ideia existenței unui corp intrus în dealul Serediu. Astfel în galerie se observă (fig. 1) cum gresiile micacee cretacice (în partea de SW) și marnele cenușii (în partea de NE) au înclinări

Institutul Geologic al României

ce cresc proporțional cu apropierea de andezite. La contact stratele sînt puternic zdrobite și brecifiate. Trecerea la andezit se face prin intermediul unei brecii andezitice cu enclave de sedimentar. Andezitul de Serediu este cenușiu cu o pastă sticloasă parțial recristalizată în care sînt prinse fenocristale largi, bine dezvoltate (4—5 cm lungime) de plagioclazi, și cristale mici de hornblendă. Analiza microscopică efectuată de LAZAR AURELIA a arătat următoarea alcătuire mineralogică: plagioclazi (cca 25%), hornblendă (cca 30%), apatit (cca 1%), minereu (cca 1%), pastă (cca 43%). Plagioclazii sînt maclați după legile albit-Karlsbad, periclin și prezintă frecvente structuri zonare. Conținutul în anortit este de cca 35—45%, indicînd prezența unor andezite. Varietatea de hornblendă ce apare în acest andezit este comună, verde, cu pleocroism normal. Cristalele sînt dezvoltate prismatic, de obicei idiomorfe, deseori maclate.

Breciile andezitice identificate la contactul andezitului cu sedimentarul, sînt constituite din fragmente de gresii fine argiloase, calcaroase, gresii micacee, cuarțite, prinse într-un andezit cenușiu cu hornblendă. Pasta breciilor este hemicristalină, fiind constituită din cristale mărunte de plagioclazi și hornblendă, prinse într-o masă sticloasă deseori caolinizată.

Corpul eruptiv din dealul Poliatca. Este situat imediat la SW de dealul Serediu, fiind orientat pe aceeași direcție cu acesta. La N și NE andezitul din dealul Poliatca apare de-a lungul unei falii (identificată sub dealul Moțar) prin intermediul căreia ia contact cu sedimentarul de pe V. Măgheruța (fig. 2). La W intruziunea andezitului a produs redresarea gresiilor micacee cretacice, așa după cum se observă în fundul văii Cozia. În partea de NW, Dealul Poliatca este despărțit de corpul de eruptiv din dealul Cozia prin intermediul unui sedimentar cretacic puternic zdrobit și tectonizat. La S raporturile dintre andezitul din dealul Poliatca și cel din dealul Nocet nu au putut fi observate, contactul apărînd de-a lungul unei văiugi actualmente deluviată. Petrografic roca este cu totul

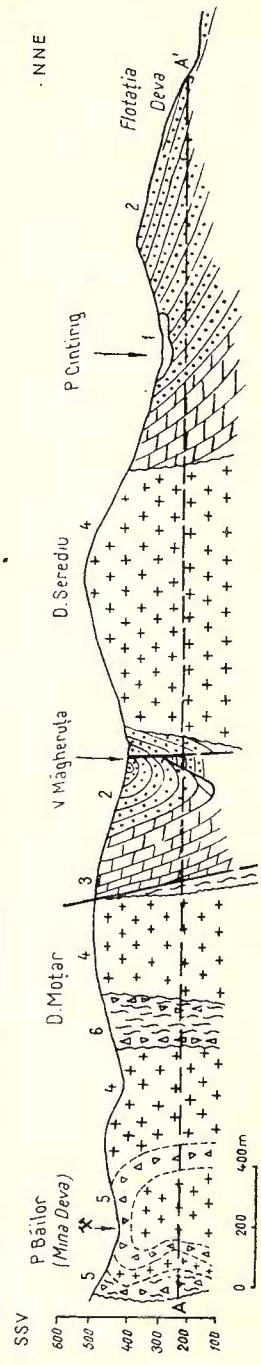


Fig. 1. — Profil geologic în lungul galeriei «Decebal», între Mina Deva și Flotație.
1, bolovănișuri (Tortonian); 2, gresii micacee (Cretacic); 3, marne (Cretacic); 4, andezite; 5, breccii; 6, șisturi cristaline; F, falie; A-A', axul galeriei.

Institutul Geologic al României

identică cu aceia din dealul Serediu. În partea de SW a dealului Poliatca andezitul a fost afectat de procese de alterare și caolinizare, roca dezagregîndu-se cu ușurință.

Corpul eruptiv din dealul Cetății. Apare în imediata vecinătate a orașului Deva cu un aspect caracteristic, impunător, datorită versanților săi abrupți. Raportu-

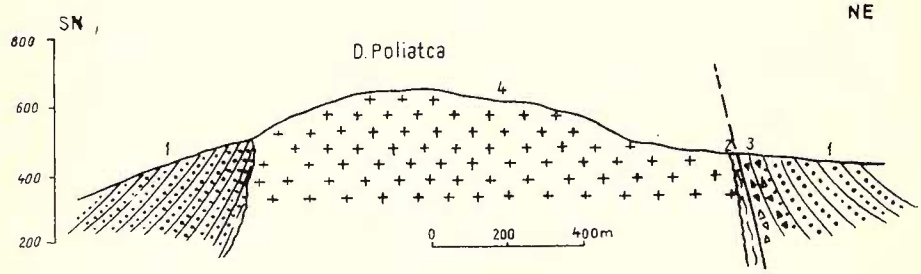


Fig. 2. — Profil geologic prin dealul Poliatca.
1, gresii micacee (Cretacic); 2, șisturi cristaline; 3, brecii; 4, andezite; F, falie.

rile dintre intruziunea andezitică din dealul Cetății și rocile sedimentare înconjurătoare au fost observate mai bine în partea de S a dealului, imediat deasupra parcului din Deva. În acest sector se observă cum gresiile micacee cretacice sînt deranjate, avînd înclinări de 30°—40° spre S. Tot în această parte a fost identificat un contact dintre andezite și sedimentar (fig. 3), într-un punct situat la cca 10 m de gura unei galerii. La contact apar marne gălbui cu efecte de contact termic și marne foarte dure, negricioase, înclinînd cu 88° spre S. Contactul dintre sedimentar și andezit este marcat de o brecie cu elemente angulare de andezite și enclave de sedimentar. Brecia are o grosime de 1,5 m și formează un perete abrupt înalt de cca 20 m.

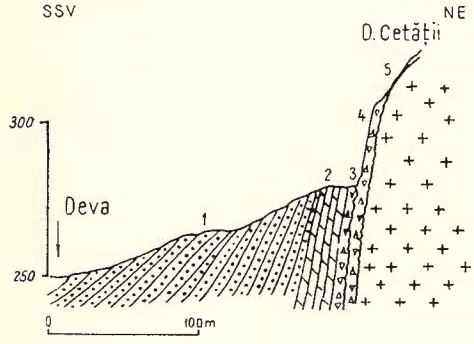


Fig. 3. — Profil geologic în dealul Cetății Deva.
1, gresii micacee (Cretacic); 2, marno-argile gălbui cu efecte de contact termic (Cretacic); 3, marno-argile foarte dure negricioase (Cretacic); 4, brecie; 5, andezit.

Andezitul din dealul Cetății are o culoare cenușie și o pastă fină hialopilitică parțial recristalizată în care sînt prinse fenocristale de plagioclazi și cristale aciculare sau prismatice de hornblendă. Roca este un andezit cu hornblendă și biotit avînd următorii componenți mineralogici: plagioclazi (cca 20%), hornblendă (cca 7%), biotit (cca 3%), pasta reprezentînd cca 70%. Plagioclazii apar în cristale lungi (0,25—2,80 mm) de obicei zonare, frecvent maclate. Sînt andezite cu un conținut de 35—40% anortit.

Institutul Geologic al României

Hornblenda este verde, apărînd în cristale prismatice (de 0,24—3,80 mm), iar biotitul apare în general proaspăt în foiţe idiomorfe de dimensiuni submilimetrice.

Corpul eruptiv din dealul Cozia. Constituie cea mai dezvoltată apariţie de andezite din regiune, formînd cumpăna despărţitoare dintre bazinul văilor Deva şi Cozia. Raporturile andezitului cu rocile înconjurătoare apar deosebit de clare în versantul sudic, la N de satul Cozia (fig. 4). În această zonă punerea în loc a andezitului a produs nu numai deranjarea gresiilor micacee cretacic-superioare, dar pe unele porţiuni a redresat şi scos din fundament orizontul bazal al Cretacicului, precum şi Cristalinul. Acesta din urmă apare ca o lamă îngustă, şisturile fiind deranjate şi brecifiate. Fenomene similare de deranjarea depozitelor sedimentare au mai fost observate şi în fundul văilor Măgheruţa şi Deva.

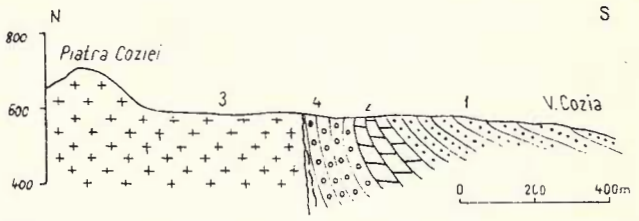


Fig. 4. — Profil geologic între Piatra Coziei şi valea Coziei.
1, gresii micacee (Cretacic); 2, conglomerate şi gresii grosiere (Cretacic); 3, andezite; 4, şisturi cristaline brecifiate.

Andezitul din dealul Cozia este un andezit cu hornblendă şi biotit prezentînd o pastă fină de culoare cenuşie în care sînt prinse fenocristale de feldspaţi, plagioclazi, ajungînd pînă la 1 cm lungime. Microscopic se constată o pastă cu structura hialopilitică, alcătuită din cristale mici de feldspaţi. Componenţii mineralogici sînt: plagioclazi (cca 23%), biotit (cca 7%), hornblendă (cca 9%), minereu (cca 6%), pasta reprezentînd cca 55%. Plagioclazii prezintă numeroase incluziuni de pastă şi au un conţinut în anortit de cca 30—45%. Biotitul apare în lamele, prezentînd o resorbţie avansată aproape transformate în întregime în opacit. Varietatea de hornblendă întîlnită este brună şi în majoritatea cazurilor cristalele sînt aproape în întregime înlocuite cu oxizi de fier.

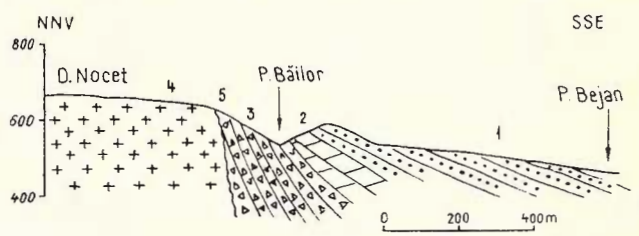


Fig. 5. — Profil geologic între dealul Nocet şi pîrîul Bejan.
1, gresii micacee (Cretacic); 2, marne (Cretacic); 3, conglomerate şi gresii grosiere (Cretacic); 4, andezite; 5, brecii.

Corpul eruptiv din dealul Nocet. E situat în partea de N a regiunii, apărînd cu o formă de con caracteristică. Ca şi în dealul Cozia punerea în loc a andezitului de Nocet a produs deranjarea orizontului grezos conglomeratic al Cretacicului.

Institutul Geologic al României

Acesta apare ca o bordură la marginea de W şi S a dealului, avînd stratele deranjate, redresate pînă la verticală, aşa după cum se observă pe drumul dintre Cozia şi mina Deva (fig. 5). În partea estică, andezitul de Nocet este înconjurat de şisturi cristaline puternic deranjate, la contact semnalîndu-se prezenţa breciilor şi chiar a corneenelor.

Andezitul de Nocet este de culoare cenuşie, prezentînd o structură porfirică şi o textură masiv compactă. Microscopic s-a constatat prezenţa unor andezite cu hornblendă, avînd o compoziţie mineralogică asemănătoare cu andezitele din dealul Moţar.

Corpul eruptiv de pe pîrîul Băilor. Este situat în zona minei Deva, fiind înconjurat de brecii (fig. 1) prin intermediul cărora se face trecerea la corpurile eruptive vecine. În general predomină breciile cu elemente de Cristalin şi mai puţin andezite, excepţie făcînd sectorul de SW, unde apropierea de sedimentar a făcut posibilă

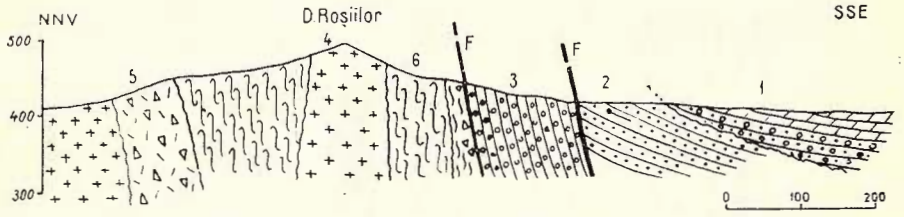


Fig. 6. — Profil geologic prin dealul Roşiilor.
1, pietrişuri şi bolovănişuri (Tortonian); 2, gresii micacee (Cretacic); 3, conglomerate şi gresii grosiere (Cretacic); 4, andezite; 5, brecii; 6, şisturi cristaline; F, falie.

prezenţa în brecii a numeroase elemente de marne, gresii, tufuri sau radiolarite. În partea de SW a corpului eruptiv de pe pîrîul Băilor, apare intrus un alt corp de dimensiuni reduse, purtător al zăcămîntului de cupru de la Deva. El se înrădăcinează undeva mai la SW de corpul de pe pîrîul Băilor, de unde a străbătut Cristalinul, sedimentarul şi parte din corpul andezitic susmenţionat. Astfel el apare înconjurat de o aureolă de brecie cu elemente din formaţiunile străbătute, predominînd andezitele. În drumul său ascensional, magma a putut folosi falia de pe pîrîul Băilor, apărînd alungit după direcţia acesteia. Analizele microscopice indică un andezit cu hornblendă sau cu biotit şi hornblendă, avînd o compoziţie mineralogică asemănătoare cu aceia a andezitelor înconjurătoare. Roca este uneori slab alterată, fenomenul fiind pus în evidenţă prin calcitizarea parţială a feldspaţilor şi a hornblendei.

Corpul eruptiv din dealul Roşiilor. Este situat la S de pîrîul Băilor. Dealul propriu-zis este constituit în cea mai mare parte din şisturi cristaline, andezitul apărînd pe o suprafaţă redusă numai în vîrf (fig. 6). Cristalinul înconjurător andezitului este deranjat apărînd cu planele de şistozitate puternic înclinate sau verticale. În apropierea contactului s-au identificat corneene şi brecii andezitice. În partea de

Institutul Geologic al României

S a dealului, deranjamentul produs de punerea în loc a andezitului a afectat şi depozitele cretacice, care aflorează la zi cu strate verticale. La contactul acestora cu Cristalinul s-au semnalat brecii limonitizate cu elemente de cristalin şi sedimentar, trădînd o mişcare ce a putut exista între aceste două complexe. Pe toate laturile, dealul Roşiilor este delimitat de linii de fractură evidente care cuprind în centru un compartiment ridicat, probabil datorită fenomenului de punere în loc a andezitului. Andezitul din dealul Roşiilor are o culoare cenuşie, o structură porfirică şi o textură masiv compactă. Microscopic s-a constatat existenţa unui andezit cu hornblendă, avînd următorii componenţi mineralogici: plagioclazi (cca 20%), biotit (cca 1%), calcit (cca 2%), minereu (cca 1%), pasta reprezentînd cca 70%. Feldspaţii plagioclazi sînt în majoritatea cazurilor parţial alteraţi din centru spre periferie

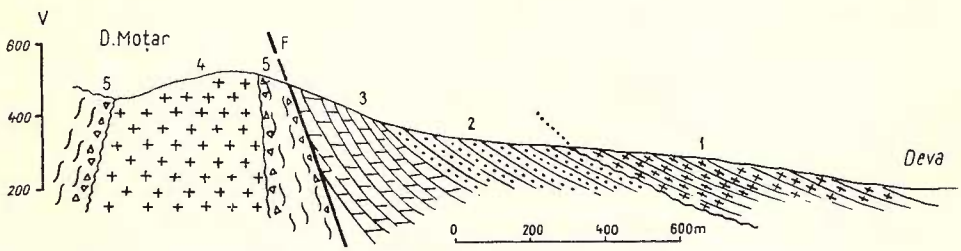


Fig. 7. — Profil geologic între dealul Moţar şi Deva.
1, tufuri (Tortonian); 2, gresii micacee (Cretacic); 3, marne (Cretacic); 4, andezite; 5, şisturi cristaline; F, falie.

şi au un conţinut în anortit de cca 45—50% corespunzător unui andezin-labrador. Hornblenda este comună, frecvent opacizată, iar calcitul este de natură secundară format pe seama plagioclazilor sau a mineralelor femice.

Corpul eruptiv din dealul Moţar. Este situat imediat la E de corpul eruptiv din zona pîrîul Băilor, fiind separat de acesta, aşa după cum s-a mai arătat, printr-un cristalin brecifiat. Raporturile andezitului din dealul Moţar cu rocile înconjurătoare, apare clar vizibil într-un profil executat pe drumul ce duce din Deva în dealul Nocet (fig. 7), unde se constată cum fenomenul de punere în loc a andezitului a produs deranjarea chiar şi a depozitelor tortoniene situate la distanţă relativ mare de andezit. În zona de contact apar şi în acest sector şisturile cristaline cu direcţii aproximative NNW—SSE, fiind de obicei zdrobite.

Galeria « Decebal » a străbătut acest andezit pe o distanţă de cca 415 m, scoţînd în evidenţă contacte deosebit de clare asemănătoare cu cele observate la suprafaţă. Astfel în partea de SW, în apropierea contactului, apar brecii cu elemente de cristalin foarte bine cimentate şi apoi şisturi cristaline zdrobite. În partea de NW, la contactul andezitului cu rocile înconjurătoare, s-au identificat de asemeni şisturi cristaline brecifiate sau brecii cu elemente de cristalin. Mergînd din această zonă spre N, se întîlneşte sedimentarul cretacic, puternic deranjat cu strate înclinînd spre NE

Institutul Geologic al României

cu 60°—70°. Contactul dintre șisturi și marno-argilele sedimentare se face prin intermediul unei brecii cu elemente de conglomerate, provenind din orizontul bazal al Cretacicului, fapt ce indică continuarea în profunzime a faliei de sub dealul Moțar după care șisturile cristaline se închid tectonic spre NW. Roca este un andezit cu fenocristale de feldspați și cristale de hornblendă. Pe o porțiune de cca 270 m (măsurată în galeria « Decebal » de la limita nord-estică a andezitului), andezitul a fost afectat de fenomene de alterare și caolinizare.

În cariera « 1 Mai » andezitul de dealul Moțar apare ca o rocă masivă, dură, de culoare cenușie, cu o structură porfirică și o textură masivă compactă. Microscopic se constată un andezit cu hornblendă avînd o pastă hemicristalină formată din cristale mărunte de plagioclazi și hornblendă. Componenții mineralogici sînt: feldspați plagioclazi (cca 15—20%), hornblendă (cca 15—20%), calcit (cca 3%), biotit și apatit (cca 1%), pasta apărînd în proporție de 60—62%. Plagioclazii apar în cristale mari, tabulare, lungi de 0,14—4,20 mm, deseori maclați și zonari. Hornblenda apare în cristale prismatice lungi de 0,20—3,20 mm, prezentînd fenomenul de rezorbție cu transformare în magnetit.

Corpul eruptiv din dealul Pietroasa. Raporturile dintre andezitele din dealul Pietroasa și rocile înconjurătoare nu apar atît de clare pe contur, comparativ cu celelalte corpuri din regiune. Totuși un afloriment identificat în zona de chei a pîrîului Bejan indică în mod concludent prezența în acest sector a unui corp eruptiv. În această parte depozitele tortoniene sînt puternic deranjate, stratele avînd înclinări de 87° spre NE. La contact apar în mai multe puncte brecii andezitice tipice cu enclave de sedimentar (tufuri tortoniene, pietrișuri și bolovănișuri, gresii cretacice, radiolarite). Punerea în loc a andezitului din dealul Pietroasa s-a putut face pe o linie de fractură ce se urmărește din dealul Roșiilor pînă în acest sector. Roca este un andezit cu hornblendă de culoare cenușie, cu o pastă hemicristalină, constituită din sticlă și cristale mărunte de feldspați plagioclazi și hornblendă. În pastă sînt prinse fenocristale de feldspați plagioclazi, hornblendă și mai puțin biotit. Componenții mineralogici principali sînt plagioclazii (cca 20%), hornblenda (cca 5%), biotitul (cca 2%), minereul (cca 2%), pasta reprezentînd cca 71%. Cu totul sporadic s-a întîlnit calcitul format pe seama plagioclazilor și mai rar a hornblendei.

Corpul eruptiv din dealul Măgura. Este situat la limita de SW a regiunii, apărînd într-o situație oarecum similară cu andezitul din dealul Pietroasa, fiind înconjurat de depozite sarmațiene. Versanții dealului sînt acoperiți în cea mai mare parte cu depozite deluviale și de grohotiș, care nu permit observarea vreunui deranjament clar în apropierea andezitului. Totuși în fundul văii Bejan se observă o redresare ușoară a depozitelor sarmațiene pe măsură ce ne apropiem de andezit. Andezitul de Măgura are o culoare brun-roșcată, o structură porfirică și o textură masiv compactă. Microscopic s-a constatat un andezit cu hornblendă bazaltică cu o pastă

Institutul Geologic al României

hemicristalină, constituită din cristale mărunte de plagioclazi şi hornblendă, fiind în parte caolinizată, uneori pigmentată cu oxizi de fier. Componenţii mineralogici sînt plagioclazi (cca 25%), hornblendă (cca 5%), biotit (cca 2%), minereu (cca 1%), pasta reprezentînd cca 67%. Plagioclazii formează cristale lungi de 0,20—3 mm, apărînd proaspeţi, uneori zonari, maclaţi după legile de maclă ale albitului şi albit-Karlsbad. Hornblenda este bazaltică, apărînd în cristale de 1,30—0,16 mm., formarea acesteia fiind datorită probabil fenomenului de combustie ce a avut loc la ieşirea lavei la suprafaţă. (Scăderea bruscă a presiunii aduce după sine creşterea temperaturii şi transformarea hornblendei comune în hornblendă bazaltică).

Cu toate că raporturile cu rocile înconjurătoare nu apar în aflorimente concludente, totuşi presupunem că şi andezitul din dealul Măgura reprezintă un corp eruptiv independent. Rocile înconjurătoare andezitului sînt foarte moi, astfel încît punerea în loc a andezitului s-a făcut probabil fără a produce deranjamente evidente ale stratelor.

Tectonica

Din punct de vedere tectonic în regiune se pot deosebi trei sectoare distincte orientate aproximativ E—W. Un prim sector este situat la N de dealul Cozia—Serediu, fiind caracterizat printr-o structură geologică simplă. În această porţiune şisturile cristaline sînt slab ondulate, prezentînd direcţii aproximativ N—W şi căderi de 5°—10° spre NE. Ele suportă depozite sedimentare cretacice ce apar în strate aproximativ orizontale sau slab ondulate. Cel de al doilea sector este situat între D. Cozia—D. Poliatca la N şi o linie ce trece prin fundul văii Almaş—Cătunul Bejan—Deva. Acest sector se caracterizează prin prezenţa unor deranjamente tectonice evidente, legate în special de andezitele ce apar în această zonă. S-au putut identifica mai multe fracturi orientate NW—SE (falia din dealul Moţar, falia de sub dealul Roşiilor—dealul Bejan) sau NE—SW (falia dealul Roşiilor—pîrîul Bejan). Aceste falii de anvergură mare pot afecta şi fundamentul cristalin şi au constituit plane de minimă rezistenţă ce au putut fi folosite în procesul de punere în loc a andezitelor; prin acest fenomen, aceste falii au putut fi amplificate şi extinse. În acest sector depozitele sedimentare cretacice apar cutate, semnalîndu-se astfel o cută completă în valea Cozia, orientată N—S, un sinclinal în dealul Popii, şi însfîrşit un anticlinal orientat E—W cu axul pe creasta despărţitoare dintre valea Măgheruţa şi pîrîul Băilor.

Sectorul sudci reprezintă un compartiment mult coborît indicînd o afundare a fundamentului spre S. Aceasta e marcată de prezenţa depozitelor miocene ce apar cu strate slab cutate, formînd un sinclinal larg avînd axul situat pe valea Bejanului, orientat aproximativ E—W.

Institutul Geologic al României

Concluzii

Apariţiile de andezite din zona oraşului Deva constituie corpuri eruptive independente şi nu curgeri de lave. Argumentele principale în atribuirea acestui tip de geneză sînt:

Deranjarea stratelor în apropierea andezitelor (la contact stratele sînt de obicei verticale);

Prezenţa breciilor la contactul andezitelor cu rocile înconjurătoare;

Lipsa formaţiunilor sedimentare tortoniene, sarmaţiene inferioare la contactul cu andezitele — în cazul cînd andezitele ar fi fost curgeri de lavă acestea ar trebui să apară întotdeauna de sub andezite (erupţiile fiind de vîrstă sarmaţiană aşa cum reiese şi din studiul lui C. Gheorghiu);

Scoaterea din fundament a Cristalinului care apare la contact puternic tectonizat;

Aspectul masiv al andezitului (lipseşte un facies fluidal ce caracterizează curgerile).

Pentru dealul Măgura argumentele susmenţionate nu au putut fi constatate pe teren din lipsa deschiderilor. Totuşi prezenţa andezitelor cu hornblendă bazaltică în această zonă, ar putea indica existenţa unei erupţii şi nu a unei curgeri.

BIBLIOGRAFIE

1. Gheorghiu C. Studiul geologic al văii Mureşului între Deva şi Dobra. *An. Comit. Geol.* XXVIII Bucureşti 1955.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ПОЛОЖЕНИЕМ ИЗВЕРЖЕННЫХ ТЕЛ В ОБЛАСТИ ДЭВА

Р. ЧЕКЭНЕЛЯ

(Краткое содержание)

Детализированные исследования, проведенные летом 1959 г. на поверхности и в подземелии (транспортная галлерея (штолня) «Дечебал») привели автора к выводу, что андезиты, зоны г. Дэвы, составляют изверженные независимые тела, а не течения лавы. Главные доводы отнесения этому генеэису следующие:

сильные нарушения пластов вблизи андезитов;

наличие брекчий при контакте андезитов со смежными породами;

Institutul Geologic al României

Автохтон. Контакт между кристаллическим автохтоном и нижне-меловыми известняками-тектонический, будучи маркирован значительной дислокацией — сбросомЧерней.

В области Соарбеле известняковая масса волниста, будучи выявлены антиклиналь и синклиналь. Антиклиналь ориентированная с В—З составлена из нижне-меловых известняков, а в синклинали находятся пласты Наданова. В области Палтина известняки были выявлены под Стэнулец. Между известняками установлено наличие меловых пропластков перекрытых лейасовым песчаником. Это положение доказывает наличие двойника (дупликатуры), которая может быть уравнена с покровом Черней (1). На западе известняки ограничены поперечным сбросом Палтиней.

Гетский покров. Гетский кристаллический массив имеет структуру, которая характеризуется прямыми складками с очень наклонными крыльями. Синклиналь с простиранием ССЗ—ЮЮВ содержит мигматиты в осевой зоне и на восточном крыле. Несколько измерений микроскладок показали, что ось структуры имеет СЗ простирание. Вблизи поверхности шарьяжа кристаллические сланцы сплющены и выявлен милонит.

Гетский покров составляет большой участок перекрытия в мунций Годяну (6). В области Соарбеле Стуру выявлены две дигитации. Нижняя дигитация сформирована из слоя гетских кристаллических сланцев, перекрытых красной пермской брекчией. Кристаллический массив надвинут над меловыми отложениями, но, в некоторых местах красная пермская брекчия подстилает кристаллические сланцы. На главном горном гребне красная пермская брекчия залегает в тектоническом контакте с верхним мелом вдоль всего сброса.

Нижняя дигитация подвергнута и поперечному сбросу. Верхняя дигитация составлена из кристаллического масива красных пермских брекчий и меловых отложений.

NAPPE GÉTIQUE DANS LA PARTIE E DES MONTS GODEANU

PAR

N. GHERASI

(Résumé)

La région est constituée par les schistes cristallins de la nappe gétique, accompagnés de « verrucano » ainsi que par les formations mésozoïques de l'autochtone danubien.

Les schistes cristallins. Ils occupent la crête principale des Monts Godeanu à l'W de Paltina et les versants vers Valea Cernişoara. Les schistes cristallins appar-

Institutul Geologic al României

tiennent au faciès amphibolitique, respectivement au subfaciès staurolite-almandin. Ils sont représentés par des paragneiss micacés, des gneiss nodulaires, des micaschistes parfois à grenats et de rares intercalations d'amphibolites. Sporadiquement apparaissent des migmatites (Valea Măneasa, Scurtu). D'aspect varié, elles consistent en gneiss lit-par-lit, gneiss oeillés et gneiss lenticulaires. La genèse de ces migmatites peut être expliquée par la circulation des solutions siliceuses et sodiques dans les paragneiss et les micaschistes. Les gneiss oeillés se sont formés sous l'effet du stress par suite d'une circulation sous pression des solutions. Lorsque les solutions ont migré le long des plans de foliation, ont résulté des gneiss lit-par-lit. Les pegmatites sont rares et accusent parfois une texture orientée due à l'arrangement presque parallèle des quartz.

Le sédimentaire de la nappe gétique. Il est représenté par des grès conglomératiques et des conglomérats laminés violacé-roux et des grès micacés, rouges de type « verrucano ». Cette formation recouvre les schistes cristallins gétiques à Paltina et Sturu. D'autres zones de «verrucano» apparaissent à Soarbele, dans Valea Mănesei et au Sud de Gîrdomanu.

Le sédimentaire de l'autochtone danubien. *Lias.* Des grès conglomératiques liasiques apparaissent sous les parois de calcaires sur le versant droit de Valea Paltina.

Dogger. Dans Valea Lăpușnicului, les grès jaunâtres à la base des calcaires représentent probablement le Lias supérieur ou le Dogger.

Malm. Le Malm, formé de calcaires blancs massifs, recristallisés est très développé à Stinuleț. Sa base renferme des calcaires gris sombre à rares entroques.

Crétacé inférieur. L'Éocrétacé est constitué par des calcaires gris disposés en bancs épais, surmontés par des calcaires blancs. Dans Valea Soarbele et Scocul Jiului, ces calcaires contiennent des fragments de Pachyodontes urgoniens. De Soarbele les calcaires urgoniens se continuent vers le SE constituant une zone étroite le long de la Valea Cernișoara.

Crétacé moyen. Les dépôts du Crétacé moyen sont représentés par des schistes calcaires, des schistes argileux gris sombre du type des Couches de Nadanova. Les schistes calcaires englobent de nombreux Radiolaires calcitisés et des Globorotalidés qui indiquent le Crétacé moyen. À l'aide de la microfaune les couches de Nadanova du Plateau de Mehedinți ont été attribuées (2) à l'Albien-Cénomanien. La partie inférieure des couches de Nadanova comprend des lentilles de calcaires gris noir, comme dans le Plateau de Mehedinți. Les couches de Nadanova atteignent 250 m d'épaisseur.

Crétacé supérieur. Le Crétacé supérieur est formé de grès calcaires et de schistes argileux verdâtres qui surmontent les couches de Nadanova. À Paltina ils apparaissent avec des conglomérats qui renferment des éléments du Cristallin gétique et de

Institutul Geologic al României

l'autochtone. Vu qu'ils reposent sur les couches de Nadanova, ils sont probablement d'âge turonien-sénonien.

Tectonique. La région étudiée est constituée par deux unités tectoniques, à savoir: l'autochtone danubien comportant des formations mésozoïques et la nappe gétique. Les deux unités sont caractérisées par des styles tectoniques complètement différents.

Autochtone. Entre le cristallin autochtone et les calcaires crétacés inférieurs il existe un contact tectonique, marqué par une dislocation importante, la faille de Cerna.

Dans la région de Soarbele la masse des calcaires est plissée et l'on y observe un anticlinal et un synclinal. L'anticlinal orienté E—W est constitué par des calcaires crétacés inférieurs, tandis que le synclinal renferme les couches de Nadanova.

Dans la région de Paltina les calcaires se répètent vers la crête de Stănuleț. Entre les calcaires s'interpose le Crétacé chevauché par des grès liasiques. Cette situation plaide pour une duplicature qui pourrait être considérée comme équivalente de la nappe de Cerna. (1) À l'Ouest les calcaires sont limités par la faille transversale de Paltina.

Nappe gétique. Le cristallin gétique présente une structure caractérisée par des plis droits à flancs très inclinés. Un synclinal orienté NNW—SSE comprend des migmatites dans la zone axiale et dans son flanc E. Plusieurs mesurements de microplis ont montré que l'axe de la structure plonge vers le NW. À proximité du plan de charriage apparaissent des mylonites.

La nappe gétique constitue un grand lambeau de recouvrement dans les Monts Godeanu (5). Dans la région de Soarbele Sturu on observe deux digitations (fig. 1). La digitation inférieure est formée par une lame de schistes cristallins gétiques recouverts de Verrucano, Le cristallin est charrié sur les dépôts crétacés, mais localement le Verrucano, est coincé sous les schistes cristallins. Sur la crête principale, le Verrucano est en contact tectonique avec le Crétacé supérieur le long d'une faille.

La digitation inférieure est affectée par une faille transversale. La digitation supérieure est constituée par des schistes cristallins du «verrucano» et du Crétacé. supérieur.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOLOGIE

STUDIUL GEOLOGIC ŞI PETROGRAFIC AL CRISTALINULUI DINTRE AVRAM IANCU, VF. GĂINA ŞI BULZEŞTII DE SUS (BIHORUL SUDIC)[1])

DE

ANGELA RAFALET

Regiunea cercetată face parte din zona de sud a munţilor Bihor şi este situată imediat la est de Vf. Găina. Ea se întinde spre nord pînă la valea Arieşului Mic, spre est pînă la izvoarele Crişului Alb, iar spre sud pînă la satul Bulzeştii de Sus.

Cercetările au fost întreprinse în vara anilor 1957 şi 1958, ele avînd ca scop completarea foii 1 : 100.000.

Date oro-hidrografice. Întreaga regiune este împărţită în două suprafeţe, aproximativ egale de o creastă cu direcţia NW—SE, creastă ce reprezintă cumpăna de ape între afluenţii Arieşului Mic spre nord şi afluenţii Crişului Alb spre sud. Această creastă trece prin vîrfurile cele mai înalte din regiune şi anume (de la NW spre SE): Găina (La tîrg — 1467 m), Dealul Lupoaiei (1177 m) şi Certezul (1203 m). Din vîrful Certezul această creastă ia direcţia N—S, trecînd prin D. Păroşiţa şi prin Vf. Prisăcii.

La nord de această creastă regiunea este străbătută de valea Dobranilor şi valea Vidrişoarei, afluenţi mai importanţi ai Arieşului Mic; la sud de ea, regiunea este străbătută de valea Ribariului şi de valea Molivilor, care confluează şi se varsă în Crişul Alb.

Istoricul cercetărilor. În anul 1906, P. ROZLOZSNIK cercetează regiunea dintre Hălmagiu şi Vidra de Sus şi identifică gnaise paraalbitice şi ortoamfibolite cît şi un complex format din conglomerate, gresii, filite, şisturi grafitice şi cuarţitice, calcare cristaline şi porfiroide care este atribuit Carboniferului. În anul 1935, P. ROZLOZSNIK revine asupra acestei păreri şi consideră acest complex drept un « cristalin » al Bihariei de Sud şariat peste depozitele carbonifere. Mai semnalează, pe Vf. Găina (La tîrg), un microdiorit cuarţifer.

[1]) Comunicare în şedinţa din 10 martie 1961.

Institutul Geologic al României

În anul 1937 D. GIUȘCĂ cercetează fenomenele de metamorfism hidrotermal din munții Bihor și în prealabil dă o imagine a geologiei acestei regiuni.

Din punct de vedere tectonic D. GIUȘCĂ arată existența a trei unități tectonice: una inferioară formată din cristalinul Drăghiței, șisturile verzi, Permo-Carboniferul sernifitic și Permian, una mediană formată din cristalinul Bihariei acoperit de sernifite și una superioară în care intră șisturi cu porfiroblaste de albit, filite și porfiroide; între cele trei unități există relații de șariaj.

Tot în anul 1937, I. JELINEK cercetează rocile eruptive din munții Bihor.

În anul 1939, P. ROZLOZSNIK împreună cu M. PÁLFY publică o lucrare asupra geologiei munților Bihor. P. ROZLOZSNIK se ocupă de formațiunile cristaline și de cele paleozoice. Aici deosebește în formațiunile cristaline: Cristalinul Bihariei alcătuit din grupa gnaiselor cu albit și grupa șisturilor cuarțitice verzi și Cristalinul Bihariei de sud alcătuit din filite (șisturi grafitice, sericitice, cuarțitice) străbătute de porfiroide.

În anul 1955 DENISA LUPU și M. LUPU cercetează formațiunile sedimentare dintre Vidra și Sohodol și în mai mică măsură formațiunile cristaline.

În anul 1957, R. DIMITRESCU semnalează două unități cristaline în raport de șariaj: Cristalinul Gilăului la nord și Cristalinul Arieșului la sud.

În anii 1957—1958 C. IONESCU cercetează regiunea Vf. Biharia, Bîlc și Vf. Găina și consideră complexul sernifitic ca făcînd parte tot din rocile cristalofiliene. Între aceste două serii sînt raporturi tectonice.

Stratigrafia și petrografia regiunii

Regiunea studiată face parte din unitatea geologică a Bihorului de sud și este alcătuită din: formațiuni cristalofiliene, formațiuni sedimentare și formațiuni eruptive.

A) **Formațiunile cristalofiliene.** Rocile cristaline din această regiune fac parte din unitatea de sud a munților Bihor, unitate numită de RADU DIMITRESCU « Cristalinul Arieșului » și care, aici, este reprezentată prin următoarele serii: seria de Biharia (șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, gnaise albitice); ortoamfibolite, ca intruziuni vechi, metamorfozate, în seria de Biharia; seria de Muncel (filite) cu intercalații puternice de porfiroide și epigranite; calcare cristaline și seria șisturilor verzi.

Tot între formațiunile cristaline considerăm și seria șisturilor verzi.

În cele ce urmează vom da aria de răspîndire a fiecărei serii cristaline precum și enumerarea și descrierea tipurilor de roci din care sînt alcătuite.

a) *Seria de Biharia* ocupă partea de nord a regiunii cercetate și este străbătută de la nord la sud de cursul superior al pîraielor: Păculești, Laza, Curse, Cocești

Institutul Geologic al României

şi de cursul mijlociu al văilor: Dobrani şi Vidrişoara. În spre nord se continuă în regiunea cercetată de CORNELIU IONESCU, iar la sud dispare sub seria de Muncel cam la jumătatea cursului văilor Lupoaiei şi Bîlcului. Această serie este alcătuită în cea mai mare parte din şisturi muscovito-cloritoase şi cloritoase, cu porfiroblaste de albit ce nu se pot separa şi localiza.

Alături de ele apar în măsură mică gnaise albitice şi şisturi clorito-epidotice cu albit. După cum s-a menţionat mai sus, această serie este străbătută de orto-amfibolite.

Şisturile muscovito-cloritoase şi cloritoase cu porfiroblaste de albit sînt de culoare verzuie, satinate, friabile, bine stratificate cu ochiuri vizibile. Se constată frecvente depuneri interstratificate de cuarţ a căror grosime variază de la 1—2 cm pînă la cca 15 cm.

Studiul microscopic arată o structură porfiroblastică şi o textură şistoasă. Roca este alcătuită din strate fine de clorit de culoare verde palid şi muscovit (0,4/0,04—0,1/0,2 mm) paralele, care mulează cristalele de albit ce variază ca dimensiuni între 0,2—0,4 mm şi ajung pînă la 0,5—1,5 mm. Cristalele de albit sînt nemaclate, au conture xenomorfe, sînt limpezi şi conţin incluziuni fine de cuarţ, zircon şi mică. Forma lenticulară îl caracterizează.

Mai apar cristale de cuarţ cu conture neregulate şi de dimensiuni în general mici (0,02—0,2 mm).

Ca accesorii apar: apatit, zircon, sfen şi uneori cristale mici de granat.

La tipurile cloritoase stratele paralele sînt formate din lamele de clorit de culoare verde închis asociate cu cristale de zoizit (0,04—0,1 mm) în proporţie ridicată. Unele au conture prismatice, dar cele mai multe sînt rotunjite.

În şisturile cu porfiroblaste de albit, proporţia în care apare fiecare mineral variază între următoarele limite: clorit + muscovit 20—25 %, albit 30—50 %, cuarţ 20—40 %, zoizit 15—20 %, accesorii 5—10 %.

În şisturile cu porfiroblaste de albit s-au putut identifica şi localiza apariţiuni de gnaise albitice, de culoare albicioasă, dure şi fără şistozitate.

Studiul microscopic arată o structură granoblastică şi o textură masivă. Roca este formată din cristale de cuarţ (0,04—0,2 mm) cu conture neregulate, îndinţate, cristale de albit (o,2—0,5 mm), lamele de muscovit (0,2 mm) şi accesorii: zoizit, apatit, magnetit. În unele iviri se constată cristale mari de epidot (pînă la 1,5 mm) în proporţie de cca 5%. Componenţa mineralogică procentuală a gnaiselor albitice este cu aproximaţie următoarea: cuarţ 50 %, albit 40%, muscovit 10%.

Şisturile clorito-epidotice cu albit au un aspect masiv, o granulozitate fină şi o culoare verzuie.

Studiul microscopic arată o structură lepidogranoblastică şi o textură masivă.

Roca este alcătuită dintr-o masă de lamele de clorit de culoare verde închis (cca 0,2 mm) asociate cu cristale de epidot cu conture hipidiomorfe şi xenomorfe

Institutul Geologic al României

(0,04—0,1 mm). În această masă sînt prinse cristale de albit izolate (0,1—0,2 mm) rotunjite, uşor lentiliforme. Se mai observă cristale de cuarţ (0,02—0,04 mm) în cantităţi subordonate. Accesorii: zircon.

La unele iviri de şisturi clorito-epidotice (pe V. Dobranilor) se constată o granulozitate mai mare. Cristalele de albit ajung la 0,1 mm, iar cele de epidot la 0,1—0,2 mm. De asemeni se constată apariţia sfenului (0,06 mm) în proporţie destul de ridicată: cca 3%.

Componenţa mineralogică procentuală a şisturilor cloritoepidotice este cu aproximaţie următoarea: clorit 20%, epidot 40%, albit 30%, cuarţ 10%.

Se admite de către majoritatea cercetătorilor Cristalinului Munţilor Bihor că origina Seriei de Biharia se datoreşte unui complex tufogen, ideie la care ne raliem.

Erupţiunile bazice s-au introdus înainte de a se fi ajuns la stadiul de metamorfism, ele suferind apoi acţiunea metamorfismului împreună cu seria tufogenă şi ajung la amfibolite cu zoizit.

b) *Ortoamfibolitele* din regiunea studiată au caracter bazic şi ele străbat numai şisturile cloritoase cu porfiroblaste de albit ce fac parte din seria de Biharia.

Aceste intruziuni sînt total metamorfozate. Ele sînt reprezentate de amfibolite cu zoizit şi epigabbrouri. Aceste două tipuri de roci sînt asociate şi nu li se poate stabili o localizare strictă. Dintre ele, amfibolitele cu zoizit sînt cele mai frecvente.

Aria de răspîndire a ortoamfibolitelor din această regiune coincide cu aceea a seriei de Biharia dar frecvenţa cea mai mare se constată de-a lungul văii Dobranilor şi de-a lungul crestei de la nord de această vale (dealul Dobranilor).

Un grad destul de înalt de metamorfism este reprezentat de amfibolitele cu zoizit de culoare verde, cu o granulozitate destul de pronunţată şi un aspect masiv.

Studiul microscopic al amfibolitelor de pe dealul Dobranilor arată o structură granuloblastică şi o textură masivă.

Cristalele de hornblendă au conture hipidiomorfe şi xenomorfe (0,1—0,6 mm) sînt limpezi şi cu pleocroism: *ng*, verde-albăstrui, *np*, galben palid, *nm*, verde.

Cristalele de plagioclaz (0,1—0,2 mm) sînt nemaclate, au conture xenomorfe uşor rotunjite şi conţin numeroase incluziuni de hornblendă şi zoizit. Compoziţia este a unui oligoclaz cu 10—20% An.

Mai apar agregate formate din lamele de clorit (0,2—0,4 mm) de culoare verde palid, cristale de zoizit (0,02—0,06 mm) şi minerale accesorii: sfen (cca 0,02 mm) şi magnetit (cca 0,2 mm).

În unele iviri de pe dealul Dobranilor proporţia de zoizit este foarte mare faţă de hornblendă şi plagioclaz. Aici cristalele de zoizit ajung pînă la 0,5 mm, iar cele de hornblendă între 0,5—1,0 mm.

În ivirile de pe V. Dobranilor, hornblenda formează porfiroblaste de dimensiuni mari prinse într-o masă de cristale mărunte de plagioclaz şi zoizit.

Institutul Geologic al României

Componenţa mineralogică procentuală a amfibolitelor cu zoizit este cu aproximaţie următoarea: hornblendă 30%, plagioclaz 40%, zoizit 15%, clorit 10%, accesorii 5%.

În ivirile de pe dealul de la Obîrşia Vidrii procentul de hornblendă scade în favoarea zoizitului şi cloritului, iar în ivirile de pe pîrîul Lupoaiei şi în unele de pe valea Dobranilor procentul de plagioclaz scade în favoarea zoizitului.

În două puncte de pe valea Dobranilor apar mici iviri de epigabbro de culoare verde închis, cu aspect masiv şi cu o granulozitate foarte mare, cristalele de amfibol ajungînd pînă la 1 cm.

Sub microscop se constată cristale mari de hornblendă cu conture idiomorfe şi hipidiomorfe care sînt prinse într-o masă de cristale mărunte de zoizit. Se mai păstrează conturele vechi ale unor cristale mari, amfibolizate.

c) *Seria de Muncel* se aşază deasupra seriei de Biharia ocupînd o poziţie stratigrafică superioară.

Această serie ocupă jumătatea de sud a regiunii studiate şi se întinde în mod continuu de la nord de creasta Obîrşia Vidrii—Dealul Lupoaiei—vîrful Certezul spre sud pînă dincolo de cursul superior al văii Molivilor unde dispare sub calcarele cristaline. La est se întinde pînă la izvoarele Crişului Alb şi dealul Crişului, iar la vest pînă în dealul Prislop şi cătunul Furdeşti. Atît la est cît şi la vest această serie dispare sub formaţiunile sedimentare de vîrstă cretacică. Ea este străbătută de la nord la sud de valea Ribariului.

Seria de Muncel este alcătuită din filite cu o compoziţie variabilă cărora — în zona lor mai nordică — li se asociază intercalaţii puternice de porfiroide şi în mai mică măsură de epigranite.

Studiul microscopic arată pentru filite mici variaţii în compoziţie, unele avînd un facies mai cuarţos, iar altele un facies mai micaceu. Filitele, în general, sînt fin stratificate, foarte friabile, satinate, de culoare albă-argintie sau cenuşie.

În faciesul cuarţos apar şisturi sericito-cloritoase, şisturi cuarţitice cu sericit şi şisturi cuarţitice cu muscovit, iar în faciesul micaceu apar filite sericitoase şi filite clorito-sericitoase.

Aceste tipuri de roci nu au putut fi separate pe teren şi nici localizate.

La microscop, şisturile sericito-cloritoase arată o structură granolepidoblastică şi o textură şistoasă fin stratificată. Elementul foios constă din lamele fine de sericit şi clorit (0,02/0,1—0,06/0,2 mm) orientate, alcătuind pelicule subţiri între care sînt dispuse cristalele de cuarţ (0,04—0,1 mm) cu conture neregulate, îndinţate şi cu incluziuni fine, nedeterminabile.

Lamelele de clorit prezintă un pleocroism verde deschis, verde mai închis şi culorile de interferenţă anormale ale varietăţii penin. Conţin incluziuni de zircon ce dau naştere la aureole pleocroice. Unele lamele de sericit şi clorit au o poziţie înclinată faţă de direcţia de şistozitate. Cristalele de cuarţ nu prezintă extincţie ondulatorie.

Institutul Geologic al României

Pe lîngă componentele principale enumerate mai sus, mai apar următoarele minerale accesorii: turmalina (0,04—0,1 mm) cu conture idiomorfe și hipidiomorfe și cu pleocroism cenușiu închis după ng și brun palid după *np*, apatit (0,04—0,1 mm) cu conture neregulate rotunjite și cu incluziuni fine, zircon (0,02—0,04 mm), cu conture rotunjite și magnetit (0,02—0,06 mm) sub formă de cristale mici asociate cu aglomerări brune de limonit. Componența mineralogică procentuală a șisturilor sericito-cloritoase este cu aproximație următoarea: cuarț 50%, sericit-clorit 46%, accesorii 4%.

Studiul microscopic al șisturilor cuarțitice cu sericit și al șisturilor cuarțitice cu muscovit arată o structură lepidogranoblastică și o textură șistoasă.

Componența mineralogică precum și fiziografia mineralelor este asemănătoare cu aceea a șisturilor sericito-cloritoase descrise precedent.

Compoziția procentuală este cu aproximație următoarea: cuarț 50—60%, mică 30—50%, accesorii 3—5%.

Studiul microscopic al filitelor sericitoase și clorito-sericitoase, ce reprezintă faciesul micaceu al filitelor, arată o structură lepidoblastică și o textură șistoasă fin stratificată.

Elementul foios constă din lamele extrem de fine de sericit și de clorit (0,02/0,06—0,1/0,4 mm), ce formează o pîslă deasă în care majoritatea lamelelor sînt orientate paralel; multe dintre ele totuși sînt dispuse perpendicular pe direcția generală de șistozitate. Cloritul aparține varietății penin și prezintă un pleocroism verde și verde palid.

Filitele clorito-sericitoase se disting printr-o alternanță de pături mai bogate în clorit cu pături mai bogate în sericit.

Cristalele de cuarț (0,02—0,2 mm) prezintă două aspecte. Cele de dimensiuni mici (0,02—0,06 mm) sînt predominante și formează pelicule fine printre lamelele de sericit și clorit; cele mai mari (0,1—0,2 mm) sînt dispuse în cuiburi.

Dintre mineralele accesorii apar cristale sporadice de turmalină (0,02—0,06 mm) cu conture idiomorfe și cu pleocroism verde-măsliniu după *ng* și incolor după *np*, cristale de zircon, uneori o pulbere grafitică și cristale mărunte, cu conture neregulate, alungite de magnetit (0,02—0,1 mm) ce sînt asociate cu o pulbere brună limonitică.

În filitele clorito-sericitoase, pe lîngă elementele arătate mai sus, mai apar și elemente detritice, relicte din vechea rocă sedimentară, cu conture izometrice, nealungite. Aceste elemente sînt reprezentate de cuarț și feldspat. Fragmentele de cuarț (0,06—0,2 mm) sînt rotunjite și conțin incluziuni fine în zona centrală. Fragmentele de feldspat (0,06—0,2 mm) au conture neregulate, ușor rotunjite și sînt alterate. Feldspatul este albit și ortoză, cu predominanța albitului.

Componența mineralogică procentuală a filitelor sericitoase este cu aproximație următoarea: cuarț 50—60%, sericit 30—50%, accesorii 3—5%, iar aceea a fili-

Institutul Geologic al României

telor clorito-sericitoase este: sericit şi clorit 70%, cuarţ 17%, magnetit şi limonit 3%, elemente detritice 10% (4% cuarţ şi 6% feldspat).

După cum s-a menţionat mai sus complexului filitic i se asociază intercalaţii puternice de porfiroide şi epigranite.

Macroscopic epigranitele nu pot fi deosebite de porfiroide, motiv pentru care nu au putut fi localizate. Şi unele şi altele au o culoare albicioasă, sînt bine stratificate, uşor satinate şi conţin lentile de cuarţ şi feldspat, vizibile cu ochiul liber.

Porfiroidele constau dintr-o alternanţă de strate subţiri micacee şi strate de cristale de cuarţ.

Structura este blasto-porfirică iar textura şistoasă. Ele sînt formate dintr-o masă fin cristalizată, cu structura lepidogranoblastică alcătuită din cristale de cuarţ (0,01—0,2 mm) uşor alungite şi elemente micacee (0,01—0,2 mm) reprezentate prin sericit, biotit, muscovit şi uneori clorit, cu predominanţa sericitului.

Dintre accesorii se pot cita: apatit, sfen, zircon, magnetit.

În această masă fin cristalizată mai apar aglomerări lenticulare, orientate, de cristale de cuarţ (0,04—0,2 mm) cu conture neregulate, îndinţate, limpezi, ce s-au format probabil prin sdrobirea şi recristalizarea unor cristale relicte de cuarţ.

Componenţa procentuală a masei fin cristalizate cuarţo-sericitice este de cca 60% cuarţ şi 40% sericit.

Ceea ce caracterizează roca sînt elementele relicte prinse în această masă fină. Ele au formă lenticulară alungită şi sînt grupate în şiruri paralele, distanţate. Cele mai multe sînt de oligoclaz (0,2—0,6 mm) cu un conţinut de cca 16% An, maclate polisintetic. În măsură mai mică apar cristale relicte de cuarţ (0,4—1,0 mm) limpezi, cu conture neregulate, zdrobite.

Elementele relicte reprezintă cca 15% din întreaga rocă.

Seria de Muncel îşi datoreşte origina unor sedimente argiloase impure ce au fost slab metamorfozate (zona cu clorit) ajungîndu-se la şisturi sericito-cloritoase şi la filite clorito-sericitoase după cum sedimentele au fost, respectiv mai bogate sau mai sărace în cuarţ.

În aceste sedimente s-au intrus roci de compoziţie acidă care prin metamorfozare au dus la porfiroide şi epigranite.

Atît filitele cît şi porfiroidele şi epigranitele prezintă acelaşi grad de metamorfism.

d) *Calcarele cristaline* apar numai în partea de sud şi de sud-est a regiunii cercetate, ele avînd o mare extindere spre sud şi est şi ieşind astfel din perimetrul cercetat.

În partea de sud apare o zonă acoperită de calcare cristaline ce formează maluri abrupte pe versantul drept al văii Molivilor şi se continuă spre sud.

În partea de sud-est apare o altă zonă de calcare cristaline ce ajunge în partea ei nordică pînă la izvoarele Crişului Alb şi dealul Păroşiţa, iar spre vest pînă la Dîmbul Ciuţilor; spre est se continuă în afara perimetrului cercetat.

Institutul Geologic al României

În general sînt de culoare cenușie deschisă; în mai mică măsură prezintă culoarea albă. Studiul lor microscopic arată o structură granoblastică mozaicată și o textură compactă.

Ele sînt alcătuite exclusiv din cristale de calcit (0,2—1,0 mm), cu conture angulare, regulate și aproximativ izometrice, ce prezintă urme de clivaj și maclă.

Aceste calcare cristaline fac parte din banda de calcare marmoreene dirijată E—W și pe care R. DIMITRESCU o consideră ca făcînd parte din seria de Baia de Arieș, serie mesozonală reprezentată prin rocile «zonei cu granat». Această bandă de calcare se întinde spre est pînă la Gura Sohodolului.

Calcarele cristaline s-au format prin metamorfismul regional al unor calcare pure care a dus la recristalizarea calcitului sub formă de indivizi de talie mare.

e) *Seria șisturilor verzi* prezintă un grad de metamorfism foarte puțin accentuat iar caracterul detritic este încă evident. În regiunea cercetată, aria lor de răspîndire este redusă și ea se întinde în mod continuu în partea cea mai nordică a regiunii, imediat la vest de valea Arieșului Mic; spre nord iese din perimetrul cercetat.

Spre vest și sud ea dispare sub seria de Biharia, prin contact anormal.

În regiunea noastră, șisturile verzi se prezintă în două faciesuri: unul cuarțos și altul sericito-cloritos; ele sînt străbătute de intercalații de amfibolite destul de numeroase.

Studiul microscopic al șisturilor verzi arată o structură blasto-detritică și o textură paralelă. Roca este alcătuită dintr-o masă microcristalină de cuarț, lamele fine de clorit și puțin feldspat. Cristalele sînt foarte alungite, laminate, orientate, de dimensiuni sub 0,02 m. În această masă laminată apar cristale mai mari (0,06—0,2 mm) de cuarț cu caracter detritic cu conture zdrobite, alungite și cu extincție rulantă.

Pe lîngă cuarț mai apar și alte elemente cu caracter detritic: rare fragmente de cristale de plagioclaz maclate (0,1—0,2 mm), fragmente de lamele de biotit parțial cloritizate și cristale prismatice de zircon (0,04 mm).

Pentru șisturile verzi cuarțoase, componența procentuală este următoarea: cuarț + feldspat 50%, clorit 35%, cuarț detritic 10%, celelalte elemente detritice 5%.

În aflorimente, șisturile verzi arată o șistozitate pronunțată, o culoare verde închis cu o nuanță gri și un luciu mat.

Intercalațiile interstratificate de amfibolite prezintă un aspect masiv, o culoare verzuie și o granulozitate destul de evidentă uneori.

Sub microscop ele arată o structură granonematoblastică și sînt alcătuite în cea mai mare parte din cristale orientate de hornblendă (0,2—1,0 mm) cu pleocroism verde-albăstrui după *ng*, verde după *nm* și gălbui după *np* și cu conture prismatice. Cristalele de plagioclaz sînt de dimensiuni foarte mici (cca 0,02 mm), au conture neregulate, sînt nemaclate și în cea mai mare parte sericitizate. Ca accesorii apar

Institutul Geologic al României

cristale mici de zoizit şi magnetit. Componenţa procentuală aproximativă este următoarea: hornblendă 60—70%, plagioclaz 30—40%.

Foarte rar, asociate cu amfibolite, se constată prezenţa unor şisturi cloritoepidotice.

Asupra originii seriei şisturilor verzi este mai greu de făcut presupuneri, dată fiind componenţa lor şi prezenţa elementelor detritice (cuarţ şi plagioclaz). S-ar putea ca origina lor să fie datorită unor argile nisipoase cu intercalaţii grezoase.

Cercetătorii Cristalinului Munţilor Bihor presupun că această serie reprezintă un paleozoic slab metamorfozat.

B) **Formaţiunile sedimentare**. Aceste formaţiuni nu au constituit obiectul studiului nostru în această regiune şi le menţionăm numai în mod sumar.

În partea de est a regiunii, formaţiunile cristaline se învecinează cu formaţiunile sedimentare senoniene studiate de MARCEL LUPU şi care fac parte din bazinul cretacic al Vidrişoarei. De-a lungul întregii limite vestice, formaţiunile cristaline se învecinează cu formaţiuni senoniene, formaţiuni ce acoperă o mare parte din munţii Bihor de sud şi care au fost studiate de cercetătorii mai vechi ai acestui masiv.

Astfel, de-a lungul crestei Prislopului pînă la Obîrşia Vidrii spre nord, Senonianul este reprezentat de un conglomerat brecios cu elemente de cuarţ şi de roci metamorfice (porfiroide, filite, etc.), prinse într-un ciment argilos roşu. Acest conglomerat stă la baza Senonianului.

Mai spre sud, în dreptul satelor Furdeşti, Luncăneşti şi Bulzeştii de Sus, Senonianul este reprezentat de gresii calcaroase şi calcare cenuşii.

De asemeni spre sud, formaţiunile metamorfice din regiune se învecinează cu formaţiuni sedimentare senoniene. Aceste formaţiuni sînt reprezentate în cea mai nare parte de calcare cenuşii, străbătute de diaclaze de calcit. Chiar în vecinătatea limitei, la vest de dealul Părăşiţa, am găsit un punct fosilifer cu următoarele forme de rudişti, caracteristice pentru Senonianul mediu: *Vaccinites oppeli* DOUW., *Hippurites colliciatus* WOODW. şi *Vaccinites inaequicostatus* MÜNSTER.

Aceste forme au fost determinate de MARCEL LUPU.

Pe creasta dintre D. Părăşiţa şi Vf. Prisăcii apar conglomeratele roşii din baza Senonianului acoperind o zonă cu suprafaţă redusă.

C) **Formaţiunile eruptive banatitce**. Pe versantul estic al vîrfului Găina (La tîrg) se constată o ivire puternică de un microdiorit cuarţifer care spre vest trece la un diorit cuarţifer şi care străbate formaţiunile senoniene.

Studiul microscopic arată pentru microdiorit o structură microgrăunţoasă holocristalin-idiomorfă şi o textură masivă. În masa rocii apar foarte rare fenocristale de plagioclaz.

Institutul Geologic al României

Masa rocii este alcătuită în cea mai mare parte din cristale idiomorfe de andezin (38% An), maclate polisintetic, de dimensiuni foarte variabile (0,1—1,5 mm).

Mai apar cristale idiomorfe și hipidiomorfe de hipersten și diopsid (0,1—1,5 mm), lamele zdrențuite de biotit brun-verzui (0,1—0,2 mm) și cristale cubice de magnetit (0,02—0,1 mm).

Golurile dintre cristale sînt umplute cu cuarț. Compoziția procentuală aproximativă este următoarea: andezin 60%, piroxen 10%, biotit 10%, magnetit 5%, cuarț 15%.

Studiul microscopic al dioritului cuarțifer arată o structură grăunțoasă tipică și o textură masivă. Roca este alcătuită din cristale de hornblendă (0,4—2,0 mm) cu pleocroism brun-verzui după *ng*, brun închis după *nm* și brun deschis după *np*, cu conture idiomorfe și hipidiomorfe și cu unghiul de extincție de 20°.

Mai apar lamele de biotit de culoare brună (0,2—0,4 mm) parțial cloritizate, cristale de andezin (45% An) cu conture idiomorfe și hipidiomorfe parțial sericitizate (0,2—1,5 mm), cristale de cuarț ce umplu spațiile libere (0,1—0,4 mm) și accesorii: magnetit, zircon, apatit.

Compoziția procentuală este: hornblendă 50%, andezin 30%, biotit 5%, cuarț 10%, accesorii 5%.

Considerațiuni tectonice

Tectonica regiunii studiate pare a fi destul de simplă în comparație cu sectoarele înconjurătoare.

Direcția generală a stratelor, în cristalin, este în general NNW—SSE, iar căderile sînt în cea mai mare parte spre WSW, variind între 15° și 40°.

Valea Dobranilor și valea Vidrișoarei intersectează un anticlinal orientat NNW—SSE, situat în seria de Biharia; pe flancul său estic direcțiile sînt în general N—S, iar căderile estice variază între 30° și 80°.

Spre sud, același anticlinal se prelungește probabil prin Vf. Certezul pînă la W de D. Părosița.

În extremitatea sudică a regiunii, oscilațiile în direcția șisturilor sînt destul de mari.

Succesiunea geometrică a diferitelor complexe, care reiese din harta geologică, este următoarea: în bază șisturi verzi, apoi seria de Biharia, seria de Muncel, iar la partea superioară, calcarele cristaline.

Aceasta ne obligă să admitem existența unei dislocații tangențiale de oarecare amploare în partea de nord a regiunii, dislocație care împinge seria de Biharia peste seria șisturilor verzi, dinspre SW spre NE. Această linie tectonică, destul de impor-

Institutul Geologic al României

tantă, se prelungeşte spre nord-vest şi a fost menţionată de cercetătorii mai vechi şi mai noi ai munţilor Apuseni (P. ROZLOZSNIK, D. GIUŞCĂ, C. IONESCU).

Şisturile verzi, care formează unitatea inferioară, aparţin pînzei de Arieşeni (R. DIMITRESCU, M. BLEAHU).

În ceea ce priveşte unitatea şariată, concepţiile asupra ei au fost diferite.

P. ROZLOZSNIK, D. GIUŞCĂ, precum şi C. IONESCU în prima sa lucrare (1957) au considerat seria de Biharia ca aparţinînd pînzei de Biharia, iar seria de Muncel ca aparţinînd pînzei de Muncel şi au trasat astfel o a doua linie de încălecare între cele două serii cristaline; D. GIUŞCĂ arată însă că este tot atît de posibil ca ambele serii să aparţină aceleiaşi unităţi tectonice superioare.

R. DIMITRESCU precum şi C. IONESCU în a doua sa lucrare (1958) au susţinut această a doua ipoteză, arătînd că seriile cristaline de Biharia şi de Muncel se găsesc în relaţii de superpoziţie normală şi fac parte din pînza de Muncel.

După cum am arătat mai sus, noi înşine nu am găsit în regiunea Avram Iancu nici un motiv pentru a trasa un contact anormal între seria de Biharia şi cea de Muncel, astfel că rămînem la ideia unei succesiuni normale; un argument important în acest sens a fost situaţia găsită de C. IONESCU pe Rîul Mare unde epigranitele străbat atît şisturile cu porfiroblaste şi gnaisele albitice, cît şi filitele care le acoperă. De asemeni spre E, R. DIMITRESCU a găsit porfiroide care străbat şi seria şisturilor cloritoase cu albit.

În consecinţă considerăm că şisturile cristaline ale pînzei de Muncel încalecă ca un tot peste şisturile verzi ale pînzei de Arieşeni.

Vîrsta încălecării nu se poate preciza îndeajuns în regiunea noastră, însă din examenul regional rezultă că ea s-a produs cel puţin după sfîrşitul Permianului şi nu este exclus ca pînza de Muncel să reprezinte cea mai sudică unitate tectonică alpină.

În ceea ce priveşte calcarele cristaline, pare probabil că au făcut corp comun cu celelalte formaţiuni cristaline în timpul Mesozoicului; problema unei încălecări mai vechi care derivă din atribuirea lor la mesozonă iar a celorlalte şisturi cristaline de sub ele la epizonă, nu poate fi rezolvată în cadrul restrîns al regiunii noastre.

Senonianul este transgresiv şi discordant peste seriile de Biharia, de Muncel şi peste calcarele cristaline.

Regiunea mai prezintă o dislocaţie radială locală, de mai mică importanţă, cum este cea de pe valea Molivilor, care are direcţia N—S şi care aduce în contact anormal seria calcarelor cristaline cu seria de Muncel.

De-a lungul văii Arieşului Mic e de presupus o falie care ar explica prezenţa şisturilor verzi pe malul drept şi a şisturilor cloritoase cu porfiroblaste pe malul stîng, precum şi poziţiile lor.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Bleahu M., Dimitrescu R. Stratigrafia şi tectonica munţilor Apuseni. *Analele Romîno-Sovietice, secţia Geologie*, 2, Bucureşti 1957.
2. Dimitrescu R. Studiul geologic şi petrografic al regiunii dintre Gîrda şi Lupşa (munţii Apuseni). *An. Comit. Geol.* XXXI, Bucureşti 1958.
3. Giuşcă D. Fenomenele de metamorfism hidrotermal al rocelor paleozoice din munţii Bihor. *Bul. Lab. de Min. generală al Univ. Bucureşti*, II, Bucureşti 1937.
4. Ionescu C. Cercetări geologice şi petrografice în munţii Bihorului. *An. Comit. Geol.*, XXXII. Sub tipar.
5. Jelinek I. Rocele eruptive banatitice din munţii Bihor. *Bul. Lab. de mineralogie generală al Univ. Bucureşti*, II, Bucureşti 1937.
6. Lupu Denisa, Lupu M. Contribuţiuni la cunoaşterea Cretacicului superior din bazinele Vidra şi Sohodol—Cîmpeni. *D. S. Comit. Geol.* XLIII. Sub tipar.
7. Rozlozsnik P. Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bihargebirges zwischen Nagyhalmagy und Felsövidra. *Jahresb. der K. ung. geol. Anst. für* 1906, p. 78, Budapest 1907.
8. Rozlozsnik P. Geologie des Bihar- und Belergebirges. I. Teil: Kristallin und Paläozoikum. *Geologica Hungarica, ser. Geol.* 7, Budapest 1939.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА МЕЖДУ АВРАМ ЯНКУ, ВЫРФУЛ ГЭИНА И БУЛЗЕШТИЙ ДЕ СУС (ЮЖНЫЙ БИХОР)

АНЖЕЛА РАФАЛЕТ

(Краткое содержание)

Исследуемая область составляет часть южной зоны Мунцилор Бихор, где было установлено наличие двух кристаллических единиц, тектонически наложеннных одна на другую: 1. кристаллический массив Джилэу и 2. кристаллический массив Ариешулуй.

Исследуемая область составлена из: кристалложильных, осадочных и изверженных формаций.

Кристалложильные формации составляют часть, так называемого « кристаллического массива» Ариеш, будучи представлены следующими сериями: — свитой Бихария (хлоритовые сланцы с альбитовыми порфиробластами и гнейсами; — ортоамфиболитами (древние метаморфизованные интрузии свиты Бихария); свитой Мунчел (филлиты) с мощными пропластками порфиритоид и эпигранитов; кристаллических известняков и свитой зеленых сланцев.

Оне граничат в западной, восточной и южной частях с отложениями сенонского возраста (конгломераты, известняковые песчаники и пепельные известняки).

Institutul Geologic al României

Изверженные банатитовые формации. На восточном склоне Верш. Гэина установлен значительный выход на дневную поверхность кварценосного микродиорита, переходящий к западу в кварценосный диорит, который пересекает сенонские формации.

Главное простирание кристаллических сланцев в общем с ССЗ—ЮЮВ, а падения, в большинстве случаев, — к ЗЮЗ, вариируя между 15° и 40°. Кристаллические свиты Бихария и Мунчел находятся в соотношениях анормального налегания, составляя часть покрова Мунчел, который, в свою очередь надвинут над зелеными сланцами покрова Ариеш.

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DU CRISTALLIN ENTRE AVRAM IANCU, VÎRFUL GĂINA ET BULZEŞTII DE SUS (BIHOR SUD)

PAR

ANGELA RAFALET

(Résumé)

La région étudiée appartient à la zone sud des Monts Bihor, où l'on a établi deux unités cristallines superposées tectoniquement: le Cristallin de Gilău et le Cristallin de l'Arieş.

La région étudiée comporte des formations cristallophylliennes, des formations sédimentaires et des formations éruptives.

Les formations cristallophylliennes appartiennent au « Cristallin de l'Arieş » et sont représentées par les séries suivantes: la série de Biharia (schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite, gneiss albitiques); la série des orthoamphibolites (intrusions anciennes, métamorphisées dans la série de Biharia); la série de Muncel (phyllites) à intercalations puissantes de porphyroïdes et d'épigranites; la série des calcaires cristallins et la série des schistes verts.

Ces formations cristallophylliennes sont délimitées à l'est, à l'ouest et au sud par des sédiments sénoniens (conglomérats, grès calcaires et calcaires gris).

Sur le versant oriental de Vîrful Găina l'on constate une apparition importante de miocrodiorite quartzifère, laquelle vers l'ouest passe à une diorite quartzifère qui traverse les formations sénoniennes.

En général, les schistes cristallins sont orientés NNW—SSE, avec des pendages WSW, variant de 15° à 40°. Les séries cristallines de Biharia et de Muncel accusent une superposition normale et appartiennent à la nappe de Muncel laquelle à son tour chevauche les schistes verts de la nappe d'Arieşeni.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOLOGIE

NOTĂ ASUPRA UNOR ROCI ERUPTIVE DIN CRISTALINUL BÎCULUI (CODRULUI) [1]

DE

R. DIMITRESCU

În 1909, ROTH TELEGD (2) semnala în munţii Bîcului (Codrului) aflorimente de « granite cu biotit » pe văile Teiuşului şi Lupului, situate pe versantul nord-vestic al crestei principale.

În 1960 am identificat rocile eruptive semnalate de ROTH TELEGD. Este vorba de fapt de sienite şi de monzonite cu biotit, însoţite de roci metamorfozate la contactul acestora.

Cristalinul munţilor Bîcului aparţine seriei de Someş, separată de noi cu altă ocazie, care constituie fundamentul Transilvaniei de nord-vest, de la valea Crişului Repede pînă în partea sud-vestică a munţilor Rodnei. În munţii Bîcului se întîlnesc micaşisturi şi mai rar paragnaise biotitice, uneori cu granat, frecvent cloritoase, cu intercalaţii de roci cuarţitice şi amfibolice. Cartarea detaliată a întregului Cristalin a fost făcută în 1960 de GH. POPA. În aceste roci de tip mesozonal sînt intruse granitoidele menţionate mai sus, sub forma unui grup de corpuri şi filoane avînd în ansamblu o grosime de 400—500 m şi care se întinde pe 1—1,5 km între văile Lupului şi Teiuşului, depăşind-o spre NE pe aceasta din urmă. Regiunea fiind foarte acoperită, singurele aflorimente se întîlnesc pe valea Teiuşului, aproape de izvoare, fiind în mare parte create în mod artificial în vederea exploatării prin mici cariere a rocilor care constituie un bun material de construcţie.

Megascopic se observă corpuri de roci granitoide biotitice de culoare roşie sau albă-cenuşie care alternează cu corneene dure cu biotit şi, în două puncte, cu amfibolite biotitice avînd mici druse de clorit. Corneenele iau pe alocuri prin feldspatizare aspectul de gnaise, uneori lenticulare, fapt care, împreună cu alternanţa repetată cu filoanele eruptive şi cu prezenţa enclavelor în acestea, conferă complexului un caracter migmatitic. Este interesant faptul că în acelaşi complex apare şi

[1]) Comunicare în şedinţa din 17 martie 1961.

Institutul Geologic al României

o rocă acidă extrusivă, atinsă de metamorfismul regional; în nici un alt punct al munților Bîcului nu au mai fost întîlnite porfiroide (metariolite, metaandezite, etc.).

Sienitele au sub microscop structura hipidiomorf-granulară, textura fiind masivă. Principalul constituent mineralogic este microclinul micropertitic. Acesta apare în cristale larg dezvoltate pînă la 3—4 mm de cele mai multe ori allotriomorfe, cuprinzînd uneori incluziuni mărunte scurt prismatice de plagioclaz, de 0,2—0,5 mm.

Analize planimetrice

	nr. 59 b.	nr. 56 a	nr. 49 a	nr. 49 b.
Microclin-micropertit	63%	57%	43%	25%
Plagioclaz	27	37	40	63
Cuarț	5	4	4	5
Biotit	3	1	6	6
Titanit	1	1	6	1
Epidot	1	—	1	—
	100%	100%	100%	100%

La o parte din indivizi se observă o maclare fină în grătar; cristalele mai mari sînt de cele mai multe ori maclate și după legea Karlsbad. Albitul pertitic se prezintă sub două aspecte: atît ca șuvițe fine fusiforme, dispuse subparalel, cît și ca o rețea neregulată de filonașe și pete.

Alterarea microclin-micropertitului se reduce în general la o slabă sericitizare. Plagioclazul se prezintă în cristale mai mărunte și cu un grad mai mare de idiomorfism decît microclinul, fiind subordonat cantitativ față de acesta. Este de cele mai multe ori maclat polisintetic după legea albitului; conținutul său în anortit este de cca 10%. Alterarea sa este mai intensă decît a microclinului, și constă în apariția unor microlite de sericit și epidot.

Cuarțul nu apare în toate aceste roci decît interstițial, ca mici cristaline limpezi, uneori fracturate și cu o ușoară extincție onduloasă.

Singurul mineral micaceu este reprezentat prin biotit, în cristale care deși nu formează propriu-zis benzi mai melanocrate, sînt totuși mai frecvente în anumite porțiuni ale rocii.

Ca mineral accesoriu, o mențiune deosebită o merită titanitul care se prezintă în cristale idiomorfe atingînd 2 mm lungime. În secțiuni subțiri se mai observă prezența accidentală a muscovitului și turmalinei.

Institutul Geologic al României

O foarte mică cantitate de epidot ia naştere în mod secundar prin transformarea plagioclazului. Succesiunea de cristalizare a constituenţilor pare a fi următoarea: titanit, biotit, plagioclaz, cuarţ, microclin.

Monzonitele (mai rare) sînt perfect asemănătoare sienitelor din punct de vedere al compoziţiei mineralogice calitative, singura diferenţă constînd în proporţia relativă a plagioclazului faţă de microclin-micropertit, care este aci în favoarea celui dintîi.

Parageneza: microclin — albiclaz — biotit, uşor diferită de cea a sienitelor tipice (ortoză — andeclaz — hornblendă), ca şi unele urme de deformări mecanice ale rocilor, denotă intervenţia metamorfismului regional.

Metariolitul este caracterizat prin structura porfirică, cu pastă microcristalină panallotriomorfă. Ca fenocristale apar: microclinul, plagioclazul (albit), cuarţul şi biotitul; în compoziţia pastei, în cea mai mare parte cuarţo-feldspatică, intră şi biotitul şi epidotul. Metamorfismul a imprimat rocii textura şistoasă, marcată prin orientarea paralelă a foiţelor de biotit, pasta căpătînd o structură uşor granoblastică; de asemenea cuarţul a fost pe alocuri granulat, căpătînd şi extincţie rulantă.

Transformarea sanidinului în microclin s-a produs tot ca urmare a metamorfismului regional.

Corneenele cu structura granoblastică-homeoblastică sînt formate din plagioclaz (albit), cuarţ şi muscovit; biotitul, titanitul şi minereul apar în cantităţi cu totul subordonate. Local încep a se dezvolta feldspaţi lenticulari (plagioclaz şi microclin); concomitent creşte cantitatea de biotit şi de titanit în rocă, ajungîndu-se la adevărate gnaise; în acestea pot apărea şi concreşteri de tip myrmekitic. Epidotul este frecvent prezent în aceste gnaise.

Amfibolitele, cu structura granonematoblastică, sînt formate, în afară de albit, hornblendă şi epidot, şi dintr-o cantitate însemnată de biotit măsliniu care prin orientarea sa neregulată tinde să dea rocii structura decusată, caracteristică corneenelor.

În concluzie, se constată prezenţa în Cristalinul extremităţii nord-vestice a Transilvaniei a unor sienite, roci destul de rare în ţara noastră. Este de subliniat coexistenţa rocilor intruzive cu roci efuzive, posibil comagmatice.

Existenţa lor poate explica apariţia într-un sector foarte apropiat al munţilor Bîcului (V. Dosului Mare, V. Dămăcuşului, V. Silei) a unor filoane de cuarţ mineralizate cu pirită şi aurifere; acestea ar putea reprezenta manifestări hidrotermale criptobatholitice legate de acelaşi izvor magmatic care stă şi la rădăcina ivirilor de sienite din valea Teiuşului.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Krăutner Th. Observations géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin du Bîcul, etc. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXIII. (1934—1935), Bucureşti, 1940.
2. Roth Telegd. Bericht über die geologische Reambulation im Szatmarer Bükkgebirge und in der Gegend von Szinérvaralja. *Jahresb. d. k. Ung. Geol. Anst. f.* 1909.

О НЕКОТОРЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА БЫК (КОДРУ)

Р. ДИМИТРЕСКУ

(Краткое содержание)

В 1960 году, по случаю исследования одной части области кристаллического массива Бык, автором были идентифицированы выходы на дневную поверхность сиенитов и монзонитов с биотитом, сопровождаемые метаморфизованными породами при контакте последних.

Кристаллический массив Бык составлен из слюдистых сланцев и немного реже из парагнейсов с двумя слюдами, иногда с гранатом, часто хлоритовые с пропластками кварцевых и амфиболитовых пород и с метариолитовыми линзами.

Вышеуказанные гранитоидные пласты интрузивно введены в эти породы мезозонального типа, под видом группы тел или жил, общей мощности в 400—500 м., распространяющихся на 1—1, 5, км, между долинами Лупулуй и Тэюшулуй. Сиенниты образованы из микропертитового микроклина, альбита, биотита, щелевого кварца и титанита. В монзонитах пропорция плагиоклаза более повышена. В ареале контакта этих пород выявлены: роговики с альбитом, кварцем и мусковитом, амфиболиты с биотитом.

SUR QUELQUES ROCHES ÉRUPTIVES DU CRISTALLIN DES MONTS BÎCULUI (CODRULUI)

PAR

R. DIMITRESCU

(Résumé)

Le Cristallin des monts Bîc est formé de micaschistes et moins de paragneiss à deux micas, parfois à grenat, fréquemment chloriteux, à intercalations de roches quartzitiques, amphiboliques et une lentille de métarhyolites. Les granitoïdes mentionnés ci-dessus font intrusion dans ces roches de mésozone, sous la forme d'un

Institutul Geologic al României

groupe de corps et de filons totalisant 400—500 m d'épaisseur et s'étendant sur 1—1,5 km entre Valea Lupului et Valea Teiuşului. Les syénites sont composées de microcline microperthitique, d'albite, de biotite, de quartz interstitiel et de titanite. Dans les monzonites la proportion de plagioclase est plus élevée. Dans l'auréole de contact de ces roches on rencontre des cornéennes à albite, quartz et muscovite, et des amphibolites à biotite.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOLOGIE

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA CUPRINSĂ ÎNTRE V. ŞUŞIŢA ŞI V. MOTRULUI (NORD-VESTUL DEPRESIUNII GETICE) [1]

DE

I. HUICĂ şi L. TURCULEŢ

Regiunea cercetată este delimitată de valea Şuşiţa la E începînd de la localitatea Curpenu şi pînă la cîţiva kilometri nord de Tg. Jiu. Limita vestică atinge V. Motrului la localitatea Apa Neagră, iar limita nordică urmăreşte rama depresiunii getice, trecînd pe la nord de localităţile: Costeni, Tismana, Topeşti, Runcu, Vălari, Curpenu. Spre sud cercetările noastre s-au extins pînă la şoseaua Tg. Jiu — Turnu Severin.

Geomorfologic regiunea aparţine Platformei Gornoviţa, depresiunii subcarpatice şi zonei colinare.

Tectonica regiunii a imprimat geomorfologiei şi mai ales reţelei hidrografice o notă cu totul aparte. Astfel Jiul are un curs NE—SW pe tot parcursul depresiunii subcarpatice de la Bumbeşti pînă la Ceauru, pentru ca de aici, printr-o arcuire aproape în loc, să se îndrepte spre SE. Arcuirea Jiului în dreptul localităţii Ceaurul este determinată tocmai de periclinul anticlinalului din sudul depresiunii intracolinare « Amaradia—Bălăceşti ».

Către zona de minimă diferenţă de pantă, între localităţile Ceaurul şi Roşia de Jiu, converg afluenţii cei mai importanţi de pe partea dreaptă a Jiului: Şuşiţa, Sohodolul, Jaleşul, Bîlta—Bistriţa, Tismana—Orlea.

Istoricul cercetărilor. Jaloanele principale ale studiului geologic asupra acestei regiuni au fost trasate de L. Mrazec (6), Gh. Murgoci (7), I. Ionescu-Argetoaia (1), I. P. Voiteşti (9); M. G. Filipescu (2).

Lucrarea monografică a lui I. Ionescu-Argetoaia asupra Pliocenului Olteniei este însoţită de o hartă geologică la scara 1 : 500.000 în care sînt reprezentate toate cele patru etaje ale Pliocenului. Ponţianul ocupă însă o suprafaţă mult mai întinsă decît în realitate, înglobînd adesea şi depozitele meoţiene şi sarmaţiene.

[1]) Comunicare în şedinţa din 14 aprilie 1961.

Institutul Geologic al României

O nouă etapă în dezvoltarea cercetărilor geologice este harta fostului județ Gorj a lui I. P. VOITEȘTI (9), pe care sînt figurate pentru prima dată, axele structurale importante, care se pierd imediat la W de Jiu.

În anul 1942, M. G. FILIPESCU (2) publică o nouă hartă geologică a regiunii subcarpatice din nord-vestul Olteniei la scara 1 : 300.000, în care sînt figurate pentru prima dată depozitele sarmațiene de la Gureni-Bîlta și este redată real extinderea în suprafață a Meoțianului situat pe dreapta Jiului, între Horezu Rugi și Tg. Jiu.

În anul 1951 M. POPESCU[1]) cercetează regiunea de la W de Jiu, pînă la Șușița Seacă, iar în 1956 PION PETRE (8), stabilește succesiunea stratigrafică a depozitelor pliocene dintre Topolnița și Coșuștea.

În ultimii ani echipe ale Comitetului Geologic, prin cercetări amănunțite, au descifrat geologia Olteniei de W, atît în vederea executării hărților geologice la scara 1 : 500.000 și 1 : 100.000, cît și pentru detectarea de substanțe minerale utile. Astfel, F. MARINESCU, J. MARINESCU, L. HINCULOV, Z. BĂNICĂ, A. BOLDUR, M. CEMORTAN, S. POPA, T. GHIU, V. RĂDULESCU[2]), aduc contribuțiuni de ordin paleontologic și stratigrafic pentru suprafața cuprinsă între T. Severin și Motru.

Stratigrafia regiunii

În cele ce urmează vom expune date privind stratigrafia regiunii, insistînd asupra elementelor noi obținute în urma cercetărilor noastre. Astfel rama depresiunii getice este constituită din roci cristaline, eruptive și sedimentare. Între localitățile Sadu și Porceni apare «granitul de Șușița», în care GH. MANOLESCU (4) a separat granite cu biotit și granite cu hornblendă. Se remarcă faptul că acest granit este puternic alterat, generînd grohotișuri pe suprafețe întinse. Între Porceni și Vălari, rama «depresiunii getice» este alcătuită din depozite titonic-neocomiene, reprezentate prin calcare masive, de culoare cenușie sau vineție, precum și din marno-argile șistoase de culoare negricioasă cu frecvente resturi de belemniți atribuite de V. MUTIHAC, Albianului.

Între Vălari și Suseni, aflorează Cristalinul getic, reprezentat prin micașisturi, gnaise micacee și amfibolite. Între Suseni și Runc, reapare granitul de Șușița, iar de aici spre vest, rama depresiunii getice este alcătuită, pînă la localitatea Costeni, din aceleași calcare masive și marno-argile șistoase cu belemniți. Între Costeni și Padeș apare granitul de Tismana, un granit porfiroid, cu fenocristale de feldspat, de culoare cenușie-albicioasă.

Între Negoești și Glogova, rama depresiunii getice este constituită din micașisturi, gnaise și amfibolite care aparțin Cristalinului getic din «Platoul Mehedinți».

[1]) M. POPESCU. Raport geologic asupra regiunii Tg. Jiu—Săcel—Ciocadia, Rap. Geol. 74. București 1951.

[2]) F. MARINESCU și echipa: Raport geologic asupra Neogenului și cărbunelui din regiunea Ilovăț—Comănești—Ciuperceni—Stroești. Raport Com. Geol. Buc. 1960.

Institutul Geologic al României

Formaţiunile care intră în alcătuirea depresiunii getice dintre Jiu şi Motru aparţin Tortonianului, Sarmaţianului, Meoţianului, Ponţianului, Dacianului şi Cuaternarului.

Tortonianul. Existenţa depozitelor tortoniene formînd petece izolate a fost semnalată încă de GH. MURGOCI (7) la Suseni şi Dobriţa şi de I. P. VOITEŞTI (9), la Schela şi Runc.

În urma cercetărilor noastre[1]) s-a pus în evidenţă o zonă de depozite tortoniene, formînd o bandă continuă între Valea Tînără (N de Bîltişoara) şi V. Bistriţa (în dreptul localităţii Gureni). Deoarece aceste depozite nu au mai fost menţionate pînă în prezent, considerăm necesară o descriere amănunţită a lor. Astfel, profilul cel mai bine deschis situat în lungul pîrîului Dosul Văii cu Apă, (în nordul localităţii Valea Mare) arată următoarea succesiune stratigrafică: fundamentul este alcătuit din şisturi negre-verzui, puţin micacee, fine, cu diaclaze umplute cu calcit, peste care se aşază, transgresiv şi discordant, o brecie cu elemente aşchioase, alcătuite din şisturi negre sau verzi, cuarţite albe şi negre, care totalizează 12 m grosime. Peste acestea stau marne vinete nisipoase (3 m grosime) în care s-a constatat existenţa unei lentile de lignit de 0,30 m grosime şi 20 m lungime. Urmează marne nisipoase vineţii-cenuşii, cu impresiuni cărbunoase, în care se întîlnesc fragmente de fosile rău conservate (26 m grosime) şi care la partea superioară suportă 2 m de nisipuri gălbui, grosiere şi marne cenuşii-gălbui cu structură încrucişată. Deasupra nisipurilor şi marnelor succesiunea continuă prin conglomerate slab cimentate, din elemente rulate, cu diametrul pînă la 0,75 m (26 m grosime), formate din granite, granodiorite, cuarţite, micaşisturi, calcare cenuşii, marno-argile cenuşii-verzui prinse într-un ciment nisipos, de culoare gălbuie. La partea superioară a conglomeratelor s-au putut observa lentile de marne nisipoase gălbui, cu grosimi pînă la 3 metri. Peste conglomerate stau nisipuri marnoase, gălbui (11,5 m grosime) care prin îndinţări faciale trec la marne nisipoase cenuşii-gălbui. Către partea superioară se observă o lentilă de lignit de 10 cm grosime şi 10 m lungime. Urmează un calcar organogen alburiu-gălbui, compact, gros de 3,5 m, de unde s-au determinat:

Conus aff. *ponderosus* BRCCC.
Conus aff. *dujardini* DESH.
Clamys multistriate POLI
Cassis aff. *cypraeiformis* BORS.
Loripes (Loripes) aff. *dujardini* DESH.
Lima (Lima) Lima LINNAEUS
Tapes sp.

[1]) MUTIHAC V. şi HUICĂ I. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Runcu—Gorj. Rap. Com. Geol. Buc. 1958.

Institutul Geologic al României

Formele fosile sînt puternic diagenizate, fiind greu detaşabile din rocă. În calcar se găsesc cuiburi de nisipuri de culoare cenuşie-gălbuie, oolitice, adesea slab cimentate. Deasupra calcarelor organogene se găseşte un strat de tuf bentonitizat, de culoare albă-gălbuie, de 0,4 m grosime. Urmează (20 m grosime) nisipuri marnoase şi marne nisipoase gălbui, cu lentile metrice de marno-calcare cenuşii, în spărtură proaspătă şi gălbui, alterate. Succesiunea continuă prin conglomerate poligene, puternic cimentate cu ciment calcaros gălbui (6 m grosime), cu care credem că începe Sarmaţianul inferior. Peste conglomerate stau pietrişuri, nisipuri şi marno-argile cu stratificaţie încrucişată, în care se găsesc forme fosile sarmatice.

Conglomeratele de sub calcarele organogene, se desvoltă puternic spre E, atingînd maximum de grosime (100 m) la nord de Bîlta. Pe baza faunei întîlnite în calcarele organogene am atribuit întregii succesiuni dezcrise vîrsta tortonian-superioară.

Sarmaţianul. Sarmaţianul este reprezentat în regiune prin conglomerate şi pietrişuri, nisipurî şi marno-argile. Depozitele sarmaţiene au fost separate de noi în două complexe: inferior, conglomeratic-nisipos şi superior, nisipos-argilos.

a) Elementele conglomeratelor şi pietrişurilor complexului inferior sînt heterogene şi s-au format pe seama aceloraşi roci ale uscatului nordic, ca şi conglomeratele şi pietrişurile tortoniene. Aceste elemente ating pînă la 0,40 m diametru şi sînt prinse într-un liant calcaros sau argilos. Conglomeratele şi pietrişurile trec lateral la nisipuri cenuşii, gălbui, în care se găsesc uneori cimentări lenticulare de 20—30 cm grosime, precum şi lentile de lignit xiloid în grosimi pînă la 20 cm. În complexul inferior de la Dobriţa şi Pîrvuleşti se găsesc calcare lumaşelice cu:

Pirenella picta stefănescui FONTANNES
Modiola sarmatica GATUEV
Ervilia dissita dissita EICHW.
Modiola incrassata D'ORB.
Mactra fabreana D'ORB.
Cerithium rubiginosum FICHT.

Fauna menţionată ne-a determinat să atribuim complexului inferior vîrsta volhinian-bessarabiană.

La vest de Motru F. MARINESCU (5) a putut separa pe baza unei bogate faune toate cele trei subetaje ale Sarmaţianului. Între Motru şi Jiu, în imediata apropiere a ţărmului, formele fosile sînt puţine şi rău conservate, astfel că nu s-a putut separa Volhinianul de Bessarabian.

b) Complexul superior este constituit din nisipuri cu lentile de pietrişuri şi marno-argile cenuşii-gălbui, în care se găsesc resturi de plante incarbonizate. În nisipurile complexului superior se găsesc:

Institutul Geologic al României

Mactra caspia EICHW.
Mactra tapezoides SINZOV
Cerithium rubiginosum EICHW.

pe baza cărora atribuim complexului superior vîrsta kersoniană.

Meoţianul. La est de V. Bistriţei Meoţianul se dispune concordant peste Sarmaţian. La partea superioară a Sarmaţianului s-a constatat prezenţa unui amestec de faună de regim salmastru cu mactre mici, cu faună de regim îndulcit, cu *Teodoxus*, *Unio*, situaţie care conduce la ideia inexistenţei unui prag bionomic între Sarmaţian şi Meoţian pe plan local.

Faciesurile Meoţianului sînt nisipoase-argiloase. În bază se întîlnesc nisipuri marnoase şi marno-argile nisipoase cu intercalaţii de nisipuri fosilifere. Urmează marno-argile cenuşii-gălbui, compacte, cu spărtură paralelipipedică, care conţin numeroase concreţiuni calcaroase, alb-gălbui, de dimensiuni mici. Pe V. Greasova, la sud de Dobriţa, la partea superioară a Meoţianului, marno-argilele conţin filme calcaroase, albicioase-gălbui care imprimă marno-argilelor un aspect foios, disodiliform. Depozitele Meoţianului conţin numeroase forme de:

Dossinia maeotica ANDR.
Theodoxus (CALVERTIA) *ştefănescui* (FONTANNES)
Hydrobia kelterbornii WENZ
Hydrobia vitrella ŞTEFĂNESCU
Dreissena polymorpha (PALLAS)
Labrax lupus LINNÉ
Ostracode
Solzi de peşti

Ponţianul. Ponţianul este reprezentat prin marno-argile nisipoase şi ocupă o însemnată parte din suprafaţa cercetată.

Pe criterii litologice şi faunistice s-au identificat în Ponţian trei orizonturi care apar separate pentru prima dată pe harta geologică anexată.

a) Astfel, orizontul inferior este alcătuit din marno-argile nisipoase, cenuşii-albăstrui, care conţin numeroase forme de moluşte printre care menţionăm:

Paradacna abichi HOERNES
Didacna subcarinata subcarinata DESH.
Valenciennius annulatus ROUSSEAU
Limnocardium subsquamulosum ANDRUSOV

Din marno-argilele nisipoase de la nord-vest de satul Ungureni, M. TOCORJESCU determină următoarea microfaună caracteristică Ponţianului inferior: *Xestoleberis* sp., *Ostracoda* 13, 37, 37 b, 40, *Paracipria reducta* ZAL., *Cythere* 2, *Pontocypris balcanica* MENES.

Institutul Geologic al României

b) Orizontul mediu, constituit din marno-argile cenușii-vineții, compacte, conține următoarea faună:

Congeria rhomboidea HOERNES
Congeria rumana ȘTEFĂNESCU
Valenciennius annulatus ROUSSEAU
Dreissena rimestiensis (FONTANNES)
Pontalmira constantinae SABBA
Didacna subcarinata subcarinata DESH.

c) Orizontul superior este alcătuit din marno-argile cenușii-verzui și nisipuri gălbui-roșcate. Uneori în nisipuri apar concrețiuni limonitice, care formează adevărate cruste sub solul vegetal. Din orizontul superior s-au determinat formele :

Dreissena rostriformis DESH.
Viviparus neumayeri BRUSINA
Viviparus achatinoides DESH.
Phyllicardium planum planum (DESH.)
Phyllicardium planum rumanum WENZ
Melanopsis (Melanopsis) decollata STOLICZNA
Dreissenomya aperta DESH.
Prosodacna munieri SABBA

În toate cele trei orizonturi ale Ponțianului, la diferite nivele se găsesc încastrate în marno-argile lentile de pietrișuri și conglomerate formate din elemente bine rulate cu diametrul pînă la 2 cm.

Dacianul. Depozitele daciene apar pe o suprafață restrînsă în sud-vestul regiunii pe pîraiele Vîrtopul, Boboești și Șasa, afluenți ai văii Tismana. Stabilirea vîrstei. acestor depozite s-a precizat pe baza asemănării litologice cu depozite învecinate.

Dacianul este reprezentat la partea inferioară printr-o alternanță de nisipuri și pietrișuri rulate care suportă argile cenușii-verzui cu intercalații lenticulare de pietrișuri albicioase și nisipuri grosiere cu stratificație încrucișată.

Cuaternarul. Cuaternarul este reprezentat prin depozite pleistocene și holocene.

P l e i s t o c e n u l. Între Costeni și Padeș pe culmea despărțitoare dintre valea Motrului și valea Orlea, se găsesc pietrișuri și nisipuri formate din elemente rulate de cuarț, șisturi cristaline, calcare, etc., care le-am atribuit Pleistocenului, reprezentînd terasa cea mai veche din regiune.

H o l o c e n u l. Este reprezentat prin terase, depozite deluviale, aluviuni, conuri de dejecție, pornituri.

Terasele cele mai vechi se urmăresc cu ușurință în regiune datorită netei distincții morfologice față de depozitele mai vechi și mai noi.

Institutul Geologic al României

Astfel, terasa superioară s-a conservat între valea Şuşiţei şi valea Dobriţei, între valea Jaleşului şi valea Bîltei şi între V. Sohodolului de Tismana şi V. Bistriţei. Elementele constituente ale terasei superioare au diamentrul sub 0,20 m şi prezintă un grad de rulare cu atît mai accentuat cu cît ne depărtăm de zona muntoasă.

O largă dezvoltare o are terasa inferioară alcătuită din elemente de pietrişuri rulate, mărunte, prinse într-o masă marnoasă, solificată.

Conurile de dejecţie se dezvoltă mai ales în zona de răspîndire a conglomeratelor şi pietrişurilor tortoniene de la nord de Bîlta, precum şi în arealul nisipurilor şi pietrişurilor de la Schela Sînbotin.

Porniturile afectează local marno-argilele meoţiene şi ponţiene de la sud de Dobriţa, de la Suseni — Curpenu, precum şi de la nord de Porceni.

Pe lîngă depozitele holocene menţionate semnalăm prezenţa la vest de Runc a unor soluri roşcate, lateritice, formate prin spălarea şi depozitarea la baza pantei a produselor de alterare lateritică a calcarelor masive din nordul regiunii.

Tectonica

Din punct de vedere tectonic, regiunea dintre Jiu şi Motru constituie un monoclin cu căderi spre S sau SW, cuprinse între 2° şi 30°. Căderile cele mai mari se înregistrează către rama bazinului pentru ca spre sud să se înregistreze valori din ce în ce mai mici, stratele ajungînd chiar quasiorizontale. Excepţie de la acest monoclin face terminaţia periclinală a anticlinalului Săcel—Tg. Jiu, dovedit ca atare la 2 km SW de localitatea Polata, unde se afundă brusc.

Din suprapunerea datelor geologice peste profilele seismice, s-a ajuns la concluzia că anticlinalul Săcel—Tg. Jiu este superficial în regiunea cercetată.

Profilele seismice executate pe V. Şuşiţei la E de Vărsături şi la W de Tămăşeşti, au pus în evidenţă existenţa unui sinclinal şi a unui anticlinal. Sinclinalul este situat la circa 1 km N de Tg. Jiu, iar anticlinalul la 2,5 km S de Tămăşeşti. Tot prin aceleaşi profile seismice s-a pus în evidenţă prezenţa a două falii: una la N de Tg. Jiu care corespunde anticlinalului Săcel — Tg. Jiu şi alta la S de Tg. Jiu, care pare să fie continuarea unei falii de pe stînga Jiului.

Consideraţiuni paleogeografice

După punerea în loc a pînzei getice, în cutările cretacice, regiunea de la sudul munţilor Vulcan a revenit sub apă odată cu începutul miocenului.

Mozaicul geologic al munţilor Vulcan care a format, începînd din Paleozoicul superior un nucleu de uscat mărit treptat prin alipirea a noi zone, este bine oglindit în depozitele sedimentare ale depresiunii getice din zona cercetată.

Astfel, calcarele titonic-neocomiene şi marno-argilele şistoase cu belemniţi, albiene, sînt prezente în Tortonian, Sarmaţian, Meoţian şi Ponţian, prin elemente

Institutul Geologic al României

rotunjite, care ajung pînă la 20 cm diametru. Prezența acestor elemente a fost dovedită mai ales pe aliniamente perpendiculare pe zonele de dezvoltare a calcarelor și marno-argilelor. Aceeași observație este valabilă și pentru elementele de roci eruptive și cristaline remaniate în sedimentarul neogen, arealul de răspîndire al acestora fiind direct proporțional cu arealul rocilor primare.

Luînd în considerație caracterul litologic variat, precum și structura încrucișată a depozitelor Tortonianului superior, ajungem la concluzia că acestea s-au depus în imediata apropiere a țărmului ca un rezultat al unei velocități sporite a torenților care drenau uscatul nordic.

Făcînd o analogie cu faciesurile sub care se dezvoltă Tortonianul superior din Subcarpații Munteniei, conchidem că formațiunile Tortonianului superior de la Valea Mare—Bîlta, reprezintă echivalentul orizontului cu macrofaună de la Melicești—Ogretin—Mierla și de la Crivineni—Pătîrlage—Orjani (3) sedimentate în subzona litorală a unui facies neritic.

Caracterul transgresiv al depozitelor tortoniene este bine pus în evidență atît prin numeroasele petece scăpate eroziunii, cît și prin pietrișurile și conglomeratele puternic dezvoltate la baza depozitelor.

La W de valea Bistriței, depozitele sarmațiene depășesc pe cele tortoniene stînd transgresiv peste calcarele și marno-argilele mesozoice.

La W de valea Bistriței depozitele Meoțianului acoperă treptat întîi complexul nisipos-argilos al Sarmațianului, apoi complexul conglomeratic-nisipos al Sarmațianului, pentru ca să se așeze pe rocile ramei depresiunii getice.

Contactul depozitelor ponțiene cu cele meoțiene este normal în partea estică a regiunii cercetate, pe cînd spre W transgresiunea depozitelor ponțiene este evidentă prin depășirea treptată a Meoțianului, ajungînd să se așterne pe Cristalinul getic de la Negoești.

În lentilele de pietrișuri și conglomerate, încadrate la diferite nivele în marno-argilele Ponțianului, se găsesc dungi organogene direcționale, formate din resturi de moluște triturate. Este foarte probabil că aceste lentile să fie datorite unor curenți marini paraleli cu țărmul. Țărmul foarte sinuos cu promontorii care înaintau în marea mio-pliocenă și cu golful care pătrunde adînc în uscat, a imprimat depozitelor în formare, un aspect caracteristic prin mularea tuturor neregularităților riverane. Astfel, concludent din acest punct de vedere este golful Bîlta, care are o adîncime de peste 3 km, în care eroziunea a protejat pînă astăzi depozitele tortoniene.

Adăugînd la sinuozitatea țărmului și mișcările pe verticală ale uscatului nordic, care condiționau înaintarea sau retragerea apelor, ținînd seamă și de marea putere de eroziune a agenților exogeni care au îndepărtat o importantă parte din formațiunile depuse, avem în față imaginea actuală a depozitelor tortoniene, sarmațiene și pliocene dinspre rama nordică a depresiunii getice.

Institutul Geologic al României

În concluzie cercetările noastre asupra părţii de N a depresiunii getice dintre Motru şi Jiu, au adus următoarele date noi:

Descoperirea şi precizarea vîrstei pe bază de faună a depozitelor tortoniene de la valea Mare—Bîlta;

Separarea depozitelor sarmaţiene în două complexe şi dovedirea extinderii acestora la vest de valea Bistriţei;

Prezenţa depozitelor meoţiene la vest de valea Sohodolului pînă la Costeni—Isvarna;

Separarea cartografică a depozitelor Ponţianului în trei orizonturi distincte, atît pe criterii litologice, cît şi pe criterii biofaciale;

Separarea a trei nivele de terasă de vîrstă holocenă.

BIBLIOGRAFIE

1. Argetoaia I. Ionescu. Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII, Bucureşti 1918.
2. Filipescu M. G. Recherches géologiques sur le nord-ouest de l'Olténie. *Bul. Soc. Roum. Géol.* V, Bucureşti 1942.
3. Huică I. Notă asupra depozitelor tortoniene de la Pătîrlage—Orjani. *D. S. Comit. Geol.* XLVI (sub tipar).
4. Manolescu G. Studiu geologic şi petrografic al regiunii văii Jiului. Bucureşti 1927.
5. Marinescu Fl. Contribuţiuni la studiul Sarmaţianului dintre Dunăre şi valea Coşuştea (Oltenia de vest). *Com. Acad. R.P.R.*, II/10. Bucureşti 1959.
6. Mrazec L. Contributions à l'histoire de la vallée du Jiu. Bucureşti 1899.
7. Murgoci Gh. Terţiarul din Oltenia cu privire la sare, petrol şi ape minerale. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, Bucureşti 1907.
8. Pion Niţă P. Contribuţiuni la stratigrafia Pliocenului dintre văile Topolniţa şi Coşuştea. Ed. Acad. R.P.R., III, 3—4. Bucureşti 1958.
9. Popescu-Voiteşti I. Privire generală asupra structurii şi evoluţiei morfologice şi geologice a judeţului Gorj, Tg. Jiu 1905.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛАСТИ, РАСПОЛОЖЕННОЙ МЕЖДУ ДОЛ. ШУШИЦА И ДОЛ. МОТРУЛУЙ (НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ГЕТСКОЙ ВПАДИНЫ)

И. УЙКА, Л. ТУРКУЛЕЦ

(Краткое содержание).

Авторы описывают тортонские отложения Валя Маре — Былта, которые были упомянуты впервые.

Они представляют детализированный профиль долины Досул Вэий ку Апэ, выделив эти отложения, на палеонтологическом основании, верхнему

Institutul Geologic al României

тортонскому возрасту. В настоящей работе, авторы отмечают также, наличие пласта бентонизированного туфа, мощностью в 0,40 м.

Сарматские отложения были подразделены на два комплекса: нижний конгломерато-песчаный, выделенный волынско-бессарабским слоям и верхний песчано-глинистый, отнесенный к херсонским слоям.

Понтические отложения, обособлены, с картографической точки зрения, тремя горизонтами.

Авторами приводится, затем, параллелизм между фациями, под которыми развивается верхний тортон Валя Маре — Былта и отложениями Меличешти — Огретин — Миерла, а, также, Кривинени — Пэтырлаже — Оржань, с указанием, что эти отложения образовались в береговой субзоне неритовой фации.

В заключении дано указание на то обстоятельство, что геологические формации представляют трансгрессивный характер, проявляемый более подчеркнуто в более новых отложениях западной части исследуемой области.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION COMPRISE ENTRE VALEA ȘUȘIȚA ET VALEA MOTRULUI (NW DE LA DÉPRESSION (GÉTIQUE)

PAR
I. HUICĂ, L. TURCULEȚ

(Résumé)

Les auteurs font la description des dépôts tortoniens de Valea Mare — Bîlta qui y sont mentionnés pour la première fois. On présente le profil de détail de Valea Dosul Văii cu Apă, en déterminant — à l'aide des données paléontologiques — l'âge tortonien supérieur de ces dépôts. On mentionne également l'existence d'une couche de tuf bentonitisé ayant 0,40 m d'épaisseur.

Dans les dépôts du Sarmatien les auteurs ont distingué deux complexes: l'un inférieur comglomératique-sableux attribué au Wolhynien-Bessarabien et l'autre supérieur sableux-argileux appartenant au Kersonien.

Au point de vue cartographique le Pontien comprend trois horizons.

Les faciès du Tortonien supérieur de Valea Mare — Bîlta sont parallélisés avec les dépôts de Meliceşti—Ogretin—Mierla et de Crivineni—Pătîrlage—Orjani en montrant que ces dépôts se sont sédimentés dans la sous-zone littorale d'un faciès néritique.

Les auteurs signalent que les différentes formations géologiques accusent un caractère de transgressivité toujours plus accentuée dans les dépôts de plus en plus récents vers la partie occidentale de la région étudiée.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Sedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOLOGIE

CONTRIBUŢIUNI LA CUNOAŞTEREA RHETO-LIASICULUI DIN ÎMPREJURIMILE MEHADIEI [1]

DE

O. ILIESCU, A. SEMAKA

Regiunea care face obiectul observaţiunilor noastre se situiază în porţiunea sud-estică a Banatului, în împrejurimile Mehadiei, la aproximativ 5 km W de localitatea Băile Herculane.

Formaţiunile paleozoice şi mesozoice din această zonă se leagă structural de Sedimentarul paleo-mesozoic din cunoscuta unitate tectonică Prisacina — situată la rîndul ei peste şisturile cristaline aparţinînd Danubianului.

Studii anterioare au fost efectuate de HAUER K., SCHLOENBACH V., SCHAFARZIK FR., SCHRETER Z., care au adus contribuţii însemnate la descifrarea geologico-tectonică a regiunii.

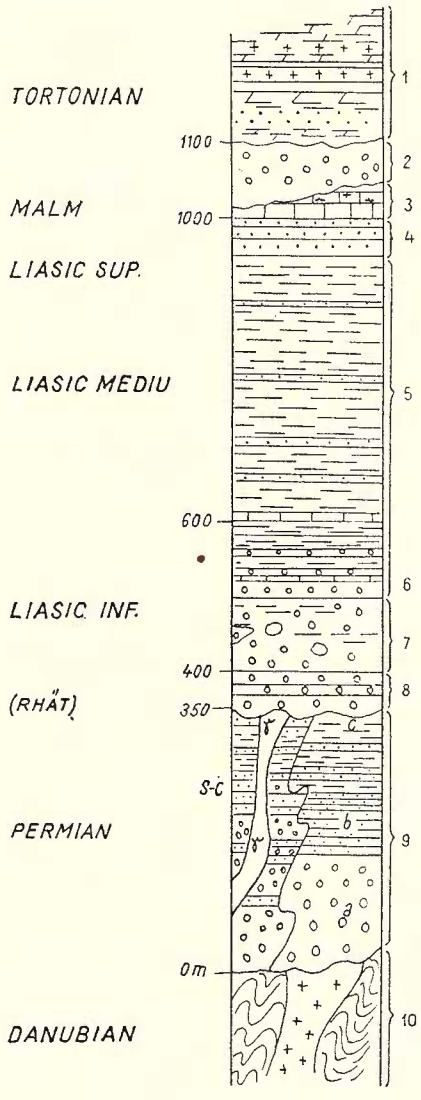
Principalele cercetări de detaliu au fost efectuate însă de AL. CODARCEA care stabileşte prezenţa formaţiunilor paleozoice-mesozoice, începînd cu Permo-Carboniferul şi terminînd cu formaţiunile de fliş ale Cretacicului, cunoscute sub denumirea de Flişul de Arjana. Totodată autorul menţionat precizează ansamblul general regional-tectonic. În 1957, C. GHEORGHIU şi GR. RĂILEANU arată că şisturile negre de pe V. Sfîrdinului aparţin Liasicului superior (Toarcian).

În cercetările efectuate de noi, am căutat să stabilim o orizontare litologică şi paleontologică cît mai detaliată a formaţiunilor liasice inferioare din împrejurimile Mehadiei, fapt extrem de important, avînd în vedere complicaţiile tectonice din regiune. La stabilirea orizontării depozitelor liasice (vezi figura) din zona Mehadia — Bela Reca ne-am bazat pe o serie de noi forme fosile întîlnite, precum şi pe resturi de plante fosile, citate pentru prima oară din această regiune. Mai mult, recent am găsit şi un amonit, care poate fi socotit un important reper stratigrafic.

[1] Comunicare în şedinţa din 28 aprilie 1961.

Institutul Geologic al României

Fundamentul regiunii este constituit din şisturi cristaline aparţinînd Autohtonului, reprezentate prin filite cenuşii-verzui sau cenuşii-negricioase, cloritoşisturi, micaşisturi cu biotit şi muscovit, gnaise, cuarţite şi amfibolite. Studiul petrografic



Coloană stratigrafică a depozitelor sedimentare din zona Mehadia.

1, orizontul productiv (marno-argile cenuşii cu intercalaţiuni de tufuri dacitice şi cărbuni); 2, conglomerate de Calva; 3, calcare cu silicifieri; 4, gresii cuarţitice albicioase; 5, şisturi argiloase-marnoase cu intercalaţiuni de gresii cenuşii curbicorticale şi marno-calcare negricioase, cu faună; 6, zona de tranziţie de la Liasic inferior la Liasic mediu; 7, conglomerate cuarţitice albicioase (conglomerate de Străjuţ) cu *Rhynchonella variabilis* şi *Spiriferina* sp.; 8, conglomerate cu *Terebratula pyriformis*; 9, faciesul de est, porfir cuarţifer, s-c, alternanţă de şisturi argilo-grezoase şi conglomerate de tip Verrucano; faciesul de vest: c, orizontul argilo-grezos; b, orizontul gresiilor roşii; a, conglomerate de Verrucano; 10, fundament: Cristalin danubian, granit de Sfîrdin.

amănunţit al acestor şisturi cristaline a fost efectuat de AL. CODARCEA (1940) care le-a atribuit zonei de Neamţu, unitate importantă pentru întreg Banatul de E.

Şisturile cristaline sînt străbătute de intruziuni de diverse tipuri, cunoscute fiind granitele de Cerna şi granitele de Sfîrdin.

Institutul Geologic al României

Peste şisturile cristaline se situează transgresiv depozitele permiene, dezvoltate în cunoscutul facies de Verrucano. La E de Mehadia pe V. Sfîrdinului şi vîrful Răchitobreg, depozitele permiene sînt alcătuite din conglomerate poligene, puternic cimentate şi din gresii roşii cuarţitice, în bancuri subdecimetrice. Elementele constitutive ale conglomeratelor ating dimensiuni pînă la 20—30 cm şi reprezintă, în majoritatea cazurilor, fragmente de şisturi cristaline (gnaise, cuarţite, amfibolite); mai rar se întîlnesc fragmente de roci eruptive, reprezentate prin granite.

Tot acest complex este străbătut de efuziuni de porfire cuarţifere, cenuşii-verzui sau roşietice uneori puternic alterate, ce formează adeseori imense grohotişuri de pantă.

Peste formaţiunile atribuite Permianului, sau direct peste şisturile cristaline, se situează un puternic pachet de depozite conglomeratice cu o grosime medie de 200—300 m, care a fost socotit ca aparţinînd Liasicului inferior. Din acest conglomerat nu au fost semnalate pînă în prezent nici un fel de resturi fosile, nici de la Mehadia, şi nici din restul regiunii. Acest pachet este constituit din conglomerate cenuşii sau cenuşii-albicioase dure, în bancuri de 0,30—0,80 m. Elementele componente provin mai ales din şisturi cristaline şi sînt în majoritatea cazurilor fragmente de dimensiuni reduse, pînă la 5—6 cm; granulele de cuarţ, în general rotunjite, sînt foarte numeroase.

Pe V. Sfîrdinului şi Vf. Răchitobreg, bancurile de conglomerate remaniază mult material provenit din depozitele permiene, în special gresii roşietice, căpătînd astfel la suprafaţă o colorauţiune corespunzătoare, fapt care a făcut ca în trecut să fie atribuite Permianului. Caracteristic pentru aceste conglomerate este faptul că în partea bazală a bancurilor, materialul este mult mai grosier, fragmentele remaniate, fiind mult mai mari. Către partea superioară a bancurilor de conglomerate, elementele de cuarţ scad şi ca număr şi ca mărime, trecînd la microconglomerate şi în cele din urmă la gresii cuarţitice grosiere.

Între bancurile de conglomerate se situiază intercalaţii argiloase-grezoase, negricioase, continui sau lentiliforme. Aceste intercalaţii nu depăşesc, în bază, 1—2 cm, iar către partea medie şi superioară a pachetului de conglomerate, ele ajung la grosimi de peste 10—15 cm. În aceste intercalaţiuni, a fost întîlnit pe Valea Mare un cuib cu floră fosilă, reprezentată prin numeroase forme, dar săracă totuşi ca număr de genuri şi specii, floră care aduce preciziuni în stabilirea vîrstei acestori formaţiuni.

Din cercetarea materialului colectat, au fost determinate următoarele forme:

Laccopteris angustiloba (Presl) Raciborski (reliquia villia)
Laccopteris sp. (fragm. minimus);
Folia fragm. *(Nilssonia — Pterophyllum ?!)*
Laccopteris angustiloba (P) R.
Folia zamitoides

Institutul Geologic al României

Laccopteris angustiloba (P.) R.
Folia fragm. (*Baiera ?! — Podozamites ?!*)
Laccopteris sp.
Taeniopteris sp.
Laccopteris angustiloba (P.) R.
Ginkgoites sp.
Stachyotaxus elegans NATHORST (fragm. apic.)
Marattiopsis hoerensis (SCHIMPER) THOMAS (cnm synangia)
Stachyotaxus sp. (reliquia paupera et minima)
Stachyotaxus elegans N. (fragm. apic., impressio neg).
Folia fragm. indet. *(Sagenopteroidea ?)*
Laccopteris angustiloba (P.) R.
Folia, fragm. disp. *(Ctenis — Ctenopteris ?)*
Baiera sp. (folia fragm., cordata)
Laccopteris angustiloba (P.) R.
Ligna
Folia fragm. *(Ginkgoites taeniata?)*
Laccopteris angustiloba (P.) R.
Laccopteris angustiloba (P.) R.
Laccopteris angustiloba (P.) R. (paupera reliquia)
Folia fragm. indet. *(Sagenopteroidea ?)*
Folia zamitoidea
Laccopteris angustiloba (P.) R. (fragm. *magnific.*)
Todites denticulata (BRONGNIART) KRASSER
Pterophyllum ?! (fragm. foliae);
Laccopteris sp. (fragm. pauper et minor)
Nilssonia sp. (fragm. 1/2 laminae)
Zamites sp. (fragm. fol. magna)
Laccopteris angustiloba (P.) R.
Laccopteris angustiloba (P.) R. (fragm. magnific).

Din lista enumerată, rezultă două fapte distincte, însemnate atît pentru rezolvarea problemei vîrstei depozitelor ce conţin flora menţionată, cît şi pentru cunoaşterea ecologiei lor.

Resturile a căror determinare specifică sau chiar generică nu a fost posibilă din cauza modului de conservare, sînt:

Laccopteris sp.
Nilssonia sp.
Pterophyllum ?!
Baiera ?!
Podozamites ?!

Institutul Geologic al României

Taeniopteris sp.
Ginkgoites sp.
Stachyotaxus sp.
Sagenopteris?
Ctenis — Ctenopteris?
Zamites sp.

Pe baza lor am fi tentaţi de a atribui depozitelor ce le conţin o vîrstă liasică l.s., eventual cu menţiunea «posibil liasic inferior ? !». La fel din punct de vedere al condiţiunilor de viaţă, ele nu dau prea multe informaţiuni. Singurele aprecieri în acest sens ar putea fi rezumate astfel: « climat de tip umed-temperat, cu mici şi puţine variaţiuni termice; umiditate relativ ridicată; asociaţie vegetală superioară». Eventual, dar cu multe rezerve, s-ar putea adăuga acestor consideraţiuni şi constatarea « zonă colinară(?) din vecinătatea unei coaste deschise».

În schimb, dacă trecem la analizarea formelor determinate precis şi anume:

Marattiopsis hoerensis (SCHIMPER) THOMAS,
Laccopteris angustiloba (PRESL) RACIBORSKI şi
Stachyotaxus elegans NATHORST

putem aduce o serie de precizări importante concluziunilor enunţate mai sus cu titlul de provizorat. În timp ce *Marattiopsis hoerensis* abundă în Rhetic, Rhetoliasic şi Liasic inferior, avînd o răspîndire mai mică în Liasicul mediu, *Laccopteris angustiloba* este o formă caracteristică Rheto-Liasicului (zona cu *Thaumatopteris)*; dacă asociem aici şi cele cîteva resturi de *Stachyotaxus elegans*, caracteristice pentru Rhetic str. s. (zona cu *Lepidopteris)*, putem conchide că depozitele cu floră de pe Valea Mare din bazinul Mehadiei, au o vîrstă rhetică pînă la rheto-liasică, incluzînd deci eventual primele orizonturi stratigrafice ale Liasicului inferior.

Predominanţa aproape absolută a speciei *Laccopteris angustiloba* ne îndreptăţeşte să denumim acest orizont: strate cu *angustiloba*, caracterizîndu-le ca unitate stratigrafică bine individualizată astfel:

« Stratele cu *angustiloba* (locus typicus: Valea Mare prope Mehadia) sînt constituite litologic din conglomerate cuarţitice, cenuşii-albicioase, dure, în bancuri de 20—80 cm, cu intercalaţii stratiforme continui sau lenticulare de marno-argile cenuşii cu gresii grosiere, fin satinate, în general cu feţe curbicorticale; conţinutul lor paleontologic constă dintr-o floră cu predominarea covîrşitoare a speciei *Laccopteris angustiloba* (PRESL) RACIBORSKI (ergo nomen); vîrsta lor este rhetică s.l.

Vîrsta rhetică pentru cel puţin porţiunea inferioară a acestui pachet de conglomerate mai este ilustrată şi din faptul că pe V. Sfîrdinului, în intercalaţiile grezoase din aceste conglomerate a fost întîlnit un exemplar de *Terebratula pyriformis* SUESS, formă citată în majoritatea cazurilor în Rhetic.

Institutul Geologic al României

Peste orizontul denumit «strate cu *angustiloba*», se situiază în continuitate de sedimentare un pachet predominant marno-argilos, de culoare cenuşie-negricioasă, cu o grosime de peste 400 m, cunoscut şi sub numele de «seria neagră a Liasicului» şi care reprezintă sigur Liasicul inferior. Fauna întîlnită — care va forma obiectul unei comunicări viitoare (*Platypleuroceras* cf. *brevispina* Sow., *Hornoerhynchia* cf. *capitulata* Tath., *Gryphaea cymbium* Lam., *Chlamys textorius* Schloth., *Mesotheutis rhenanus* Oppel., *Belemnites* aff. *compressa* Tath.) atestă vîrsta liasic inferioară a «seriei negre».

Din datele arătate mai înainte, se pot trage unele concluzii interesante. Astfel nu se poate trasa o limită clară şi deci nu se pot separa cartografic formaţiunile atribuite Rheticului de cele socotite liasic-inferioare. Continuitatea de sedimentare dintre ele este evidentă, prezentînd în afară de faciesuri asemănătoare şi treceri gradate de la un tip litologic la celălalt. Pe de altă parte este evidentă transgresiunea formaţiunilor mesozoice din regiunea Mehadia. Aceasta nu începe cu Liasicul inferior, aşa cum era considerat pînă acum, ci cu Rheticul.

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea Al. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinţi. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 1—74, Bucureşti 1940.
2. Gheorghiu C. şi Răileanu Gr. Prezenţa Toarcianului în V. Sfîrdinului la Mehadia—Banat. *An. Univ. C. I. Parhon*, 14, 205—211, Bucureşti 1957.
3. Hauer K. Kalksteine aus dem Banate. Eisenerze von Globureu an der Romänisch—Banater Militärgrenze. *Jb. k. geol. R. A.* VII, 154—156, Wien, 1856.
4. Schafarzik Fr. Das Gebirge zwischen Mehadia und Herkulesbad im Komitate Krasso-Szörény. *Földt. Közl.* XV, 512, Budapest 1885.
5. Schloembach V. Die Umgebung von Pettnik, Mehadika, Pattasch, und Prigor im Rumanisch Banater Grenzregiment. *Verh. k. k. geol. R. A.* f. 1869, Wien 1869.
6. Schretter Z. Bericht über die im Neogengebiet von Orşova und Mehadia—Kornya vorgenommenen geologischen Untersuchungen. *Jahrb. k. ung. geol. R. A.* 1908, 122—128, Budapest 1911.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЕМ РЭТА — ЛЕЙАСА ОКРЕСТНОСТЕЙ МЕХАДИИ

О. ИЛИЕСКУ, А. СЕМАКА

(Краткое содержание).

В окрестностях Мехадии — Банат (в 5 км. к западу от Бэиле Геркулане) был выявлен участок с ископаемыми остатками, что указывает на наличие, литологически обособленной, серии рэтского возраста.

Institutul Geologic al României

Над Дунайским кристаллическим массивом зоны Нямцу (пересеченным интрузиям гранитов Черна и Сфырдину), а также над пермскими отложениями (фация Веррукано с эфузиями кварценосных порфиров) трансгрессивно залегает конгломератовый пакет пластов (200—300 м.).

В Валя Маре, между конгломератами, были выявлены линзовидные песчанистые пропластки, черного цвета; в последних была обнаружена малая ископаемая флора (стр. 115 румынского текста), на основании которой авторы отнесли эти отложения рэтскому возрасту до рэто-лейасового возраста. Благодаря большому количеству разновидностей *Lacopteris angustiloba* (Presl) Raciborski, авторы назвали этот горизонт „пласты с *angustiloba*.»

Над этими пластами следует нижный лейас, богатый остатками фауны и фрагментами — *Todites denticulata.*

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DU RHÉTO-LIAS DANS LES ENVIRONS DE MEHADIA

PAR

O. ILIESCU, AL. SEMAKA

(Résumé)

Dans les environs de la localité de Mehadia (Banat, 5 km ouest de Băile Herculane) les auteurs ont découvert un nouveau point fossilifère qui date une série lithologique distincte d'âge rhétien.

Sur le Cristallin danubien de la zone de Neamţu (traversée par les intrusions des granites de Cerna et de Sfîrdinu) ainsi que sur le Permien (en faciès de « verrucano » à effusions de porphyres quartzifères) repose transgressivement un paquet conglomératique (200—300 m). Dans Valea Mare, les conglomérats sont intercalés de lentilles gréseuses, de couleur noire; elles contiennent une petite flore fossile (pag. 115 texte roumain) suivant laquelle les dépôts ont été considérés d'âge rhétien ou rhétoliasique. Vu l'abondance des formes de *Lacopteris angustiloba* (Presl) Raciborski les auteurs ont désigné ce niveau sous le nom de « couches à *angustiloba* ».

Ces couches sont surmontées par le Lias inférieur riche en restes de faune et de fragments de *Todites denticulata.*

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

INSTITUTUL GEOLOGIC BIBLIOTECA

GEOLOGIE

STRUCTURA GEOLOGICĂ A PĂRŢII DE NW A MUNŢILOR BUZĂULUI ŞI A PĂRŢII DE SW A MUNŢILOR VRANCEI[1])

DE
M. SĂNDULESCU, JANA SĂNDULESCU, M. KUSKO

Introducere. Cercetările noastre privind flişul cretacic şi paleogen din nord-estul munţilor Buzăului şi sud-vestul munţilor Vrancei s-au extins asupra celor două unităţi majore: zona marginală (autohtonul) şi pînza de Tarcău.

Regiunea cercetată cuprinde bazinele superioare ale Bîscei Mari şi Mici, a pîrîului Zăbala şi izvoarele Putnei. La est ne-am extins cercetările pînă în Sboina Frumoasă, iar la vest pînă la P. Bîsca Mare.

Dintre cercetătorii anteriori menţionăm pe I. DUMITRESCU (1941, 1944, 1949, 1950) a căror lucrări asupra zonei marginale şi pînzei de Tarcău au constituit baza de la care ne-am început cercetările. N. GRIGORAŞ (1943, 1950) cuprinde în teza sa o parte din regiunea lucrată de noi (bazinul pîrîului Zăbala). Cercetători mai tineri I. MARINESCU (1958), I. COMEAGĂ şi I. CRISTODULO (1958) şi S. PAULIUC (1957, 1958) au efectuat cartări sau prospecţiuni pe porţiuni mai mari sau mai mici în bazinele pîraielor Bîsca Mare, Bîsca Mică şi Zăbala.

În acelaşi timp cu noi ANDREI JUSTIN a întreprins cercetări gravimetrice mai ales asupra zonei marginale şi a părţii externe a pînzei de Tarcău.

I. Stratigrafia

Ne vom ocupa pe rînd de stratigrafia pînzei de Tarcău şi apoi de cea a zonei marginale.

A) **Pînza de Tarcău.** În cuprinsul pînzei de Tarcău am deosebit depozite cretacice inferioare, cretacice superioare, paleocen-eocene şi oligocene. Paleocen-Eocenul are două faciesuri în regiunea cercetată: faciesul gresiei de Tarcău şi faciesul intermediar intern. Oligocenul are trei faciesuri: faciesul gresiei de Fusaru, faciesul mixt şi faciesul bituminos.

[1]) Comunicare în şedinţa din 28 aprilie 1961.

Institutul Geologic al României

1. *Faciesul gresiei de Tarcău*

Faciesul gresiei de Tarcău ocupă o arie însemnată din zona cercetată de noi, situată la vest de falia Sboina Frumoasă—Bălescu. În această suprafață am întîlnit: șisturi negre (cretacic inferior), strate cu inocerami (Senonian-Danian) și Paleogen.

a) *Cretacicul inferior (șisturi negre).* Atribuim Cretacicului inferior un pachet de cca 60 m de șisturi argilitice negre, cu intercalații de gresii dure și gresii sticloase glauconitice, întîlnite pe P. Dobroslav. Aspectul petrografic ne face să le atribuim complexului șisturilor negre. Ele apar în axul unui anticlinal de sub stratele cu inocerami pe care le străpung diapir. Aceste șisturi negre au fost semnalate pentru prima oară de I. MARINESCU (1958) și S. PAULIUC (1959). Acești autori mai atribuie șisturilor negre și unele intercalații de argilite negricioase, din Murdanu, Arieșoaia și P. Zăbala pentru care avem dovezi că sînt de vîrstă cretacic-superioară.

b) *Cretacicul superior (stratele cu inocerami — Senonian-Danian).* Aparițiile de strate cu inocerami sînt legate de marginea pînzei de Tarcău și de principalele structuri anticlinale (P. Zăbala, P. Giurgiu vrîncean, P. Hîrboca, P. Bîsca Mică, P. Tămășoiu, Bîsca Mare, etc.). Caracterul discontinuu al profilelor și lipsa unor orizonturi-reper nu ne-au permis să facem o orizontare riguroasă a acestui complex, cum s-a reușit în alte regiuni (T. JOJA 1952). În schimb, urmărind repartiția pe verticală a diferitelor tipuri de roci am putut distinge două complexe litologice, a căror separare cartografică nu a fost totuși posibilă.

Complexul inferior este caracterizat prin prezența grezo-calcarelor, în bancuri de 10—30 cm, dure, diaclazate. Ele se asociază cu marno-calcare cu fucoide și gresii calcaroase curbicorticale. În acest complex am găsit inocerami indeterminabili pe P. Zăbala și P. Giurgiu. Grosimea lui depășește 250 m.

Complexul superior are la partea lui inferioară un pachet de marno-calcare cu rare fucoide mici, lipsit de gresii. Partea superioară este alcătuită dintr-o alternanță de gresii calcaroase uneori diaclazate, cu hieroglife mici, marne, marno-calcare și gresii calcaroase în plăci, cu muscovit și biotit. În complexul superior se intercalează gresii argiloase micafere asemănătoare gresiei de Tarcău și argilite negricioase sau măslinii. Gresiile asemănătoare gresiei de Tarcău sînt mai abundente în zonele interne și descresc ca număr de intercalații spre est.

Intercalațiile de argilite negre au fost confundate, cum am mai arătat, cu șisturile negre. Aceste argilite apar în complexul superior aproape în toată regiunea

Institutul Geologic al României

(P. Bălosu, P. Zăbala, P. Giurgiu, izvoarele Zăbalei, Arieşoaia, izvoarele Putnei etc.). Nu putem fi de acord cu I. MARINESCU (1958) şi S. PAULIUC (1959) din următoarele motive:

Roci asociate cu argilite negre conţin o microfaună cretacic-superioară (*Gümbelina globosa*, *Globorotalia* sp., *Globigerinella* sp., *Globigerina* sp. etc. [1]).

Intercalaţiile de argilite negre apar totdeauna în complexul superior pe flancurile anticlinalelor, fapt greu de explicat în ipoteza unor lame diapire de « şisturi negre », în care caz ar trebui să apară în ax (cum de fapt apar şisturile negre de pe P. Dobroslav).

În unele anticlinale apar pe ambele flancuri (P. Zăbala), aşa încît dacă le-am considera de vîrstă cretacic-inferioară ar trebui să admitem ferestre tectonice în chiar corpul pînzei de Tarcău.

În privinţa vîrstei stratelor cu inocerami, toţi cercetătorii flişului sînt de acord că ele reprezintă cel puţin Senonianul. I. BĂNCILĂ (1953) bazat pe cercetări micropaleontologice şi pe datele unor geologi polonezi (M. KOKOŞINSKA) admite şi prezenţa Turonianului în cadrul stratelor cu inocerami.

În regiunea cercetată de noi am găsit inocerami, nedeterminabili, pînă în partea terminală a acestui complex.

De pe P. Hîrboca, S. PAULIUC a determinat *Inoceramus salisburgengis*. În regiuni învecinate a fost determinat şi *Inoceramus balticus* (N. GRIGORAŞ—1950). Aceste fosile atestă vîrsta senoniană cel puţin a unei părţi a stratelor cu inocerami. Ţinînd seama că *I. salisburgengis* urcă pînă în Danian inclusiv, că *Gümbelina globosa* este răspîndită în Cretacicul superior, aici fiind asociată cu *Globorotalia* şi *Globigerinella* şi că noi am găsit inocerami pînă în partea terminală a stratelor cu inocerami (P. Bîsca Mică), considerăm că şi Danianul este cuprins în stratele cu inocerami.

Destul de dificilă rămîne totuşi problema limitei Cretacic-Paleogen. Se pune întrebarea: limita superioară a stratelor cu inocerami coincide cu limita Cretacic-Paleogen? Un fapt cîştigat este acela că inocerami se găsesc pînă sub limita superioară a stratelor menţionate. În orizontul bazal al Paleogen-Eocenului nu am găsit inocerami, dar nici numuliţi. Primul nivel cu numuliţi (Plaiul Frumoasele) se plasează la 100 m deasupra limitei superioare a stratelor cu inocerami. Nici analizele micropaleontologice nu au dat rezultate concludente. Conţinutul micropaleontologic al probelor colectate în orizontul bazal, din nivelul intermediar al gresiei de Tarcău inferioare şi din complexul argilos mediu, este alcătuit exclusiv din foraminifere aglutinante şi se grupează în două tipuri de asociaţii (după M. TOCORJESCU): o asociaţie micropaleontologică variată calitativ şi cantitativ şi o asociaţie mai săracă cu predominarea genului *Rhabdammina*. Repartiţia acestor

[1]) Determinările au fost verificate de M. TOCORJESCU.

Institutul Geologic al României

asociații pe orizonturi nu dă rezultat concludent, întrucît probe din același orizont se repartizează cînd la unul cînd la celălalt din cele două tipuri. S-ar părea totuși că prima asociație este mai bine reprezentată în probe din orizontul bazal, iar a doua în probe luate din complexul argilos mediu. Privit în ansamblu și comparat cu asociațiile citate în literatura poloneză, conținutul micropaleontologic al orizontului bazal, al nivelului intermediar și al complexului argilos mediu se plasează în Paleocen-Eocen inferior. Ținînd seama de afinitățile care există între conținutul micropaleontologic și litologia orizontului bazal și conținutul micropaleontologic și litologia nivelelor superioare de argile moi (nivel intermediar și complex argilos mediu) a căror vîrstă paleogenă este dovedită întrucît sub ele s-au găsit numuliți, considerăm că orizontul bazal reprezintă primul termen al Paleogenului.

Considerăm deci, cu oarecare rezerve, că limita Cretacic—Paleogen se situează la limita dintre stratele cu inocerami și orizontul bazal.

c) *Paleocen-Eocenul.* Am separat: un orizont bazal, un orizont mediu cu trei suborizonturi (gresia inferioară de Tarcău, complexul argilos mediu și gresia superioară de Tarcău) și un orizont superior. Aceste separații sînt făcute pentru prima oară în complexul gresiei de Tarcău.

Orizontul bazal. Sub această denumire am separat deasupra stratelor cu inocerami, un orizont de 60—80 m grosime, alcătuit din argile roșii și verzi și gresii glauconitice verzi. Gresiile glauconitice pot fi cuarțitice, argiloase, micafere, sau calcaroase fin granulare asemănătoare cu gresia de Kliwa. Acestora li se asociază sporadic gresii calcaroase. Uneori argilele roșii lipsesc (Plaiul Giurgiului, Capu Preluca, P. Argintăriei), dar aceasta este numai o variație cu totul locală de facies.

I. BĂNCILĂ a separat un orizont bazal al gresiei de Tarcău care însă nu se poate paraleliza cu orizontul separat de noi. După descrierea litologică, orizontul bazal în sensul lui I. BĂNCILĂ face parte din complexul superior al stratelor cu inocerami (în care am găsit inocerami). Noi paralelizăm orizontul bazal cu stratele tisaroide și stratele de Piatra Uscată din zona marginală și eventual cu stratele de Straja. Spunem eventual, pentru că două analize micropaleontologice din nivelul intermediar (una de pe P. Misina și alta de pe P. Hîrboca) au fost diagnosticate ca strate de Straja, așa încît paralelizarea cu acestea rămîne încă o problemă deschisă.

Orizontul mediu ocupă cea mai mare parte a pînzei de Tarcău imprimînd reliefului o notă caracteristică, cu creste mai rotunjite și foarte domoale.

Orizontul mediu este împărțit de complexul argilos mediu în două pachete predominant grezoase: gresia inferioară de Tarcău și gresia superioară de Tarcău. În gresia inferioară de Tarcău am mai separat un nivel intermediar cu argile roșii. Orizontul bazal, nivelul intermediar și complexul argilos sînt singurele intercalații

Institutul Geologic al României

argiloase din Paleocen-Eocen cu argile roşii, fapt care ne-a permis să le separăm ca nivele reper.

Menţionăm că în bazinul pîrîului Tarcău a mai fost separat în faciesul gresiei de Tarcău un nivel cu argile roşii (L. Ionesii 1956, P. Jeanrenaud 1956). S-ar părea că se poate face o paralelizare între complexul argilos mediu şi acest nivel. Ceea ce contravine acestei sincronizări este grosimea mare a gresiei superioare de Tarcău din P. Tarcău (1000 m) faţă de cea a celei din regiunea noastră (500—550 m).

Gresia de Tarcău inferioară (400—600 m). Gresia de Tarcău este, aşa cum se cunoaşte din literatură, o gresie masivă argiloasă, rareori calcaroasă, micaferă, cu elementele componente de origină carpatică. Caracterul de granoclasare este accentuat. Varietatea argiloasă este cea mai răspîndită. Cînd are cimentul calcaros gresia de Tarcău este dură şi prezintă o tentă de alteraţie cafenie-negricioasă. În suborizontul gresiei de Tarcău inferioare predomină varietatea argiloasă. Se mai întîlnesc şi microconglomerate sau conglomerate cu fragmente de cuarţ alb şi calcare. La diferite nivele se intercalează pachete, cu grosimi variabile, de argile asociate cu gresii calcaroase curbicorticale. Aceste intercalaţii pot să atingă 20 m grosime. Una din aceste intercalaţii situată aproximativ la mijlocul suborizontului are şi argile roşii. Această intercalaţie cu argile roşii, pe care o numim nivelul intermediar, nu are o răspîndire uniformă în toată regiunea, lipsind pe unele profile. În general în gresia de Tarcău inferioară intercalaţiile argiloase sînt în proporţie de 5—20%, mai frecvente în partea inferioară a suborizontului.

În zona cea mai externă a faciesului gresiei de Tarcău (pîrîul Negu şi pîrîul Negru) am găsit intercalat în gresia inferioară de Tarcău, sub nivelul intermediar, un conglomerat mărunt cu elemente verzi care în Plaiul Frumoasele, în aceiaşi poziţie stratigrafică, conţine numuliţi mici.

Complexul argilos mediu. Aceasta este cea mai importantă intercalaţie argilo-grezoasă din gresia de Tarcău. Prezentînd aceleaşi caractere litologice în toată regiunea, caracterizat prin intercalaţii de argile roşii şi avînd o grosime constantă (80—100 m), acest complex reprezintă un suborizont-reper ce ne-a permis descifrarea structurii pînzei de Tarcău.

Complexul argilos mediu este alcătuit dintr-o alternanţă de argile şi gresii calcaroase curbicorticale sau gresii fin granulare, muscovitice. Argilele roşii se intercalează la diverse nivele, dar mai ales în bază.

Pe faţa inferioară a gresiilor am găsit *Palaeodyction* (pîrîul Manişca).

Gresia de Tarcău superioară (500—550 m). La alcătuirea acestui suborizont iau parte aceleaşi roci ca şi a celui inferior. Deosebirea constă în faptul că intercalaţiile conglomeratice sînt mai frecvente, ajungînd la conglomerate cu elemente pînă la 30 cm diametru (M. Cilianoş, P. Fagul alb, P. Slobodul etc) de micaşisturi cu biotit şi muscovit, gnaise sau cuarţ alb. Aceste conglomerate reprezintă echivalentul sudic al conglomeratelor de Bako-Sînzieni. Conglomeratele apar

Institutul Geologic al României

ca intercalații mai des în treimea inferioară a suborizontului. Gresia de Tarcău calcaroasă, cu tentă de alterație cafenie-negricioasă este cantonată în partea inferioară și medie a suborizontului gresiei superioare de Tarcău și în ea am găsit numuliți, probabil de vîrstă eocen-superioară, pe P. Hăghimaș, versantul vestic al Mt. Manișca, P. Giurca. Partea superioară a gresiei superioare de Tarcău este mai bogată în intercalații argiloase în care se găsesc și strate subțiri de marno-calcar fin granular. Gresiile de Tarcău din această parte superioară sînt mai moi, iar în varietățile mai grosiere am găsit numuliți mari (P. Giurca). Pe gresiile calcaroase am găsit *Palaeodyction* (P. Bîsca Mare, P. Coriile mari).

Orizontul superior (stratele de Podu Secu). Acest orizont a fost paralelizat (I. BĂNCILĂ 1953) cu stratele de Plopu din zonele mai externe ale flișului Paleogen.

Alcătuirea litologică este caracterizată printr-o alternanță cu ritm constant de gresii calcaroase, curbicorticale sau în plăci, uneori diaclazate, și de argile verzi și cenușii. Argilele roșii lipsesc. Argilele sînt înlocuite uneori de marne.

Într-o interpretare preliminară admitem că orizontul bazal, gresia inferioară de Tarcău și complexul argilos mediu ar reprezenta Paleocenul și Eocenul inferior, eventual și Lutețianul inferior, iar gresia superioară de Tarcău și orizontul superior ar reprezenta Lutețianul superior și Priabonianul.

d) *Oligocenul.* În aria de răspîndire a gresiei de Tarcău, Oligocenul se dezvoltă în faciesul gresiei de Fusaru. În regiunea cercetată, Oligocenul este redus la suprafețe restînse fiind cantonat numai în sinclinale mai scufundate din SW. În Oligocenul în facies de Fusaru am separat două orizonturi:

Orizontul șistos. Sub această denumire am separat un pachet de strate cu o grosime de 150—200 m situat deasupra stratelor de Podul Secul, alcătuit din șisturi argiloase negre, asemănătoare cu șisturile disodilice și argile și marne verzi și cenușii. Sînt caracteristice intercalațiile de gresii marnoase sau slab calcaroase, cenușii, fine, compacte în strate avînd mai puțin de 10 cm grosime. Se mai intercalează sporadic și sub formă lenticulară: menilite (afluent P. Dîrnăul Mic, P. Bîsca Mare) sau marno-calcare albe (P. Giurca), care amintesc faciesurile mai externe ale Oligocenului. La limita dintre stratele de Podu Secu și orizontul bazal am întîlnit pe cîteva profile (P. Giurca, P. Bîsca Mare la Comandău, afluent P. Pitacul) o gresie microconglomeratică ce ar putea reprezenta așa numitul « orizont bazal al gresiei de Fusaru» (I. BĂNCILĂ 1953).

Din orizontul șistos de pe P. Bîsca Mare (la Comandău) au fost recoltate numeroase schelete de pești.

Orizontul gresiei de Fusaru. Este ultimul termen al Paleogenului din pînza de Tarcău, din regiunea cercetată de noi. Gresia de Fusaru este o gresie argiloasă,

Institutul Geologic al României

micaferă, asemănătoare cu gresia de Tarcău, de care se deosebeşte prin faptul că e mai moale şi cenuşie gălbuie, prin poziţia ei stratigrafică şi prin caracterul intercalaţiilor. Între bancurile masive de gresie de Fusaru se intercalează pachete subţiri sau de aceeaşi grosime de marne şi argile sfărîmicioase, verzui sau cenuşii cu care se asociază gresii marnoase sau calcaroase, fine, compacte, foarte caracteristice, precum şi gresii fin granulare cu aspect curbicortical.

Avînd în vedere faptul că eroziunea a îndepărtat partea superioară a orizontului gresiei de Fusaru nu-i putem cunoaşte grosimea totală (care depăşeşte în orice caz 300 m) şi nici raporturile cu formaţiuni mai mici.

2. *Faciesul intermediar intern.*

Folosim acest termen pentru a desemna un facies al orizontului mediu al Paleocen-Eocenului care face trecerea între gresia de Tarcău şi faciesurile calcaroase de la marginea pînzei de Tarcău. În acest facies proporţia de argile şi gresii calcaroase (în alternanţe) este 30—35% faţă de gresia de Tarcău. Aria de răspîndire a acestui facies cuprinde sinclinoriul Sboina Frumoasă—Muşa mică (Muşica) şi solzii de la est de acesta, pînă la Căldări. Menţionăm că la exteriorul acestuia urmează faciesul de Colţi şi faciesul calcaros (C. GEORGESCU).

În aria ocupată de faciesul intermediar intern am separat: Cretacicul superior (stratele cu inocerami), Paleocen-Eocenul şi Oligocenul cu două faciesuri: faciesul mixt şi faciesul bituminos.

a) *Cretacicul superior.* Nu se constată deosebiri mari faţă de stratele cu inocerami de la interior. Proporţia de marne şi marno-calcare creşte şi intercalaţiile de gresii asemănătoare gresiei de Tarcău sînt foarte reduse.

b) *Paleocen-Eocenul.* Şi în acest facies au fost separate cele trei orizonturi:

Orizontul bazal (60—80 m) este identic cu cel din faciesul gresiei de Tarcău cu singura deosebire că gresiile cuarţitice sticloase sînt varietatea cea mai răspîndită a gresiilor glauconitice verzi.

Orizontul mediu (650—700 m). Intercalaţiile argilo-grezoase sînt răspîndite în mod mai uniform pe toată grosimea acestui orizont aşa încît nu am mai putut separa complexul argilos mediu. Intercalaţiile de argile roşii sînt reduse ca număr şi le-am întîlnit numai în bazinul pîrîului Mişina, putînd separa acolo un nivel intermediar (echivalent cu cel din faciesul mai intern).

În orizontul mediu al faciesului intermediar intern, pe care N. GRIGORAŞ îl cartează ca gresie de Tarcău, am găsit numuliţi la două nivele. Nivelul inferior

Institutul Geologic al României

se situează la cca 100 m de limita inferioară a orizontului, iar nivelul superior la 450—500 m. În nivelul inferior am găsit numuliți mici într-un microconglomerat cu elemente verzi ce se paralelizează cu conglomeratul mărunt cu elemente verzi de sub nivelul intermediar găsit în partea cea mai externă a faciesului gresiei de Tarcău. Nivelul superior, cu numuliți mari de același tip cu cei găsiți în gresia superioară de Tarcău, se asociază cu conglomerate mărunte caracteristice părții superioare a Paleocen-Eocenului.

Orizontul superior. Acest orizont se separă la partea cea mai superioară a Paleocen-Eocenului și este alcătuit dintr-o alternanță de argile verzi și gresii calcaroase cu intercalații de argile roșii în bază. El se mai cunoaște sub denumirea de strate de Plopu și a fost echivalat cu Stratele de Podu Secu din faciesul gresiei de Tarcău (I. BĂNCILĂ 1953). În acest orizont se intercalează și gresia de Lucăcești, de obicei la partea cea mai superioară a lui. Totdeauna între gresia de Lucăcești și baza menilitelor inferioare se mai intercalează un pachet de roci de tip eocen. Pe unele profile (P. Negu, Plaiul Frumoasele, P. Zăbala) nu există o singură gresie de Lucăcești, ci 2—3 intercalații în stratele de Plopu. Aceste fapte ne conduc la concluzia că gresia de Lucăcești este de vîrstă eocenă, fiind legată de orizontul superior, iar nu de menilitele inferioare.

c). *O l i g o c e n u l.* În aria de răspîndire a faciesului intermediar intern Oligocenul îmbracă două faciesuri: faciesul bituminos și faciesul mixt.

Faciesul bituminos este caracteristic zonelor mai externe a pînzei de Tarcău și zonei marginale, el fiind cel mai extern facies sub care se cunoaște Oligocenul în Carpații orientali. În acest facies am distins:

Orizontul menilitelor inferioare și al marnelor bituminoase. În baza lui, peste orizontul superior al Paleocen-Eocenului se așază un pachet de șisturi ardeziforme, (I. DUMITRESCU). Menilitele și marnele bituminoase sînt în mod egal dezvoltate ultimile plasîndu-se spre partea superioară a orizontului.

Orizontul șisturilor disodilice este alcătuit din bine cunoscutele șisturi bituminoase.

Orizontul gresiei de Kliwa. Acesta încheie Oligocenul în facies bituminos din regiunea noastră. Mai la sud-vest peste gresia de Kliwa urmează stratele de Podu Morii *s. str.* și apoi un alt orizont superior al gresiei de Kliwa peste care urmează menilite superioare (N. GRIGORAȘ—1950).

Faciesul mixt este cantonat numai în partea de SW a sinclinalului Sboina Frumoasă—Mușa mică. În acest facies am distins:

Institutul Geologic al României

Orizontul menilitelor inferioare și marnelor bituminoase cu o grosime redusă și alcătuit exclusiv din marne bituminoase, menilitele fiind reduse la cîteva intercalații.

Orizontul șisturilor disodilice inferioare au intercalații de gresii marnoase cenușii tipice pentru faciesul de Fusaru.

Orizontul gresiei de Kliwa + gresia de Fusaru. Constituția acestui orizont demonstrează cît se poate de evident îndințarea faciesului bituminos cu faciesul gresiei de Fusaru. El este alcătuit dintr-o alternanță de pachete de gresii de Kliwa cu pachete de gresii de Fusaru, acestea din urmă fiind mai frecvente spre partea superioară a orizontului. Între gresii se intercalează șisturi disodilice, șisturi argiloase pseudodisodilice, marne și argile cenușii și verzui. Acestora li se asociază gresii marnoase cenușii, de tipul celor din faciesul gresiei de Fusaru. Recunoaștem deci după cazul rocilor pelitice o îmbinare a tipurilor caracteristice celor două faciesuri.

Stratele de Vinețisu. Între dealul Negru și Bîsca Mică orizontul gresiei de Kliwa cu intercalații de gresii de Fusaru suportă un pachet de strate a cărei grosime maximă, este de 350 m în muntele Mușa Mică. Acest pachet este alcătuit din marne și argile cenușii și verzui, marne șistoase, casante, foarte calcaroase și gresii curbicorticale, calcaroase, cu muscovit fin. Gresiile curbicorticale predomină spre partea superioară. Acest pachet de strate l-am separat sub denumirea de strate de Vinețișu întrucît au mari afinități cu pachetul de strate descris de N. GRIGORAȘ pe V. Vinețișu. Mai mult decît atît, sinclinoriul Sboina Frumoasă—Mușa mică se continuă spre SW pînă în P. Vinețișu și mai departe dincolo de Buzău. Din aceste cauze am menținut denumirea de strate de Vinețișu dată de N. GRIGORAȘ (1943).

Spre NE se observă că partea inferioară a stratelor de Vinețișu este înlocuită cu șisturi disodilice. De aceea considerăm că orizontul șisturilor disodilice superioare din zona marginală, situat între gresia de Kliwa și menilite superioare, este probabil echivalent cu stratele de Vinețișu, situate tot între gresia de Kliwa + gresia de Fusaru și menilitele superioare. Stratele de Vinețișu la rîndul lor, ar fi echivalente cu stratele de Podu Morii *s. str.* și gresia superioară de Kliwa luate împreună situate între aceleași repere.

B) **Zona marginală.** Cercetările noastre s-au extins asupra marginii sudice și sud-vestice a zonei marginale din semi-fereastra Vrancei. În această parte am întîlnit depozite paleocen-eocene în facies de Greșu și depozite oligocene în facies bituminos.

Conform cu separațiunile făcute de I. DUMITRESCU, am recunoscut următoarele orizonturi:

Institutul Geologic al României

1. *Paleocen-Eocenul*

Stratele tisaroide (80—130 m). Sînt alcătuite din argile uneori silicifiate, roşii şi verzi, şi din gresii glauconitice verzi, sticloase sau fin granulare. Asemănarea lor cu orizontul bazal din pînza de Tarcău este foarte mare. Analiza micropaleontologică a trei probe din stratele tisaroide arată un conţinut bogat şi variat ce ar indica vîrsta paleocen-eocen inferioară.

Stratele de Greşu (350—400 m) sînt alcătuite dintr-o alternanţă de gresii calcaroase şi marne verzui în care se intercalează calcare fine cenuşii, aproape litografice, şi calcare cu silicifieri (= calcar de Pasieczna), cantonate numai în jumătatea inferioară a stratelor de Greşu. La partea inferioară a calcarelor grezoase se plasează un microconglomerat cu elemente de şisturi verzi în care am găsit numuliţi mici (în jumătatea înferioară a stratelor de Greşu).

Orizontul superior. Este constituit din aceeaşi alternanţă de gresii calcaroase cu marne şi argile verzi, şi prezintă în bază un nivel cu intercalaţii de argile roşii. În zona marginală gresia de Lucăceşti este slab reprezentată. Am întîlnit-o numai în orizontul superior din Muntele Verdele şi pe P. Putna. În ultimul caz apare intercalată în partea mijlocie a orizontului superior.

2. *Oligocenul.* Urmînd orizontarea lui I. DUMITRESCU (1944) am separat:

Menilitele inferioare şi marnele albe bituminoase. Caracteristic pentru zona marginală este prezenţa în acest orizont a unor lumaşele de Cardiacee (P. Putna, P. Murdanul).

Şisturile disodilice inferioare. Se urmăresc cu grosimi şi caractere litologice constante.

Gresia de Kliwa. În zona marginală gresia de Kliwa este mai conglomeratică în sensul că la diferite nivele în acest orizont se intercalează conglomerate argiloase cu elemente de şisturi verzi.

Şisturile disodilice superioare. Limita între gresia de Kliwa şi şisturile disodilice superioare are întrucîtva caracterul unei limite de facies (vezi planşa) explicînd în parte variaţiile de grosime a şisturilor disodilice superioare.

Fondul petrografic al orizontului de care ne ocupăm îl formează şisturile disodilice. Se mai intercalează gresii de Kliwa sau gresii de tip Kliwa slab curbicorticale. Pe unele profile la partea terminală a orizontului şisturilor disodilice superioare

Institutul Geologic al României

(gura P. Goru, P. Căbălaşu. P. Arşiţa Paişelelor, Pîrîul lui Negoiţă, etc), se plasează o intercalaţie de gresie de Kliwa a cărei grosime variază de la cîţiva metri (P. Căbălaşu) la 30 m (P. Goru). Această gresie separată de I. DUMITRESCU sub denumirea de gresie de Băhneanu [1]), se poate paraleliza cu gresia de Kliwa superioară (N. GRIGORAŞ, 1950). Ea reprezintă cele mai externe vestigii ale acestui orizont care are o dezvoltare maximă în pînza de Tarcău.

Sub gresia de Kliwa superioară, cînd aceasta există, se situează un pachet de strate alcătuit din gresii curbicorticale, marne şi argile cenuşii şi verzi, în alternanţă deasă. Acest pachet a fost denumit de I. DUMITRESCU (1949) « flişoid ». El este bine dezvoltat în regiunea cercetată de noi pe P. Năruja, P. Verdele, P. Zăbala, P. Goru (la gură). Pe unele profile (izvoarele pîrîului Goru, P. Căbălaşu) este invadat de şisturile disodilice. Considerăm acest pachet flişoid, ca reprezentînd vestigiile stratelor de Vineţişu, respectiv de Podu Morii, în faciesul mai extern al Oligocenului. Cînd gresia de Kliwa superioară lipseşte, între acest pachet flişoid şi menilitele superioare se plasează un pachet de şisturi disodilice cu intercalaţii subţiri de gresie de Kliwa (P. Năruja) ce pare a înlocui spre exterior, gresia de Kliwa superioară.

Un caracter special îl au şisturile disodilice superioare de pe P. Goru, care la partea superioară prezintă intercalaţii puternice de conglomerate cu elemente verzi.

Menilitele superioare. Este al doilea nivel-reper important, alături de menilitele inferioare şi marnele bituminoase. Grosimea lor variază între 60—100 m. Pe pîrîul Năruja, în menilitele superioare, am întîlnit intercalaţii de gresii de Kliwa.

Stratele de Goru-Mişina. Pentru prima oară în regiune am separat un pachet de strate situat deasupra menilitelor superioare şi care suportă un al treilea nivel de menilite — menilitele terminale. Acest pachet pe care l-am denumit stratele de Goru-Mişina este caracterizat prin abundenţa gresiilor şi conglomeratelor cu elemente de şisturi verzi. Constituţia lui litologică suferă oarecari variaţii de la W spre E.

În zona pîrîului Goru-izvoarele pîraielor Zăbala şi Putna stratele de Goru-Mişina sînt alcătuite din gresii şi conglomerate cu elemente verzi care alternează cu pachete de argile şistoase şi şisturi disodilice ardeziforme, cu intercalaţii de gresii curbicorticale calcaroase sau argiloase.

În zonele mai estice (P. Căbălaşu) gresiile şi microconglomeratele predomină, pentru ca pe P. Năruja, P. Mişina, P. Bălosu, stratele de Goru-Mişina să fie alcătuite exclusiv din gresii şi conglomerate masive cu elemente verzi.

Menilitele terminale. Peste stratele de Goru-Mişina am putut separa un pachet de 20—25 m grosime, constituit din menilite şi şisturi disodilice. Menilitele pre do-

[1]) Comunicare verbală.

Institutul Geologic al României

mină imprimînd acestui orizont nota caracteristică. În masa menilitelor sau a șisturilor disodilice am întîlnit adesea diseminate elemente de șisturi verzi. Trecerea de la stratele de Goru-Mișina la menilitele terminale și de la acestea la formațiunea cu sare se face treptat.

Am separat acest nivel sub denumirea de menilite terminale, în primul rînd pentru a-l deosebi de celelalte două nivele cu menilite și în al doilea rînd pentru că deasupra lui în formațiunea cu sare nu se mai întîlnesc intercalații de menilite.

La nordul regiunii cercetate de noi au mai fost citate (I. DUMITRESCU 1949) două nivele de menilite separate de conglomerate verzi (P. Putna). N. GRIGORAȘ (1950) contestă existența acestora chiar în regiunea care a făcut obiectul cercetărilor noastre. Din cele expuse reiese că aceste două nivele, nu numai că există, dar au putut fi și urmărite și cartate în toată regiunea.

Formațiunea cu sare. Este termenul cel mai nou al zonei marginale, în regiunea cercetată de noi.

În bazinul pîrîului Năruja ea începe cu un conglomerat cu elemente verzi, denumit conglomeratul de Piatra Geamănă (I. DUMITRESCU—1958). Deasupra acestui conglomerat, de 20—50 m grosime, urmează un pachet format din gresii gipsifere, gresii grosiere masive, argile și marne cenușii și gipsuri subțiri. Spre partea superioară a acestui pachet se intercalează brecia sării. Pe P. Bălosu peste brecia sării am mai găsit argile roșii și un gips negru de cca 2 m grosime pe care le înglobăm tot în formațiunea cu sare.

La vest de Muntele Pietrosu, formațiunea cu sare este reprezentată numai prin partea sa inferioară (120 m), constituită din gresii și conglomerate verzi ce alternează cu argile și marne cenușii și verzui. Brecia sării nu mai apare, fie din cauza eroziunii, fie din cauză că nu s-a depus.

Continuitatea de sedimentare între formațiunea cu sare și restul Oligocenului, respectiv menilitele terminale, este evidentă pe o serie de profile (P. Zăbala, P. Goru, P. Mișina, P. Hîsmei etc), de aceia înglobarea ei la ciclul de sedimentare paleogen este cît se poate de îndreptățită.

Privită în ansamblu, sedimentarea Oligocenului din zona marginală studiată de noi prezintă o serie de caracteristici interesante. Urmărind în sens transversal variația grosimilor, observăm că acestea scad spre est înregistrîndu-se grosimile minime pe flancurile anticlinalului Paișeaua Șeasă, care este structura cea mai ridicată din regiune. De asemenea urmărind longitudinal variația grosimii depozitelor oligocene am constatat că din P. Zăbala spre nord Oligocenul se subțiază. Cercetările gravimetrice (ANDREI JUSTIN—1959) au pus în evidență o anomalie de maximum în regiunea izvoarele Putnei pe care o punem pe seama unei ridicări a fundamentului. Noi considerăm că atît anticlinalul Paișeaua Șeasă cît și ridicarea transversală de la

Institutul Geologic al României

izvoarele Putnei au funcţionat în timpul sedimentării Oligocenului influenţînd asupra grosimii lui.

Mai menţionăm faptul că pe flancul de W al anticlinalului Paişeaua Şeasă gresia de Kliwa înlocuieşte o parte din şisturile disodilice superioare, iar în zonele mai interne, din contră, şisturile disodilice se îngroaşe (vezi planşa). Aceste fapte ne sugerează un transport longitudinal al materialului gresiei de Kliwa în lungul flancului ridicării Paişeaua Şeasă.

II. Tectonica

Aşa cum am mai amintit, în regiunea cercetată am distins două mari unităţi tectonice: pînza de Tarcău şi zona marginală (autohtonul). Pînza de Tarcău a fost definită de I. DUMITRESCU (1949) ca fiind cea mai externă unitate în pînză, cu un caracter complex, cuprinzînd cel puţin trei zone cu faciesuri diferite şi înglobînd ceea ce pînă atunci se cunoştea sub denumirea de pînza gresiei de Tarcău, pînza de Tazlău şi pînza marginală (I. ATANASIU — 1943). Zonei marginale i se conferă calitatea de unitate autohtonă, separată de zona miocenă prin falia marginală.

A) **Pînza de Tarcău.** Fruntea pînzei de Tarcău a fost urmărită de la izvoarele pîrîului Putna pînă în P. Goru cu o direcţie N—S, iar de aici pînă la gura pîrîului Secătura (afluent al pîrîului Năruja) cu direcţia E—W. Ea închide la W şi S semifereastra Vrancei (extremitatea sa sudică şi sud-vestică) în care apare la zi autohtonul (zona marginală).

În pînza de Tarcău am separat o subunitate internă, cu caracter de digitaţie, la interiorul faliei de încălecare Sboina Frumoasă-Bălescu, sinclinoriul Sboina Frumoasă—Muşa Mică, prins între falia de încălecare mai sus menţionată şi falia Plaiul Frumoasele-gura pîrîului Zănoaga, şi o subunitate externă la est de această din urmă falie.

Nu este lipsit de interes să arătăm că privit regional subunitatea internă corespunde pintenului de Homorîciu, sinclinoriul Sboina Frumoasă-Muşa mică, sinclinoriului Drajna, falia gura Zănoaga-Plaiul Frumoasele, faliei Drajna, iar subunitatea externă pintenului de Văleni.

1. *Subunitatea internă*

Falia de încălecare Sboina Frumoasă — Bălescu ce mărgineşte la exterior subunitatea internă a fost în amănunt urmărită de la marginea pînzei pînă în P. Zănoaga. De-a lungul ei stratele cu inocerami, orizontul bazal sau gresia de Tarcău inferioară iau contact cu Paleocen-Eocenul şi Oligocenul sinclinoriului Sboina Frumoasă — Muşa mică. Încălecarea este de amploare mai mare întrucît în unele zone orizontul

Institutul Geologic al României

bazal vine în contact cu partea superioară a orizontului cu gresii de Kliwa + gresie de Fusaru.

Structurile subunității interne se grupează în trei sectoare principale. Un sector ridicat la exterior, un sector coborît la mijloc și din nou un sector ridicat la interior (vezi harta).

Primul sector ridicat cuprinde două treimi din întinderea subunității interne din regiunea cercetată de noi. În cadrul acestui sector am distins cîteva structuri anticlinale majore care formează scheletul structural. Este vorba de anticlinalul P. Zăbala-P. Cilianoș, anticlinalul Capu Prelucii-Tămășoiu, anticlinalul Benedek, cuta faliată Bîsca Mică, anticlinalul Clăbuci. Primele două, împreună cu anticlinalul Curmătura Pietrosu-Mușa și anticlinalul Plaiul Giurgiului formează un fascicol extern al acestui sector caracterizat printr-o alură sinuoasă în plan. Cutele acestui fascicol au în sectorul de la est de Giurgiu și Hîrboca o direcție N—S pentru ca apoi să se încurbeze spre W pînă la meridianul P. Măeruș de unde revin treptat la direcția N—S sau NNE. Asupra acestei « inflexiuni din zona Hîrboca» vom mai reveni. Între fascicolul acesta extern și limita de E a subunității interne se interpune o zonă mai scufundată în care se dezvoltă sinclinalele Poiana Cășăriei și sinclinalul Mușa Mare cu gresie superioară de Tarcău în ax, separate de anticlinalul P. Bălosu. Sinclinalele din fascicolul extern amintit mai sus sînt mai înguste și adesea deversate spre exterior: sinclinalul Bălescu Mare, sinclinalul Prelunca, sinclinalul P. Argintăriei-P. Măeruș.

Un al doilea fascicol major de cute tot din primul sector cuprinde cuta faliată Bîsca Mică, anticlinalul Dabroslav, anticlinalul Benedek și anticlinalul Clăbuci (vezi harta). Acest fascicol mai intern se apropie de cel extern în zona izvoarelor P. Fagul Alb și P. Bîsculița formînd aproape o virgație. Între cele două ramuri (fascicole) ale acestei virgații se plasează o zonă mai coborîtă ce cuprinde: sinclinalul Giurgiu, cuta-falie Giurgiu vest, sinclinalul Stîna Giurgiului, anticlinalul P. Giurgiu cuta-falie dealul Negru est și sinclinalul dealul Negru.

Cutele acestei zone mai scoborîte se aplatizează aproape simultan în regiunea dealul Tăeturile acolo unde cele două ramuri (fascicole) ale virgației amintite încep să se apropie.

Acest prim sector ridicat al subunității interne se mărginește la vest cu falia Giurca-Lăcăuți plasată pe flancul vestic al anticlinalului Clăbuci, falie a cărui studiu ne-a permis observații interesante. Această falie are caracterul unei cute normale gravitaționale, înclinată spre vest de la izvoarele Putnei pînă în P. Manișca, de aici spre sud ea devine verticală, odată cu afundarea anticlinalului Clăbuci. La sud de muntele Clăbuci, cînd afundarea anticlinalului se accentuează, falia se transformă într-o pseudofalie de încălecare înclinată spre est. Variația înclinării planului faliei pe direcție în sensul afundării structruii repetă variația înclinării planului de falie în secțiune verticală. De aceea am denumit această falie la sud de muntele Clăbuci,

Institutul Geologic al României

« pseudofalie de încălecare » căci numai planul faliei îşi schimbă înclinarea, ea rămînînd o falie normală cu compartimentul vestic coborît. Credem că în acest fel trebuiesc interpretate majoritatea faliilor « à rebours » de la curbura Carpaţilor orientali; ele sînt de fapt pseudofalii de încălecare.

La vest de falia Gimea-Lăcăuţ urmează al doilea sector, scufundat, al subunităţii interne. Acest sector are două părţi cu caractere distincte. La sud de P. Cupan el este puternic scufundat şi cuprinde sinclinalele cu Oligocen: sinclinalul Giurca-Lăcăuţ, sinclinalul Meneş, sinclinalul Slobodul şi sinclinalul P. Cupan şi P. Chiişoara. La nord de P. Cupan sectorul amintit este mai ridicat, ca un răsunet al ridicării transversale ce a determinat supraridicarea autohtonului din semifereastra Vrancei. În această zonă mai ridicată se conturează cîteva structuri anticlinale scurte cu plonjuri periclinale spre nord şi sud. Acestea sînt: cuta faliată Manişca Mare şi cuta faliată P. Ţiganului separate de sinclinalul P. Cupan şi P. Chiişoara; precum şi cuta faliată gura pîrîului Hăghimaş, mărginite la est de sinclinalul pîrîului Ţiganului care o desparte de cuta faliată cu acelaşi nume.

Singurele cute ce se păstrează în ambele zone ale acestui sector sînt sinclinalul Giurca-Lăcăuţ de care am mai vorbit şi care are caracterul unui graben alungit şi cuta-falie Cupanul Mare ce-l mărgineşte la vest şi care este singura cută din acest sector cu depozite aparţinînd orizontului bazal al Paleocen-Eocenului în ax.

Şi acest al doilea sector este caracterizat prin tendinţa de înmănunchere a cutelor spre sud.

Al treilea sector al subunităţii interne, studiat de noi este un sector ridicat. Principalele lui cute anticlinale sînt: anticlinalul P. Bîsca Mare—P. Ciucurul, anticlinalul P. Valea Lungă, anticlinalul Bartolis şi cuta-falie Dîrnăul Mic. Între aceste cute se situează sinclinalul Dealul Bătrîn cu Strate de Podu Secu în umplutură precum şi sinclinalele Gyula şi Comandău cu Oligocen.

Între acest al treilea sector care este ridicat şi sectorul al doilea, coborît, se plasează o falie de încălecare aşa încît sectorul al doilea apare ca un mare graben.

În general subunitatea internă este destul de strîns cutată. Noi am conturat peste 20 de structuri anticlinale, faţă de aproximativ 9 structuri care erau cunoscute înainte.

La concluzii interesante ne-au condus şi analiza faliilor cu decroşare. Acestea au o orientare destul de constantă NW—SE, cu mici variaţii spre WNW sau NNW. Se observă de asemeni că deobicei compartimentul vestic este deplasat în sensul NW pe cînd cel estic în sensul SE. Aceste fapte ne-au sugerat existenţa unui cuplu de forfecare în plan orizontal cu o direcţie perpendiculară pe curbura carpaţilor. Nu este lipsit de interes să precizăm că majoritatea faliilor cu descroşare se plasează pe sectorul inflexiunii în plan orizontal din « zona Hîrboca », de unde putem trage concluzia că această inflexiune este provocată probabil de acelaşi cuplu a cărui braţ vestic are sensul NW, iar cel estic sensul SE.

Institutul Geologic al României

2. *Sinclinalul Sboina Frumoasă-Mușa mică.* Între falia de încălecare Sboina Frumoasă-Bălescu și falia Plaiul Frumoasele-gura pîrîului Zănoaga se situează o zonă mai scufundată cu caracter de sinclinoriu.

Principala cută este sinclinalul major Sboina Frumoasă-Mușa mică. Întregul sinclinoriu și odată cu el sinclinalul major prezintă o ridicare spre NE în bazinul P. Mișina și o scufundare spre SW în regiunea Mt. Mușa mică.

La marginea sinclinoriului se situează două cute anticlinale mai ridicate: cuta-falie Sboina pe marginea internă și anticlinalul Titila. Acest fapt dă sinclinoriului un pronunțat caracter de evantai cu flancurile mai ridicate și axul coborît.

Pe porțiuni mai reduse am mai urmărit în cadrul sinclinoriului anticlinalul Mișina, anticlinalul Coada Iepei, sinclinalul Făgetul Rotund, sinclinalul Balcu-Plaiul Înțărcătoarei.

3. *Subunitatea externă*

În această subunitate noi nu am cuprins decît cuta-falie Frumoasele și cuta-falie Căldari. Prima cută a fost conturată pentru prima dată de C. GEORGESCU, cea de a doua de N. GRIGORAȘ.

B.) **Zona marginală**

Această unitate a fost divizată în două (I. DUMITRESCU — 1944): subzona internă și subzona externă. Între ele există raporturi de încălecare în sensul că partea externă a subzonei interne la est de Muntele Pietrosu prezintă două duplicaturi: Via Draci și Muntișoare (I. DUMITRESCU, 1950).

Cercetările noastre au cuprins numai duplicatura Muntișoarele la E de Muntele Pietrosu și porțiunea vestică a subzonei interne dintre izvoarele Putnei și V. Zăbala (vezi harta).

Porțiunea studiată prezintă două stiluri tectonice: la est de muntele Pietrosu o placă mai mult sau mai puțin ondulată reprezentînd corpul duplicaturii Muntișoarele, iar la vest de muntele Pietrosul, o zonă cu cute strînse, cu vergență estică, cutate în stilul de «cute în trepte» (M. SĂNDULESCU, 1959).

În sectorul vestic, cea mai ridicată cută din punct de vedere structural este cuta Păișeaua Șeasă care la nordul regiunii noastre corespunde anticlinalului Plaiul Noveselor. Urmează spre W sinclinalul Sburătura-Gura Căbălașului și anticlinalul Păișele Căbălașu ce formează o virgație cu cuta-falie gura pîrîului Goru. Între aceste două se situează sinclinalul Betegosu. La vest cuta-falie gura pîrîului Goru individualizează un sinclinal mai afundat — sinclinalul P. Bradului-Căbălașu a cărui flanc estic este afectat de o falie gravitațională cu compartimentul estic ridicat.

Institutul Geologic al României

M. SĂNDULESCU, JANA SĂNDULESCU, M. KUSKO

HARTA GEOLOGICĂ
A PĂRȚII DE
NE A M. BUZĂULUI ȘI SV A M. VRANCEI

0 1 2 3km

Sburătura
Murdanul 1550
Mt. Berdosu
Păișeaua Șeasă
M-tele Goru
M-tele Lăcăuți
M-tele Mănușca Mare
Cupanul Mic
M-tele Clăbuci 1617
Comandău
Iahoroș 1174
Dealul Negru 1368
Giurgiu 1723
Plaiul Giurgiului
Plaiul Cașului
Muntele Pietrosu 1680
Muntele Capul Șesu
La fața Voloșcanilor
M. Mișina
P. Nerușa
P. Intercătorei
P. Capul Turcului 1238
Zboina Frumoasă
D. Hîrboca
Dealul Bătrîn 1261
Dealul Bătrîn Mic
Dealul Ciucuru
Dealul Corîlle 1220
M. Cilianeș 1902
Craiul Mușei
Plaiul Balcu
Plaiul Frumoasa
M. Titila 1134
M-tele Zănoaga 1467
P. Bâsca Mare
P. Bâsca Mică

LEGENDA

PÎNZA DE TARCĂU

CUATERNAR

MIOCEN INFERIOR

OLIGOCEN

EOCEN PALEOCEN

DANIAN-SENONIAN

CRETACIC INFERIOR

FACIESUL GRESIEI DE TARCĂU

1. Gresia de Fusaru
2. Orizontul șistos
3. Orizontul superior (Strate de Podu-Secu)
4. c
5. b Orizontul mediu { c Gresia de Tarcău superioară; b Complexul argilos mediu; a Gresia de Tarcău inferioară = nivel intermediar }
6. a
7. Orizontul bazal
8. Stratele cu Inocerami
9. Șisturi negre

FACIESUL INTERMEDIAR INTERN (SINCLINORIUL SBOINA FRUMOASĂ-MUȘICA)

10. Strate de Vinețișu
11. a Gresie de Kliwa; b Gresie de Kliwa + gresie de Fusaru
12. Șisturile disodilice inferioare
13. Menilitele inferioare + marne bituminoase
15. Orizontul superior; a Gresia de Lucăcești
16. Orizont mediu; 1. nivel intermediar
17. Orizontul bazal
18. Stratele cu Inocerami

ZONA MARGINALĂ

19. 1. Aluviuni; 2. Pornituri; 3. Grohotișuri

AUTOHTONUL

20. Formațiunea cu sare
21. Menilitele terminale
22. Strate de Goru-Mișina
23. Menilitele superioare
24. Șisturile disodilice superioare
25. Gresia de Kliwa
26. Șisturile disodilice inferioare
27. Menilitele inferioare + marne bituminoase
28. Orizontul superior; a. Gresia de Lucăcești
29. Strate de Greșu
30. Strate tisaroide

ZONA MIOCENĂ

31.

32. NaCl Izvor sărat
33. Manifestațiuni de hidrocarburi
34. Ax de anticlinal: a. normal; b. deversat
35. Ax de sinclinal: a. normal; b. deversat
36. Linie de falie: a. inversă; b. normală
37. Linie de șariaj
38. Linie de duplicatură
39. Contact diapir
40. Linie de profil
41. Decroșare
42. Punct fosilifer

COMITETUL GEOLOGIC Dări de seamă vol. XLVIII

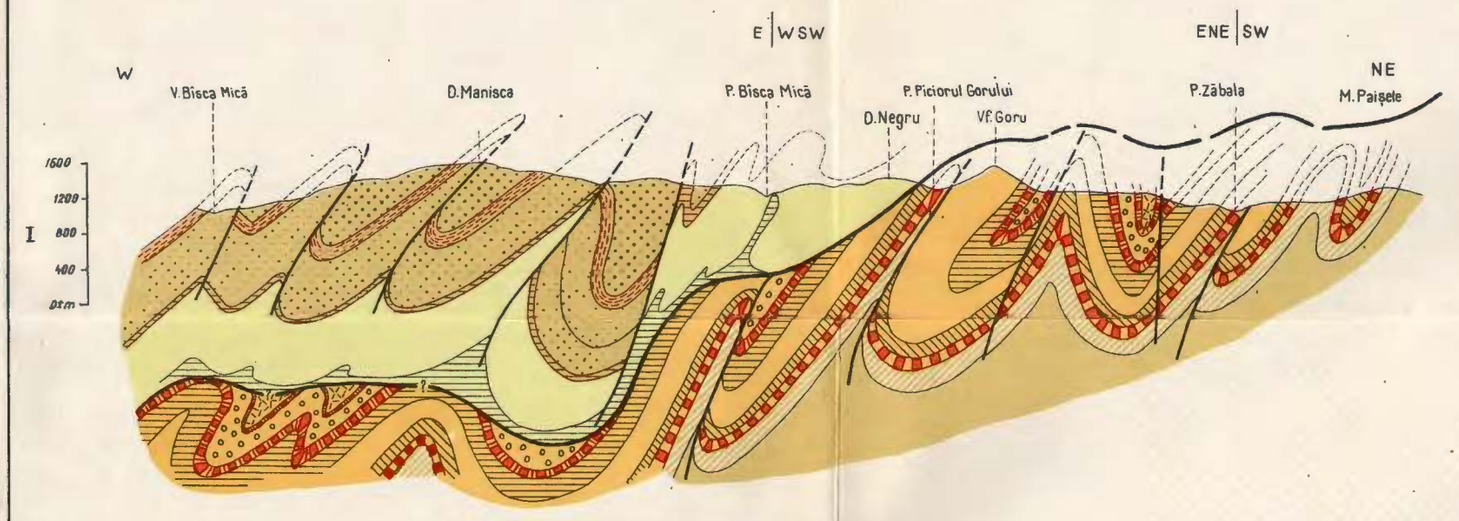
Imprim. atel. Inst. Geol.

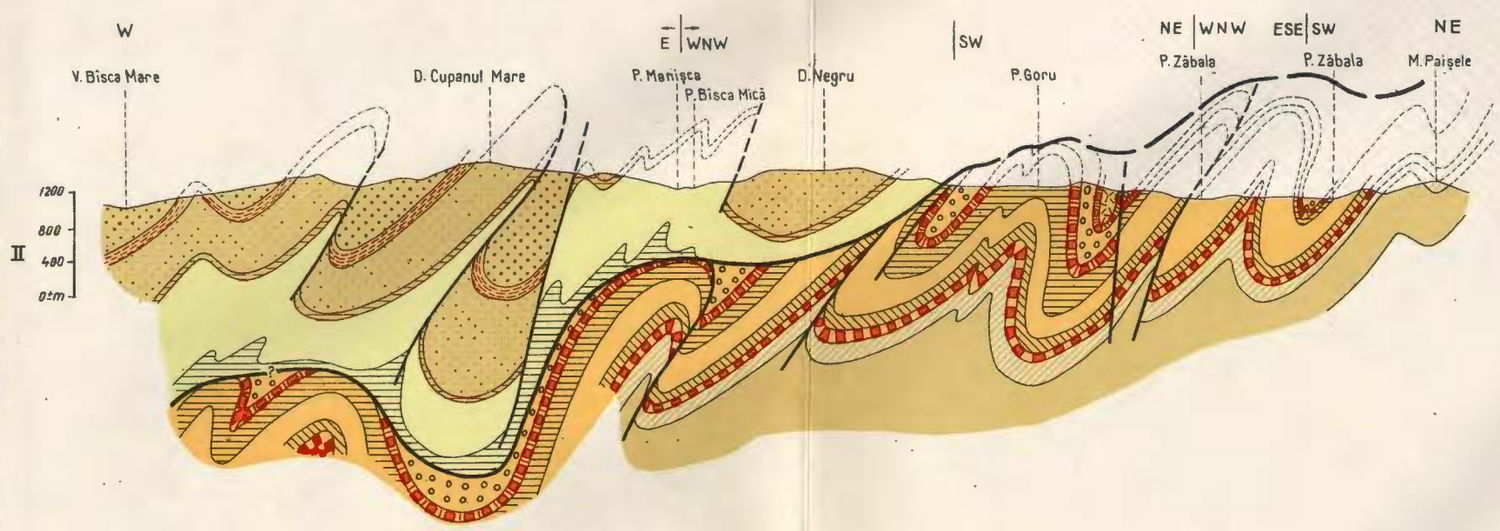
Institutul Geologic al României

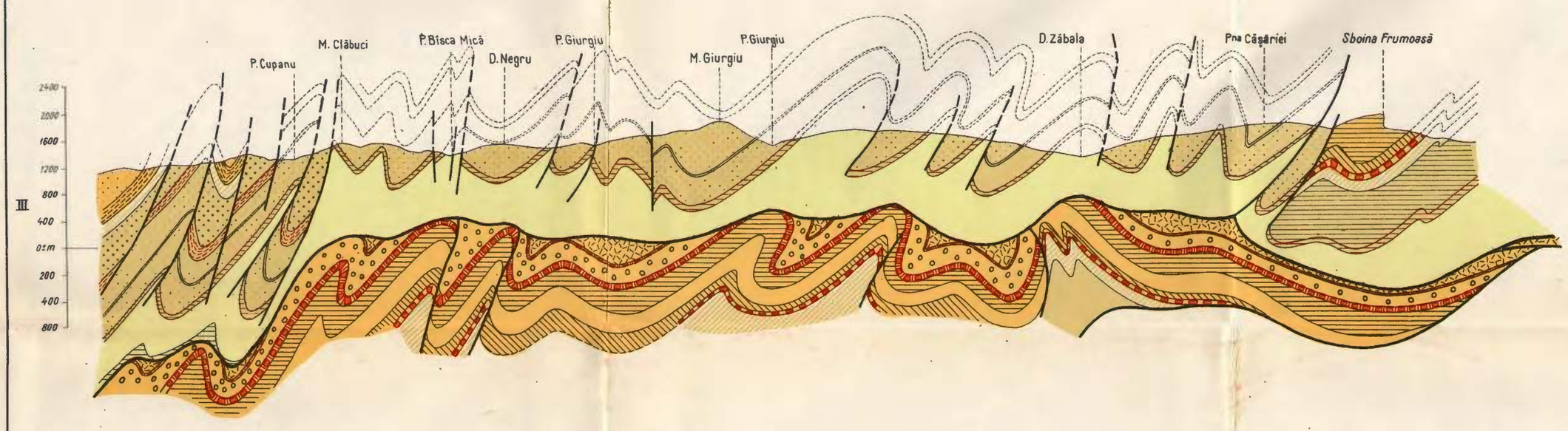
M. SĂNDULESCU - JANA SĂNDULESCU - M. KUSKO

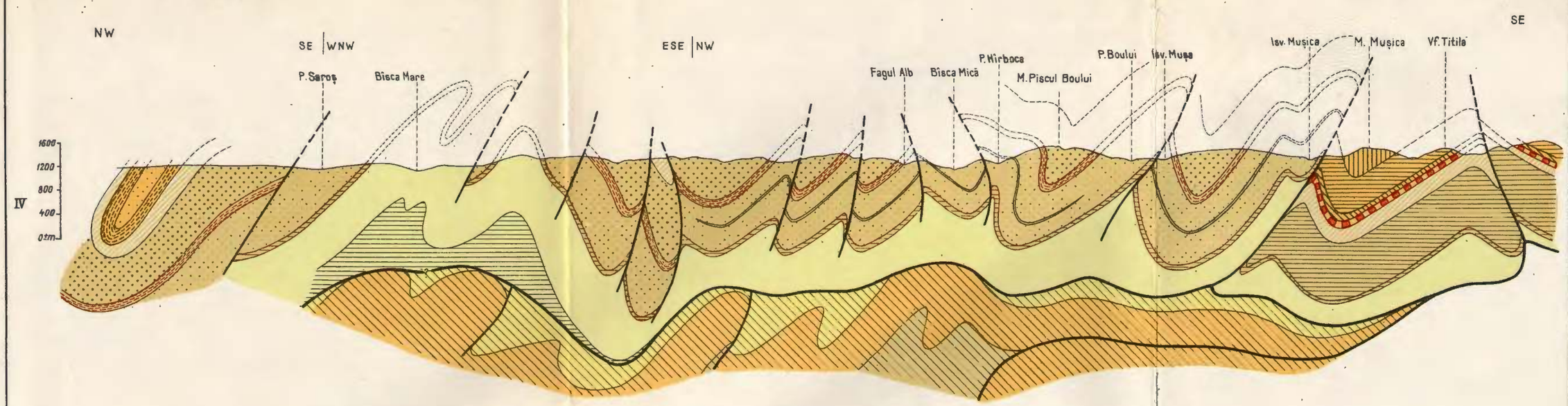
SECȚIUNI GEOLOGICE PRIN PÎNZA DE TARCĂU ȘI SUBUNITATEA INTERNĂ A ZONEI MARGINALE

0 750 1500 2250 3000m









L E G E N D A

P Î N Z A D E T A R C Ă U

FACIESUL GRESIEI DE TARCĂU

OLIGOCEN
1 *Gresia de Fusaru*
2 *Orizontul șistos*

EOCEN PALEOCEN
3 *Orizontul superior (Strate de Podu-Secu)*
4 c
5 b *Orizontul mediu* — c. *Gresia de Tarcău superioară*; b *Complexul argilos mediu*; a *Gresia de Tarcău inferioară* (nivel intermediar)
6 a
7 *Orizontul bazal*

DANIAN SENONIAN
8 *Stratele cu Inocerami*

CRETACIC INFERIOR
9 *Șisturi negre*

FACIESUL INTERMEDIAR INTERN (SINCLINORIUL SBOINA FRUMOASĂ-MUȘICA)

10 *Strate de Vinețișu*
11 a *Gresie de Kliwa*; b *Gresie de Kliwa + gresie de Fusaru*
12 *Șisturile disodilice inferioare*
13 *Menilitele inferioare + marne bituminoase*
14 *Orizontul superior* a *Gresia de Lucăcești*
15 *Orizont mediu* (nivel intermediar)
16 *Orizontul bazal*
17 *Stratele cu Inocerami*

AUTOHTONUL

18 *Formațiunea cu sare*
19 *Menilitele terminale*
20 *Strate de Goru Mișina*
21 *Menilitele superioare*
22 *Șisturile disodilice superioare*
23 *Gresia de Kliwa*
24 *Șisturile disodilice inferioare*
25 *Menilitele inferioare + marne bituminoase*
26 *Orizontul superior* a *Gresia de Lucăcești*
27 *Strate de Grești*

Z O N A M A R G I N A L Ă

28 *Miocen nedivizat*
29 *Oligocen nedivizat*
30 *Paleocen-Eocen nedivizat*

31 —— *Linie de falie*
32 —— *Linie de șariaj*
33 —— *Linie de duplicatură*

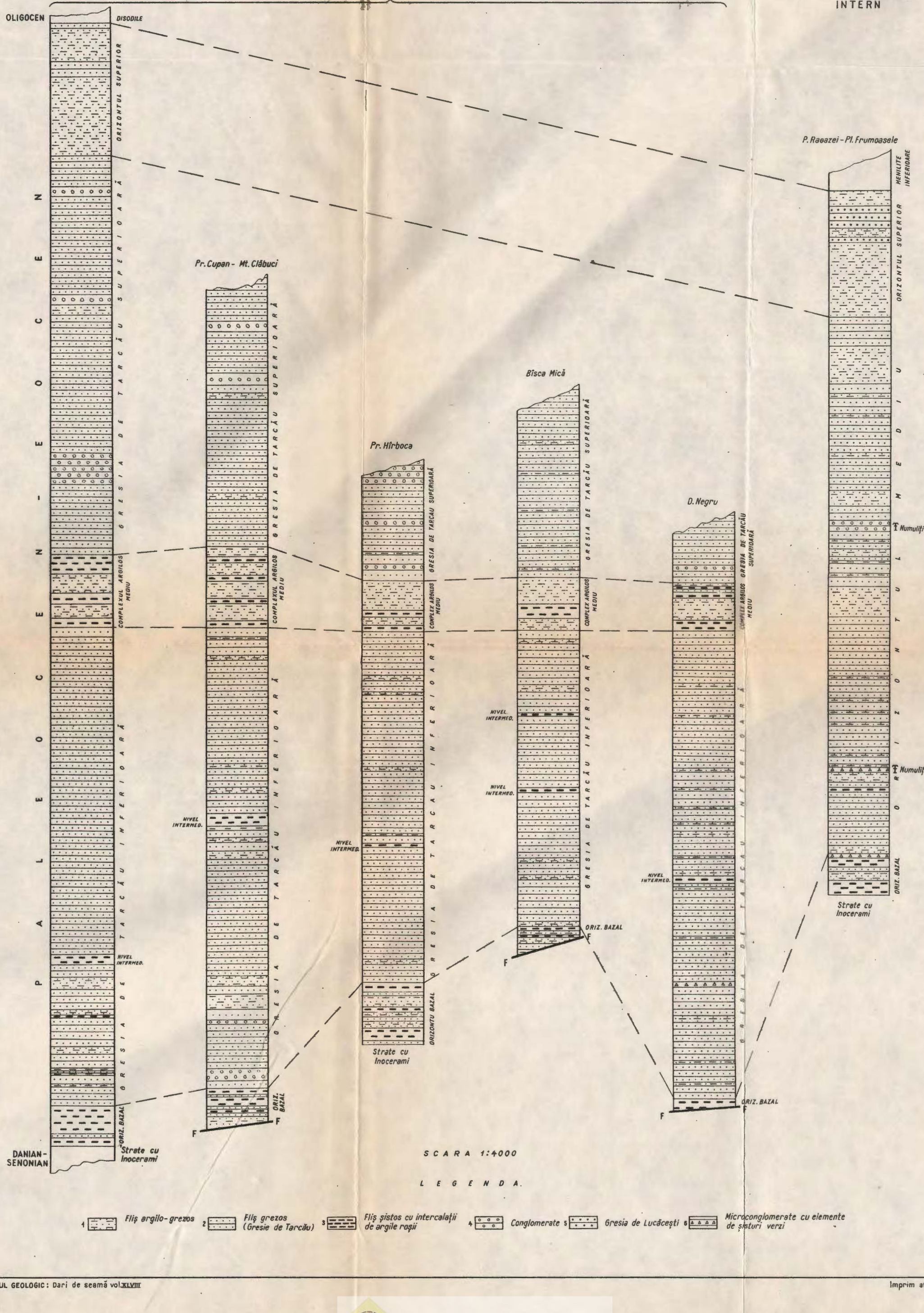
COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. XLVIII

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

M. SĂNDULESCU - J. SĂNDULESCU - M. KUSKO

COLOANE LITOLOGICE ALE PALEOCEN-EOCENULUI DIN PÎNZA DE TARCĂU



SCARA 1:4000

LEGENDA.

1 Fliș argilo-grezos
2 Fliș grezos (Gresie de Tarcău)
3 Fliș șistos cu intercalații de argile roșii
4 Conglomerate
5 Gresia de Lucăcești
6 Microconglomerate cu elemente de șisturi verzi

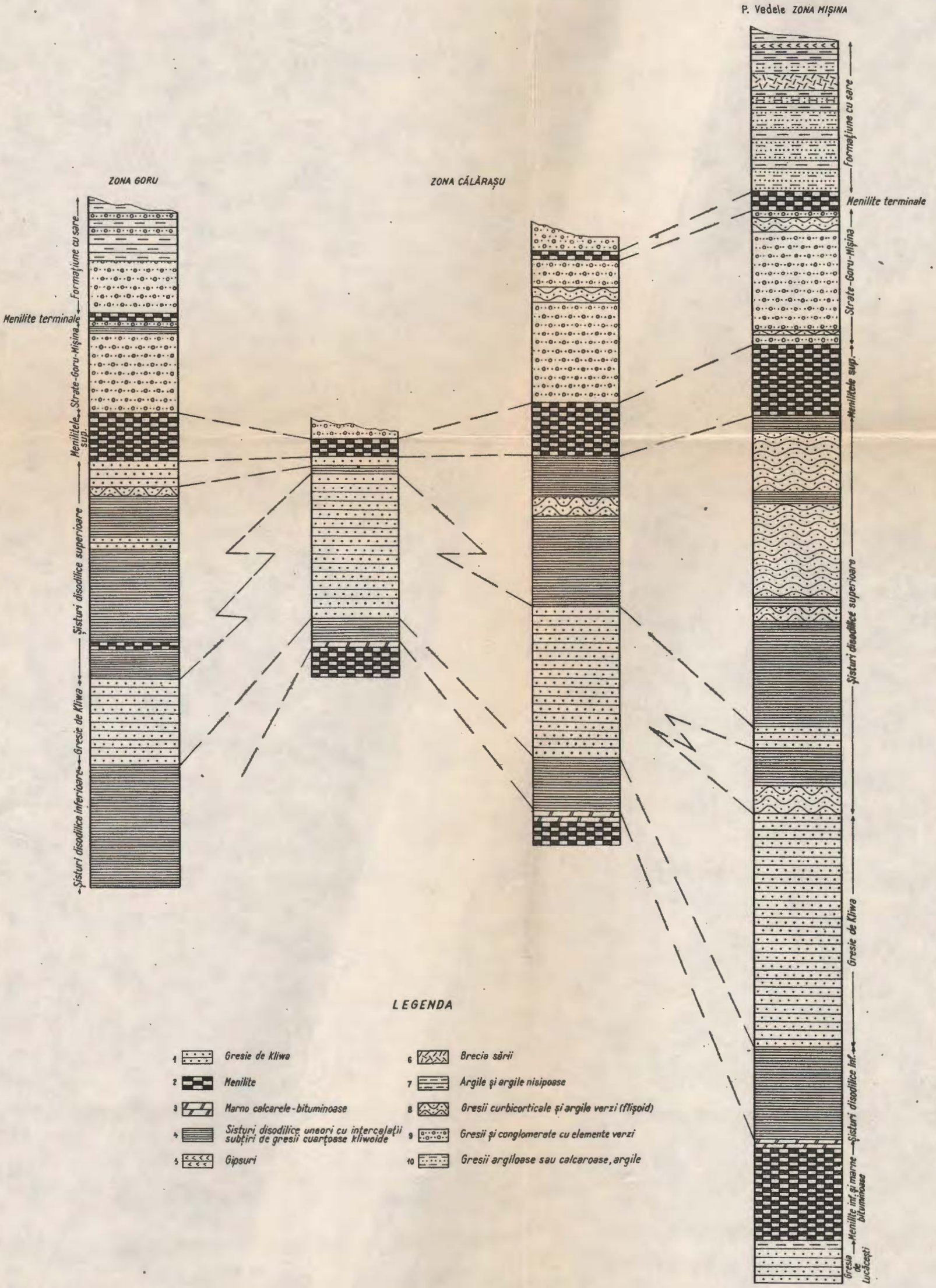
Institutul Geologic al României

M. SĂNDULESCU - J. SĂNDULESCU - M.KUSKO

COLOANELE LITOLOGICE ALE OLIGOCENULUI DIN ZONA MARGINALĂ

SCARA 1:6000

W E



LEGENDA

1. Gresie de Kliwa
2. Menilite
3. Marno calcarele - bituminoase
4. Sisturi disodilice uneori cu intercalații subțiri de gresii cuarțoase kliwoide
5. Gipsuri
6. Brecia sării
7. Argile și argile nisipoase
8. Gresii curbicorticale și argile verzi (flișoid)
9. Gresii și conglomerate cu elemente verzi
10. Gresii argiloase sau calcaroase, argile

Institutul Geologic al României

Cele mai vestice structuri: anticlinalul Goru-Putna, cuta-falie Murdanu şi cuta-falie (izvoarele Putnei, par a forma un al doilea fascicol, mai intern, de « cute în trepte ».

Corpul duplicaturii Muntişoarele are alura unei zone sinclinale cu două sinclinale largi: sinclinalul Pietrosu la vest şi sinclinalul Năruja la est separate de anticlinalul Muntele Verdele. Dintre acestea sinclinalul Năruja este cel mai coborît avînd în umplutură formaţiunea cu sare.

O problemă importantă este aceea a raporturilor între cutele din autohton şi cele din pînză. În general se poate observa că acolo unde o cută din zona marginală atinge marginea pînzei de Tarcău se poate urmări în continuare o cută a pînzei. Astfel cuta-falie izvoarele Putnei ar corespunde anticlinalului Clăbuci, cuta-falie Murdanul corespunde cutei-falii Dealul Negru est, anticlinalul Goru-Putna cu cuta-falie Plaiul Giurgiului, cuta-falie gura pîrîului Goru cu anticlinalul Capul Prelunciii-P. Tămăşoiu, iar anticlinalul Păişaua şeasă cu anticlinalul Zăbala-P. Cilianoş.

Această corespondenţă a cutelor din pînză cu cele din autohton este într-o oarecare măsură greu de explicat. Un fapt cert este că înainte de punerea în loc a pînzei de Tarcău a existat o perioadă de eroziune care a afectat şi zona marginală deja cutată, întrucît pînza de Tarcău ia contact cu diferite orizonturi ale Paleogenului din zona marginală. Singura explicaţie este că pînza de Tarcău a acoperit zona marginală fiind slab cutată şi apoi s-au cutat împreună într-o a doua fază. În această a doua perioadă structurile zonei marginale au fost reactivate influenţînd formarea cutelor din pînză.

Privind din acest punct de vedere trebuie să admitem că înflexiunea în plan orizontal a structurilor pînzei din « zona Hîrboca » este însoţită de o inflexiune asemănătoare a structurilor din autohton. Acest fapt pare a fi adevărat întrucît pe acelaşi meridian cu inflexiunea de pe Hîrboca în mijlocul zonei marginale se produce o curbare similară a anticlinoriului Streiu (I. DUMITRESCU, 1949).

De asemenea în lumina acestor concluzii înmănucherea structurilor pînzei spre sud pare a fi o consecinţă a dispariţiei (aplatizării) unor structuri din zona marginală. Acest fapt ne sugerează o îngustare a zonei marginale ca zonă de sedimentare.

IV. Concluzii

În pînza de Tarcău s-a reuşit să se facă o orizontare a gresiei de Tarcău, separîndu-se un orizont bazal, gresia de Tarcău inferioară, un complex argilos mediu, gresia de Tarcău superioară şi un orizont superior;

În Oigocen s-a mai separat un facies, faciesul mixt, de trecere între faciesul bituminos şi faciesul gresiei de Fusaru;

La partea superioară a Oligocenului din zona marginală s-au separat pentru prima dată: stratele de Goru Mişina şi menilitele terminale.

Institutul Geologic al României

În pînza de Tarcău s-a distins o subunitate internă cu caracter de digitaţie, sinclinoriul Sboina Frumoasă-Muşa Mică, ce corespunde sinclinoriului Drajna şi o subunitate externă;

S-a definit pentru prima oară « pseudo-falia » de încălecare ca o formă caracteristică zonei de curbură a Carpaţilor orientali.

Din analiza caracterului şi orientării faliilor de decroşare din pînza de Tarcău s-a ajuns la concluzia existenţei unui cuplu de forfecare cu direcţia perpendiculară pe curbura Carpaţilor flişului, cuplu a cărui braţ vestic are sensul NW şi al cărui braţ estic are sensul SE.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МУНЦИЛОР БУЗЕУЛУЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ М. ВРАНЧЕЙ

М. СЭНДУЛЕСКУ, Ж. СЭНДУЛЕСКУ, М. КУСКО

(Краткое содержание)

Авторами были исследованы более внутренние фации Карпат, принадлежащие покрову Таркэу.

1. Фация песчаника Таркэу содержит нижнемеловые отложения (черные сланцы), выходящие на дневную поверхность, по причине диапировых процессов, из пластов с иноцерамами (сенон — датский яруса), палеоцен-эоцен и олигоцен. Палеоцен — эоцен составлены из нескольких горизонтов: базального горизонта (красные и зеленые глины с глауконитовыми песчаниками), нижний песчаник Таркэу (с пропластками красных глин-промежуточные уровни); средний глинистый комплекс (зеленые и красные глины и известняковые песчаники), верхний песчаник Таркэу (с конгломератами без красных глин), верхний горизонт (серые глины и мергели, известняковые песчаники). Олигоцен содержит: сланцевый горизонт (глины, мергели, известняковые песчаники, менилиты) и песчаник Фусару (Фрация Фусару — Кросно).

2. Внутренняя промежуточная фация содержит пласты с иноцерамами, базальный горизонт, средний горизонт с песчаником Таркэу и глинисто-песчанистые пакеты (35—40%), в которых невозможно провести сепарации и верхний горизонт с красными глинами (палеоцен и эоцен). Олигоцен содержит: нижние менилитовые сланцы, нижние дисодиловые сланцы, песчаник Клива (СВ) или песчаник Клива + песчаник Фусару (ЮЗ) и пласты Винецишу (смешанная фация).

Institutul Geologic al României

Окраинная зона (автохтон) составлена, в исследованном авторами участке, из: палеоцено — эоценовых отложений, представленных тиссаровидными пластами (красные и зеленые глины, глауконитовые песчаники), пласты Грешу (серия песчано-мергелистая с известняками Пасциесцна) — верхний горизонт и олигоценовые отложения, представленные нижними менилитовыми сланцами, нижними дисодиловыми сланцами, песчаником Клива, верхними дисодиловыми сланцами, верхними менилитовыми сланцами; пласты Гору-Мишина, конечные менилитовые сланцы и соляные образования.

В покрове Таркэу авторы обнаружили на З и В: внутренее подразделение, имеющее дигитации, ограниченное, во внешней стороне, сбросом Сбойна-Фрумоаса, синклинорием Мушина и внешним подразделением на В от сброса Плайюл Фрумоаселе. Складки во внутреннем подразделении типа складки — сброса — (чешуи) или сбросовые складки, группируются в трех зонах антиклинорий, отделенных двумя зонами синклинорий. Некоторые из сбросов этого подразделения специального типа — «псевдосбросы надвига», т.е. нормальные кривые сбросы с углублением на запад. Ансамбль ориентировки сбросов со сдвигом и простирание относительного движения их крылиев, указывают на наличие горизонтального момента, ориентированного с СЗ—ЮВ.

В автохтоне, во внешней его части- удвоение Мунтишоареле, а на запад от нее — пучок параллельных складок, обособленных стилем «складок в ступенях».

STRUCTURE GÉOLOGIQUE DES MONTS BUZĂU DU NW ET DES MONTS VRANCEI DU SW

PAR

M. SĂNDULESCU, J. SĂNDULESCU, M. KUSKO

(Résumé)

Les auteurs ont étudié les faciès les plus internes de la nappe de Tarcău.

Le faciès du grès de Tarcău comprend des dépôts crétacés inférieurs (schistes noirs) qui percent sous forme de noyau diapir les couches à Inocérames (Sénonien-Danien), paléocènes-éocènes et oligocènes. Le Paléocène-Eocène comporte plusieurs horizons: un horizon de base (argiles rouges et vertes à grès glauconitiques), le grès de Tarcău inférieur (à intercalations d'argiles rouges = niveaux intermédiaires), un complexe argileux moyen (argiles vertes et rouges et grès calcaires), le grès de Tarcău supérieur (à conglomérats et sans argiles rouges), un horizon supérieur (argiles et marnes grises, grès calcaires). L'Oligocène comprend: un horizon schisteux (argiles, marnes, grès calcaire, ménilites) et le grès de Fusaru (faciès de Fusaru—Krosno).

Institutul Geologic al României

Le faciès intermédiaire interne comprend les couches à Inocérames, l'horizon de base, un horizon moyen à grès de Tarcău et des paquets argilo-gréseux (35—40%) dans lesquels on ne saurait établir des séparations et l'horizon supérieur à argiles rouges (Paléocène-Éocène). L'Oligocéne comprend: des schistes ménilitiques inférieurs, des schistes dysodiliques inférieurs, le grès de Kliwa (NE) ou le grès de Kliwa avec le grès de Fusaru (SW) et les couches de Vineţişu (faciès mixte).

La zone marginale (autochtone) comporte des dépôts paléocènes — éocènes représentés par les couches de Tisaru (argiles rouges et vertes, grès glauconitiques), les couches de Greşu (série gréso-marneuse à calcaires de Paszieczna) et l'horizon supérieur et des dépôts oligocènes représentés par des schistes ménilitiques inférieurs, des schistes dysodiliques inférieurs, le grès de Kliwa, les schistes dysodiliques supérieurs, les couches de Goru-Mişina, les schistes ménilitiques terminaux et la Formation à sel.

Dans la nappe de Tarcău nous avons distingué de l'W vers l'E: une sous-unité interne à caractère de digitation, limitée à l'extérieur par la faille Sboina Frumoasă, le synclinorium Muşina et une sous-unité externe à l'E de la faille Plaiul Frumoasele. Dans la sous-unité interne, les plis — du type des plis-failles (écailles) ou des plis faillés—sont groupés en trois zones d'anticlinorium séparées par deux zones de synclinorium. Parmi les failles de cette sous-unité il y en a un type spécial à savoir « les pseudofailles de chevauchement » c'est-à-dire des failles normales, courbes, à concavité vers l'ouest. L'orientation des failles de décrochement et le sens du mouvement relatif de leurs flancs montrent l'existence d'un couple horizontal dirigé NW—SE.

Dans l'autochtone on distingue à l'extérieur la duplicature Muntişoarele, et à l'W un fascicule de plis parallèles, caractérisé par le style de « plis en gradins ».

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOLOGIE

CONTRIBUŢIUNI LA CUNOAŞTEREA HAUTERIVIANULUI DIN ZONA REŞIŢA—MOLDOVA NOUĂ—BANAT [1])

DE

S. NĂSTĂSEANU, AL. DINCĂ

În zona Reşiţa—Moldova Nouă, pînă în prezent, n-a fost separat Hauterivianul ca etaj bine individualizat din punct de vedere paleontologic şi litologic. Cercetătorii mai vechi au separat, în Banat, Neocomianul fără să facă preciziuni în legătură cu etajele pe care le cuprinde. Mai recent GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU şi V. MUTIHAC (35) separă în depozitele Cretacicului inferior un pachet de marne şi marnocalcare sub denumirea de « marne de Crivina » în care includ şi Hauterivianul. Mai tîrziu V. MUTIHAC (26) înglobează Hauterivianul la un loc cu Valanginianul într-o serie marnoasă.

Prin cercetările pe care le-am întreprins în ultimii ani am obţinut suficiente date pentru a putea afirma că Hauterivianul din zona Reşiţa—Moldova Nouă se poate separa cu uşurinţă de restul depozitelor Cretacicului inferior. De altfel acest lucru a fost deja făcut în rapoartele geologice din anii 1959 [2]) şi 1960 [3]) unde am semnalat prezenţa Hauterivianului separîndu-l ca atare şi pe hărţi. În lucrarea de faţă vom prezenta caracteristicele litologice şi paleontologice care au stat la baza separării acestui etaj.

Consideraţiuni de ordin stratigrafic

Hauterivianul este constituit din marne, marno-calcare şi calcare de culoare cenuşie sau gălbuie, cu frecvente accidente silicioase. Prezenţa silicei sub formă de concreţiuni, mai mult sau mai puţin elipsoidale, de dimensiuni ce variază de la

[1]) Comunicare în şedinţa din 26 mai 1961.

[2]) S. NĂSTĂSEANU şi echipa. Raport geologic de prospecţiune în regiunea dintre V. Celnicului Mare şi V. Doman. Arh. Com. Geol. Bucureşti, 1959.

[3]) S. NĂSTĂSEANU şi echipa. Raport geologic pentru cărbuni în zona Reşiţa-Moldova Nouă (sectorul valea Minişului — Beul Sec). Arh. Com. Geol., Bucureşti, 1960.

Institutul Geologic al României

mărimea unei nuci pînă la a unui cap de om, este una din caracteristicile evidente ale acestei formațiuni. Pe baza acestui criteriu, V. MUTIHAC (26) separă un pachet cu concrețiuni silicioase în baza Urgonianului (dintre V. Minișului și V. Nerei), dar îl atribuie Barremianului inferior.

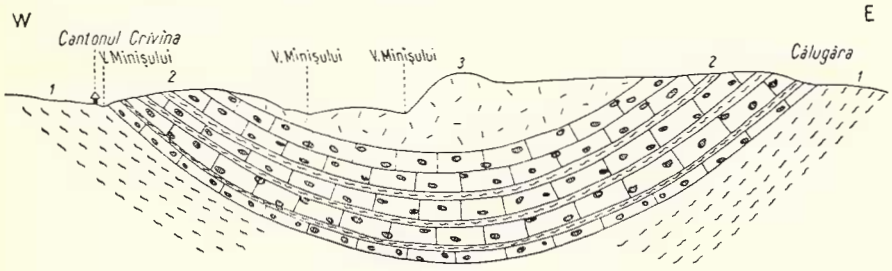


Fig. 1. — Valea Nerei, la vest de cantonul Damian — malul drept. Limita Valanginian—Hauterivian.
H, Hauterivian; V, Valanginian.

Ca poziție geometrică depozitele hauteriviene stau pe seria marnoasă valanginiană și suportă seria calcarelor recifale urgoniene (Barremian-Apțian inferior).

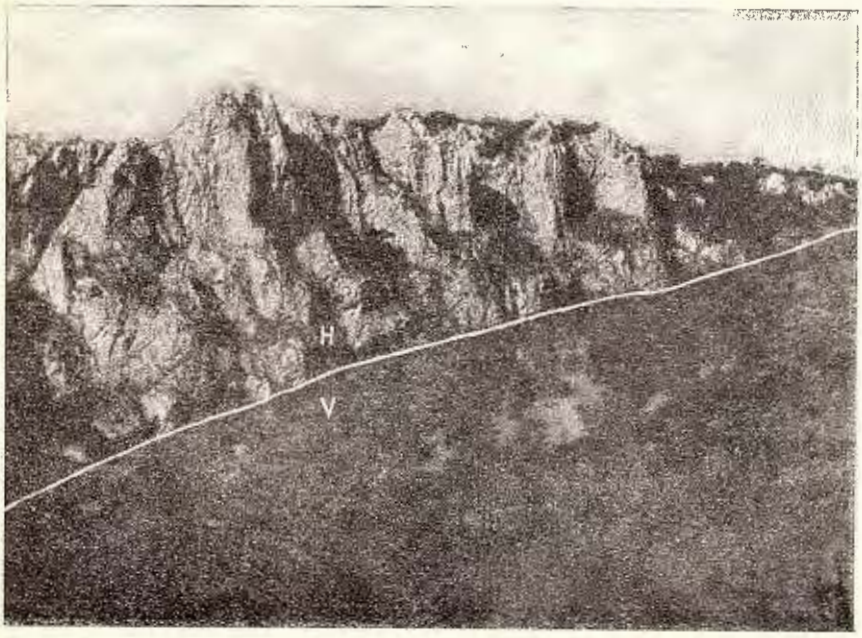


Fig. 2. — Secțiune geologică pe valea Minișului între cantonul Crivina și Călugăra (sc. 1:10.000).

Institutul Geologic al României

Din cercetările întreprinse pe tot întinsul bazinului de sedimentare s-a ajuns la concluzia că Hauterivianul îmbracă două faciesuri bine individualizate. Un facies marno-calcaros dezvoltat în partea centrală a bazinului şi un facies calcaros care se dezvoltă atît pe direcţie cît şi pe înclinare, spre marginile zonei de sedimentare.

Faciesul marno-calcaros (central). Valea Minişului oferă cel mai complet profil prin acest facies şi este deschisă pe toată lungimea ei începînd de la cantonul CFF Crivina şi pînă la confluenţa cu V. Steierului, (fig. 1). Imediat la est de cantonul Crivina, relieful se accentuează brusc punînd în evidenţă morfologic limita dintre marnele valanginiene şi seria marno-calcaroasă hauteriviană caracter morfologic regional (fig. 2). Hauterivianul este constituit dintr-o alternanţă de marno-calcare cenuşii-gălbui cu calcare gălbui, ambele dispuse în pachete groase de 20—40 m şi cu frecvente concreţiuni sferice sau elipsoidale de silice, cu un diametru care poate atinge 0,40 cm. Grosimea totală a acestor depozite este de cca 250 m, aşa cum rezultă din profilul văii Minişului, unde succesiunea Hauterivianului este completă (fig. 3). În nivelele mai marnoase s-a găsit pe valea Minişului un cuib fosilifer din care s-a determinat *Collyrites ovulum* (DES.) d'ORB, reprezentat prin numeroase exemplare.

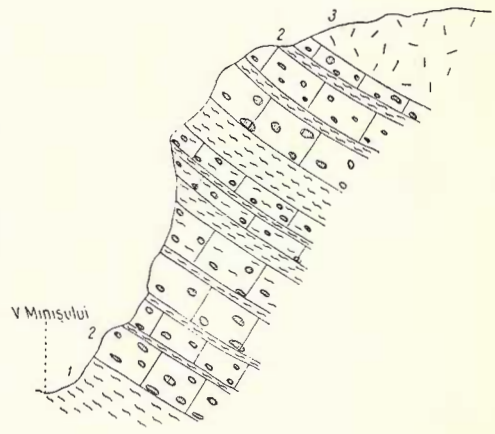


Fig. 3. — Profil geologic pe valea Minişului la cantonul Crivina (sc. 1 : 2.500).
1, marne şistoase (Hauterivian); 2, calcare marnoase cu concreţiuni de silice (Hauterivian); 3, calcare masive, recifale (Barremian-Apţian inf.).

Sub acest facies se dezvoltă Hauterivianul (din sinclinalul Iudina) în tot sectorul cuprins între V. Minişului şi V. Nerei. În ultima vale, alternanţa pachetelor calcaroase cu concreţiuni de silice şi a nivelelor marnoase este foarte bine reflectată în relieful crenelat pe care-l oferă această formaţiune.

Faciesul calcaros (marginal). Pe marginile zonei de sedimentare, depozitele hauteriviene îmbracă un facies pur calcaros complet deosebit de cel din centrul bazinului. Sub acest aspect cu greu s-ar putea separa de calcarele urgoniene, dacă n-ar exista două criterii constante de diferenţiere litologică, culoarea şi accidentele silicioase, bine înţeles în afară de faună.

Urmărind din aproape în aproape faciesul calcaros central, începînd din V. Minişului spre nord, cît şi la sud de Nera, se constată că intercalaţiile marnoase

Institutul Geologic al României

dispar pe direcție și locul lor este ocupat de marno-calcare, gri-gălbui, dure, foarte puțin șistoase, cu frecvente nodule de silice. În aceste depozite, pe partea estică a Culmii Cobelișteе, se întîlnește o bogată faună de amoniți și resturi de echinide. Dintre acestea s-au determinat: *Olcostephanus astierianus* (d'ORBIGNY), *O. sayni* KIL., *O. scissus* (BAUMB), O. cf. *filosus* (BAUMB) și exemplare fragmentare de *Collyrites*. Atît la Cobelișteе cît și la Colonovăț, depozitele predominant calcaroase sînt situate imediat sub calcarele recifale urgoniene, însă partea lor bazală nu este reprezentată datorită unui contact tectonic. Mai spre nord depozitele marno-calcaroase își pierd treptat șistozitatea și devin din ce în ce mai compacte pentru ca la Carașova să fie reprezentate prin calcare gălbui, masive, cu nodule silicioase, fapt care le face să fie total diferite de cele din centrul zonei. În aceste depozite calcaroase, care cu greu se deosebesc de cele urgoniene, s-a găsit un cuib fosilifer cu amoniți, brachiopode și lamellibranchiate din care s-a determinat: *Olcostephanus sayni* KIL., *Terebratula sella* SOW., *Zeilleria moutoni* (d'ORB), *Lopha rectangularis* (ROEM.), *Desmoceras vocontium* SAYN et LORY, *Kilianella roubaudiana* (d'ORB.).

Sub acest facies calcaros se prezintă Hauterivianul din sinclinalele de la nord și vest de Anina și în toată zona de la sud de Nera.

Pe rama estică a bazinului, Hauterivianul nu este cunoscut și aceasta se datorește în cea mai mare parte faptului că depozitele urgoniene depășesc termenii mai vechi ajungînd să stea direct pe cristalin.

Analizînd fauna menționată se constată că formele: *Olcostephanus astierianus* d'ORB., colectat din faciesul predominant calcaros și *Collyrites ovulum* (DES.) d'ORB., recoltat din faciesul marnos (mai rar în faciesul calcaros), sînt forme caracteristice pentru Hauterivian. Prima formă este specie de zonă în Hauterivianul inferior fiind menționată (3, 8, 20) în literatura de specialitate în « Stratele cu Astieria ». Cea de a doua este de asemenea caracteristică Hauterivianului, fiind cunoscută peste tot numai în acest etaj.

Formele: *Olcostephanus sayni*, *O. scissus* și *O.* cf. *O. filosus* sînt menționate în Hauterivian și ele apar în depozite predominant calcaroase (cele de la Cobelișteе) sau pur calcaroase (de la sud-est de Carașova), împreună cu *O. astierianus* și *Collyrites ovulum* (DES.) d'ORB. Restul formelor în număr de cinci specii sînt forme care se găsesc și mai sus și mai jos în scara stratigrafică, iar dintre acestea forma *Kilianella roubaudiana* d'ORB. este menționată ca formă caracteristică Valanginianului superior. Faptul că a fost găsită la sud-est de Carașova în baza calcarelor cu accidente silicioase care reprezintă Hauterivianul, se poate presupune că în această regiune, Valanginianul superior îmbracă un facies calcaros asemănător Hauterivianului.

Prezența unei asociații de specii de *Olcostephanus* împreună cu *Collyrites ovulum* în cele două faciesuri descrise, ne permite să tragem concluzia că acestea aparțin Hauterivianului.

Institutul Geologic al României

Descrierea paleontologică

Genul *Lopha* BOLTEN in RÖDING, 1798
(*Alectryonia* FISCHER WALDHEIM, 1807)
Lopha rectangularis (ROEMER)
(Pl. I, fig. 4)

Ostraea rectangularis ROEMER. LORIOL, 1861, Anim. invért. M-t. Salève, p. 108, pl. XIV, fig. 6,7; KARAKAŞ, 1907, Crét. inf. Crimée et sa faune, p. 182, pl. XVIII, fig. 6.

Descriere. Cochilie îngustă, alungită, dreaptă, cu coaste puternice, arcuite, care se unesc cîte două către partea mediană a cochiliei.

Dimensiuni: lungime 40 mm, lăţime 15 mm.

Vîrsta şi răspîndirea: Valanginian, Hauterivian şi Barremian în Franţa, Crimeea, Elveţia, Germania, Spania.

Provenienţa: SE de Carașova în faciesul calcaros.

Genul *Terebratula* MÜLLER, 1776
Terebratula sella SOWERBY
(Pl. I, fig. 1, 1a, 1b)

Terebra ula sella SOWERBY. ROEMER, 1840, Die Verst. Norddeutsch. Kreidegebriges, p. 43, pl. VII, fig. 17; D'ORBIGNY, 1847, Terr. crét., t. IV, p. 19, pl. 510, fig. 6—12; LORIOL, 1861, Anim, invért. Mt. Salève, p. 119, pl. XV, fig. 17; PICTET, 1872, Terr. crét. St. Croix, p. 78, pl. 202, fig. 19; KARAKAS, 1907, Crét. inf. Crimée, p. 212, pl. 20, fig. 3 şi 12,

Descriere. Cochilie aproximativ ovală, relativ îngustă în regiunea cardinală, prevăzută cu striuri concentrice de creştere. Valva ventrală este puţin mai convexă decît cea dorsală. Către partea frontală, ea prezintă un pliu median mărginit de două depresiuni puţin pronunţate, iar valva dorsală prezintă două pliuri separate printr-o depresiune mediană şi mărginită de alte două depresiuni către exterior.

Rostrul este scurt, recurbat şi rotunjit pe laturi.

Comisura laterală a valvelor este foarte sinuoasă iar cea frontală are forma unui M larg deschis.

Dimensiuni: lungime 30—40 mm; lăţimea în raport cu lungimea = 0,75—0,87; grosimea în raport cu lungimea = 0,45—0,55.

Vîrsta şi răspîndirea. T. sella SOW. a fost întîlnită începînd din Neocomianul superior şi pînă în Apţian în: Anglia, Franţa, Elveţia, Crimeea, Germania.

Provenienţă. SE de Carașova şi Platoul Jesenic (f. frecvente) în faciesul calcaros.

Genul *Zeilleria* BAYLE, 1878
Zeilleria moutoni (d'ORBIGNY)
(Pl. I., fig. 2, 2a, 2b)

Terebratula moutoniana d'ORBIGNY, 1847, Terr,. crét. t. 4, p. 89, pl. 510, fig. 1—5; PICTET, 1872, Terr, crét. St. Croix, p. 86, pl 203, fig. 1—3; KARAKAŞ, 1907, Crét. inf. Crimée p. 213, pl. 20, fig. 4, 22, 31; pl. 21, fig. 24, 26, 27.

Institutul Geologic al României

Zeilleria moutoni (d'ORB), COLLIGNON, 1948, Ann. géol. Serv. Min. Madagascar, fasc. 15, p. 57, pl. 8 (1), fig. 1, 1a și 1b.

Descriere. Cochilie ovală, globuloasă, alungită, mai îngustă către regiunea cardinală, lărgită și trunchiată în partea frontală. Valva ventrală mai mare și mai convexă decît cea dorsală. Rostru recurbat și rotunjit pe laturi. Foramen mijlociu și deltidium scurt. Comisura laterală sinuoasă, iar cea paleală aproape dreaptă, slab arcuită în partea mediană. Nu prezintă nici un pliu.

Dimensiuni. Lungime = 25—34 mm; lățime în raport cu lungimea = 0,73—0,83; grosimea în raport cu lungimea = 0,41—0,48.

Vîrsta și răspîndirea. Se citează în Valanginianul, Hauterivianul și Barremianul din Franța, Elveția, Crimeea, Germania și Madagascar.

Proveniență. SE de Carașova, din faciesul calcaros împreună cu *A. sayni.*

Genul *Olcostephanus* NEUMAYR, 1875
(= *Astieria* PAVLOW, 1897)
Olcostephanus astierianus (d'ORBIGNY)
(Pl. II, fig. 1, 2)

Ammonites astierianus d'ORBIGNY, 1840/41, Terr, crét., t. 4, p. 115, pl. 28, fig. 1, 2.

Olcostephanus astieri (d'ORB), BAYLE, 1878, Explic, Carte géol. France, t. IV, atlas, partea I, pl. 55, fig. 1, 2, 3. SIMIONESCU, 1898, Beiträge z. Pal. u. Geol. Österreich — Ung. u. d. Orients, vol. 11, p. 208, fig. în text 18.

Astieria astieri ((d'ORB), BAUMBERGER, 1907, Mém. Soc. pal. Suisse, vol. 34, p. 28, fig. 106. BAUMBERGER, 1909/10, Mém. Soc. pal. Suisse, vol. 36, p. 3 și 5, pl. 29, fig. 3a, 3b; pl. 32 fig. 1.

Olcostephanus astierianus (d'ORB), BASSE E. în Piveteau, 1952, Traité de Pal., vol. 2, p. 647, pl. 15, fig. 4, 4a.

Descriere. Posedăm două fragmente din ultima tură, unul de la o formă tînără și altul de la o formă matură.

Ornamentația se compune din tuberculi preombilicali ascuțiți din care pornesc fascicule de coaste simple. Un fascicol este format din 5—8 coaste. Ele trec pe partea ventrală, fără a fi întrerupte, apoi se continuă pe flancul opus unde se unesc din nou într-un tubercul ombilical. Coastele sînt drepte, radiare, dar la forma matură prezintă o slabă inflexiune. Ultima tură de la forma tînără prezintă o gîtuitură, care taie oblic coastele.

Turele de spiră sînt destul de largi, subcilindrice și se acoperă pe o treime din înălțimea lor.

Linia suturală nu se observă.

Dimensiuni. Ultima tură, la forma matură, are o grosime de 50 mm, iar la forma tînără de 12 mm.

Vîrsta și răspîndirea. Această specie se întîlnește constant în Hauterivianul inferior din Elveția, Franța, Anglia și Austria.

Proveniență. SE de Cobeliștie, în faciesul marno-calcaros cu accidente silicioase.

Institutul Geologic al României

Olcostephanus sayni KILIAN

Pl. I, fig. 3

Holcostephanus sayni KILIAN, KILIAN et LEENHARDT, 1896, Bull. Soc. géol. de France, Seria 3, vol. 23, p. 976. SARASIN et SCHOENDELMAYER, 1901, Mém. Soc. pal. Suisse, vol. 28, p. 38, pl. IV, fig. 2, 3.

Astieria sayni (KILIAN), BAUMBERGER und HEIM, 1907, Mém. Soc. pal. Suisse, vol. 34, p. 27, pl. 34, fig. 9, BAUMBERGER, 1908, Mém. Soc. pal. Suisse, vol. 35, p. 1, pl. 25, fig. 1a, 1b, 2. şi fig. 118 în text. BAUMBERGER, 1909—1910, Mém. Soc. pal. Suisse. vol. 36, p. 6, pl. 29, fig. 4; pl. 32, fig. 2, 3.

Descriere. Cochilie cu ombilic larg şi profund. Ornamentaţia se compune dintr-o coroană de tuberculi ombilicali, din care se desprind fascicule de coaste fine şi apropiate. Fiecare fascicul este format din 5—6 coaste, dintre care 4 sau 5 coaste îşi au originea într-un tubercul ombilical iar celelalte iau naştere izolat, în intervalul intertubercular. Coastele sînt drepte şi trec pe partea ventrală fără a fi întrerupte şi fără a forma vreun sinus. Pe ultima tură, către capătul ei, se observă o gîtuitură care taie oblic coastele. Linia suturală nu se observă.

Dimensiuni: D = 34 mm = 1
d = 12 mm = 0,35
h = 13 mm = 0,38

Aceste raporturi sînt foarte apropiate de acelea date de BAUMBERGER (2) formei tinere de *Astieria sayni* (fig. 118 în text).

Vîrsta şi răspîndirea. A. sayni a fost citat (1, 2, 21, 38) în Hauterivianul din Elveţia şi Franţa.

Provenienţă. SE Caraşova în faciesul calcaros şi SE de Cobeliştie, în faciesul marno-calcaros cu accidente silicioase.

Olcostephanus scissus (BAUMBERGER)

(Pl. I, fig. 5)

Ammonites astieri d'ORBIGNY, 1840/41, Terr. crét., vol. 4, pl. 28, fig. 4

Astieria scissa BAUMBERGER, 1907, Mém. Soc. pal. Suisse, vol. 34, p. 29, pl. 24, fig. 3 şi fig. 107 în text.

Descriere. Fragmentul de tură din colecţia noastră este ornamentat cu coaste ombilicale scurte şi groase care se termină cu noduri conice. Din aceste noduri pornesc fascicule de 4—5 coaste simple şi drepte. Caracteristic este faptul că majoritatea acestor coaste simple se bifurcă în partea mediană a flancului.

Vîrsta şi răspîndirea. Se citează (1, 3) în marnele cu *Astieria* din Elveţia.

Provenienţă. SE de vf. Cobeliştie, în faciesul marno-calcaros.

Olcostephanus cf. *O. filosus* (BAUMBERGER)

(Pl. I, fig. 6)

Olcostephanus astieri d'ORB., BAYLE, 1878, Explic. de la Carte géol. de la France, pl. 55, fig. 2.

Astieria filosa BAUMBERGER, 1907, Mém. Soc. pal. Suisse, vol. 34, p. 31, pl. 22, fig. 3a, 3b; pl. 23, fig. 2a, 2b.

Institutul Geologic al României

Descriere. Fragmentul de care dispunem arată o tură mai mult lată decît înaltă (cca. 18 mm și respectiv 15 mm). Coastele sînt foarte fine și dese, caractere care îl apropie foarte mult de Astieria filosa figurată de Baumberger în pl. 22, fig. 3 a și 3 b.

Vîrsta și răspîndirea. Se menționează (1, 3, 5) în Neocomianul din Franța și în marnele hauteriviene din Elveția.

Proveniență. SE de vf. Cobeliștie, în faciesul marno-calcaros.

Genul *Kilianella* UHLIG, 1905

Kilianella roubaudiana (d'ORBIGNY)

(Pl. II, fig. 3)

Hoplites roubaudi d'ORBIGNY, KILIAN, 1888, Bull. Soc. géol. Fr., s. 3, vol. 16, p. 679, pl. 16, fig. 2a, 2b, 3a, 3b.

Thurmannia (Kilianella) roubaudi (d'ORB), SAYN, 1901, Mém. Soc. géol. Fr., nr. 23, pl. 6 fig. 9, 10, 11, 14 și 15.

Hoplites (Kilianella) roubaudianus (d'ORB), KILIAN, 1910, Lethaea geognostica, Das Mesozoicum II, vol. 3, pl. 3, fig. 4.

Descriere. Cochilie ornată cu coaste robuste ce se îndreaptă înapoi pe jumătatea externă a flancurilor. Spre extremitatea lor externă coastele, devin mai proeminente și sînt îndreptate înainte. Pe partea ventrală se întrerup lăsînd între ele o zonă netedă și îngustă (1 mm), care marchează linia sifonală. Aceste coaste sînt simple sau bifurcate către mijlocul flancurilor, unde prezintă o tendință de îngroșare, și alternează destul de regulat. Adesea, o coastă bifurcată se unește, în apropiere de ombilic, cu o coastă simplă. Pe ultima tură coastele se răresc și devin mai puternice, mai proeminente. Se remarcă și prezența unei gîtuituri pe ultima tură.

Secțiunea turei este mai înaltă decît largă.

Liniile suturale nu s-au păstrat.

Dimensiuni. Prezentăm dimensiunile formei noastre comparativ cu acelea ale formelor figurate de G. SAYN (39) și de W. KILIAN (18).

Pl. II, fig. 3	Fig. 14 — G. SAYN	Fig. 3 a, 3 b — W. KILIAN
D = 32 mm = 1	D = 33 mm = 1	D = 22 mm = 1
d = 14 mm = 0,44 D	d = 14,5 mm = 0,44 D	d = 9,5 mm = 0,43 D
h = 11,5 mm = 0,36 D	h = 11,5 mm = 0,35 D	h = 8 mm = 0,36 D
e = 10 mm = 0,31 D	—	e = 7,5 mm = 0,34 D

Vîrsta și răspîndirea. Această specie citată (18, 39) din Neocomianul din SE Franței, din Elveția și din Silezia, este considerată (34) fosil de zonă pentru Valanginianul superior.

Proveniența. Un exemplar întreg din faciesul calcaros de la SE de Carașova în asociație cu *O. sayni* KILIAN.

Genul *Desmoceras* ZITTEL 1884 (—*Latidorsella* JACOB 1907)

Institutul Geologic al României

Desmoceras vocontium SAYN şi LORY
(Pl. II, fig. 4)

Desmoceras vocontium ŞAYN şi LORY, KARAKAŞ, 1907, Le Crét. inf de la Crimée et sa faune, p. 61, pl. 6, fig. 7. KILIAN, 1910, Lethaea geognastica. Das. Mesăsoeceem partea II. vol. 3.

Descriere. Cochilia este plată, discoidală şi involută. Ombilicul este destul de mic, datorită marii dezvoltări pe care o are ultima tură, care acoperă pe mai mult de 2/3 din turul precedent. Caracteristica acestei specii este marginea rotunjită a ombilicului.

Dimensiuni. D = 22 mm = 1
d = 5 mm = 0,23 D
h = 10 mm = 0,45 D
e = 6 mm = 0,27 D

Aceste raporturi sînt aproape identice cu cele ale exemplarului figurat de KARAKAŞ (17).

Vîrsta şi răspîndirea. Această specie este menţionată (17) în calcarele roşii de Biassala (Barremian-Crimeea) şi în Neocomianul din Franţa.

Proveniență. V. Carașului, la « Trei Mori », din partea superioară a faciesului calcaros cu accidente silicioase.

Genul *Collyrites* DESMOULINS 1835
Collyrites ovulum (DES.) D'ORBIGNY
(Pl. II, fig. 5, 5a, 6, 6a)

Collyrites ovulum (DOS.) D'ORBIGNY. 1853, Terr. cret., vol. V. p. 54, pl. 801, fig. 7—13, LORIOL, 1873, Echèn. crt. Suisse, p. 297, pl. 32, fig. 7—10. KARAKAŞ, 1907, Cret. inf. Crimée, p. 234.

Descriere. Formă ovală, puţin ascuţită în partea posterioară, cu faţa superioară puternic bombată, cu faţa inferioară plată şi puţin concavă în jurul gurii. În partea anterioară este prevăzută cu un şanţ superficial care porneşte de pe faţa inferioară din apropierea gurii şi se continuă pe faţa superioară dispărînd total înainte de a ajunge în punctul de maximă înălţime a testului. Gura mică şi aproape rotundă, este situată pe partea inferioară în pătrimea anterioară din lungimea totală. Anusul este oval, dispus transversal, inframarginal şi aproape invizibil de deasupra. Zonele ambulacrare nu se disting pe nici unul din exemplarele pe care le posedăm (cca 40). Tuberculii sînt rari, crenelaţi, perforaţi şi înconjuraţi de o granulaţie foarte fină.

Dimensiuni. Lungimea = 13—21 mm.
Lăţimea în raport cu lungimea = 0,83—0,92
Înălţimea în raport cu lungimea = 0,60—0,70

Vîrsta şi răspîndirea. Se menţionează numai în Hauterivian.

Proveniență. Valea Minişului în faciesul marno-calcaros; SE de Vf. Cobeliştie, în faciesul marno-calcaros; V. Radimnei în faciesul marno-calcaros.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Baumberger E. Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura. *Abhandl. der schweiz. paläont. Ges.*, Vol. 34, Zürich, 1907.
2. Baumberger E. Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura. *Abhandl. der schweiz. paläont. Ges.*, vol. 35, Zürich, 1908.
3. Baumberger E. Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura. *Abhandl. der schweiz. paläont. Ges.*, vol. 36, Zürich, 1909—910.
4. Baumberger E. und Heim. Paläontologisch-stratigrafische Untersuchung zweier Fossilhoriz. an der Valang.-Haut.-Grenze Churfirsten — Mattstockgebiet. *Abhandl. der schweiz. paläont. Ges.*, vol. 34, Zürich 1907.
5. Bayle E. Explication de la Carte géologique de la France. tom 4. Atlas. I. Fossiles principaux des terrains. Paris 1878 *(Bull. Soc. géol. France.* s. 3, t. 7, 1879, p. 91).
6. Blandford H. The Fossil Cephalopoda of the Cretaceous Rocks of Southern India. *Palaeontologia Indica.* Vol. I, Calcutta, 1861.
7. Burri Fr. Beiträge zur Systematik der Brachiopoden aus der untersten Kreide. *Eclogae geol. Helv.* vol. 46, p. 269, Basel, 1953.
8. Burri Fr. Die Rhinconelliden der Unteren Kreide schweiz. Jura. *Eclogae geol. Helv.* vol. 49 nr. 2, p. 599, Basel, 1956.
9. Choffat P. Recueil d'études paléontologiques sur la faune cretacée du Portugal. Vol. I, Lisbonne, 1886.
10. Collignon M. Faune Néocom. moyen des Couches à Criocéras de Belohasifka. Madagascar. *Ann. géol. Serv. de Mines Madagascar.* fasc. XV, Tananarive. 1948.
11. Cotteau G. Études sur les échinides fossilles du départem. de Lyonne. I. Terrain jurassique. Paris, 1849—1856.
12. Cotteau G. Études sur les échinides fossilles du départ. de Lyonne. II. Terrain crétacé. Paris, 1857—1878.
13. Davidson Th. British fossil Brachipoda. *Palaeont. Soc.* London, 1853.
14. Eberzin A. G. Osnovî paleontologhii (Molliuski-panţirnîie, dvustvorciatîie, lopatonoghie). Moscova, 1960.
15. Haug E. Beiträge zur Kenntnis der oberneocomen Ammonitenfauna der Puezalpe bei Corvara in Südtyrol. *Beiträge zur Paläont. und. Geol. Oesterreich-Ungarns*, Bd. 7, Wien, 1889.
16. Karakaş, N. I. Sur quelques ammonites remarquables de la Crimée. St. Petersburg, 1905.
17. Karakaş N. I. Le Crétacée inf. de la Crimée et sa faune. *Trav. Soc. Imp. Natur. St. Petersburg.* vol. 32, livre V, Saint Petersbourg, 1907.
18. Kilian W. Sur quelques fossiles du Crét. inf. de la Provence. *Bull. Soc. géol. Fr.*, s. 3, t. 16, p. 679, Paris, 1888.
19. Kilian W. Sur quelques fossiles remarquables de l'Hauterivien de la rég. d'Escragnolles (Alpes maritimes). *Bull. Soc. géol. France*, s. 4, t, 2, p. 865. Paris, 1902
20. Kilian W. Allgemeines ueber Palaeocretacicum. Lethaea geognostica. II. Mesozoicum. 3. Bd. Stuttgart, 1907—1913.
21. Kilian W. et Leenhardt. F. — Sur le Néocom. des environs de Moustier St. Marie (Basses Alpes). *Bulll. Soc. géol. de France*, s. 3, t. 28, p. 976., Paris 1896.
22. Koenen A. von. Die Ammonitiden des Norddeutschen Neocom. Abhand preuss. geol. Landenstadt, N. F., Heft 24. Berlin, 1902.
23. Loriol P. de. Description des animaux invertébrés fossiles contenues dans l'étage Néocom. moyen du Mont Salève. Genève, 1861.
24. Loriol P. de. Monographie des couches de l'étage Valangien des carrières d'Arzier (Vaud). In Pictet — Mat. p. la paléont. Suisse, s. 4,. Bâle & Genève, 1865—1868.

Institutul Geologic al României

TABEL

Nr. curent	Pagina	Numele speciilor									
			1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
		Lopha rectangularis (ROEM.)										
		Terebratula sella SOW.										
		Zeilleria moutoni (D'ORB.)										
		Olcostephanus astierianus (D'ORB.)										
		Olcostephanus sayni KIL.										
		Olcostephanus scissus (BAUMB.)										
		Olcostephanus cf. *O. filosus* (BAUMB.)										
		Kilianella roubaudiana (D'ORB.)										
		Desmoceras vocontium SAYN et LORY										
		Collyrites ovulum (DES.) D'ORB.										
VALANGINIAN	BANAT (zona Reşiţa—Mold. Nouă)											
	AUSTRIA											
	ANGLIA			+								
	CRIMEIA			+								
	ELVEŢIA											
	FRANŢA			+	+					+		
	GERMANIA											
	SPANIA											
	MADAGASCAR				+							
HAUTERIVIAN	BANAT (zona Reşiţa—Mold. Nouă)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
	AUSTRIA					+						
	ANGLIA	+			+	+						
	CRIMEIA	+				+	+					
	ELVEŢIA	+		+	+	+	+	+				
	FRANŢA				+	+	+	+				
	GERMANIA					+	+					
	SPANIA											
	MADAGASCAR					÷						
BARREMIAN	BANAT (zona Reşiţa—Mold. Nouă)											
	AUSTRIA											
	ANGLIA											
	CRIMEIA			+	+	+						
	ELVEŢIA	+			+							
	FRANŢA	+			+	+	+					
	GERMANIA			+								
	SPANIA			+								
	MADAGASCAR											
NEOCOMIAN	AUSTRIA		+									
	ANGLIA											
	ELVEŢIA			+	+					+		
	FRANŢA		+	+	+			+	+			
	GERMANIA			+	+					+		
	SPANIA			+	+							

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Fig. 1. — 1a — 1b. — *Terebratulla sella* SOW.
Fig. 2. — 2a — 2b. — *Zeilleria moutoni* (D'ORB.).
Fig. 3. — *Olcostephanus sayni* KILIAN.
Fig. 4. — *Lopha rectangularis* (ROMER).
Fig. 5. — *Olcostephanus scissus* (BAUMB.).
Fig. 6. — *Olcostephanus* cf. *O. filosus* (BAUMB.).

150-2
Institutul Geologic al României

S. NĂSTĂSEANU, AL. DINCĂ. Hautervianul din zona Reşiţa — Moldova Nouă (Banat).



1



2



1 a



2 a



1 b



2 b



3



4



5



6

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

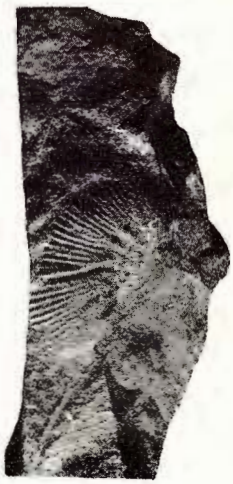
Fig. 1. — *Olcostephanus astierianus* (D'ORB.)
Fig. 2. — *Olcostephanus astierianus* (D'ORB.) (formă tînără)
Fig. 3. — *Kilianella roubaudiana* (D'ORB.)
Fig. 4. — *Desmoceras vocontium* SOW. et LORY
Fig. 5, 5a, 6, 6a. — *Collyrites ovulum* (DES.) D'ORBIGNY

150-4
Institutul Geologic al României

S. NĂSTĂSEANU AL. DINCĂ. Hautervianul din zona Reșița — Moldova Nouă (Banat).



1



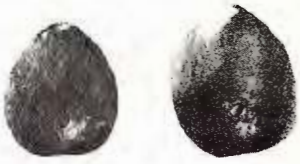
2



3



4



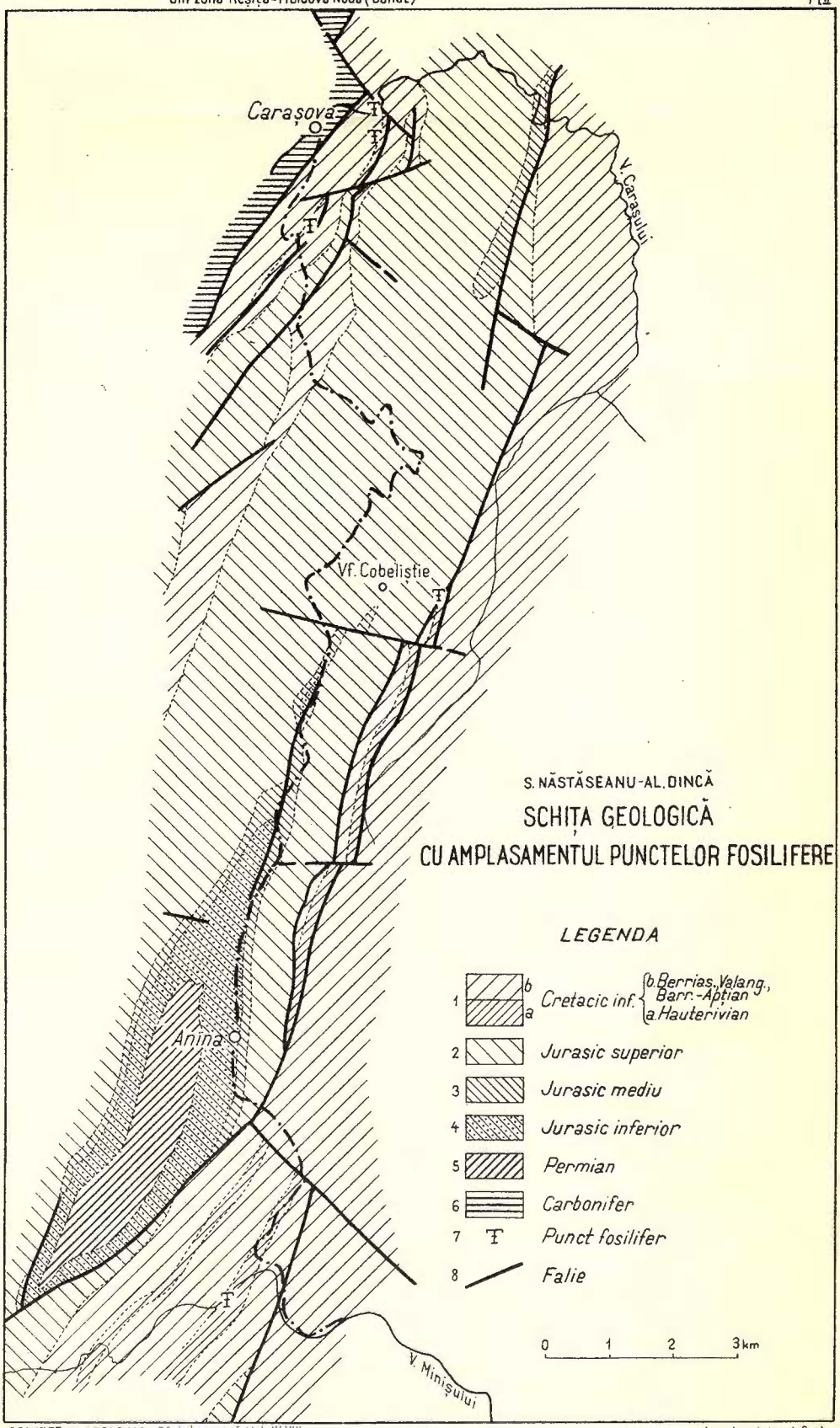
5 6



5 a 6 a

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLVIII.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

25. Loriol P. de. Echinides crét. de la Suisse. In Pictet — *Mat. p. la paléont. Suisse*, s. 6 Genève Bâle & Lyon, 1872—1873.
26. Mutihac V. Studii geologice în partea mediană a zonei Reşiţa—Moldova Nouă (Banat). *Bibl. de Geol. şi Pal.* IV, Bucureşti, 1959.
27. Neumayr M. Die Ammoniten der Kreide und Sistematik der Ammonitiden. *Zeit. D. G. Gesell.* Bd. 27, p. 854, Berlin, 1875.
28. D'Orbigny A. Paléont. Fr. Terrains crétacés I. Céphalop. Paris 1840/41.
29. D'Orbigny A. Paléont. Fr. Terrains crétacés. IV. Brachiop., Paris, 1847.
30. D'Orbigny A. Paléont Fr. Terrains crétacés. V. Échinides. Paris, 1853.
31. Pavlow A. Le Crét. inf. de la Russie et sa faune. *Nouv. mém. Soc. Imp. Nat. de Moscou*, t. 16, livr. 3, Moscou 1901.
32. Pictet F. Descr. des fossiles du terrain crét. des environs de St. Croix. *Mat. p. la paléont. Suisse*, s. 6, Genève, Bâle & Lyon, 1872—1873.
33. Pictet F. et Loriol P. de. Description des fossiles contenus dans le terrain néocom. des Voirons. *Mat. p. la paléont. Suisse*. s. 2, Genève, 1858—1960.
34. Piveteau I. Traité de Paléontologie, vol. 2, 3, Paris, 1952.
35. Răileanu Gr., Năstăseanu S. şi Mutihac V. — Cercetări geologice în regiunea Anina — Doman (zona Reşiţa—Moldova Nouă, Banat). *Acad. RPR, Bul. St. Secţia Geol. Geogr.*, t. II, nr. 2, Bucureşti 1957.
36. Roemer Ad. F. Die Versteinerungen d. norddeutschen Kreidegebirges. Hannover, 1841.
37. Roman F. Les Ammonites Juras. et Crét. Essai de Genera. Paris, 1938.
38. Sarasin Ch. et Schöndelmayer Ch. Étude monographique des Ammonites du Crét. inf. de Châtel — St. Denis. *Mém. Soc. pal. Suisse*, vol. 28, Genève, 1901.
39. Sayn G. Ammonites pyriteuses des marnes valanginiennes du SE de la France. Fam. des Hoplitidés. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. 16, fasc 2, mém 23, Paris, 1901.
40. Simionescu I. Über einige Ammoniten mit erhaltenem Mundsaum aus dem Neocom. des Weissenbachgrabens bei Golling. *Beiträge zur Paläont. u. Geol. Österreich — Ungarns u. des Orients*. Bd. 11/4, Wien, 1893.
41. Simionescu I. Note sur quelques Ammonites du Néocom. français. *Trav. Lab. géol. Grenoble* t. 5, Grenoble, 1899.
42. Uhlig V. Cephalopodenfauna der Teschner und Grodischter Schichten. Wien, 1901.
43. Uhlig V. Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten *Denksr.* d. K. *Akad. der Wissenschaft*. Wien, 1883.
44. Weerth O. Die Fauna des Neocomsandsteines im Teutoburgerwalde. *Paläont. Abhand. Dames u. Kayser*, Bd. II, Heft 1, Berlin, 1884
45. Wright C. W. A classification of the Cretaceous Ammonites. *Journ. of Pal.*, vol, 26, nr. 2 London, 1952.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЕМ ГОТЕРИВСКОГО ЯРУСА ЗОНЫ РЕШИЦА — МОЛДОВА НОУЭ — БАНАТ

С. НЭСТЭСЯНУ, А. ДИНКЭ

(Краткое содержание)

Авторы представляют литофациальные и палеонтологические данные позволившие им выделить готеривский ярус от остальных отложений нижнего мела (неоком и апт) в области Решица — Молдова Ноуэ.

Institutul Geologic al României

Готеривский ярус этой области обхватывает мергелисто-известняковую центральную фацию и известняковую окрайную фацию.

Мергелисто известняковая фация состоит из чередования мергеле-известняков и желтовато-пепельных известняков, с частыми кремнистыми конкрециями. Более мергелистые горизонты содержат в изобилии формы *Collyrites ovulum* (DES.) d'ORB.

Известняковая окрайная фация состоит, в преобладающем порядке, из пепельно-желтоватых известняков с кремнистыми конкрециями и с редкими мергелисто- известняковыми пропластками, из которых были выявлены формы: *Terebratula sella* SOW., *Zeilleria moutoni* (d'ORB), *Lopha rectangularis* (ROEMER), *Olcostephanus astierianus* (d'ORBIGNY), *O. sayni* KILIAN, *O. Scissus* (BAUMB). *O. cf. O. filosus* (BAUMB), *Kilianella roubaudiana* (d'ORB.), *Desmoceras vocontium* SAYN et LORY.

Из выше указанной фауны, ассоциация разновидностей *Olcostephanus* (O. SAYNI, и т.д.) и *Collyrites ovulum* характеризует готеривский ярус.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DU HAUTERIVIEN DANS LA ZONE REȘIȚA—MOLDOVA NOUĂ (BANAT)

PAR

S. NĂSTĂSEANU, AL. DINCĂ

(Résumé)

Les auteurs présentent des données lithofaciales et paléontologiques qui ont permis la séparation du Hauterivien du reste des dépôts éocrétacés dans la zone Reșița—Moldova Nouă.

Dans cette zone le Hauterivien revêt un faciès marno-calcaire central et un facies calcaire marginal.

Le facies marno-calcaire comprend une alternance de marno-calcaires et de calcaires gris-jaunätre, à fréquentes concrétions siliceuses. Dans les niveaux plus marneux abonde la forme *Collyrites ovulum* (DES.) d'ORB.

Le faciès marginal est formé principallement de calcaires gris-jaunâtre à concrétions siliceuses et à rares intercalations marno-calcaires dans lesquelles ont été déterminées les formes suivantes: *Terebratula sella* SOW., *Zeilleria moutoni* (d'ORB.), *Lopha rectangularis* (ROEMER), *Olcostephanus astierianus* (d'ORBIGNY), *O. sayni* KILIAN, *O. scissus* (BAUMB), *O. cf. O. filosus* (BAUMB), *Kilianella roubaudiana* (d'ORB.), *Desmoceras vocontium* SAYN et LORY.

Dans la faune mentionnée l'association des espèces Olcostephanus (*O. asterianus, O. sayni* etc.) et *Collyrites ovulum* sont caractéristiques pour le Hauterivien.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOLOGIE

CERCETĂRI GEOLOGICE ŞI PETROGRAFICE ÎN REGIUNEA CLOŞANI—MUNTELE OSLEA [1])

DE

L. PAVELESCU, M. PAVELESCU

Din punct de vedere morfologic, regiunea cartată cuprinde partea sudică a munţilor Vulcan şi partea estică a munţilor Cernei. Aici se individualizează mai multe culmi prelungi de direcţie aproximativă N—S cu înălţimi ce variază între 2100 m şi 700 m, cum este culmea Cernei, culmea Turcinoasa, a Boului, Frumosului şi culmea Plaiului. În partea de N a regiunii cartate se individualizează impunătoarea culme de direcţie NE—SW a Masivului Oslea, iar în partea de SW se ridică solitar importantul masiv calcaros al Pietrei Cloşanilor.

Reţeaua hidrografică este tributară văii Motrului. În V. Motrului care izvorăşte de sub culmea Turcinoasa şi Oslea sînt drenate toate apele ce se adună de sub culmea Cernei, Paltinei, Frumosul sau culmea Plaiului.

Din punct de vedere geologic, regiunea a fost cu totul tangenţial cercetată. Astfel, D. IONESCU-BUJOR în lucrarea sa: « Granitul de Şuşiţa » atinge în parte sectorul nord-estic al regiunii cercetate mai ales înspre Vf. Turcinoasa, Vf. Frumosul şi izvoarele Motrului.

În sectorul Turcinoasa, izvoarele Motrului, IONESCU-BUJOR descrie roci granitice şi amfibolite rubanate, iar înspre Vf. Frumosul, granite de tip Suseni şi granite cu amfiboli.

Mult mai tîrziu G. MANOLESCU în lucrarea sa: « Studiul geologic şi petrografic al regiunii văii Jiului », separă de-a lungul culmii Cernei, complexul amfibolitelor. Pe V. Motrului în amonte de confluenţa ei cu Valea Mare, şisturi cristaline ale Seriei de Lainici—Păiuş şi granite de tip Şuşiţa, iar pe partea stîngă a văii Motrului între Valea Mare şi Cloşani, granite de tip Tismana. În ce priveşte calcarele mesozoice de la Piatra Cloşanilor, le cuprinde în seria sedimentară superioară (paraautohtonă) a cărei vîrstă este cuprinsă între Permian şi Cretacic superior.

[1]) Comunicare în şedinţa din 2 iunie 1961.

Institutul Geologic al României

Din punct de vedere geologic, în regiunea cercetată se pot separa următoarele formațiuni geologice: Cuaternarul, Terțiarul, Cristalinul Pînzei Getice, învelișul mesozoic al Autohtonului și fundamentul cristalin.

1. **Cuaternarul.** Acesta cuprinde depozitele de terasă constituite din pietrișuri și nisipuri cum sînt cele de pe V. Motrului, apoi grohotișurile de pantă, din care unele sînt mobile în parte, iar altele consolidate și în fine depozite aluvionare.

2. **Terțiarul.** Formațiunile terțiare de vîrstă pliocenă sînt reprezentate prin depozite de pietrișuri, nisipuri, marne și conglomerate calcaroase care formează o serie de petece pe partea dreaptă a văii Motrului sub culmea Piatra Cloșanilor.

3. **Cristalinul pînzei getice.** Cristalinul getic nu apare în regiunea noastră decît sub forma unui petec de dimensiuni reduse între com. Călugăreni și confluența văii Motrului cu V. Motrul Sec. De altfel, acest petec reprezintă terminația nord-estică a petecului de la Baia de Aramă.

Din punct de vedere petrografic, Cristalinul Getic este format din gnaise, micașisturi și cuarțite biotitice. În afară de aceste tipuri de roci predominante, de-a lungul liniei de șariaj apar tipuri frecvente de roci în mare parte milonitizate.

În general, g n a i s e l e ocupă aria cea mai mare de răspîndire printre celelalte tipuri de roci. Rocile sînt de culoare alb-cenușie — verzuie pînă la cenușiu-închise, cu granulație fină pînă la medie și cu o șistozitate evidentă care merge pînă la o textură masivă. În unele din aceste roci se observă formări de ochiuri de feldspați, cuarț sau granați, care dau rocilor aspecte porfiroblastice. În compoziția lor intră: cuarț (22—34%), cu puternice extincții onduloase, albit (20—35%) ce uneori atinge și un procent chiar de 75%. Albitul apare sub formă de cristale cu conture neregulate și umplute cu incluziuni de sericit. Cuarțul și albitul formează împreună șiruri sau pături în alternanță cu mineralele micacee. Biotitul (20—40%) în parte cloritizat, este brun-verzui și puternic pleocroic. Muscovitul ca și biotitul se prezintă sub formă de lamele uneori fine, alteori destul de larg dezvoltate și dă impresia că în parte s-ar fi format pe seama biotitului. Ca minerale sporadice menționăm prezența apatitului, zirconului, epidotului și ilmenitului. În unele din aceste gnaise se întîlnește și un granat brun-roz, ciuruit de cuarț și minerale micacee. Destul de frecvent printre aceste gnaise se întîlnesc și unele tipuri în compoziția cărora intră și microclin, iar plagioclazul conține 7—13% An.

M i c a ș i s t u r i l e sînt de culoare cenușie, ușor verzuie, în care se observă benzi larg dezvoltate de minerale micacee formate din granule de cuarț sub formă de ochiuri de dimensiuni variabile și benzi subțiri discontinui formate din cuarț și feldspați. Cuarțul, într-un procent de 10—25%, apare sub formă de granule unele izometrice, altele alungite după șistozitatea rocilor. Ceea ce iese destul de bine în evidență în unele din micașisturi este mișcarea diferențială de mobilitate a cuarțului

Institutul Geologic al României

în masa micacee, care atrage după sine dezvoltarea largă a unora din granulele de cuarț. Biotitul este pleocroic, cu pleocroism ce oscilează de la brun-verzui la gălbui deschis și apare într-un procent ce variază între 17—22%. De obicei lamelele sale sînt larg dezvoltate și se dispun paralel cu șistozitatea rocilor, în timp ce cele mici se dispun oblic pe aceasta. În unele roci biotitul este în cea mai mare parte transformat în clorit, cloritizare ce atrage după sine apariția unor granule fine de minereu.

Muscovitul sau sericitul ocupă cca 80% din compoziția rocii. El se prezintă sub formă de lamele larg dezvoltate care se dispun paralel cu șistozitatea rocii.

Printre componentele sporadice menționăm: granatul, apatitul, zoizitul, ortitul, calcitul, ilmenitul cu leucoxen, pirită, magnetit și ace de turmalină.

În aceste micașisturi se întîlnesc adesea intercalații de șisturi muscovitice cu clorit și cuarțite biotitice.

În șisturile muscovitice cu clorit, cuarțul poate uneori să lipsească complet, alteori să atingă un procent de peste 40%. De regulă el apare sub formă de granule mărunte xenoblastice, uneori însă și sub formă de granule mai larg dezvoltate care sînt înconjurate de un mortar mărunt format din cuarț, amestecat cu sericit. Cloritul în aceste roci apare uneori într-un procent de 50%; de obicei el formează benzi paralele în concreștere cu lamelele de muscovit. Pleocroismul lui intens verde-gălbui, incluziunile de sagenit și de minereu, precum și relictele de biotit, pledează pentru origina sa secundară.

Muscovitul, respectiv sericitul pot atinge în unele cazuri un procent de 80% din compoziția rocii. El apare sub formă de lamele sau solzi în asociație cu cei de clorit sau granule de granați.

Ca minerale sporadice menționăm prezența apatitului, epidotului, zirconului, titanitului, calcitului, rutilului, piritei, ilmenitului, etc.

C u a r ț i t e l e, sînt roci de culoare albă-verzuie cu granulație fină pînă la medie. În compoziția lor cuarțul intră într-un procent ce variază între 75—90%. Masa fundamentală este formată din xenoblaste de cuarț, inechigranulare. În general, cuarțul prezintă evidente fenomene de recristalizare. În creșterea sa, el prinde îndeosebi solzi fini de sericit care bordează marginile sale lobate. Uneori în această blastează cuarțul apare în asociație cu albitul. Prin creșterea procentuală a acestuia din urmă, se face tranziția spre gnaise. Sericitul apare fie ca incluziuni în cuarț, fie sub formă de solzi fini în masa cuarțoasă. Biotitul este uneori un component destul de important. El se prezintă sub formă de lamele scurte, puternic pleocroice și se dispune în mod neregulat în masa rocii. Albitul apare de asemenea în mod neregulat și este subordonat cuarțului. De obicei el nu prezintă macle și se asociază zonelor cu granulele fine de cuarț.

Ca minerale sporadice menționăm: zirconul, apatitul, epidotul, titanitul, calcitul și uneori pirita și ilmenitul.

Institutul Geologic al României

4. **Pînza Severinului.** *Cretacicul.* Depozitele Cretacicului în facies de fliș, apar în partea de sud a regiunii noastre între confluența văii Motrului cu V. Calului și pînă la confluența V. Motrului cu Valea Motrul Sec.

5. **Autohtonul danubian.** *Învelișul sedimentar.* Depozitele sedimentare care formează învelișul Autohtonului sînt de vîrstă mesozoică și au o arie de răspîndire destul de largă în partea de SW a regiunii cercetate. Ele reprezintă partea terminală nord-estică a zonei Baia de Aramă.

În regiunea cercetată ele sînt reprezentate prin depozite liasice, dogger și cretacice.

Liasicul. Depozitele liasice care apar transgresiv peste fundamentul cristalin al Autohtonului au fost întîlnite atît pe profilele de pe V. Calului, V. Roșului, cît și pe versantul nordic al masivului Piatra Cloșanilor. În general, aceste depozite sînt reprezentate prin conglomerate, gresii arcoziene cu intercalații de brecii și șisturi argilo-grezoase-cărbunoase. În constituția lor, îndeosebi a conglomeratelor și a gresiilor, intră elemente provenite din granite de tip Tismana și mai puțin din șisturile cristaline.

Doggerul. Peste gresiile liasice, pe V. Motrului și V. Calului urmează un complex format din gresii calcaroase unele mai fine, altele mai grosiere, calcare negre compacte, calcare albe spatice și terminînd cu calcare compacte cenușii, complex care este considerat că ar reprezenta Doggerul.

Cristalinul Autohtonului. În regiunea cercetată am delimitat pe de o parte șisturile cristaline ale seriei Lainici—Păiuș, iar pe de alta ale seiriei de Drăgșan.

A) *Seria de Lainici—Păiuș.* Șisturile cristaline ale acestei serii au o dezvoltare destul de mare începînd de la confluența văii Motrului cu V. Scărișoara pe o direcție NE—SW de-a lungul văii Motrului pînă înspre Culmea Boul.

În această serie s-au putut delimita șisturi micacee, șisturi cuarțitice, gnaise și intercalații de șisturi clorito-sericitoase, șisturi și calcare cristaline.

Șisturile micacee sînt formate îndeosebi din muscovit și cuarț. Masa fundamentală a rocelor este formată uneori din granule rotunjite de cuarț, în care muscovitul sau sericitul se dispun în pături alternative discontinui. Uneori păturile micacee sînt larg dezvoltate și alternează cu pături subțiri formate din cuarț. De multe ori granulele de cuarț sînt dispuse în străturețe discontinui, luînd aspectul unor lentile sau cuburi. De regulă păturile sau lentilele de cuarț apar în asociație cu sporadice granule de albit. În unele din aceste șisturi apare și biotitul însă acesta de obicei este în mare parte cloritizat, din cauza aceasta de multe ori în mod practic este imposibilă separarea pe teren a acestor șisturi de șisturile clorito-sericitice.

Institutul Geologic al României

Şisturile cuarţitice prezintă o structură granolepidoblastică şi o textură şistoasă. Frecvent în aceste roci se întîlnesc structuri relicte psamitice care arată uneori o sortare destul de bună a componentelor. În masa pavimentoasă formată din cuarţ, se întîlnesc destul de frecvent şi cristale de albit şi microclin uneori şi de calcit. În unele din aceste şisturi cuarţitice se întîlneşte cîte un cristal mai mare de cuarţ care reprezintă fie un element relict (galet), fie că a crescut ulterior prin înglobarea mai multor granule mai mici. În orice caz aceste cristale dau rocilor de multe ori aspecte porfiroblastice. În afară de cuarţ, în compoziţia lor intră lamele scurte de biotit, solzi şi lamele de muscovit. Prin dispoziţia lor în benzi paralele, scot în evidenţă şistozitatea rocilor. Cuarţul în aceste roci este componenta de bază a rocii şi apare sub formă de granule puternic fisurate uneori lobate, în general are conture neregulate şi extincţii ondulatorii. Unele granule conţin incluziuni de minereu. În masa fundamentală cuarţoasă, sericitul, în unele şisturi cuarţitice apare într-un procent ridicat, sub formă de solzişori fini ce înconjoară granulele de cuarţ şi care reprezintă de fapt cimentul argilos. Legat de sericit se întîlnesc în roci numeroase lamele de biotit care în cea mai mare parte sînt însă cloritizate şi conţin sporadic granule de zircon. Se observă că adese ori lamelele de biotit sînt concrescute cu cele de muscovit. În mod sporadic se întîlnesc granule de titanit, zircon şi minerale opace.

Cuarţitele feldspatice apar la confluenţa văii Motrului cu V. Scărişoara. Şi în aceste cuarţite, cuarţul formează masa fundamentală a rocii, sub formă de cristale în genere larg dezvoltate, cu conture neregulate şi îndinţate, uneori lobate şi cu extincţii puternic ondulatorii. În această masă cuarţoasă predominantă, sînt prinse cristale de plagioclazi complet sericitizaţi, uneori cu conture cristalografice, de obicei însă cu conture neregulate. Muscovitul în aceste roci apare fie în masa cuarţoasă, fie printre cristalele de plagioclazi sub formă de foiţe şi lamele scurte. Adeseori muscovitul se întîlneşte şi în plajele sau lamelele de clorit. Acesta din urmă abundă mai ales în zonele bogate în plagioclazi. În mod sporadic mai apare în compoziţia acestor cuarţite: titanitul sub formă de granule foarte mărunte, leucoxenul, zoizitul şi minerale opace.

Cuarţitele cu aspecte cataclastice apar în mod foarte evident pe V. Cărpinei. În aceste roci, cuarţul care formează masa fundamentală se prezintă sub formă de cristale larg dezvoltate cu conture neregulate îndinţate şi cu extincţii puternic ondulatorii, în draperii, fie sub formă de mortar, fie dispus în fîşii neregulate. În această masă cuarţoasă se întîlnesc numeroşi plagioclazi şi feldspaţi potasici în majoritatea cazurilor sericitizaţi. Feldspatul potasic apare în aceste cuarţite uneori ca ortoză, alteori ca microclin. Plagioclazii sub formă de cristale cu conture neregulate sînt în genere sericitizaţi. În afară de cuarţ şi feldspaţi în compoziţia acestor roci mai intră: muscovitul, cloritul, titanitul şi zirconul. Textura acestor roci prezintă puternice aspecte de cataclază. În unele din aceste şisturi cuarţitice apare din

Institutul Geologic al României

abundență epidotul sau granatul. În general, granatul apare în asociație cu biotitul, iar epidotul cu muscovitul.

Șisturile clorito-sericitoase prezintă o structură granoblastică și textură șistoasă și apar pe V. Mileanului și V. Fîntînii. Cuarțul în aceste roci se prezintă sub formă de granule mărunte, alungite, avînd conturele neregulate, îndințate și extincții ondulatorii. În masa rocii se întîlnesc și granule de cuarț de dimensiuni mai mari, de asemenea îndințate. Granulele de cuarț formează pături fine ce alternează cu altele formate din clorit, sericit și muscovit. Sericitul se prezintă sub formă de solzi foarte fini și formează benzi de grosimi variabile, discontinui și ondulate. Aceste benzi sericitoase sînt prinse într-o masă cloritoasă foarte fină.

Muscovitul apare sub formă de lamele larg dezvoltate, uneori flexurate și prinse în benzile sericitoase paralele cu șistozitatea rocii.

Plagioclazii sînt complet sericitizați și se prezintă sub formă de cristale larg dezvoltate și cu conture neregulate.

Printre granulele de cuarț, au fost întîlnite în mod sporadic și cîteva granule de epidot-zoizit, zircon, rutil, apatit, turmalină, actinot și minerale opace (hematit și limonit).

Tot sub formă de intercalații, atît pe V. Motrului cît și pe V. Mileanului, se întîlnesc mai multe iviri de șisturi calcaroase și o lentilă de calcar (pe V. Mileanului). Atît lentila de calcar cît și intercalațiile de șisturi calcaroase sînt de dimensiuni cu totul reduse (cca 10/60 m).

Pe V. Motrului și pe V. Cărpinei, tot sub formă de intercalații însă cu totul reduse, se întîlnesc filite grafito-sericitoase.

În complexul seriei de Lainici—Păiuș se întîlnesc în afară de șisturi micacee și șisturi cuarțitice și zone larg dezvoltate formate din diferite tipuri de gnaise.

Unele din aceste gnaise își păstrează încă destul de bine structura lor psamitică, altele în schimb, datorită fenomenelor de granitizare, și-au șters aproape complet structura și textura lor primordială.

Gnaisele psamitice, gnaisele biotitice și gnaisele granitice sînt greu de deosebit pe teren din cauza intenselor fenomene de feldspatizare pe care le-au suferit. Rocile au o structură granoblastică și o textură șistoasă-masivă. În compoziția lor intră: cuarț, microclin, ortoză, plagioclazi, muscovit, biotit, epidot, clorit, calcit, granat, minerale opace, etc.

În gnaisele psamitice, plagioclazul este puternic alterat, iar în celelalte tipuri de gnaise el este proaspăt. În gnaisele psamitice, plagioclazul este uneori complet umplut de microlite de clinozoizit și sericit, încît de multe ori este dificil să i se determine conținutul în anortit. În celelalte tipuri și în deosebi în cele biotitice, el este proaspăt și frumos maclat polisintetic, fie după legea albitului, albit + Karlsbad, fie după legea periclinului. În gnaisele granitice și în parte în gnaisele biotitice el se prezintă sub formă de cristale idiomorfe uneori cu conturele corodate de cuarț

Institutul Geologic al României

sau de feldspaţi potasici. În gnaisele psamitice el prezintă conture rotunjite şi este dispus cu axul *c* paralel cu şistozitatea rocilor. În gnaisele biotitice, plagioclazii conţin uneori incluziuni sub formă de stropi de granule mărunte de cuarţ, şi lamele scurte de biotit proaspăt. Conţinutul lor în anortit variază în limite foarte mici. Astfel în gnaisele psamitice el este cuprins între 12—17% An, în cele biotitice între 16—22% An, iar în cele granitice între 14—20% An.

Cuarţul în general apare cu conture neregulate şi lobate, înglobînd adesea în creşterea sa cristale de plagioclazi şi lamele de biotit. De asemenea sub formă de incluziuni conţine numeroase ace de actinot sau granule mărunte de minerale opace.

Spre deosebire de gnaisele biotitice, unde porfiroblastele sînt formate adesea din feldspaţi, în gnaisele psamitice porfiroblastele sînt formate îndeosebi din cuarţ. În unele tipuri de gnaise, cuarţul formează ochiuri de dimensiuni variabile, cuiburi sau lentile. Gnaisele psamitice se mai deosebesc de cele biotitice şi prin aceia că în timp ce în gnaisele biotitice feldspaţii intră într-un procent ce variază între 10—30%, în cele psamitice ei nu trec de 10%. Într-un procent însă cu totul redus apare şi feldspatul potasic. În gnaisele psamitice feldspatul potasic este reprezentat atît prin ortoză cît şi prin microclin; ortoza însă este cea care predomină asupra microclinului, iar în celelalte tipuri, feldspatul potasic este reprezentat numai prin microclin. În general, microclinul se prezintă sub formă de granule cu conture neregulate şi lobate şi arată fenomene de blasteză, destul de evidente. În unele gnaise biotitice blasteza microclinului este aşa de puternică încît unele cristale apar ca nişte fenoblaste prinse într-o masă cuarţoasă fin cristalizată. Uneori se observă că cristalele de microclin care în timpul creşterii lor au fost fisurate şi ulterior recimentate cu silice.

În gnaisele biotitice se întîlnesc uneori şi concreşteri mirmekitice. Mineralele micacee sînt reprezentate prin biotit, muscovit şi sericit. În general ele ocupă circa 25% din compoziţia rocilor. Muscovitul apare în deosebi în gnaisele psamitice şi cele granitice. În aceste gnaise muscovitul este predominant faţă de biotit. În gnaisele psamitice, raportul între muscovit şi biotit variază între 16: 1—4: 1, în timp ce în gnaisele granitice raportul acesta, variază între 10: 1—1: 1.

Muscovitul apare de obicei în lamele mici ce formează pături discontinue înfăşurînd cristalele de cuarţ şi feldspaţi. Biotitul se prezintă şi el sub formă de lamele scurte. De regulă este uşor cloritizat marginal şi conţine numeroase incluziuni de zircon cu aureole pleocroice. În păturile micacee se întîlnesc şi minerale aciculare de actinot, titanit, clinozoizit, epidot şi calcit.

B) *Seria de Drăgşan.* Şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan, sînt cantonate în deosebi în partea de W a regiunii cartate. Ele au o largă dezvoltare începînd de la confluenţa văii Fîntînii cu V. Muleanului, apoi pe culmea Cernei pe o direcţie NE—SW, îndreptîndu-se înspre E spre culmea Nedeuţa şi Arcanul, iar înspre W spre Obîrşia.

Institutul Geologic al României

În cadrul ariei ei de răspîndire s-au putut separa: șisturi cloritoase, șisturi amfibolice, amfibolite și gnaise amfibolice cu numeroase intercalații și metadiorite și metagabbrouri.

Rocile predominante în regiune sînt șisturile clorito-sericitice; totuși alături se întîlnesc destul de frecvent tipuri de șisturi clorito-epidotice cu actinot, cuarțite și gnaise. Separarea acestor tipuri pe teren, practic este imposibilă din cauza numeroaselor tranziții.

Rocile prezintă în general o structură lepidoblastică și o textură șistoasă uneori filitoasă. În aceste roci raportul între clorit și sericit, pe de o parte, și cuarț pe de alta, înclină cînd într-o parte, cînd în alta, de aceea întîlnim cînd tipuri mai clorito-sericitoase, cînd mai cuarțoase.

Am întîlnit și numeroase tipuri de roci cu raporturi variabile între clorit și sericit. Astfel au fost întîlnite șisturi sericitoase în care cloritul apare cu totul subordonat sericitului sau chiar sporadic și invers. Masa fundamentală a acestor roci, în general este formată cînd numai din albit și sericit, cînd numai din cuarț, iar cloritul și sericitul formează doar benzi subțiri alternative cu cele de cuarț.

Aproape în toate tipurile de roci, epidotul și albitul este nelipsit. În unele din aceste roci apare și biotitul în concreștere intimă fie cu cloritul (clinoclor), fie cu muscovitul.

În unele tipuri de șisturi cloritoase apare epidotul și actinotul în cantități ceva mai mari în detrimentul sericitului. În aceste roci masa fundamentală este formată din clorit în ochiurile căruia apar cristale de cuarț și granule larg dezvoltate de epidot. Și în aceste roci albitul și actinotul sînt nelipsite. Au fost întîlnite și roci în care actinotul apare în cantitate remarcabilă sub formă de jerbe radiare. În unele din aceste roci au fost întîlnite și cristale mărunte de granați sau solzi fini de grafit. Au fost întîlnite și roci în care feldspații ocupă cca 32% din compoziția rocii, dînd naștere la gnaise cu clorit, ce prezintă frecvent fenomene de milonitizare. Cuarțul în aceste roci este intens zdrobit și fărîmițat, iar sfărîmăturile mărunte sînt antrenate pe șiruri onduloase paralele cu șistozitatea. Unele din aceste fragmente de cuarț sînt recimentate și se prezintă ca niște porfiroblaste.

Am întîlnit și tipuri de roci lenticulare, care sînt formare dintr-un angrenaj ca o rețea cu umpluturi lenticulare de cuarț care se angrenează cu cele de feldspat. Aceste strate la rîndul lor, alternează cu o altă rețea tot lenticulară formată din minerale colorate. Între păturile cuarțo-feldspatice alternează pînze destrămate de clorit, muscovit, puțin biotit verzui, minerale opace, zoizit și turmalină.

Șisturile amfibolice și amfibolitele apar sub formă de intercalații, mai ales printre gnaisele amfibolice și prezintă o structură nematogranoblastică și o textură șistoasă. În compoziția lor intră: hornblenda verde, cuarț, plagioclazi, zoizit, clorit, epidot, etc. În aceste roce hornblenda apare sub forma unor cristale prismatice alungite după șistozitate.

Institutul Geologic al României

În unele din şisturi se observă o alternanţă între păturile formate din hornblendă şi cele formate din cuarţ şi feldspaţi, în altele hornblenda este prinsă într-o masă fundamentală pavimentoasă, cuarţoasă, în care abundă sericitul. În aceste din urmă tipuri, hornblenda ia aspecte porfiroblastice. Zoizitul şi epidotul însoţesc întotdeauna benzile amfibolice. Hornblenda în aceste roci este brun-verzuie, cu un pleocroism uneori foarte pronunţat, alteori foarte slab. Din cristalele de hornblendă pornesc adesea ace de actinot, care ca şi cristalele de hornblendă străbat pe cele de cuarţ şi feldspaţi. Aproape niciodată hornblenda nu este inclusă în cristalele de cuarţ, ci le străbate; nu prezintă incluziuni şi foarte rareori prezintă concreşteri cu biotitul. Hornblenda este frecvent însoţită de biotit şi împreună cu păturile micacee-cloritoase formează benzi şistoase de dimensiuni variabile cu cele de feldspaţi şi cuarţ. În timp ce aceste pături arată o orientare preferenţială, componentele din păturile cuarţo-feldspatice arată această orientare numai în parte.

La unele din aceste şisturi amfibolice şi chiar la unele amfibolite se observă două direcţii de orientare, direcţii care sînt scoase în evidenţă îndeosebi de acele de actinot. Orientarea texturală a acestor roci este dată şi de granulele fine de titanit dispuse în şiraguri paralele, În ce priveşte elementele leucocrate, acestea apar cu totul subordonat celor melanocrate sub forma unor pături subţiri şi discontinui în masa rocilor.

Cuarţul în aceste roci se prezintă sub formă de granule uneori foarte mărunte, cu contururi foarte neregulate, îndinţate şi cu extincţii ondulatorii.

Plagioclazii sînt în general alteraţi şi umpluţi cu clinozoizit şi îndeosebi cu sericit. Sporadic se mai întîlnesc şi cristale de plagioclazi maclaţi, a căror lamele de maclă se disting însă cu mare greutate. Se întîlnesc şi cristale de plagioclazi proaspete, prinse printre granulele de cuarţ. În zonele bogate în cuarţ se întîlnesc de asemenea granule mărunte de epidot-zoizit; astfel de granule se întîlnesc şi în benzile cloritoamfibolice. Într-un mod cu totul sporadic au fost întîlnite şi cîteva lamele scurte de biotit. Cloritul, care se formează pe seama hornblendei, este un clinoclor sau pennin ce se prezintă sub forma de lamele sau plaje uneori destul de larg dezvoltate. În unele secţiuni s-au întîlnit concreşteri între clorit şi biotit, dar mai ales între clorit şi muscovit.

În unele tipuri din aceste roci, hornblenda este de culoare verde-albăstruie, puternic pleocroică, pleocroismul ei variind de la verde-albăstrui la verde-gălbui. Ea se prezintă sub formă de cristale prismatice, larg dezvoltate, maclate după (100) însă fără feţe terminale. Unele cristale prezintă cloritizări parţiale, iar altele, transformări în epidot şi zoizit. Zoizitul apare în rocă de obicei în asociaţie cu clinozoizitul. El se prezintă în granule mărunte sau formează aglomerări de granule. În unele secţiuni am întîlnit şi cristale prismatice cu contururi idiomorfe de zoizit. Adeseori el apare în asociaţie cu granulele de epidot.

Institutul Geologic al României

Cuarțul se întîlnește cu totul sporadic în aceste tipuri de roci. El a fost întîlnit doar sub forma cîtorva granule prinse într-un agregat format din sericit și clinozoizit. Tot în această masă sericitoasă a fost întîlnită cu totul întîmplător și o granulă de plagioclaz, rotunjită și maclată polisintetic. În aceste tipuri de roci, titanitul apare de obicei sub formă de granule alungite și legate îndeosebi de hornblendă; uneori se întîlnește și în masa sericito-clinozoizitică. Se observă de asemenea formări de titanit pe seama unor granule de leucoxen.

Au fost întîlnite de asemeni și tipuri de șisturi amfibolice și amfibolite în care pe lîngă cuarț, plagioclaz și epidot, apar și granați, cum sînt cele de sub cota 1152 m. Ei apar în general sub formă de cristale izometrice, uneori destul de larg dezvoltate, însă puternic fisurate și ciuruite de granule fine de cuarț și clorit. Se observă că în majoritatea cazurilor cristalele de granați sînt localizate în zonele bogate în clinozoizit. De multe ori se observă cum granulele mai larg dezvoltate de granați sînt înconjurate de o coroană formată din cristale prismatice aciculare de clinozoizit.

Gnaisele cu hornblendă se întîlnesc sub formă de intercalații mai subțiri sau mai groase, între șisturile amfibolice și amfibolite. În aceste roci se observă sub microscop, o masă cuarțo-feldspatică în care sînt prinse cristale larg dezvoltate și orientate de hornblendă. În unele secțiuni, plagioclazii împreună cu cuarțul formează pături largi ce alternează cu altele formate din amfiboli. Ei apar în granule neregulate și umplute cu incluziuni de clinozoizit și sericit. Printre ele se întîlnesc cristalele frumos maclate polisintetic de plagioclazi avînd un conținut de 34% An.

Cuarțul apare în masa plagioclazilor sub formă de granule cu contururi neregulate, îndințate și puternic lobate. Sub formă de incluziuni conține uneori cristale de hornblendă.

Hornblenda este verde-gălbuie, puternic pleocroică, și se prezintă sub formă de cristale prismatice larg dezvoltate, lipsite de fețe terminale și adesea destrămate terminal.

Titanitul apare de obicei în cantitate mai mare.

În masa feldspatică se întîlesc uneori sporadice cristale de granați, în genere sfărîmate și cloritizate.

Atît pe V. Fîntînii, pe Turcinoasa și pe V. Motrului au fost întîlnite sub forma unor intercalații fine — șisturi cu diopsid. Rocile sînt de culoare verzui deschisă cu o granulație fină și cu o textură paralelă. În compoziția lor intră cuarț, plagioclazi, diopsid, epidot, clinozoizit, etc.

Diopsidul se prezintă de obicei sub formă de cristale prismatice lipsite de fețe terminale. Este ușor verzui și slab pleocroic. Cristalele sale de obicei sînt orientate paralel cu șistozitatea rocii. Uneori diopsidul formează aglomerațiuni care sînt înconjurate de cristale mărunte și de un amfibol acicular slab verzui-incolor.

Institutul Geologic al României

În unele din aceste şisturi cu diopsid, el este destrămat, iar fragmentele sale sînt unite prin cristale fine de calcit. În masa aceasta formată din calcit şi fragmente de diopsid, se întîlnesc cristale mici aciculare de un amfibol aproape incolor. În afară de aceste componente, în constituţia rocilor mai intră clorit, sericit-muscovit, titanit, apatit, zircon şi minerale opace.

Metadiorite apar tot sub formă de intercalaţii fine, uneori chiar incartabile, cum sînt cele de la capătul sud-vestic al masivului Oslea—Turcinoasa şi V. Motrului. Rocile sînt de culoare verde închis-cenuşie, cu textură paralelă şi aspecte de rubanare. În compoziţia lor intră cuarţ, plagioclaz, biotit, muscovit, amfiboli, epidot-zoizit, calcit şi minerale opace.

Cuarţul în aceste roci, atunci cînd apare, se prezintă sub formă de cristale mici cu extincţii puternic ondulatorii şi alungite după şistozitatea rocilor.

Plagioclazii sînt transformaţi în parte sau total într-un agregat tulbure format din clinozoizit, epidot, calcit şi cuarţ. În ce priveşte orientarea lor, unele sînt aşezate paralel cu şistozitatea rocilor, altele perpendicular sau oblic pe aceasta. În general cristalele de plagioclazi sînt îndoite sau frînte, uneori chiar sfărîmate şi recimentate de cuarţ şi calcit. De-a lungul fisurilor din plagioclazi pătrund îndeosebi cristale mărunte de cuarţ care prezintă şi ele extincţii ondulatorii. Frecvent în jurul cristalelor de plagioclazi se observă o masă microcristalină, incoloră, formată din fărîmiţarea unor granule de cuarţ şi feldspaţi mai mari. În general plagioclazii îşi mai păstrează contururile lor idiomorfe. Cu toate fenomenele de albitizare pe care le-au suferit, totuşi s-a putut determina conţinutul lor în anortit, care variază între 9—42%.

Amfibolii se prezintă sub formă de hornblendă comună sau actinot. Hornblenda se prezintă sub formă de cristale prismatice alungite de obicei după direcţia şistozităţii şi care trec terminal în ace de actinot. Cristalele care sînt dispuse oarecum oblic pe şistozitate prezintă flexiuni, frîngeri şi extincţii ondulatorii. Uneori actinotul format pe seama hornblendei formează o pîslă fină printre mineralele micacee, alteori se dispune în şiruri divergente în masa cloritoasă formată tot pe seama hornblendei.

Mineralele micacee (biotit şi muscovit), formează uneori pături discontinui care învelesc îndeosebi mineralele leucocrate; de obicei ele sînt asociate cu lamelele de clorit şi cu ace de actinot. În afară de aceste componente, în constituţia acestor roci mai intră titanit, clinozoizit, epidot, ilmenit cu aureole de leucoxen şi minerale opace (pirită, magnetit titanifer şi limonit).

Rocile eruptive. Rocile eruptive în regiunea cercetată au o arie de răspîndire foarte largă.

După Ionescu-Bujor şi apoi după G. Manolescu, în regiunea noastră au fost separate: granite de tip Şuşiţa în amonte de confluenţa văii Motrului cu Valea Mare şi granite de tip Tismana la S şi E de această confluenţă.

Institutul Geologic al României

Granitul de Şuşiţa apare în regiunea noastră sub forma unei benzi înguste care se lărgeşte înspre NE, spre Culmea Frumosu, iar spre SW ea se îngustează şi se pierde, înspre Schitu. Înspre obîrşia V. Motrului acest masiv granitic este bordat în partea sa nordică de o zonă de granite gnaisice care se îndreaptă înspre NE şi se pierde sub Arcanu, la izvoarele văii de Peşte.

Granitul de tip Tismana se dezvoltă pe o direcţie aproximativă NE—SW, avînd cea mai largă dezvoltare de-a lungul văii Tismana. În regiunea noastră el nu apare decît în partea stîngă a văii Motrului şi pînă sub Culmea Frumosu.

Din cercetările noastre am putut separa în mod provizoriu mai multe tipuri de roci pe baza compoziţiei lor mineralogice şi a texturii lor. Astfel: pe de o parte, am separat granite şi granodiorite porfiroide de tip Tismana, granite-granodiorite — tonalite-diorite cuarţifere cu textură orientată aparent masivă = granite de tip Şuşiţa şi tonalite-diorite cuarţifere cu hornblendă de tip Frumosu, iar pe de altă parte, am putut separa şi delimita o serie de roci filoniene, ca: porfire cuarţifere, pegmatite şi lamprofire.

Granite — granodiorite porfiroide de tip Tismana. Rocile au o culoare albă-cenuşie pe alocuri mai închisă, fiind formate din cristale bine dezvoltate de cuarţ şi feldspat în care sînt prinse lamele largi de biotit. Fenocristalele de feldspaţi potasici sînt foarte larg dezvoltate (2,5—3 cm) şi apar sub formă de cristale idiomorfe, translucide.

Structura rocilor este holocristalină-porfiroidă, iar textura masivă.

În compoziţia lor intră: feldspaţi potasici, plagioclazi, cuarţ, biotit, muscovit minerale accesorii şi secundare.

Feldspatul potasic se prezintă atît ca ortoză cît şi ca microclin. Şi unul şi altul prezintă frecvent concreşteri pertitice. Microclinul apare sub formă de cristale cu contururi neregulate destul de proaspete. În afară de cristalele bine individualizate, în masa rocii se întîlnesc adesea şi fenomene de microclinizare în interiorul ortozei. Unele cristale de microclin prezintă evidente fenomene de blasteză. Frecvent conţine sub formă de incluziuni granule de plagioclazi, minerale micacee şi cuarţ.

Plagioclazii se prezintă de asemenea în cristale larg dezvoltate, mai puţin idiomorfe, de obicei cu contururi neregulate şi umplute în întregime de microlite de clinozoizit şi sericit. Datorită cantităţii mari de asemenea incluziuni, de multe ori atît conturul cît şi lamelele de maclă ale cristalelor de plagioclazi sînt mascate. Uneori se mai pot recunoaşte în unele secţiuni macle după legea albitului sau albit+Karlsbad, pe baza cărora s-a putut determina conţinutul lor în An (28—35 %). Uneori incluziunile de clinozoizit şi sericit sînt dispuse în mod neregulat în masa cristalului, alteori formează nuclee în centrul acestora sau se dispun numai pe marginea lor.

Institutul Geologic al României

În afară de aceste incluziuni microlitice, se mai observă în cristalele de plagioclazi şi incluziuni de cuarţ, biotit, actinot şi apatit. În unele cristale mai mărunte de plagioclazi au fost întîlnite şi concreşteri mirmekitice.

Cuarţul apare sub formă de cristale cu contururi neregulate şi îndinţate, adesea lobate şi cu incluziuni de plagioclazi şi minerale micacee (biotit şi muscovit). În creşterea sa el corodează adesea sau înglobează cristale de plagioclazi sau de feldspaţi potasici. În general este destul de zdrobit şi prezintă puternice extincţii în draperii.

Biotitul apare de obicei în cantitate destul de mare sub formă de lamele sau plaje de culoare brun-roşiatică fiind puternic pleocroice. Unele din lamele prezintă slabe cloritizări marginale, altele sînt chiar concrescute cu plaje şi lamele de clorit. În secţiuni el prezintă contururile corodate de cuarţ sau feldspaţi. Frecvent conţine incluziuni de zircon cu aureole pleocroice şi granule ovoide de apatit.

Legat pe de o parte de cloritizarea biotitului, pe de altă parte de alterarea plagioclazilor, apar granule mărunte de epidot (pistacit) şi de zoizit.

Muscovitul, apare cu totul subordonat sub formă de lamele scurte dispuse în cuiburi. De cele mai multe ori el apare însă în asociaţie cu lamelele de biotit. Probabil că în majoritatea cazurilor el se formează pe seama biotitului, de aceea conţine numeroase incluziuni de minereu dispuse sub formă de granule fine, fie de-a lungul clivajelor, fie pe marginea lamelelor, sau ace de rutil.

Titanitul şi leucoxenul apar legate de mineralele micacee şi se prezintă sub formă de granule alungite, fusiforme sau formează aglomeraţiuni granulare.

Granite-granodiorite, tonalite-diorite cuarţifere cu textură aparent masivă de tip Şuşiţa. Rocile sînt de culoare albă-cenuşie-verzuie, prezintă o structură hipidiomorf grăunţoasă, iar textura lor variază de la cea masivă neorientată la cea gnaisică şi şistoasă.

În compoziţia acestor roci intră: feldspat potasic, plagioclazi, cuarţ, muscovit, biotit. hornblendă, clorit, clinozoizit, epidot, calcit, titanit, zircon, rutil, apatit şi minerale opace.

Cuarţul se prezintă de obicei sub formă de granule xenomorfe. În rocile cu textură evident gnaisică, cristalele sale sînt alungite în direcţia şistozităţii. În tonalite şi dioritele cuarţifere el prezintă contururi lobate cu evidente fenomene de supracreştere. Unele din granule sînt secundare fiind în general foarte proaspete. În acest din urmă caz, el apare sub formă de granule mărunte şi asociate cu albit. În granitele gnaisice şi în cele milonitizate, el prezintă puternice extincţii în draperii, este zdrobit şi se dispune de multe ori sub formă de mortar. În unele granite laminate şi milonitizate, mortarul acesta de cuarţ se aşază pe şiruri onduloase scoţînd în evidenţă o structură pseudofluidală. Uneori granulele de cuarţ cimentează fisurile rocilor sau numai a celorlalte componente şi îndeosebi a feldspaţilor. Frecvent cristalele de cuarţ conţin incluziuni fine de feldspaţi potasici, plagioclazi, biotit, muscovit,

Institutul Geologic al României

hornblendă, zircon, apatit, etc. La rîndul său el apare ca incluziune sub formă de granule rotunjite, în feldspaţi sau hornblenă. Uneori formează concreşteri mirmekitice cu plagioclazii. Din punct de vedere procentual, el variază în granite între 17—34%, în granodiorite între 9—29%, iar în diorite cuarţifere între 9—25%.

Feldspaţii potasici se prezintă de obicei sub formă de cristale xenomorfe, rar cînd apar cu contururi idiomorfe. Ei se prezintă atît ca ortoză, cît şi ca microclin. Conţinutul lor în granite variază între 29—52%, iar în granodiorite între 4—20%. În granitele laminate şi milonitizate el se prezintă de obicei ca micropertit cu extincţii onduloase şi cu numeroase diaclaze. În granite şi grandodiorite cu biotit, feldspatul potasic este reprezentat prin ortoză în parte microclinizată şi pertitică. Sub formă de incluziuni conţine de obicei solzi de sericit, stropi de cuarţ şi fragmente de plagioclazi. La rîndul lor, feldspaţii potasici apar ca incluziuni de cuarţ, uneori chiar şi cu aceeaşi orientare optică ca şi cristalul gazdă. În ce priveşte dimensiunile lor, ele variază între 0,06/0,8—1/4 mm. În unele tipuri pegmatitice ei pot atinge chiar un diametru de 3 cm. În partea de S a regiunii cercetate, atît printre granitele cu textură gnaisică, cît şi printre cele porfiroide, au fost întîlnite cristale uneori destul de larg dezvoltate de ortoză cenuşie-neagră cu semn optic pozitiv şi cu unghiul axelor optice între 77—78°. Aceşti feldspaţi fumurii au o dezvoltare foarte largă în regiunea noastră şi se continuă pe o direcţie aproximativă W—E peste V. Jiului în Munţii Parîng.

Cristalele de feldspaţi fumurii apar îndeosebi în faciesurile microgranulare şi pegmatitice, fiind legate mai ales de zonele mai puternice de granitizare. Ei au fost întîlniţi însă şi în şisturile neafectate de granitizare şi pe măsură ce fenomenul de granitizare avansează, ei se transformă în ortoze şi microcline lipsite de această culoare fumurie.

Se observă destul de des cum aceste cristale uneori larg dezvoltate, marginal, încep să se deschidă la culoare şi să treacă într-o ortoză normală cu semn optic negativ. Ceea ce merită să fie semnalat este faptul că şi granulele de cuarţ, în rocile cu feldspaţi fumurii, sînt fumurii şi prezintă aceleaşi fenomene de transformare în zonele de granitizare mai avansate.

Pe V. Motrului şi pe V. Jiului zona cu feldspaţi fumurii are o lăţime ce variază între 2—3 km.

Sub microscop se observă destul de frecvent la aceşti feldspaţi, concreşteri zonale cu treceri continui între ortoză şi microclin; ortoza ocupînd nucleul cristalului, iar microclinul marginile sale, contrar microclinizărilor observate la celelalte cristale de ortoză unde nucleul este format din microclin, iar marginile de ortoză.

Plagioclazii sînt de culoare albă în granite şi verzuie în granodiorite, tonalit. şi diorite cuarţifere. De obicei apar în cristale idiomorfe, în granite şi granodiorite şi în parte allotriomorfe în diorite cuarţifere. Conţinutul lor în anortit variază foarte mult şi anume în granite variază între 6—26%, în granodiorite între 11—36%, iar în diorite cuarţifere între 28—54%. Uneori contururile sale sînt corodate

Institutul Geologic al României

fie de cuarţ, fie de feldspaţi potasici. În general cristalele de plapioclazi conţin numeroase incluziuni microlitice sub formă de prisme aciculare, de clinozoizit şi solzi de sericit. Clinozoizitul sub formă de aglomeraţiuni ocupă uneori în întregime conţinutul plagioclazului ca în unele granodiorite şi diorite cuarţifere, alteori este dispus în nuclee neregulate şi disperse sau se dispune pe zone regulate scoţînd în evidenţă structura zonară a plagioclazilor. Aceste incluziuni de clinozoizit şi sericit ocupă în egală măsură cristalele de plagioclazi din granite, granodiorite sau diorite cuarţifere; de asemenea ele au fost întîlnite în aceeaşi cantitate atît în rocile laminate şi milonitizate, cît şi în cele care nu sînt afectate de fenomene mecanice. În majoritatea cazurilor cristalele de plagioclazi umplute cu microlite de clinozoizit şi sericit prezintă zone mai subţiri sau mai larg dezvoltate, limpezi şi lipsite de aceste incluziuni. De multe ori, această zonă limpede mai albitică, dispare atunci cînd plagioclazul vine în contact cu un cristal de cuarţ. În unele secţiuni am întîlnit şi aspecte de schachbrettalbit.

În afară de concreşterile pertitice care au fost foarte frecvent întîlnite în toate tipurile de granite-granodiorite sau diorite cuarţifere, au fost întîlnite şi concreşteri antipertitice. Aceste din urmă concreşteri se prezintă ca nişte pete cu contururi neregulate sau difuze şi cu extincţii ondulatorii.

În ce priveşte concreşterile mirmekitice, acestea se prezintă ca nişte filonaşe vermiculare avînd uneori aproape aceeaşi orientare optică, alteori foarte diferită dispunîndu-se în evantai. Astfel de concreşteri n-au fost întîlnite decît în granite şi granodiorite, adică în zone în care este prezent şi feldspatul potasic.

Mineralele micacee sînt reprezentate prin biotit şi muscovit. Biotitul se prezintă de obicei sub formă de lamele uneori larg dezvoltate, alteori scurte. Este brun-roşcat sau verzui şi puternic pleocroic, pleocroismul lui variind de la brun la galben-verzui — galben deschis. În granitele laminate şi milonitizate, lamelele de biotit sînt flexurate şi frînte fără a arăta însă vreo schimbare în proprietăţile sale optice. Destul de des se observă transformarea biotitului într-un muscovit uşor pleocroic (după *ng*=verde deschis, după *np*= incolor). În aceste lamele de muscovit secundar mai apar relicte de biotit, iar granulele fine de oxizi de fier se dispun de-a lungul clivajelor. De multe ori în aceste lamele de muscovit se întîlnesc şi ace de sagenit.

Cele mai frecvente transformări întîlnite la biotit sînt cele în clorit. În unele secţiuni se observă că transformarea biotitului în clorit se face prin intermediul unui biotit verde. Mai rar au fost întîlnite transformări brusce a biotitului în clorit. Uneori concreşterile biotitului cu cloritul sînt însoţite şi de cele de muscovit, acesta din urmă de obicei pătrunde printre lamelele de clorit şi biotit sau le înconjoară, de unde se poate trage concluzia că concreşterile între biotit şi clorit ar fi mai vechi decît formarea muscovitei secundare. Cloritul format pe seama biotitului este în egală măsură pennin sau clinoclor, totuşi se pare că lamelele de clinoclor predomină asupra celor de pennin.

Institutul Geologic al României

Biotitul, în general, conține incluziuni de zircon cu aureole pleocroice, apatit, rutil (sagenit), ortit, epidot, magnetit titanifer, uneori și cuarț.

Muscovitul apare de obicei sub formă de lamele scurte și numai în granitele bogate în feldspați potasici și în cele laminate și milonitizate. În aceste din urmă roci muscovitul de obicei este însoțit de clorit și formează împreună pături discontinui mai mult sau mai puțin paralele. În celelalte tipuri de roci granitice, lamelele sale sînt dispuse neregulat în masa rocilor. În unele tipuri de granite gnaisice păturile muscovito-cloritice sînt continui și prezintă o dispoziție subparalelă, care scoate în evidență textura gnaisică a rocilor.

Amfibolii sînt reprezentați atît prin hornblenda comună cît și prin actinot.

Hornblenda apare în unele tipuri de granodiorite, dar mai ales în dioritele cuarțifere. Ea se prezintă sub formă de cristale prismatice, idiomorfe în general însă scurte. De obicei predomină hornblenda verde-albăstruie, puternic pleocroică (după *ng* = verde-brun — verde-albăstrui, după *nm* = verde și după *np* = galben deschis). În unele diorite cuarțifere s-au întîlnit și hornblende brune.

De obicei se prezintă transformări marginale sau de-a lungul clivajelor în clorit (pennin), de asemenea terminal ea se transformă în actinot. În mod obișnuit acele de actinot sînt grupate în mănunchiuri radiare în jurul cristalelor de hornblendă, uneori fiind însoțite și de epidot verde.

Luate în ansamblu, granitele, granodioritele, tonalitele și dioritele cuarțifere de tip Șușița, pot fi clasate atît după compoziția lor mineralogică, cît și după textura lor. În ce privește repartiția acestor tipuri de roci și tipuri texturale, se observă în mare, că în partea de sud a regiunii predomină îndeosebi granitele biotitice, iar în partea de nord granodioritele, tonalitele și dioritele cuarțifere cu hornblendă. Din punct de vedere textural, rocile mai masive se întîlnesc mai ales în partea de S a munților Vulcan, iar cele gnaisice în partea lor mediană.

Granodiorite și diorite cuarțifere de tip Frumosu. Pe culmea Frumosu am putut separa și delimita un corp de granodiorite și diorite cuarțifere destul de fenerocristaline. Acest corp de diorite cuarțifere în partea de W și SW prezintă largi zone în care predomină granodiorite și diorite cuarțifere gnaisice și laminate, care vin în contact cu zona rocilor de tip Șușița, iar în partea de E și SE cu cele de tip Tismana.

În compoziția mineralogică a acestor roci intră îndeosebi plagioclazii și hornblenda brună.

În ce privește caracterele fiziografice ale acestor roci, ele se aseamănă în mare măsură cu dioritele cuarțifere din zona granitului de tip Șușita, cu deosebire că mineralele sînt mai larg cristalizate, lipsește hornblenda verde-albăstruie și actinotul.

În aceste roci, plagioclazii apar într-un procent ce variază între 48—57 %, hornblenda între 14—22%, biotitul + cloritul între 9—18%, iar feldspatul potasic între 0—4%.

Institutul Geologic al României

În aceste roci plagioclazii sînt complet alteraţi şi apar uneori sub formă de cristale idiomorfe larg dezvoltate, alteori prezintă contururi neregulate. Se observă că dispoziţia microlitelor de clinozoizit din cristalele de plagioclazi este variabilă. Uneori ele formează numeroase nuclee în interiorul lor, alteori ocupă cristalul în întregime.

Cuarţul apare în cristale uneori fine, alteori larg dezvoltate şi cu contururi neregulate, predominînd cele lobate. În general cristalele sînt puternic fisurate şi cu puternice extincţii ondulatorii.

Biotitul este brun-roşcat-oliv, puternic pleocroic şi apare sub formă de lamele foarte larg dezvoltate, uneori concrescute cu cristalele de hornblendă. În general este cloritizat în parte şi conţine incluziuni de apatit şi zircon.

Hornblenda apare în cristale prismatice bine dezvoltate fără feţe terminale. Adeseori cristalele de hornblendă sînt intim concrescute cu lamelele de biotit. Se observă de asemenea la unele cristale de hornblendă macle polisintetice după (100). La unele cristale de hornblendă se observă formări de clorit şi titanit. Sub formă de incluziuni conţine de foarte multe ori microlite granulare de apatit, cuarţ şi plagioclazi.

În masa rocii, la unele tipuri de diorite cuarţifere, am întîlnit printre cristalele de hornblendă sau lamelele de biotit cîteva cristale mici de diopsid.

Rocile filoniene. Atît printre granodioritele de tip Şuşiţa, granitele de tip Tismana, cît şi printre şisturile cristaline din acoperiş, se întîlnesc numeroase roci filoniene începînd de la cele mai acide pînă la cele bazice (aplite—kersantite). Aceste roci filoniene apar de obicei pe o direcţie NE—SW, direcţie paralelă cu aceea a şisturilor cristaline.

Printre rocile filoniene cele mai frecvent întîlnite au fost cele de porfire cuarţifere albitice, aplite, pegmatite, spessartite şi kersantite.

P o r f i r e l e c u a r ţ i f e r e în general sînt albitice, adică porfire în care fenocristalele sînt formate din cuarţ şi un plagioclaz foarte albitic (3—9% An). În unele din aceste porfire am întîlnit sub formă de fenocristale, ortoză şi microclin-pertit.

Cuarţul în aceste porfire apare în cristale cu contururi hexagonale sau rotunjite cu coroziuni caracteristice şi prezintă puternice extincţii onduloase.

Microclin-pertitul, atunci cînd apare, se prezintă sub formă de fenocristale larg dezvoltate însă cu contururi corodate.

Albit-oligoclazul are şi el contururile resorbite. În general este destul de proaspăt.

Dintre mineralele melanocrate, biotitul este acela care predomină sub formă de lamele de culoare brună-galbenă. Uneori biotitul apare concrescut cu cloritul (pennin).

Pasta acestor roci este microcristalină fiind formată îndeosebi din granule foarte mici de cuarţ, feldspaţi şi biotit. În afară de aceste minerale, se mai întîlnesc cristale de zircon, apatit, rutil, magnetit, epidot şi clinoizit.

Institutul Geologic al României

Toate rocile porfirice arată în general o textură uşor orientată pînă la şistoasă.

Aplitele şi pegmatitele prezintă o structură hipidiomorf grăunţoasă şi sînt formate din albit-oligoclaz, ortoză sau microclin-pertit, cuarţ, biotit şi muscovit.

În afară de aceste componente, au mai fost întîlnite cristale de zircon, apatit, magnetit titanifer, titanit, turmalină, granaţi, clorit, calcit şi minerale opace.

Cuarţul prezintă atît în pegmatite, cît şi în aplite, concreşteri micropegmatitice şi mirmekitice.

Microclin-pertitul şi ortoza pertitică, în pegmatite, este negricioasă, cenuşie, asemănătoare cu ortoza fumurie din granite. Uneori se observă în granite cuibur pegmatitice larg dezvoltate, formate numai din această ortoză fumurie. De altfel şi în unele aplite apare feldspatul fumuriu în granule rotunjite şi fine.

Plagioclazii sînt albit-oligoclaz cu 6—18% An. În pegmatite de regulă plagioclazii sînt subordonaţi feldspaţilor potasici.

Mineralele micacee (biotit şi muscovit) apar cu totul subordonate feldspaţilor şi cuarţului. În unele pegmatite au fost întîlnite lamele de muscovit mai larg dezvoltate şi într-o cantitate mai mare.

În aplite, raportul între feldspaţii potasici şi cei calcosodici variază de la 2:1 pînă la 1:1 ocupînd cca 50% din compoziţia rocilor. Cuarţul apare într-un procent ce variază între 45—50%. Mineralele micacee nu ocupă decît cca 2—5% din compoziţia rocilor. Au fost întîlnite şi tipuri de aplite în care însă raportul între plagioclazi şi feldspaţi potasici + cuarţ, variază între 10:3 şi 2:1.

În pegmatite, cristalele prezintă o granulaţie mare (5—40 mm). În ce priveşte raportul între feldspaţii potasici şi cei calcosodici, el variază între 8:1 şi 4:1.

Cuarţul apare într-un procent ce variază între 20—45%, iar mineralele micacee între 1—3%.

În ce priveşte spessartitele şi kersantitele, acestea prezintă o structură hipidiomorf grăunţoasă — porfirică. Fenocristalele sînt prinse într-o pastă microcristalină fină de culoare neagră-verzuie. Raportul între elementele melanocrate şi cele leucocrate variază între 2:1 şi 1:1.

Elementele leucocrate sînt reprezentate prin cuarţ, plagioclaz (andezin- labrador), iar cele melanocrate prin biotit, hornblendă şi diopsid.

Cuarţul de obicei apare în aceste roci într-o cantitate cu totul neînsemnată (0—2%).

Plagioclazii apar sub formă de cristale idiomorfe complet umplute de microlite fine, de clinozoizit şi sericit. Conţinutul lor în anortit variază foarte mult (32—65%). Uneori incluziunile de clinozoizit şi sericit ocupă numai marginile cristalelor, lăsînd nucleul limpede, alteori se dispun în mod neregulat în masa cristalelor.

Biotitul apare sub formă de lamele de culoare brun-gălbuie şi este peste tot concrescut cu cloritul, uneori şi cu hornblenda sau diopsidul.

Institutul Geologic al României

L. PAVELESCU- MARIA PAVELESCU

HARTA GEOLOGICĂ A VĂII MOTRULUI

0 200 400 600m

R. Cărbunelui
Dl. Gîrdomanul
P. Cerna
V. Mileanului
Dl. Porcarii
Izv. Scărișoara
Dl. Micota
V. Motrului
Dl. Frumosu
V. Frumosului
Rudori
V. Carpinei
Dl. Păltinei
Păltinișului
V. Lacului
P. Mare
V. lui Petru
Cioaca Fîntînii
V. Suta
V. Runcului
Dl. Lazului
Vrf. Măgura
Vrf Musatoi
R. Motru
Closani
V. Calului
Vrf. Muchi
Motru Sec
P. Motrușor
Călugăreni
Dl. Cerbului
Turcinească
Dl. Boului

LEGENDA

- Aluviuni, con de dejecție
- Grohotiș de pantă
- Terase
- Pliocen

PÎNZA GETICĂ
- Gnaise și cuarțite biotitice

AUTOHTON (învelișul sedimentar)
- Cretacic
- Jurasic

FUNDAMENTUL CRISTALIN
- Porfire cuarțifere (π) Lamprofire (λ) Pegmatite (P) Aplite (A)
- Skarne cu diopsid și granați
- Corneene biotitice

GRANITUL-GRANODIORITUL DE TISMANA
- Granit porfiroid
- Granodiorit
- Granodiorit cu hornblendă
- Diorit cuarțifer

DIORIT DE TIP FRUMOSU
- Diorite masive
- Diorite șistoase

GRANIT-GRANODIORIT ȘUȘIȚA
- Granit gnaisic
- Granite granodioritice ± masive
- Granodiorit cu hornblendă

ȘISTURI CRISTALINE

SERIA DRĂGȘAN
- Șisturi cloritoase
- Șisturi amfibolice
- Șisturi amfibolice cu biotit
- Șisturi amfibolice cu granați
- Amfibolite
- Gnaise cu hornblendă
- Șisturi cu diopsid
- Metadiorite cuarțifere
- Metadiorite

SERIA LAINICI PĂIUȘ
- Șisturi micacee și cuarțitice
- Șisturi calcaroase cu clorit
- Calcare cristaline
- Șisturi cuarțitice cu epidot
- Șisturi cuarțitice cu granați
- Cuarțite
- Cuarțite biotitice
- Cuarțite biotitice cu granați
- Gnaise psamitice
- Gnaise biotitice
- Gnaise granitice

- Linie de contact anormal
- Falie
- Linie de șariaj

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. XLVIII

Imprim atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

Hornblenda apare sub formă de cristale prismatice, alungite, de dimensiuni ce variază între 0,5/3—1/4 mm. Uneori, în unele kersantite, hornblenda brună trece în cea verde sau se transformă în actinot. În geneal, prezintă frecvente concreşteri cu diopsidul şi biotitul.

Diopsidul se prezintă sub formă de cristale prismatice scurte, este verde măsliniu-incolor, uneori este corodat sau prezintă transformări în clorit.

În afară de aceste minerale principale trebuie să mai menţionăm apatitul, magnetitul titanifer, calcitul, epidotul şi ortitul.

Tectonica

În ce priveşte tectonica regiunii ea se încadrează în tectonica generală a Carpaţilor meridionali.

Cristalinul Pînzei getice este dezvoltat de-a lungul văii Motrului, între Călugăreni şi confluenţa văii Motrului cu V. Motru Sec şi reprezintă terminaţia sa nordestică a Cristalinului, dezvoltat larg în petecul de acoperire din Podişul Mehedinţi.

În ce priveşte Autohtonul, fundamentul său format din şisturi cristaline şi roci eruptive, este cutat şi dirijat pe zone bine distincte de orientate NE-ENE—SW-WSW. Cele două serii cristaline (Lainici-Păiuş şi Drăgşan) formează două cute anticlinale care s-au mişcat între ele şi au produs o zonă de zdrobire şi de milonitizare, uneori cuta de nord (seria de Drăgşan) dă impresia că încalecă peste cea sudică (Lainici—Păiuş) din cauza aceasta începînd de la V. Scărişoara şi pînă la Vf. Arcanul am trasat pe o direcţie NE—SW o linie de contact anormal între aceste două serii de şisturi cristaline.

În cadrul intim al seriei de şisturi cristaline de Drăgşan, complexul amfibolic formează o mare cută anticlinală dirijată NE—SW cu şisturile complexului clorito-sericitos pe flancuri. În ce priveşte raporturile între cele două complexe cristaline ale seriei de Drăgşan, ceva mai la est de regiunea noastră, ele arată o discordanţă destul de bine evidenţiată printr-un orizont de conglomerate metamorfozate, care ar marca o transgresiune mai veche. Din studiile elementelor ce intră în compoziţia conglomeratelor, iese în evidenţă că orizontul de bază a acestui complex s-a format pe seama rocilor complexului amfibolic şi că acesta era metamorfozat înaintea complexului clorito-sericitos.

În ce priveşte masivele granitice, cel de tip Şuşiţa se dezvoltă pe o direcţie aproximativ paralelă cu linia de contact normală între cele două serii cristaline, îmbrăcînd cu un facies marginal masivul granitic de tip Tismana. Din relaţiile de teren între aceste două tipuri de granite apare impresia că granitul de tip Şuşiţa, este un masiv mai vechi, iar cel de Tismana s-ar fi format în urma fenomenelor de granitizare, provocate de granitul de tip Şuşiţa. De altfel, în aria de răspîndire a granitului porfiroid de tip Tismana, se întîlnesc numeroase mărturii sub formă de enclave afectate de fenomenele de granitizare, enclave care reprezintă în cea mai mare parte roci granitice-tonalitice de tip Şuşiţa.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Drăghici Olga şi Cornel. — Raport geologic asupra regiunii Baia de Aramă, 1956.
2. Codarcea Al. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridionale et du Plateau de Mehedinţi. *An. Inst. Geol. Rom.* XX., Bucureşti 1940
3. Ionescu Bujor. Granitul de Şuşiţa.
4. Manolescu G. Studiu geologic şi petrografic al regiunii văii Jiului. *Acad. Rom. M.S.St.* S.III T. XII Mem. 6 1937.
5. Pavelescu L. şi M. Raport geologic Oslea—Arcanu, 1958.
6. Pavelescu L. Geologia Carpaţilor Meridionali *An. Rom. Sov.* 1957.

ГЕОЛОГО — ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ КЛОШАНИ — МУНТЕЛЕ ОСЛЯ

Л. ПАВЕЛЕСКУ, М. ПАВЕЛЕСКУ

(Краткое содержание)

Исследуемая авторами область составлена из кристаллического фундамента автохтона, из осадочного перекрытия, из Северинского покрова, кристаллического массива Гетского покрова и из осадочных третичных и четвертичных отложений.

В составе кристаллического фундамента автохтона были выделены, с одной стороны, кристаллические сланцы серии Драгшани, а с другой стороны — серии Лайничь — Пэйюш.

Серия кристаллических сланцев Дрэгшани образовалась из амфиболитового и хлорито-серицитового комплексов. Она происходит из метаморфизма некоторых осадочно- вулканогенных отложений с многочисленными пропластками изверженных пород, пересекших отложения. Эти осадкообразования были метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, случайно альбит-эпидот-амфиболитовой фации и только, впоследствии, при диафторезовых процессах, они были приспособлены, частично, к условиям фаций зеленых сланцев. В амфиболитовом комплексе смогли картографически, быть выделены: амфиболиты, амфиболитовые сланцы с биотитом или гранатами, горно-обманковые гнейсы, сланцы с диопсидом и многочисленные согласные пропластки метагаббро, метадиоритов и кварценосных метадиоритов. Этот комплекс образует, в исследуемой авторами области, удлиненную антиклиналь, с простиранием на СВ—ЮЗ, начало которой установлено с Румынской Долины Джиулуй, под Ослей и продолжающуюся, через Мунций Черней до зоны, расположенной за рекой Мотру Сэк. Реликтовые структуры и пропластки изверженных основных и промежуточных пород являются указанием эруптивной природы, хотя бы одной части амфиболитов.

Institutul Geologic al României

Кислые постмагматические растворы, связанные с этим основным инициальным магматизмом, привели к преобразованию, хотя бы частично, ортоамфиболитов в амфиболитовые гнейсы с магматическим обликом.

Регенерирование плагиоклазов, образование антипертитов, являются неоспоримым доказательством этих магматических привносов. Хлорито-серицитовый комплекс сформирован из: хлоритосерицитовых сланцев, хлоритовых сланцев, хлоритовых сланцев с альбитовыми порфиробластами, хлорито-эпидотовых сланцев, актинолитовых сланцев, и т.д. Этот комплекс занимает, в общем, боковые поверхности антиклинали, составленные из пород амфиболитового комплекса.

Петрографическое исследование этого комплекса указывает с одной стороны, на наличие эпикластовых реликтовых структур (даже в амфиболитовых сланцах, процент кварца довольно повышен), образующих основной горизонт этого комплекса и с другой стороны, тонко пелитовые пирокластические структуры с пропластками детритогенных пород (кварцитов, известняков и т.д.), которые занимают верхние части этого комплекса. Соотношения между этими двумя комплексами, в исследуемой авторами области, повидимому, нормальные, в то время, как немного восточнее эти два комплекса, указывают на довольно хорошо выраженное несогласие, при наличии конгломератового метаморфизованного горизонта, маркирующего более древнюю трансгрессию.

На основании исследования элементов, входящих в состав конгломератов, становится очевидным, что эпикластовый горизонт хлорито-серицитового комплекса образовался за счет пород амфиболитового комплекса и, что последний был метаморфизован, раннее сформирования хлорито-серицитового комплекса. Верхняя часть этого комплекса начинается у основания довольно мощным туфогенным горизонтом, переходящим в верхних частях в смешанные горизонты, в которых вначале выявлены довольно редкие пропластки, а затем по мере возрастания все более частые выходы на дневную поверхность пелито-псаммитовых пород, с тем чтобы комплекс завершился черными кварцитовыми сланцами и серцитовыми сланцами.

Серия кристаллических сланцев Лайничь — Пэюш составлена из: псаммитовых гнейсов, биотитовых кварцитов с гранатами, кварцитовых, слюдистых серицито-хлоритовых известняковых сланцев, известняков, различных типов биотитовых роговиков с гранатами или диопсидом, с многочисленными пропластками гранитовых, пегматитовых гнейсов и т.д. Породы этой серии произошли из метаморфизма некоторых эпикластических отложений, типа шельф и были метаморфизованы, как и отложения Серии Дрэгшани, в условиях амфиболитовой фации, случайно, альбит- эпидот- амфиболитовой фации, а впоследствии, во время становления на место гранитоидных

Institutul Geologic al României

массивов, частично, приспособились при диавторезе к условиям фации зеленых сланцев. Эта серия приходит в контакт с кристаллическими сланцами сери Дрэгшани, через зону нарушений с СВ — ЮЗ вершины Плайюл Клошанилор и до Осли, затем с ВСВ-ЗЮЗ от Осли в Аркану, в которых интимно перемешаны и тектонизированы породы обеих серий. Несогласно залегают над обеими кристаллическими сериями кристаллические сланцы серии Тулиша. Отложения этой серии не были выявлены в исследуемой авторами области, за исключением двух участков, сокращенных размеров.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DANS LA RÉGION CLOŞANI—MONT OSLEA

PAR

L. PAVELESCU, M. PAVELESCU

(Résumé)

La région étudiée est constituée par le soubassement cristallin de l'Autochtone, sa couverture sédimentaire, la Nappe de Severin, le Cristallin de la Nappe et les dépôts sédimentaires tertiaires et quaternaires.

Dans la constitution du soubassement cristallin de l'Autochtone les auteurs ont séparé les schistes cristallins de la Série de Drăgşan et de la Série de Lainici—Păiuş.

La série des schistes cristallins de Drăgşan est formée d'un complexe amphibolique et d'un autre chlorito-sériciteux. Elle résulte du métamorphisme des dépôts sédimentaires-volcanogènes à nombreuses intercalations de roches éruptives qui y ont fait intrusion. Ces dépôts ont été métamorphisés dans les conditions du faciès amphibolitique, éventuellement albite-épidote-amphibolitique et ce n'est qu'ultérieurement, par diaphtorèse, qu'ils se sont adaptés, en partie, aux conditions du faciès des schistes verts. Dans le complexe amphibolique on a séparé: des amphibolites, des schistes amphiboliques à biotite ou grenats, des gneiss hornblendiques, des schistes à diopside et de nombreuses intercalations concordantes de métagabbros, métadiorites et métadiorites quartzifères. Ce complexe constitue dans notre région un anticlinal orienté NE—SW, qui commence dans la vallée Jiul Romînesc au pied du Mont Oslea et continue par les monts Cerna jusqu'au delà du Motru Sec. Les structures relictes et les intercalations de roches éruptives basiques et intermédiaires montrent la nature éruptive au moins d'une partie des amphibolites.

Institutul Geologic al României

Les solutions acides post-magmatiques rattachées à ce magmatisme basique initial ont déterminé la transformation partielle des orthoamphibolites en gneiss amphiboliques d'aspect migmatique. La régénération des plagioclases, ainsi que la formation des antiperthites sont des preuves indubitables de l'apport magmatique. Le complexe chlorito-séricitique comporte des schistes chlorito-sériciteux, des schistes chloriteux, des schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite, des schistes chlorito-épidotiques, des schistes actinolitiques etc. En général, ce complexe occupe les flancs de l'anticlinal composé par les roches du complexe amphibolique. L'étude pétrographique de ce complexe montre des structures relictes épiclastiques (même dans les schistes amphiboliques la teneur en quartz est assez élevée) qui constituent l'horizon de base de ce complexe, ainsi que des structures pyroclastiques — finement pélitiques à intercalations de roches détritogènes (quartzites, calcaires etc.), qui occupent les parties supérieures de ce complexe. Les rapports entre ces deux complexes paraissent normaux; néanmoins vers l'est ils accusent une discordance assez bien mise en évidence par un horizon de conglomérats métamorphisés qui marquerait une transgression plus ancienne. De l'étude de la composition des conglomérats résulte que l'horizon épiclastique du complexe chlorito-sériciteux s'est formé aux dépens des roches du complexe amphibolique et qu'il était métamorphisé déjà avant la formation du complexe chlorito-sériciteux. La partie supérieure de ce dernier comporte en base un horizon tufogène assez puissant, lequel vers les parties supérieures passe aux horizons mixtes—au début à intercalations assez rares de roches pélito-psammitiques mais devenant toujours plus fréquentes — et se termine par des schistes quartzitiques noirs et des schistes sériciteux.

La série des schistes cristallins de Lainici—Păiuş comporte des gneiss psammitiques, des quartzites biotitiques à grenat, des schistes quartzitiques, micacés, séricito-chloriteux calcaires, des calcaires, différents types de cornéennes biotitiques à grenat ou diopside avec nombreuses intercalations de gneiss granitiques, aplitiques, et pegmatites etc. Les roches de cette série proviennent du métamorphisme de quelques dépôts épiclastiques de plate-forme continentale, dans les conditions du faciès amphibolitique, éventuellement albito-épidoto-amphibolitique et ultérieurement pendant la mise en place des massifs granitoïdes — par diaphtorèse — dans les conditions du faciès des schistes verts. Cette série est en contact avec les schistes cristallins de la Série de Drăgşan par une zone de dislocation NE—SW depuis le sommet Plaiul Cloşanilor et jusqu'à Oslea, et ensuite ESE—WSW depuis Oslea jusqu'à Arcanu; dans cette zone les roches des deux séries sont intimement mélangées et tectonisées. Sur les deux séries cristallines reposent en discordance les schistes cristallins de la Série de Tulişa. Les dépôts de cette série apparaissent dans cette région sous la forme de deux lambeaux de dimensions réduites.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOLOGIE

CERCETĂRI GEOLOGICE ŞI PETROGRAFICE ÎN REGIUNEA TISMANA—V. BISTRIŢA[1])

DE
L. PAVELESCU, M. PAVELESCU

Din punct de vedere morfologic, în regiunea cartată se individualizează o culme principală: Arcanul—Nedeia cu înălţimi ce trec de 1800 m, din care se desprind spre sud pe o direcţie aproximativă nord—sud, culmi secundare din care unele se opresc în Valea Bistriţei, cum e culmea Piva, Căciulata, Prisloapele, Văratec. Toate aceste culmi formează un abrupt cu o denivelare de cîţiva zeci de metri de culmea principală şi se opresc în Valea Bistriţei, tot prin abrupturi.

O altă culme importantă se formează din Muntele Boul, care din Vf. Frumosu se desface în două ramuri impunătoare: una din ramuri se îndreaptă pe o direcţie nord—sud, Muntele Frumosu, care se opreşte printr-un abrupt în valea Motrului, la confluenţa acestuia cu Valea Mare, iar cealaltă, prin Vf. Paltinei se prelungeşte pe o direcţie NNE cu o ramură spre Călugăreni, iar cu cealaltă spre valea Pocruiei. Din dreptul vîrfului Piatra Tăiată, din această culme se formează una secundară de direcţie aproximativă est—vest prin Piatra Boroştenilor, ce se pierde treptat spre Gureni.

Reţeaua hidrografică este tributară văii Pocruia, Tismana, Bistriţa. Toate aceste văi au un curs aproximativ nord-vest — sud-est şi izvorăsc unele, cum este Pocruia şi Tismana, de sub culmea Muntelui Frumosu—Paltinei, iar Valea Bistriţa de sub Muntele Oslea şi Muntele Boul.

Din punct de vedere geologic, regiunea a fost foarte puţin cercetată. Singura lucrare care se ocupă cu regiunea noastră este aceea a lui D. Ionescu-Bujor. În această lucrare, el deosebeşte în fundamentul cristalin în afară de diferitele tipuri de şisturi cristaline, două tipuri de granite: granitul de Suseni şi granitul de Tismana.

Mult mai tîrziu, G. Manolescu în teza sa de doctorat: «Étude géologique et pétrografique dans les Munţii Vulcan» atinge tangenţial şi capătul de est al masivului granitic de Tismana.

[1]) Comunicare în şedinţa din 2 iunie 1961.

Institutul Geologic al României

Geologia regiunii

Din punct de vedere geologic, se pot separa următoarele formaţiuni geologice: depozite cuaternare, depozite pliocene, Cristalinul pînzei getice, pînza Severinului, învelişul paleo-mesozoic al autohtonului danubian şi fundamentul cristalin.

Depozite cuaternare. Formaţiunile cuaternare sînt reprezentate prin depozite de terasă cum sînt cele de pe Valea Motrului, grohotişurile de pantă, care în cea mai mare parte sînt consolidate de vegetaţia naturală şi în fine depozite aluvionare şi conuri de dejecţie.

Depozitele pliocene. Depozitele pliocene sînt reprezentate prin pietrişuri, nisipuri, marne şi conglomerate calcaroase, care formează o serie de petece în împrejurimile regiunii Tismana, precum şi o zonă mare în partea de sud a regiunii cercetate. Întrucît acestea n-au făcut obiectul cercetărilor noastre, ele n-au fost cartate decît acolo unde apăreau ca petece peste Cristalin.

Cristalinul Pînze getice. Cristalinul Pînzei getice nu apare în regiunea noastră decît sub forma unui petec de dimensiuni reduse între Călugăreni şi confluenţa văii Motrului cu Motrul Sec. De altfel acest petec reprezintă terminaţia nord-estică a petecului de la Baia de Aramă.

Din punct de vedere petrografic, Cristalinul acesta este format din gnaise micacee, micaşisturi şi cuarţite biotitice. În afară de aceste roci de-a lungul liniei de şariaj apar frecvent diverse tipuri de milonite şi cataclazite.

Pînza Severinului. Formaţiunile Pînzei Severinului în regiunea noastră apar doar sub formă de două iviri de dimensiuni reduse la nord-vest de satul Călugăreni, fiind reprezentate prin serpentine şi stratele de Sinaia.

Învelişul paleo-mesozoic al autohtonului danubian. Depozitele sedimentare de pe autohtonul danubian, care reprezintă învelişul său, sînt reprezentate prin depozite paleozoice metamorfozate (= formaţiunea de Tulişa) şi depozite mesozoice (jurasice şi cretacice).

Formaţiunea de Tulişa. Depozitele sedimentare metamorfozate ale Formaţiunii de Tulişa în regiunea cartată apar doar sub formă de cîteva petece în partea de sud a culmii Arcanu şi pe culmea Văratec.

Ele sînt reprezentate prin calcare cristaline albe-cenuşii foarte şistoase asemănătoare cu calcarele de la Oslea şi filite grafitoase sau şisturi cuarţitice sericitoase cum sînt cele de pe Culmea Văratec. Asupra vîrstei acestor depozite şi a descrierii lor nu vom mai insista, întrucît ele au fost descrise în detaliu în lucrările noastre anterioare.

Institutul Geologic al României

Depozitele mesozoice. Depozitele mesozoice au o arie de răspîndire destul de largă în zona cartată. Începînd dinspre vest, de la Cloşani—Călugăreni peste Sohodol—Pocruia—Tismana—Topeşti—Vîlcele şi Gureni, depozitele mesozoice se dispun transgresiv peste fundamentul cristalin reprezentat îndeosebi prin granit-granodiorit porfiroid de tip Tismana. În afară de această zonă, ele mai apar şi sub formă de petece cum sînt cele de pe Valea Tismana, Cioclovina şi de pe culmile Tismăniţei, Căciulata, Piva, Pleşa, etc.

Ele se pot repartiza depozitelor de vîrstă jurasică şi cretacică. Cele de vîrstă jurasică sînt reprezentate îndeosebi prin calcare albe-gălbui, iar cele cretacice prin şisturi marnoase-argiloase negre.

Fundamentul cristalin. În regiunea cercetată, am deosebit în partea de nord a regiunii şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan, iar în partea mediană şi de sud-est şisturile cristaline ale seriei de Pilugu.

În şisturile cristaline ale seriei de Pilugu sînt localizate o serie de corpuri de roci granitoide, cum este cel de Şuşiţa, Frumosu şi Tismana, de care sînt legate şi o serie de filoane de aplite, pegmatite, lamprofire şi porfire.

Rocile granitoide. Rocile granitoide în regiunea cercetată ocupă suprafeţe destul de întinse începînd de la Plaiul Cernii şi Valea Motrului pînă dincolo de Valea Bistriţa.

Astfel, masivul granitic-granodioritic de Şuşiţa, ocupă partea de nord şi mediană a regiunii cercetate, începînd de la izvoarele Motrului, pe o direcţie NE—SW pe sub Muntele Arcanu şi se continuă înspre valea Jiului. Fîşia mediană se dezvoltă începînd din plaiul Tismanei pe sub Piva înspre Valea Şuşiţa.

Sectorul Muntele Frumosu, partea sud-estică a Muntelui Boul şi izvoarele văii Lespezi este ocupată de un corp de roci granodioritice, care merg pînă la diorite hornblendice propriu-zise.

În partea sudică a regiunii cercetate, începînd din valea Motrului şi pînă în valea Bistriţei se localizează masivul granitului porfiroid de Tismana.

Granite-granodiorite porfiroide de tip Tismana. Rocile sînt de obicei de culoare albă-cenuşie, uneori cenuşiu-negricioasă, fiind constituite din cuarţ, feldspaţi potasici, plagioclazi, biotit, minerale accesorii şi secundare. Structura rocilor este holocristalină-porfiroidă iar textura masivă. Cristalinitatea componentelor este foarte variată. Unele tipuri de roci prezintă o cristalinitate foarte fină, altele în schimb foarte larg dezvoltată. Între aceste două tipuri extreme există toate gradele de tranziţii. În ce priveşte aspectul porfiroid, acesta prezintă o serie întreagă de gradaţii de la fenocristale abea individualizate în masa microcristalină pînă la fenocristale de 3—5 cm.

În ceea ce priveşte textura acestor roci ea este predominant masivă, neorientată, însă se întîlnesc şi zone în care apar texturi gnaisice şi laminate.

Institutul Geologic al României

Feldspatul potasic (microclin și ortoză) se prezintă sub formă de cristale în general cu conture neregulate și numai atunci cînd microclinizează plagioclazii se prezintă în conture idiomorfe. În general feldspații potasici apar în granule de mărimi cuprinse între 3—4 mm și prezintă frecvent concreșteri micro- și criptopertitice. De altfel și între ortoză și microclin sînt concreșteri zonare cu treceri gradate de la unul la altul. De obicei ortoza ocupă nucleul cristalelor, iar microclinul zonele marginale. Fenomenele acestea de microclinizare se observă și la feldspații plagioclazi.

Cristalele de ortoză de obicei sînt presărate de o pulbere fină, brună, indeterminabilă. Sub formă de incluziuni conțin aproape toate componentele rocilor în afară de muscovit. La rîndul lor ele se întîlnesc ca incluziuni sub formă de granule în cuarț, avînd uneori aceeași orientare optică, alteori diferită.

Multe cristale de feldspați potasici și îndeosebi cele de microclin, prezintă evidente fenomene de blasteză, încît unele din fenocristale ar trebui să fie denumite fenoblaste.

Unele din aceste fenocristale (fenoblaste) prezintă deplasări și alte aspecte care arată că ele au suferit unele mișcări interne într-o masă cristalizată. Aceste mișcări sînt evidențiate de o serie de scrijelări și crăpături care sînt cicatrizate de cristalizarea ulterioară.

Unele din fenocristalele de plagioclazi lasă impresia că s-au format anterior și numai mult mai tîrziu au fost înlocuite de microclin, la altele însă, mai ales cele de feldspați potasici, se observă clar că s-au format mult mai tîrziu prin fenomene de blasteză.

Plagioclazii se prezintă și ei uneori sub formă de granule de dimensiuni medii, alteori sub formă de cristale mai mult sau mai puțin idiomorfe însă larg dezvoltate. În general, sînt intens epigenizate de clinozoizit și sericit. Din cauza acestor incluziuni, de multe ori, este în mod practic imposibil de determinat conținutul lor în anortit. Incluziunile de sericit și de clinozoizit în unele cristale, dau impresia unei dispoziții zonare, alteori ele sînt dispuse în mod neregulat sau formează aglomerațiuni de dimensiuni și conture neregulate, îndeosebi cele de clinozoizit.

La plagioclazii proaspeți s-a putut determina conținutul în anortit, care variază îndeosebi la cristalele idiomorfe între 9—24%, iar la cei cu conture neregulate între 28—35%. La unele cristale de plagioclazi incluziunile microlitice de clinozoizit și sericit lasă o zonă marginală limpede, lipsită de astfel de incluziuni. În general această zonă marginală limpede, se observă mai ales la cristalele de plagioclazi care se află ca incluziuni în feldspați potasici, sau la cei care sînt prinși în procesul de microclinizare. În cazul cînd plagioclazii vin în contact cu cristalele de cuarț, atunci incluziunile vin pînă la marginea cristalelor de plagioclazi și nu se observă nici o zonă limpede.

La unele cristale mai mărunte de plagioclazi se întîlnesc și concreșteri mirmekitice. În unele cazuri filonetele vermiculare de cuarț au aceeași orientare optică, în mod obișnuit însă ele au orientări optice diferite.

Institutul Geologic al României

În cazul cînd la contactul cu plagioclazul, se află un feldspat potasic sau plagioclazul este inclus într-un feldspat potasic, atunci filonetele vermiculare de cuarţ se dispun radiar, pornind din centru spre marginile cristalului. Dispoziţia aceasta a mirmekitelor merge de la centru cristalului pînă la marginea lui, alteori lasă o zonă limpede în jurul cristalului de plagioclaz. Cu totul excepţional s-au întîlnit mirmekite la cristalele de plagioclazi care vin în contact cu cele de cuarţ. Cuarţul apare sub formă de granule cu conture neregulate şi dantelate, adesea lobate şi cu incluziuni de plagioclazi şi biotit. Frecvent el arată fenomene de blasteză sub presiune, întrucît nu numai cristalele de cuarţ care conţin incluziuni de plagioclazi şi biotit prezintă extincţii onduloase, ci şi zonele marginale limpezi şi cu aspecte amoeboide prezintă puternice extincţii onduloase.

Biotitul apare de obicei într-o cantitate destul de mare (8—22%), sub formă de lamele larg dezvoltate (0,5—2 mm) de culoare brun-roşcată, fiind puternic pleocroice. În unele roci mai ales cele din faciesul gnaisic şi laminat, biotitul prezintă frecvente zone marginale de cloritizare.

Uneori lamelele de biotit sînt concrescute cu cele de muscovlt. In mod obisnuit lamelele de biotit prezintă conturele corodate de granule cuarţ sau de feldspaţi.

Ca incluziuni conţine frecvent granule izometrice de zircon cu aureole radioactive, granule ovoide de apatit, ace de rutil, titanit, ortit, magnetit leucoxenizat şi chiar granule de cuarţ ca nişte stropi.

Ca minerale secundare menţionăm prezenţa muscovitului format pe seama biotitului, pistacit, zoizit.

Între mineralele accesorii mai menţionăm prezenţa apatitului, titanitului şi a leucoxenului. Titanitul şi leucoxenul apar legate de mineralele micacee şi se prezintă sub formă de granule alungite, fusiforme sau formează aglomeraţiuni.

Ca minerale sporadice menţionăm cristale mărunte uneori larg dezvoltate de ortoză neagră-cenuşie cu semn optic pozitiv şi 2 V = 77°—78°.

Ortozele acestea fumurii formează uneori aglomeraţiuni, alteori dezvoltări pegmatitice sub formă de filonaşe care brăzdează în toate sensurile rocile granitoide. În cazul dezvoltărilor pegmatoide şi porfiroide cristalele de ortoză fumurie sînt transformate de la margine spre interior în microclin, uneori chiar în plagioclazi.

Aşa cum am menţionat la început în cadrul granit-granodioritelor porfiroide de Tismana se întîlneşte destul de frecvent, mai ales în partea nordică a masivului, un facies mai microgranular. În aceste roci foarte bogate în biotit se observă local, nuclee la început discrete de fenoblaste de feldspaţi. Pe măsură ce aceste fenoblaste cresc mai mult în dimensiuni şi cantitativ, structura devine mai fenocristalină. Unele eşantioane lasă impresia că rocile porfiroide se formează prin regenerarea şi mobilizarea unui granit-granodiorit mai microgranular, întrucît în unele cazuri acesta apare ca xenolite în masa acestor granite porfiroide.

Institutul Geologic al României

În acest facies microgranular au fost surprinse și alte fenomene de mobilizare a feldspaților. În masa microgranulară fină, se observă numeroase filonașe uneori milimetrice, alteori decimetrice de feldspați fumurii, care uneori formează lentile larg dezvoltate cu aspect pegmatitic. Aceste filonașe pegmatitice uneori au contururi nete, alteori difuze, și se observă o tranziție între masa microgranulară și aceste lentile pegmatitice formate din feldspați fumurii și cuarț de asemenea fumuriu. Aceste filoane pegmatitice de feldspați fumurii trec apoi treptat în granite porfiroide prin transformarea feldspaților fumurii în feldspați de culoare albă. În mod obișnuit la trecerea feldspaților fumurii în cei albi, cristalele iau conture idiomorfe.

În felul acesta se poate observa un stadiu de regenerare și de mobilizare a unui granit mai vechi prin formarea ortozelor optic pozitive, apoi în stadiul al doilea transformarea acestora în ortoze obișnuite negative. Au fost întîlnite aflorimente în care se observă că mobilizarea feldspaților nu se face pe seama unui granit mai vechi, ci pe seama unor șisturi biotitice, care se îmbogățesc la început în cristale mărunte de feldspați fumurii, care apoi omogenizează masa șistului trecînd într-un granit microgranular cu feldspați fumurii unde încep să se formeze fenoblaste de feldspați fumurii care se transformă în fenoblaste de feldspați albi.

În afară de acest facies microgranular se întîlnesc și faciesuri gnaisice și laminate cu o dezvoltare mai restrînsă și locală.

În aceste faciesuri se observă la granitele porfiroide o orientare preferențială a fenoblastelor de feldspați și o dispoziție onduloasă în fîșii discontinui a mineralelor micacee, care mulează fenoblastele.

De obicei feldspații și îndeosebi cuarțul, prezintă crevase cimentate de silice și extincții onduloase bine pronunțate. Rocile prezintă o strivire destul de bine evidențiată, atît la maclele plagioclazilor, cît și la cristalele de cuarț.

În aceste roci foare bogate în general în cuarț (28—36%) feldspatul potasic de micropertitic, iar plagioclazii sînt reprezentați prin albit-oligoclaz cu 2—10% An. Biotitul este brun pal, destul de des decolorat și transformat în pennin sau muscovit.

Rocile filoniene legate de masivul granitoid de Tismana. Legat de granitoidele porfiroide de Tismana se întîlnesc în cadrul masivului o serie de separații aplitice sau pegmatitice sau filoane de porfire cuarțifere, porfirite, kersantite.

Separații aplitice și pegmatitice. În cadrul masivului granitoid se întîlnesc unele separații de granite aplitice formate din cuarț și feldspați. Rocile sînt în general de culoare albă și prezintă o granulație fină pînă la medie.

Sub microscop se observă în compoziția lor cuarț într-un procent ce variază între 30—42%; microclin micropertitic, albit-oligoclaz cu rare incluziuni de sericit

Institutul Geologic al României

şi de clinozoizit. Raportul între feldspaţii potasici şi cei calcosodici variază de la 1 : 1 la 2 : 1.

Printre mineralele accesorii menţionăm rare lamele fine de biotit brun-galben, cloritizate în parte, muscovit, zircon, apatit, magnetit, clinozoizit şi epidot.

Uneori se întîlnesc şi separaţii pegmatitice formate mai ales din dezvoltarea largă a cristalelor de cuarţ şi feldsapţi potasici, în general fumurii.

Rocile filoniene. Porfirele. Aceste roci se întîlnesc destul de frecvent în zona granitoidului de Tismana, îndeosebi în partea sudică şi sud-estică. În general filoanele de porfire au conture nete, uneori sînt însă însoţite de o armură fină de material zdrobit şi recimentat. Dimensiunile lor variază de la cîţiva centimetri la 1 m grosime, iar lungimea lor putînd atinge chiar zeci de metri.

Între porfire, cele mai comune sînt cele cuarţifere cu microclin. Structura acestor roci este tipic porfirică cu o masă fundamentală microcristalină pînă la criptocristalină, în care sînt prinse fenocristale, îndeosebi de microclin, mai rar de cuarţ, care ating dimensiuni de 2—3 cm.

În compoziţia acestor porfire cuarţifere cu microclin, intră microclin pertitic sub formă de fenocristale de 2—3 cm, cuarţ şi plagioclazi de 0,5—1 cm, tot ca fenocristale. În masa fundamentală intră cuarţ, albit, biotit, magnetit, zircon, apatit, etc.

Feldspatul potasic care este un microclin micropertitic apare îndeosebi sub formă de fenocristale şi mai puţin în masa fundamentală. Prezintă în general conture idiomorfe însă resorbite în parte de masa fundamentală şi conţine frecvent granule cu conture angulare şi rotunjite de plagioclazi şi biotit.

Plagioclazii au 6—15% An, apar atît ca fenocristale de dimensiuni însă mai mici, subordonaţi microclinului, cît şi în masa fundamentală. Fenocristalele conţin de obicei incluziuni microlitice de sericit şi de clinozoizit. Ca şi microclinul, fenocristalele de plagioclazi au conturele resorbite de masa fundamentală.

Cuarţul apare atît sub formă de fenocristale, cît şi în masa fundamentală. Sub primul aspect se prezintă în formă de cristale bipiramidate, cu conture hexagonale resorbite de pastă. Uneori se întîlneşte în concreşteri mirmekitice cu plagioclazii. În general prezintă extincţii ondulatorii.

Biotitul se prezintă şi el sub formă de fenocristale în general, însă, el apare mai frecvent în masa fundamentală. Ca fenocristale, ia aspectul unor lamele pseudohexagonale de culoare brună pal. Uneori marginal, acestea prezintă transformări în clorit. Sub formă de incluziuni conţine granule de zircon cu aureole pleocroice, apatit, magnetit, titanit şi rutil. Solzii de biotit din pastă sînt în general mai puternic cloritizaţi.

Masa fundamentală este microcristalină pînă la criptocristalină, fiind formată din cuarţ, feldspaţi calcosodici, biotit, muscovit, clorit, clinozoizit, epidot, apatit, zircon, leucoxen, rutil, pirită, calcit.

Institutul Geologic al României

Datorită eforturilor mecanice la care au fost supuse rocile se observă la unele din ele în masa fundamentală, alunecări și deplasări pe anumite direcții, însoțite de strivirea și laminarea mineralelor.

Porfirite. Printre porfiritele care apar în legătură cu granitoidele de Tismana, menționăm cele de pe valea Motrului. Sînt roci de culoare neagră-cenușie cu structură porfirică datorită fenocristalelor de biotit și hornblendă prinse într-o masă fundamentală microcristalină.

Biotitul apare atît ca fenocristale cît și în pastă sub formă de lamele hexagonale sau solzi fini. Este de culoare brună-galbenă, sau verde cu margini în general cloritizate. Hornblenda brună-verde se prezintă sub formă de cristale prismatice alungite și dispuse după o direcție preferențială scoțînd în evidență în felul acesta textura orientată a acestor roci.

Masa fundamentală care cuprinde peste 50% din volumul rocilor este formată din cuarț microcristalin, plagioclazi, complet umpluți de incluziuni de clinozoizit, zircon, apatit, magnetit, titanit, rutil, clinozoizit, epidot și calcit, mai ales pe crăpături.

Printre aceste porfirite, pe valea Tismana, am întîlnit și un tip de porfirit cu hornblendă a cărui imagine structurală scoate în evidență aspecte ofitice caracteristice doleritelor.

Kersantite. Sînt rocile filoniene cele mai răspîndite în partea de sud a masivului, îndeosebi pe Valea Pocruia, Tismana, Pîrgavului și Motrului.

Filoanele de kersantite ca și cele de porfire și porfirite au în general o direcție NNE—SSW, de grosimi ce variază pînă la 25 m și lungimi pînă la 150 m.

Structura rocilor este hipidiomorf grăunțoasă uneori porfirică cu textură masivă. Dimensiunile granulelor variază de la cele fine, pînă la fenocristale.

Culoarea rocilor este cenușiu-negricioasă datorită faptului că mineralele melanocrate sînt în raport cu cele leucocrate de 1 : 1.

În compoziția lor intră: cuarț, plagioclazi, biotit, hornblendă și diopsid.

Atît cuarțul cît și ortoza apar într-un mod cu totul sporadic și au fost întîlnite doar în cîteva filoane de pe Valea Pocruia.

Plagioclazii se prezintă sub formă de granule cu conture neregulate, în parte idiomorfe, în general umplute cu incluziuni microlitice de sericit și clinozoizit. Conținutul lor în anortit variază între 27—36%. Idiomorfismul lor variază în raport cu cuarțul uneori și cu hornblenda. În afară de incluziunile de sericit și de clinozoizit, plagioclazii mai conțin ca incluziuni: piroxeni, amfiboli, biotit, apatit, zircon și magnetit.

În unele secțiuni de plagioclazi se observă că cristalele de hornblendă și de piroxeni sînt orientate paralel cu direcțiile de clivaj. Biotitul apare de obicei sub formă de lamele concrescute, fie cu hornblenda, fie cu diopsidul. În unele secțiuni se observă transformarea biotitului în pennin sau chiar în prehnită. Sub formă de incluziuni biotitul conține: zircon, apatit, magnetit și rutil.

Institutul Geologic al României

Hornblenda se prezintă sub formă de cristale prismatice alungite de 0,5—1,5—4 mm. De obicei ea este concrescută cu piroxenii sau cu biotitul. Este brun-verzuie, cu un pleocroism care variază de la brun la verde (după *ng* = brun-gălbui; după *np* = galben-verzui) iar unghiurile de extincție variază între 15°—16°. În unele secțiuni se poate surprinde fenomenul de transformare a hornblendei brune într-un actinot verde deschis-incolor, care se pierde în masa fundamentală.

Diopsid-augitul apare sub formă de cristale prizmatice scurte de culoare verde-măslinie. Uneori el apare sub formă de granule izometrice rotunjite prinse în hornblendă sau biotit. În general cristalele sale sînt concrescute cu cele de hornblendă sau biotit. Unghiurile de extincție variază între 42°—43°.

Concrețerile dintre piroxeni și hornblendă de regulă, prezintă un aspect zonar: piroxenul ocupă interiorul individului, iar zonele externe sînt formate din hornblendă brună și hornblendă verde. Între hornblenda verde, care ocupă în mod obișnuit zona marginală și cea brună, sînt toate tonurile de tranziție de brun și verde, iar între hornblendă și piroxen, limita este tranșantă, prezentînd doar unele zimțuri.

Între mineralele accesorii menționăm prezența magnetitelor titanifere, a apatitei, a zirconului, ortitului și a epidotului. Mineralele secundare sînt reprezentate prin: clorit, muscovit, sericit, calcit și prehnit.

Granite-granodiorite de tip Șușița. Granodioritele de tip Șușița ocupă partea de nord și mediană a regiunii cartate. După structura și textura lor aceste granitoide se pot clasa la granitoide gnaisice, laminate și mai mult sau mai puțin masive.

Structura acestor roci este hipidiomorfă, variind de la microcristalină la fenocristalină.

Granitoidele cu textură gnaisică formează zone distincte atît la marginea corpurilor mai importante, cît și în interiorul masivelor, unde apar ca separațiuni.

În general rocile prezintă structuri cataclastice cu ușoare recristalizări, sau lenticulare.

În aceste roci, cuarțul prezintă extincții onduloase în draperii, granulele mai mari sînt de obicei zdrobite în cea mai mare parte și alungite după direcția de șistozitate. Uneori granulele mărunte provenite din sfărîmarea unora mai mari, se dispun după direcțiile de laminare și dau aspectul unei structuri pseudofluidale.

Feldspații potasici reprezentați îndeosebi prin microclin se prezintă în conture neregulate, predominînd cele lobate. Uneori, prezintă macle submicroscopice și extincții rulante.

Plagioclazii apar în general în conture xenomorfe, mai rar cu cele idiomorfe și conțin 16—23% An.

Incluziunile de sericit și de clinozoizit ocupă în marea majoritate a cazurilor, în întregime conținutul cristalelor de plagioclazi, lăsînd doar o margine mai lată sau mai subțire, clară. Uneori printre incluziunile de clinozoizit se întîlnesc și cîteva granule fine de epidot.

Institutul Geologic al României

Unele cristale de plagioclazi sînt lipsite aproape completamente de microlite de clinozoizit, iar incluziunile de sericit se dispun paralel cu clivajele. La unele cristale de plagioclazi se întîlnesc aspecte de schachbrettalbit și mirmeckitice.

Biotitul apare de obicei sub formă de lamele, uneori larg dezvoltate, alteori fine, dispuse pe fîșii discontinui. În unele secțiuni se observă o aglomerare de lamele scurte de biotit dispuse oarecum divergent.

În marea majoritate a cazurilor în granitoidele acestea, biotitul este mai mult sau mai puțin cloritizat sau transformat în muscovit. Muscovitul apare destul de frecvent, mai ales în granitoidele din faciesul gnaisic, sub formă de lamele dispuse paralel cu șistozitatea rocilor. Uneori muscovitul împreună cu cloritul formează pături subparalele scoțînd în evidență textura gnaisică. Între mineralele accesorii menționăm prezența apatitei, zirconului, a magnetitei, care în cea mai mare parte este leucoxenizată, a titanitului, rutilului, ortitului, epidotului și a piritei.

Mineralele secundare sînt reprezentate prin clorite (pennin și clinoclor) sericit, muscovit, clinozoizit, epidot, actinot, calcit, leucoxen, limonit.

Granitoidele de tip Șușița, pe lîngă variațiile texturale, prezintă și unele variații în ce privește compoziția lor mineralogică. Astfel în zona de nord a muntelui Boul în apropiere de granitoidele cu hornblendă de tip Frumosu, ele prezintă o trecere destul de gradată de la roci cu compoziția mineralogică tip granitică, la roci de compoziția tonalitelor și a dioritelor cuarțifere. De multe ori aceste tipuri tonalitice sau de diorite cuarțifere, nu formează o zonă continuă și se prezintă mai mult ca niște separații discontinui. De asemenea în cadrul zonei granitoidelor de tip Șușița întîlnim și separații mai aplitice ca și mai pegmatitice.

De altfel descrierea mai detaliată a tuturor aspectelor texturale și petrografice s-a făcut în comunicarea asupra văii Motrului (3).

Granodiorite—diorite de tip Frumosu. Rocile granitoide de tip Frumosu ocupă o zonă centrală în partea de nord vest a zonei cartate, constituind Muntele Frumosu și partea de sud est a muntelui Boul.

Acest masiv de granodiorite și diorite cuarțifere, prezintă largi zone în care predomină roci mai mult sau mai puțin masive și zone gnaisice și laminate.

În compoziția acestor roci intră îndeosebi plagioclazi intermediari și horn. blendă brună. Feldspații potasici apar uneori în unele roci ca minerale sporadice; în general, însă ei lipsesc.

Structura rocilor este hipidiomorf grăunțoasă care variază de la fenocristalină pînă la microgrăunțoasă, iar textura la unele tipuri este numai aparent neorientată, în majoritatea cazurilor atît plagioclazii, cît și hornblenda arată o orientare preferențială.

Plagioclazii din aceste roci ocupă de regulă 35—62% din volumul rocii și au un conținut în anortit care variază la granodiorite între 17—32%, iar la dioritele cuarțifere între 45—64%. În general prezintă conture idiomorfe în dioritele cuarțifere

Institutul Geologic al României

masive şi neregulate în cele gnaisice şi în granodiorite. În majoritatea cazurilor sînt umpluţi de microlite prizmatice fine de clinozoizit şi solzi fini de sericit. În ce priveşte raportul între microlitele de clinozoizit şi cele de sericit, el înclină întotdeauna pentru primele, în granodiorite, iar în dioritele cuarţifere, sericitul apare cu totul sporadic.

Ca şi în celelalte tipuri de granitoide unele cristale sînt complet umplute de aceste microlite, iar altele prezintă zone clare lipsite de aceste incluziuni.

Feldspaţii potasici în general, se prezintă sub formă de cristale granulare cu aspecte lobate. În unele roci se surprind şi fenomene de microclinizare atît a ortozei cît şi a plagioclazilor.

Hornblenda apare sub formă de cristale prismatice larg dezvoltate, ocupînd 30—40% din volumul rocilor. Este brun-verzuie, puternic pleocroică, şi are unghiuri de extincţii ce variază între 16—22%. Uneori se fasciculizează terminal trecînd în actinot, alteori este concrescută pe direcţii parţiale cu biotitul. În tipurile de diorite cuarţifere gnaisice se observă o cloritizare a hornblendei, cloritizare care atrage după sine formarea de granule de titanit, uneori izolate, alteori constituind aglomerări sau aranjări în şiraguri. În cîteva tipuri de diorite cuarţifere am întîlnit şi cristale de diopsid în asociaţie cu cele de hornblendă. Cuarţul apare sub formă de granule rotunjite, în general lobate şi cu extincţii puternic onduloase. Ca minerale accesorii menţionăm: titanitul, ortitul, apatitul, zirconul, rutilul şi magnetitul.

Ca minerale secundare: titanitul, epidotul, zoizitul, clinozoizitul, cloritul, biotitul, calcitul, etc.

În ce priveşte rocile filoniene care însoţesc atît acest corp, cît şi granitoidele de tip Şuşiţa, ele sînt asemănătoare cu cele descrise la granitoidele de tip Tismana.

Şisturile cristaline. Şisturile cristaline întîlnite în regiunea cartată, se repartizează la cele două serii cristaline: seria Lainici—Păiuş şi seria de Drăgşan.

Seria Lainici—Păiuş. Şisturile cristaline ale seriei Lainici—Păiuş ocupă o zonă de direcţie ENE—WSW în partea de nord-vest a regiunii cartate şi o altă zonă mai larg dezvoltată în partea mediană a regiunii, cuprinzînd valea Bistriţei şi Culmea Piva—Arcanu.

Din punct de vedere petrografic s-au putut face următoarele separaţii: şisturi micacee şi cuarţitice, şisturi cuarţitice cu epidot, cuarţite mai mult sau mai puţin feldspatizate, cuarţite biotitice, cuarţite biotitice cu granaţi, gnaise granitice (migmatice) calcare cristaline şi numeroase apofize lenticulare de aplite, pegmatite şi cuarţuri.

În prezenta comunicare nu vom descrie toate caracteristicile mineralogice şi petrografice ale rocilor acestei serii, întrucît ele au fost făcute în comunicarea asupra văii Motrului (3), ci ne vom rezuma de a scoate în evidenţă doar unele caracteristice mai aparte care apar în zona cercetată.

Institutul Geologic al României

Seria aceasta de șisturi cristaline provine din metamorfismul unor depozite epiclastice care cuprind complexe de roci psamitice cu caracter cuarțitic-arcozian și pelitice din metamorfismul cărora au rezultat șisturile cuarțitice și gnaisele menționate mai sus.

Seria aceasta formînd în zona centrală a teritoriului cartat, acoperișul masivelor de granitoide, este puternic injectată și feldspatizată. Prin fenomene de granitizare progresivă, aceste roci, în unele locuri, trec la gnaise granitoide.

În unele din aceste tipuri de roci se poate surprinde destul de ușor fenomenul de îmbogățire a lor în feldspați, de obicei în plagioclaz acid și microclin, care înlocuiesc constituenții mai vechi și mai ales cuarțul și micele. Se pot observa uneori chiar două faze în aceste fenomene de feldspatizare. În prima fază cristalele de plagioclazi acizi sînt mobilizați și în creșterea lor cuprind fragmente și cristale de cuarț și mice. În faza a doua, mai tîrzie, feldspatul potasic (microclin) înlocuiește nu numai micele și granulele de cuarț neînglobate de plagioclazi, dar atacă și corodează cristalele de plagioclazi mai vechi. Prin transformarea aceasta chimică și mineralogică a rocilor mai vechi și structura și textura lor se schimbă și în felul acesta se apropie de cea a granitoidelor.

Uneori această feldspatizare duce la uniformizarea rocilor, alteori însă, dă naștere doar la niște porfiroblaste de feldspat prinse într-o matrice șistoasă ușor recristalizată.

Structurile primare ale rocilor supuse acestor fenomene de granitizare, sînt păstrate în cea mai mare parte.

Întrucît fenomenele acestea de feldspatizare prind grupele de roci foarte heterogene, feldspatizarea acestora este în mare măsură inegal dezvoltată. În felul acesta printre gnaisele granitice se întîlnesc destul de frecvent relicte de roci sau minerale transformate mai puțin. Datorită acestei inegalități în procesul de feldspatizare apar pe teren roci care dau impresia unor filoane de roci eruptive.

Uneori creșterea feldspaților este destul de intensă, încît matricea rocilor este total înlocuită. Cuarțul și lamelele de mice din matrice recristalizează și ele și în felul acesta se pierd completamente aspectele inițiale ale rocilor.

Au fost întîlnite și tipuri de roci în care feldspațizarea se oprește la prima fază, și nu se mai formează și feldspatul potasic. Roca în felul acesta trece într-un gnais granodioritic.

Seria de Drăgșan. Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan nu apar în regiunea cercetată, decît în partea de nord începînd de la Turcinoasa, și efilîndu-se sub Muntele Arcanu.

În sectorul acesta s-au putut separa: șisturi clorito-sericitoase, șisturi amfibolice și amfibolite.

Întrucît ele au aria de răspîndire destul de restrînsă, au fost descrise în toate detaliile lor în comunicarea cu privire asupra văii Motrului (3) și reprezintă prelungirea estică a acestei zone.

Institutul Geologic al României

Considerațiuni petrogenetice

În fundamentul cristalin al autohtonului danubian s-au putut delimita mai multe zone cristaline după natura materialului supus metamorfismului. Astfel s-a deosebit pe de o parte o serie epiclastică, care cuprinde un complex de roci, psamitice cu caracter arcozian și unul pelitic, din metamorfismul cărora au rezultat șisturi cuarțitice cu sericit, biotit sau granați, șisturi sericito-cloritice, uneori cu granați, șisturi micacee, gnaise psamitice, calcare cristaline cu silicați și diverse tipuri de filite grafitoase.

Seria aceasta formînd în zona centrală a Carpaților Meridionali, acoperișul masivelor granitoide, este puternic feldspatizată. Prin fenomene de granitizare progresivă, aceste roci trec în unele locrui la gnaise granitoide care formează zone periferice ale corpurilor granitice.

În afară de aceste fenomene de granitizare, ea este destul de frecvent brăzdată de numeroase apofize granitice și injecții lit-par-lit aplito-pegmatitice. Această serie este cunoscută în literatură sub denumirea de Seria Lainici—Păiuș (Pilugu).

Cea de-a doua serie este formată pe seama unui material epiclastic amestecat întîi cu un material piroclastic. Această serie a fost străbătută de numeroase dyke-uri de granite, diorite gabbrouri și peridotite. După raportul de predominanță între materialul epiclastic și cel piroclastic au rezultat amfibolite cu granați, cu epidot și albit, șisturi sericito-cloritoase cu albit, șisturi amfibolice, calcare cristaline cu numeroase intercalații de metadiorite, metagabbrouri și serpentinite. Întreaga serie este de asemenea străbătută de numeroase filoane de granite și injecții granitice.

Seria aceasta este cunoscută în literatură sub denumirea de Seria de Drăgșan. Ambele serii poartă amprenta destul de evidentă a diaftorezei.

Seria de Lainici—Păiuș reprezintă inițial un stadiu de metamorfism corespunzător zonei cu biotit sau cu granat, al faciesului albit-epidot- amfibolitic, întrucît astfel de roci se găsesc conservate pe alocuri în această serie.

Șisturile cristaline ale seriei de Drăgșan au fost metamorfozate în condițiile faciesului albit—epidot—amfibolitic, eventual chiar amfibolitic și numai în timpul mișcărilor de ridcare a masivelor granitice-granodioritice, a avut loc o adaptare la condițiile faciesului de șisturi verzi, prin diaftoreză. O dovadă concludentă pentru acest metamorfism este faptul, că deși rocile cele mai frecvente din această serie sînt clorito-sericitoase, totuși găsim numeroase intercalații de roci izofaciale cu cele din faciesul amfibolitic.

În ce privește rocile granitoide legate de aceste serii de șisturi cristaline, după compoziția mineralogică, structura și textura, se deosebesc: A) roci masive: a) diorite cuarțifere care se caracterizează prin lipsa feldspatului potasic și creșterea procentuală a hornblendei comune; b) granodiorite în parte de tip tonalitic, în parte de tip

Institutul Geologic al României

adamellitic, lipsite de hornblendă; c) granite masive grăunţoase, cu plagioclazi verzui, cuarţ, ortoză violacee—albăstruie—fumurie, optic pozitivă; B) roci gnaisice: a) granitoide cu textură gnaisică ce se caracterizează prin structuri cataclastice, cu uşoare recristalizări şi texturi lenticulare; b) granitoide milonitizate care corespund faciesurilor marginale ale masivelor.

În geneza granitoidelor de tip Şuşiţa s-a distins de la bun început o cristalizare a magmei, urmată de procese normale de autometamorfism, care sînt distincte de cele de cataclază şi laminare. Aceste fenomene se întîlnesc destul de frecvent în rocile cu textură masivă unde plagioclazii sînt constant umpluţi cu microlite şi sînt mai vechi decît cele de cataclază, întrucît se întîlnesc destul de numeroase exemple de roci granitoide puternic cataclazate şi laminate, la care transformarea feldspaţilor este foarte slabă şi se reduce numai la uşoare recristalizări. Granitul porfiroid de tip Tismana conţine fenocristale larg dezvoltate de feldspaţi potasici. Din cercetările de detaliu în teren şi laborator s-a ajuns la concluzia că acest granit a luat naştere printr-un proces de autometasomatism post-magmatic şi recristalizare a granitoidelor de tip Şuşiţa, eventual chiar a dioritului cuarţifer de tip Frumosu, prin procese de endoblasteză. Datorită acestor procese, unele minerale vechi îşi schimbă compoziţia (datorită de exemplu fluxului de sodiu, se produce albitizarea plagioclazului mai bazic şi pertitizarea metasomatică a microclinului; prin aportul de potasiu, plagioclazul este înlocuit ulterior de microclin). În timpul acesta hornblenda este substituită de biotit, substituire care atrage după sine apariţia epidotului şi a cuarţului. Prin aportul de siliciu, cuarţul corodează feldspaţii, pătrunde prin vinişoare şi formează concreşteri mirmekitice sau micropegmatitice cu feldspaţii. Cristaloblasteza şi creşterea metasomatică a microclinului duce la formarea în masa granulară a granitoidelor de tip Şuşiţa a metablastelor de microclin care au dat naştere la texturi porfiroide. O dovadă a acestor procese deuterice sînt şi filoanele de pegmatite. Aceste filoane şi cuiburi pegmatitice sînt legate de fluidele magmatice, rămase după cristalizarea masei magmatice principale. Ceea ce merită de semnalat în mod deosebit este faptul că atît în filoanele şi cuiburile pegmatitice care însoţesc aceste masive, cît şi în metablastele din granite, se observă cum ultimele minerale înlocuiesc metasomatic pe cele ce s-au format mai de timpuriu. Feldspaţii fumurii care sînt destul de frecvenţi în granitoidele de tip Şuşiţa, apar aci doar ca relicte în nucleul metablastelor de microclin. În aceşti feldspaţi fumurii, optic pozitivi, se întîlnesc urme din grupa elementelor pămînturilor rare, elemente care nu apar în pegmatitele formate pe seama magmelor poligenetice, adică din mobilizarea vechilor sedimente. Din aceste motive, opinăm pentru vîrsta mai tînără a granitelor porfiroide de tip Tismana, decît a granitoidelor de tip Şuşiţa. De altfel este unanim recunoscut că un masiv granitic cu cît este mai tînăr, cu atît, în medie, conţine mai mult potasiu decît sodiu şi mai puţin magneziu decît fier.

Institutul Geologic al României

Tectonica

Din punct de vedere tectonic, regiunea se încadrează în tectonica generală a Carpaţilor meridionali. Authtonul danubian reprezintă un vechi masiv de vîrstă precambriană, format din sîmburi granitici cu un înveliș de șisturi cristaline. Acest înveliș de șisturi cristaline, reprezintă o serie sedimentară veche metamorfozată înaintea intruziunilor granitice, dispuse în benzi de direcţie NE—SW.

O caracteristică foarte importantă în această privinţă este inflexiunea longitudinală Cerna—Jiu, a cărei origină tectonică sinclinal în graben s-ar datora unei infrastructuri vechi, care a jucat apoi pe verticală în timpul orogenezei alpine. În timpul cutărilor alpine, masivul acesta s-a comportat ca un bloc rigid, bombîndu-se și deformîndu-se împreună cu cuvertura sa paleomesozoică. Peste acest autohton cu învelișul său sedimentar a alunecat în mesocretacic pînza getică.

Eroziunea pe de o parte, iar pe de alta prăbușirile post-oliogocene, urmate de invazia mărilor miocene, au fragmentat ulterior pînza din care n-au rămas decît diferite petece de acoperire.

În ce privește cele două serii, Cristalinul (Lainici—Păiuș și Drăgșan) ele formează o serie de cute anticlinale care s-au mișcat între ele și au produs o zonă de zdrobire și milonitizare. În partea de nord a regiunii cercetate, Seria de Drăgșan dă impresia că încalecă peste cea de Lainici—Păiuș, din cauza aceasta începînd de la valea Scărișoara și pînă la vîrful Arcanu, s-a trasat pe o direcție ENE—WSW, o linie de contact anormal, între cele două serii de șisturi cristaline.

O serie de accidente tectonice de ordin secundar, sînt ilustrate prin diferitele falii, care în general sînt însoţite de cataclazări și milonitizări.

Ceea ce vrem să mai menţionăm, este faptul că pe valea Bistriţei, de-a lungul unei falii de direcție N—S sînt prinse depozite sedimentare de vîrstă cretacică.

BIBLIOGRAFIE

1. Ionescu Bujor. Granitul de Şuşiţa.
2. Manolescu G. Studiu geologic şi petrografic al regiunii V. Jiului. *Acad. Rom. M. S. St.* S. III, T. XII. Mem. 6, 1957.
3. Pavelescu L., Pavelescu M. Cercetări geologice şi petrografice în regiunea văii Motrului. *D. S. Com. Geol.* XVLIII (sub tipar).

Institutul Geologic al României

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ТИСМАНА—ВАЛЯ БИСТРИЦА

Л. ПАВЕЛЕСКУ, М. ПАВЕЛЕСКУ

(Краткое содержание)

В исследованной области могут быть выделены, с геологической точки зрения, следующие формации: четвертичные отложения, плиоценовые осадкообразования, кристаллические массивы Гетского и Северинского покровов, палео-мезозойское перекрытие автохтона и кристаллический фундамент. В этой работе авторы осуществили более детальное исследование гранитовидных пород, в то время как другие геологические формации только цитируются, ввиду того что они были детально описаны в другой работе. В исследованной области авторы смогли, картографически, выделить три гранитовидных массива: кварценосный массив диоритов, типа Фрумосу, гранодиоритовый массив, типа Шушица и порфироидный массив гранитоид, типа Шушица и порфироидный массив гранитоид, типа Тисмана. По минералогическому составу, структура и текстура этих гранитоидных пород отличаются: А) массивные породы: *а)* кварценосные диориты, характеризующиеся отсутствием калиевого полевого шпата и процентным повышением обыкновенной горной обманки; *б)* гранодиориты, частью тоналитового типа, а частью адамелитового типа; *в)* массивные зернистые граниты с зеленоватыми плагиоклазами, кварц, фиолето-голубовато-серые ортоклазы, оптически позитивные с $2V=77—78°$; Б) гнейсовые породы: *а)* гранитоиды с гнейсовой текстурой, характеризующиеся катакластической структурой с легкими перекристаллизациями и линзовидными текстурами с появлением мирмекитов; *б)* милонитизированные гранитоиды, которые соответствуют окрайным массивам. Они указывают на градуированный переход к формациям с массивной текстурой.

Иногда катаклазовые явления и сплющивания в этих породах ведут к текстурам, специфическим эпиметаморфным сланцам (кварц — раздроблен и образует линзовидные полосы). В этих милонитизированных породах, микроскопически, различаются следующие фазы милонитизации: 1) породы катаклазированы (но без дифференциальных движений), элементы — неориентированы и представляют брекчиевидный облик; 2) наблюдаются легкие преференциальные ориентирования в кристаллах калиевого полевого шпата или плагиоклазов, округлые, как порфирокласты, захваченные в тонкую матрицу; 3) катаклаза и сплющивание еще более глубокие, породы представляют пирокластические структуры с линзовидными и параллельными текстурами; 4) породы образованы из тонкозернистой массы с ориентиро-

Institutul Geologic al României

ванными элементами, в которых, спорадически, наблюдаются полевошпатовые порфирокласты и кварц, структура — типично милонитовая.

В генезисе гранитоидов, типа Шушица, первоначально отличается кристаллизация магмы, за которой следуют нормальные процессы автометаморфизма, отличающиеся от катаклаза и сплющивания. Эти явления встречаются довольно часто в породах с массивной структурой, где плагиоклазы постоянно заполняются микролитами, будучи более древними, нежели катаклазы, так как встречается довольно большое количество примеров гранитоидных сильно катаклазированных и сплющенных пород, в которых превращение полевых шпатов — очень слабо и сводится только до легких перекристаллизаций. Порфировидный гранит, типа Тисмана, содержит широко развитые фенокристаллы калиевых полевых шпатов. На основании детальных полевых и лабораторных исследований, авторы приходят к заключению, что этот гранит образовался, как следствие процесса постмагматического автометасоматизма и перекристаллизации гранитоидов, типа Шушица, случайно, даже и кварценосного диорита, типа Фрумосу — процессами эндобластезы.

По причине этих процессов, некоторые древние минералы изменяют свой состав (для примера — благодаря приливу соды, происходит альбитизация более основного плагиоклаза и метасоматическая пертитизация микроклина; после привноса калия, плагиоклаз замещается впоследствии микроклином. В это время горная обманка замещена биотитом, замещение, которое увлекает за собой появление эпидота и кварца. После привноса кремнезема, кварц подвергает коррозии полевые шпаты, проникает через жилки и образует мирмекитовые или микропегматитовые конкреции с полевым шпатом. Кристаллобластез и метасоматическое увеличение микроклина ведут к образованию микроклиновых метабластов в гранулированной массе гранитоидов, типа Шушица, которые выполнили порфироидную текстуру. Доказательством этих дейтерических процессов служат пегматитовые жилы. Эти жилы и пегматитовые гнезда связаны с магматическими флюидами, оставшимися после кристаллизации основной магматической массы. Выявлено, также, что последние минералы, метасоматически, замещают более ранние минералы, обстоятельство, заслуживающее быть особенно отмечено, как в жилах и пегматитовых гнездах. сопутствующих эти массивы, так и в метабластах гранитов. Дымчатые полевые шпаты, довольно часто встречающиеся в гранитоидах типа Шушица, выявлены здесь, только как реликты в ядре микроклиновых метабластов. В этих дымчатых полевых шпатах, оптически позитивных, выявлены следы группы элементов редких земель, элементы, которые не были выявлены в пегматитах, образовавшихся за счет полигенных магм, т.е. через мобилизацию древних отложений.

Institutul Geologic al României

На основании этих мотивов, авторы делают вывод, что порфировидные граниты типа Тисмана — более молодого возраста нежели гранитоиды типа Шушица. Помимо этого существует, всеми признанное мнение, что гранитный массив чем более молод, тем более, в среднем, содержит больше калия, нежели соды и меньше магния нежели железа. В связи с этими массивами гранитоид, выявлен целый ряд жильных пород (аплитов, пегматитов, порфиров, порфиритов, керантитов и т.д.). Таким образом, в связи с этими гранитоидными массами, в их кровле, выявлены интенсивные феномены гранитизации, в особенности в серии Лайничь-Пэйюш. Некоторые из этих феноменов являются результатом простого механического передвижения магм через трещины, сбросы, плоскости сланцеватости и напластования, другие являются чисто — метасоматическими. Метасоматическая мигматизация подтверждается повышением, в широком масштабе, полевошпатовых порфиробластов и нерегулярностью зон микроклинизации.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DANS LA RÉGION TISMANA — VALEA BISTRIȚA

PAR

L. PAVELESCU, M. PAVELESCU

(Résumé)

Au point de vue géologique dans la région étudiée on peut séparer les formations géologiques suivantes: dépôts quaternaires, dépôts pliocènes, Cristallin de la Nappe Gétique, Nappe de Severin, couverture paléo-mésozoïque de l'Autochtone et soubassement cristallin. Le travail comprend l'étude détaillée des roches granitoïdes, tandis que les autres formations géologiques ne sont que citées, vue qu'elles ont été décrites dans un autre travail. Dans la région étudiée ont été séparés trois massifs granitoïdes: le massif de diorites quartzifères de type Frumosu, le massif de granodiorites de type Suşiţa et le massif de granitoïdes porphyroïdes de type Tismana. Suivant la composition minéralogique, la structure et la texture de ces roches granitoïdes les auteurs ont séparé:

A) les roches massives: a) diorites quartzifères caractérisées par l'absence du feldspath potassique et l'augmentation du pourcentage en hornblende; b) granodiorites en partie de type tonalitique et en partie de type adamellitique, exemptes de hornblende; c) granites massifs, grenus à plagioclases verdâtres, quartz, orthose violacée-bleuâtre-grise, optiquement positive à 2 V=77—78°;

B) les roches gneissiques: a) granitoïdes à texture gneissique caractérisés par des structures cataclastiques avec de légères recristallisations et des textures lenticu-

Institutul Geologic al României

laires avec l'apparition des mirmekites; b) granitoïdes mylonitisés correspondant aux faciès marginaux des massifs. Ils montrent une transition graduelle vers les types à texture massive. Parfois, dans ces roches les phénomènes de cataclase et de laminage déterminent des textures spécifiques pour les schistes épimétamorphiques (quartz broyé et disposé en bandeaux lenticulaires). Les roches mylonitisées présentent au microscope plusieurs phases de mylonitisation: 1) des roches cataclasées mais sans mouvements différentiels lorsque les éléments sont non-orientés et d'aspect brécheux; 2) on observe un léger réglage (de la texture) dans les cristaux de feldspath potassique ou de plagioclase, arrondis comme des porphyroclastes, pincés dans une matrice fine; 3) la cataclase et le laminage sont plus prononcés, les roches présentent des structures porphyroclastiques à textures lenticulaires et parallèles; 4) les roches sont constituées par une pâte finement grenue à éléments orientés dans lesquels on décèle sporadiquement des porphyroclastes de feldspath et de quartz — structure mylonitique. Dans la genèse des granitoïdes de type Suşiţa, dès le début l'on a distingué une cristallisation du magma, suivie par des processus normaux d'autométamorphisme, différant nettement des processus de cataclase et de laminage. Ces phénomènes sont assez fréquents dans les roches à texture massive où les plagioclases sont constamment remplis de microlites et plus anciens que ceux de cataclase, vu qu'il y a de nombreux exemples de roches granitoïdes fortement cataclasées et laminées dans lesquelles la transformation des feldspaths est très faible, se réduisant seulement à de légères recristallisations. Le granite porphyroïde de type Tismana contient des phénocristaux de feldspaths potassiques largement développés. À l'aide des recherches de détail en terrain et au laboratoire les auteurs ont tiré la conclusion que ce granite a résulté d'un processus d'autométasomatisme postmagmatique et de la recristallisation des granitoïdes de type Suşiţa, voire même de la diorite quartzifère de type Frumosu par des processus d'endoblastèse. Étant donné ces processus, parmi les minéraux anciens il y en a qui changent la composition (l'afflux de sodium produit l'albitisation du plagioclase plus basique et la pertitisation métasomatique du microcline; l'apport du potassium, détermine la substitution du plagioclase par le microcline). Pendant ce temps la hornblende est remplacée par la biotite, donnant l'épidote et le quartz. Par l'apport de silicium, le quartz corrode les feldspaths, pénètre le long des veinules et constitue des enchevêtrements mirmékitiques ou micropegmatitiques avec les feldspaths. La cristalloblastèse et la croissance métasomatique du microcline donnent lieu—dans la pâte grenue des granitoïdes de type, Suşiţa — à la formation des métablastes de microcline qui ont élaboré des textures porphyroïdes. Une preuve de ces processus deutériques est la présence des filons de pegmatites. Ces filons et nids pegmatitiques se rattachent aux fluides magmatiques restés après la cristallisation de la masse magmatique principale. Il faut signaler surtout le fait qu'autant dans les filons et les nids pegmatitiques qui accompagnent ces massifs que dans les métablastes de granites l'on a observé des minéraux

Institutul Geologic al României

tardifs qui remplacent métasomatiquement ceux primaires. Les feldspaths gris — assez fréquents dans les granitoïdes de type Sușița — apparaissent sous forme de reliques dans le noyau des métablastes de microcline. Dans ces feldspaths gris, optiquement positifs, on rencontre des traces du groupe des terres rares, qui n'apparaissent pas dans les pegmatites formées aux dépens des magmas palingénétiques, c'est-à-dire résultées de la mobilisation des sédiments anciens. C'est pourquoi, les auteurs soutiennent que les granites porphyroïdes de type Tismana sont d'âge plus récent que les granitoïdes de type Sușița. D'ailleurs, c'est un fait unanimement reconnu que plus l'origine d'une massif granitique est récente, plus — en moyenne — il contient du potassium et moins de sodium, et moins de magnésium que du fer.

À ces massifs granitoïdes se rattache une série de roches filoniennes (aplites, pegmatites, porphyres, porphyrites, kérantites etc.) Toujours à ces granitoïdes sont dus les phénomènes de granitisation intense, particulièrement dans la série de Lainici — Păiuș. Parmi ces phénomènes il y en a qui sont le résultat d'un simple mouvement mécanique des magmas le long des fissures, des failles, des plans de schistosité et de stratification, tandis que d'autres sont de nature purement métasomatique. La migmatisation métasomatique est confirmée par la fréquence des porphyroblastes feldspathiques ainsi que par l'irrégularité des zones de transformation en microcline.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1959—1960)

GEOLOGIE

ASUPRA PREZENŢEI NORIANULUI ÎN DOBROGEA DE N[1])

DE
V. MUTIHAC

Prin cercetările stratigrafice şi paleontologice întreprinse pînă acum în Dobrogea, s-a precizat că Triasicul este reprezentat aici prin Werfenian, Anisian, Ladinian şi Carnian. Werfenianului i s-au atribuit conglomeratele de la Monument-Tulcea şi din alte locuri ca Uzum Bair, Mahmudia, Başchioi, Razelm, etc., precum şi gresiile silicioase şi şisturile argiloase-calcaroase fosilifere de la Tulcea veche.

Anisianului şi Ladinianului le aparţin în primul rînd parte din calcarele de la Agighiol, precum şi cele de la Uzum Bair, N. Bălcescu, etc., iar partea superioară a calcarelor de la Agighiol aparţine Carnianului.

Depozitele de la Cataloi care litologic diferă de cele de la Agighiol au fost atribuite fie Ladinianului (KITTL 1908), fie Carnianului fiind considerate ca un facies lateral al calcarelor de la Agighiol (I. ATANASIU 1940).

Sistemul triasic în Dobrogea se încheie cu depozite argilo-grezoase în facies de fliş, care au fost atribuite fie Triasicului superior fără altă preciziare (I. ATANASIU 1940), fie Triasicului superior — Liasicului inferior (G. MURGOCI 1914).

Prezenţa Norianului nu a fost menţionată şi mai ales nu a fost dovedită pe baze paleontologice. În nota de faţă vom face cunoscute argumentele de ordin paleontologic care atestă prezenţa Norianului în Dobrogea. Cum aceste dovezi provin din împrejurimile localităţii Cataloi, vom prezenta mai în detaliu succesiunea depozitelor din această localitate.

În satul Cataloi, pe malul drept al pîrîului Teliţa (fig. 1) se poate urmări o succesiune de depozite începînd de la est către vest, după cum urmează. De sub învelişul de loess apar calcare concreţionare în bancuri groase pînă la aproape 1 m. Concreţiunile sînt învelite în marno-argile verzui. În masa calcarelor se întîlnesc rare nodule de silex sau accidente silicioase care manifestă tendinţa de a se dispune în benzi paralele cu suprafaţa stratelor. Stratele de calcare sînt separate prin intercalaţii subţiri de marno-argile. Grosimea acestui pachet este de 20 m şi înclină

[1]) Comunicare în şedinţa din 2 iunie 1961.

Institutul Geologic al României

cu valori în jur de 40° spre SW. Treptat aspectul concreționar dispare și calcarele rămîn compacte în strate ceva mai subțiri, în schimb se îngroașe intercalațiile de marno-argile devenind predominante. Această alternanță de calcare și marno-argile are o grosime de 20 m și este lipsită de accidente silicioase.

Spre partea superioară a profilului intercalațiile de calcare se reduc și se trece la marno-calcare cenușii compacte, gălbui și foioase cînd sînt alterate. Acest nivel

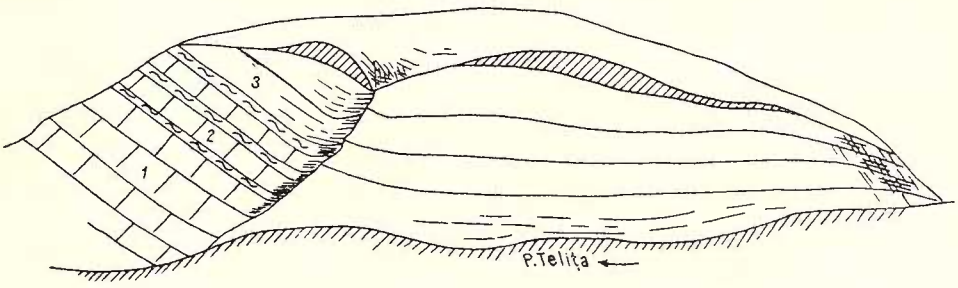


Fig. 1. — Succesiunea depozitelor la Cataloi.
1, calcare noduloase în bancuri groase; 2, calcare negre compacte cu intercalație de marno-calcare; 3, marno-calcare cenușii.

de marno-calcare are o grosime de 15—20 m și conține numeroase fosile din care în literatură se menționează: *Halobia lommeli* Wism. și *H. moussoni* Mer. (Peters K. 1867, pag. 159), E. Kittl în 1908 mai citează *Posidonomya* cf. *alta* Mojs., *H. fluxa* Mojs., *Protachyceras* cf. *arhelaus* Laube, *P. pseudoarhelaus* Böckh, *Sageceras* sp. Marno-calcarele de la Cataloi au mai fost denumite strate cu halobii și li s-a atribuit vîrsta ladiniană.

Halobiile sînt într-o stare de conservare ce nu permit prea mare siguranță într-o determinare specifică riguroasă, de aceea atenția s-a îndreptat mai mult spre fauna amonitică.

Din nivelul de unde apar halobiile și care se plasează spre baza orizontului de marno-calcare, s-a colectat un mulaj de amonit ce aparține genului *Monophyllites*.

Spre partea superioară în marne se intercalează din nou calcare de culoare închisă, care uneori apar sub formă nodulară cu învelișuri de marno-argile verzui. În aceste calcare, pe panta vestică a dealului din satul Cataloi, s-a găsit specia *Sageceras heidingeri* Hauer.

Mai departe depozitele din satul Cataloi apar la vest de șosea pe o văiugă de pe partea dreaptă a văii Telița. Aici se poate urmări o alternanță de marne și calcare în care s-au găsit numeroase fosile, dar foarte rău conservate. Din acestea s-a putut totuși determina două exemplare aparținînd formei *Cladiscites diuturnus* (Mojs).

Deasupra marno-calcarelor cu *Cladiscites* în apropiere de satul Fredăței urmează gresiile liasice.

Institutul Geologic al României

Forma menţionată se cunoaşte din Norianul inferior de la Hallstatt şi este caracteristică pentru partea inferioară a acestui etaj.

Atît această forrnă cît şi litofaciesul depozitelor de la Cataloi amintesc depozite triasice din Alpi care ca vîrstă aparţin Carnianului superior şi Norianului inferior.

Cu descoperirea acestei forme se dovedeşte pe baze paleontologice existenţa Norianului în Dobrogea şi se poate spune că marno-calcarele de tip Cataloi reprezintă partea superioară a Carnianului şi baza Norianului. Rezultă în mod firesc



Fig. 2 — *Cladiscites diuturnus* Mojs.

că gresiile în facies de fliş (Strate de Nalbant I. Atanasiu 1940) care urmează în continuitate de sedimentare peste aceste marno-calcare, reprezintă cu certitudine Norianul şi foarte probabil Norianul superior, încît acestea nu pot fi sincronizate cu Stratele de Lunz din Alpi, cu care adesea erau echivalate.

Faciesul sinorogen în care sînt dezvoltate Stratele de Nalbant ne arată că în Dobrogea mişcările chimerice vechi încep din Norianul superior.

Institutul Geologic al României

Cladiscites diuturnus (MOJSSISOVICS)

1873 *Arcestes diuturnus* MOJSISOVIC. Das Gebirge um Hallstatt (Pl. XXI, fig. 2—3). Această specie este reprezentată prin două exemplare de talie relativ mare, involute cu partea ventrală dezvoltată şi aproape plană, foarte uşor convexă. Ultima tură este mai groasă în partea ventrală, iar flancurile sînt plane. Ornamentaţia nu este vizibilă. Ca talie una din forme depăşeşte cu mult pe cele descrise de MOJSISOVICS (pag. 81 tab. XXXI, fig. 2—3), însă linia lobară este cea figurată de acelaşi autor la tab.



Fig. 3. — *Clasdiscites diuturnus* MOJS

XXXII fig. 10 şi este reprezentată prin lobi bifurcaţi, al doilea lob lateral fiind ceva mai mic decît primul. Prin aceasta ca şi prin raportul $\frac{4}{D}$ se deosebeşte de *C. subtornatus*.

Dimensiunile exemplarului mai mare sînt la un diametru de 150 mm: 95 mm. înălţimea şi 60 mm grosimea turului (h=0,63, g = 0,40).

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I. Privire generală asupra geologiei Dobrogei. 1940.
2. Frech F. Die alpine Trias des Mediterran-Gebiets. *Laethaea Geog.* II, Teil. Mesozoicum Band. I.
3. Kittl F. Beiträge zur Kenntnis der Triasbildungen der nordöstlichen Dobrudscha. 1908.
4. Mojsissovics E. Das Gebirge um Hallstat.
5. Peters K. Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. *Denkschrift d. k. Abhand. Wiss. Wien.* Bd. 27, 1867.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С НАЛИЧИЕМ НОРИЙСКОГО ЯРУСА В СЕВЕРНОЙ ДОБРУДЖЕ

В. МУТИХАК

(Краткое содержание)

Открытие ископаемого пункта на западе от сел. Каталой, в котором была найдена форма Cladiscites diuturnus, демонстрирует наличие нижнего норийского яруса, чем автор доказывает, что мергели с Halobii Каталой находят эквивалент в триасовых отложениях Альп. Триас в фации флиша (слои Налбант), который следует в продолжении отложений поверх мергелей-известняков с Cladiscites diuturnus (Mojs) представляет, по-видимому, норийский ярус и очень возможно верхненорийский ярус.

SUR LA PRÉSENCE DU NORIEN DANS LA DOBROGEA DU NORD

PAR

V. MUTIHAC

(Résumé)

La découverte d'un point fossilifère à l'Ouest du village Cataloi, renfermant la forme *Cladiscites diuturnus* démontre l'existence du Norien inférieur; ce fait prouve que les marnes à *Halobia* trouvent leur équivalent dans les dépôts triasiques des Alpes. Le Trias en faciès flysch (Couches de Nalbant), qui repose en continuité de sédimentation sur les marno-calcaires à *Cladiscites diuturnus* (Mojs), représente avec certitude le Norien, fort probablement le Norien supérieur.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOLOGIE

STRUCTURA GEOLOGICĂ A PLATOULUI MEHEDINŢI ÎNTRE IZVERNA—CLOŞANI—PADEŞ—BAIA DE ARAMĂ—PONOARE[1])

DE
C. DRĂGHICI

Regiunea din perimetrul respectiv face parte integrantă din unitatea geostructurală a platoului Mehedinţi şi se situează în partea de NE a acestuia. Adminstrativ se încadrează în raionul Baia de Aramă din regiunea Oltenia şi este aşezată la poalele culmii Cernei între văile Coşuştea şi Motru (fig. 1).

Această regiune a fost cunoscută încă de la primele adnotări cu caracter geologic rămase de la diferiţi călători care au vizitat renumitele exploatări de aramă de la Bratilovu. După unele păreri se crede că aceste exploatări ar dăinui din timpuri foarte îndepărtate (10, 27).

Au urmat apoi însemnările cu caracter geologic ale lui GR. ŞTEFĂNESCU (33), S. ŞTEFĂNESCU (34) şi M. DRĂGHICEANU (7). Ultimul a întocmit şi prima hartă geologică a judeţului Mehedinţi. Aceste lucrări prezintă la data actuală o importanţă pur istorică.

După această fază s-a trecut la descifrarea structurii geologice a platoului Mehedinţi, încadrat în marea unitate geostructurală a Carpaţilor meridionali.

Primele lucrări care au trasat jaloanele geologiei romînești în Carpaţii de sud şi care se ocupă şi de platoul Mehedinţi aparţin lui L. MRAZEC (15, 16, 17, 18, 19, 20) şi GH. MURGOCI (21, 22, 23, 24, 25, 26).

L. MRAZEC a stabilit existenţa a două grupuri de roci matemorfice în Carpaţii meridionali (19), iar GH. MURGOCI a scos în evidenţă relaţiile tectonice anormale dintre cele două grupuri de roci cristaline stabilind existenţa unei mari pînze de acoperire în aceşti munţi, pe care a denumit-o Pînza Getică (21, 22, 23, 25).

Platoul Mehedinţi a fost una din regiunile care i-au oferit lui GH. MURGOCI suficiente date geologice pe baza cărora să poată argumenta pentru prima dată teoria şariajelor de tip alpin în Carpaţii sudici. Pentru susţinerea acestui şariaj

[1]) Comunicaie în şedinţa din 3 iunie 1961.

Institutul Geologic al României

GH. MURGOCI a citat cîteva profile geologice clasice unde se pot vedea relaţiile structurale de încălecare ale şisturilor cristaline peste roci sedimentare mai noi.

Unul din profilele citate este cel din V. Motrului (Orzeşti—Cloşani) unde Cristalinul în facies gnaisic (metamorfism avansat de mezo-catazonă) stă în poziţie anormală

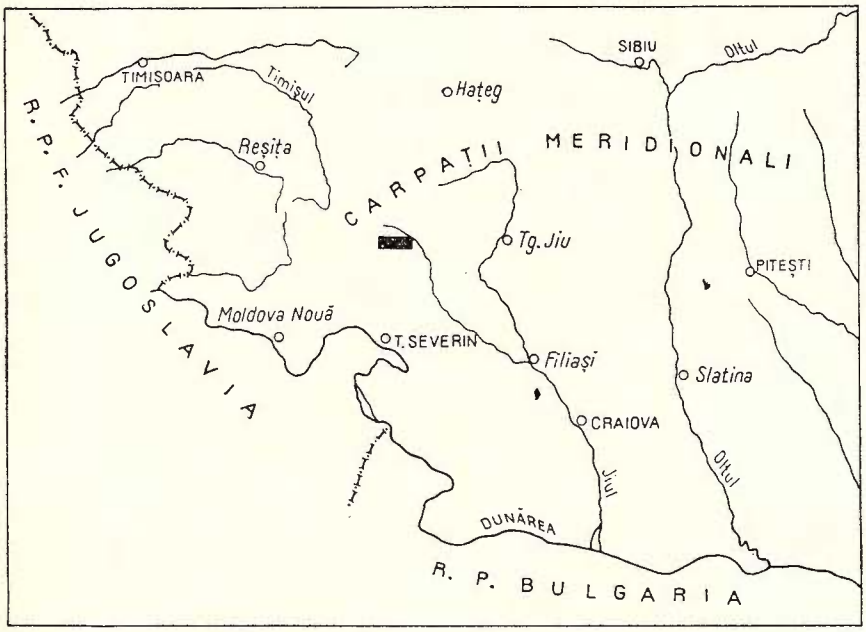


Fig. 1. — Fragment Harta R.P.R. sc. 1 : 4.000.000 cu localizarea perimetrului Isverna—Cloşani—Padeş—Baia de Aramă—Ponoare.

peste calcare masive şi marne de vîrstă jurasic-superioară şi cretacică, separate printr-o puternică zonă de milonitizare.

Ulterior, A. STRECKEISEN a verificat profilul clasic de la Baia de Aramă şi Porţile de Fier (35) şi a făcut excursii în întreg lanţul Carpaţilor sudici. Cu această ocazie a întocmit o lucrare de sinteză în care a confirmat structura în pînze de supracutare de tip alpin a Carpaţilor meridionali, adăugînd în afara Pînzei getice şi alte pînze suprapuse (36).

ŞT. GHICA s-a ocupat cu studiul Munţilor Lotrului şi Parîngului de E (9). G. MANOLESCU cu studiul munţilor Vulcan (11) şi N. GHERASI cu studiul munţilor Godeanu şi Ţarcu (18).

Rezultatele acestor cercetări au arătat complexitatea structurii în pînza de şariaj a Carpaţilor meridionali, scoţînd în evidenţă existenţa unui complex « infragetic » format din roci sedimentare şi eruptive, prinse pe planul de alunecare dintre cele două mari unităţi tectonice (autohton şi pînză). În timpul alunecării ele au fost

Institutul Geologic al României

deplasate pe acest plan, frămîntate şi laminate, fiind afectate în acelaşi timp şi de un slab metamorfism dinamo-termic.

În anii următori AL. CODARCEA a făcut cercetări în Banatul de S şi platoul Mehedinţi (4). În această parte relaţiile structurale de tipul şariajelor alpine sînt mai evidente. În cadrul Infrageticului s-au putut separa formaţiunile sedimentarului autohton de formaţiunile aduse în baza Pînzei getice. Ultimele au fost înglobate în formaţiunile « Pînzei de Severin» care constituie o unitate tectonică bine individualizată. Ea este alcătuită din roci sedimentare reprezentate prin stratele de Azuga, stratele de Sinaia, stratele de Comarnic şi roci eruptive reprezentate prin ofiolite (diabaze şi serpentine).

Legătura între această zonă şi aceea a munţilor Vulcan a fost făcută de către G. MANOLESCU (12).

În ultimul timp s-au făcut cercetări legate de lucrările de explorare executate în această regiune.

ŞT. GHICA a întocmit o schiţă de hartă în zona vechilor exploatări miniere de la Vîrful Gorunului şi a făcut cîteva aprecieri asupra geologiei regiunii [1]).
De asemenea D. DUMITRESCU a urmărit lucrările de explorare executate în anii 1953—1954. Cu această ocazie a întocmit o hartă geologică la sc. 1:25.000 şi a făcut aprecieri asupra geologiei din regiune, combătînd existenţa Pînzei de Severin [2]).
N. GHERASI a urmărit corpurile de serpentine de la Obîrşia — Ponoare [3]).

Problema geologică din platoul Mehedinţi a fost reluată de curînd de către AL. CODARCEA în vederea stabilirii coloanei stratigrafice a sedimentarului autohton, a completării hărţii geologice, a revizuirii cartărilor anterioare şi a întocmirii unei hărţi de amănunt în zona mineralizaţiilor cuprifere dintre Obîrşia—Ponoare—Baia de Aramă.

În cadrul acestor lucrări în regiunea cuprinsă între Izverna —Godeanu la W şi V. Motrului la E ne-a revenit sarcina să facem cartări detaliate în anii 1956 şi parţial în 1957 [4]).

---

[1]) ŞT. GHICA. Raport geologic asupra mineralizaţiilor cuprifere din regiunea Baia de Aramă. Arh. Com. Geol. 1941.

ŞT. GHICA. Prospecţiuni geologice în regiunea Baia de Aramă în vederea stabilirii unui program de explorări. Arhiva Com. Geol.

[2]) D. DUMITRESCU. Raport geologic asupra explorărilor dela Baia de Aramă Arhiva Com. Geol. 1954.

D. DUMITRESCU şi O. IORDĂCHESCU. Raport geologic asupra mineralizaţiilor cuprifere din regiunea Baia de Aramă. Arhiva Com. Geol.

[3]) N. GHERASI. Raport asupra serpentinelor de la Baia de Aramă. Arhiva Comitetului Geologic.

[4]) C. DRĂGHICI şi O. DRĂGHICI. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Baia de Aramă. Arh. Com. Geol. 1956.

C. DRĂGHICI şi O. DRĂGHICI: Raport asupra cercetărilor geologice din partea de NE a Platoului Mehedinţi (Obîrşia—Costeşti, Prejna-Turtaba) Arh. Com. Geol.) 1957.

Institutul Geologic al României

Cu ocazia unei excursii de recunoaștere la care a participat AL. CODARCEA, V. IANOVICI și D. MERCUS am urmărit profilul geologic din Culmea Gorunului, Pîrîul Borloveanu, Coșuștea și Nadanova. În marnele ce stau peste calcarele dintre V. Gorunului și Malareca AL. CODARCEA a găsit un pachet de marne calcaroase cu *Rotalipora appenninica* care reprezintă continuarea spre NE a stratelor de Nadanova. Acest afloriment precum și stratele de Nadanova văzute pe valea cu același nume ne-a servit ca un reper în vederea stabilirii existenței ei către NE pe flancurile sinclinalului de sedimentar.

Efectuarea lucrărilor la un grad de detaliu ridicat și datele obținute din forajele care s-au executat la Ponoare ne-au oferit suficient de multe date concludente prin care să putem aduce argumente în plus la existența celor trei unități tectonice suprapuse din platoul Mehedinți: Autohtonul danubian, Pînza de Severin și Pînza Getică. [1]).

I. Structura geologică

Structura geologică a Platoului Mehedinți stabilită în partea de SW a acestei regiuni de AL. CODARCEA este următoarea: un fundament autohton (danubian) reprezentat prin șisturi cristaline și granitele de Buseşti și de Cerna acoperite de formațiuni sedimentare mesozoice. Peste formațiunile sedimentare ale autohtonului stau în poziție tectonică formațiunile din Pînza de Severin reprezentate prin stratele de Azuga, stratele de Sinaia, stratele de Comarnic și rocile ofiolitice, precum și șisturile cristaline ale Pînzei getice.

Platoul Mehedinți fiind una din regiunile clasice unde stilul tectonic de tip alpin iese în evidență mai clar decît în orice altă parte, ne-a oferit, în perimetrul studiat, date concludente privind structura în pînze de șariaj a Carpaților de sud.

Regiunea studiată se situează la partea de NE a zonei sedimentare de Cerna, constituind terminația periclinală a acesteia la limita cu munții Vulcan, de care este separată printr-o falie, importantă. Această zonă de ruptură a fost sezisată de L. MRAZEC (20) și urmărită de noi de la Călugăreni spre N.

În partea situată la W de falie — respectiv platoul Mehedinți — care este scufundată față de partea situată de E — munții Vulcan — s-au putut conserva formațiunile în pînză și cele autohtone, în timp ce în munții Vulcan, mai ridicați, nu s-au conservat decît parțial formațiunile sedimentarului autohton ce repauzează peste granitul de Tismana.

În cadrul acestui perimetru, ca și în partea de W a platoului Mehedinți, în constituția formațiunilor geologice intră roci eruptive, metamorfice și sedimentare, aparținînd celor trei unități tectonice: Autohton, Pînza de Severin și Pînza getică.

[1]) Cu această ocazie aducem mulțumiri călduroase Acad. Prof. AL. CODARCEA pentru prețioasele îndrumări și pentru ajutorul care ni l-a dat la întocmirea lucrării.

Institutul Geologic al României

1. **Autohtonul.** Fundamentul regiunii este constituit din granitul autohton care apare la zi în axa anticlinalului Padeș—Baia de Aramă—Buseşti la SE și în axa anticlinalului Cerna la NW.

Acesta este acoperit de formaţiuni sedimentare începînd din Liasic pînă în Cretacicul superior.

a) Sedimentele liasice cunoscute încă din timpul lui GH. MURGOCI (21, 25) au format obiectul unei note în care ne-am ocupat de răspîndirea, constituţia petrografică și flora pe care o conţin [1]).

În bază apare un pachet de strate în facies lagunar constituit din șisturi argiloase, marnoase, cărbunoase cu plante fosile și cu intercalaţii de gresii fine pînă la grosiere, conglomeratice și brecioase.

În partea superioară predomină sedimente în facies neritic reprezentat prin gresii și arcoze.

b) În continuitate de sedimentare urmează depozite calcaroase aparţinînd Doggerului, Malmului și Cretacicului inferior (inclusiv Apţianul inferior).

Faciesul calcaros se prezintă cu aspecte diferite. Peste gresiile și arcozele liasice în continuitate de sedimentare stau calcare grezoase, apoi se trece la calcare cenușii sau albicioase, compacte, cu aspect oolitic sau spatic, care aparţin Doggerului (menţionate și de cercetătorii anteriori, 4, 11, 21, 23, 24, 25, 35, 36). În aceste calcare precum și în cele ale zonelor învecinate, singurele fosile găsite sînt reprezentate prin spiculi de Cidaride, pedunculi de crinoizi și fragmente de Pectinide.

Malmul și Cretacicul inferior este format din calcare albe-cunușii pînă la negricioase, masive, compacte, stratificate în bancuri groase pînă la 1 m. Înspre partea superioară ele conţin silexuri și elemente cuarţoase remaniate.

Vîrsta acestora a fost considerată titonică de către GH. MURGOCI (24) și Malm — Cretacic inferior respectiv — Tithon — Neocomian de AL. CODARCEA pentru platoul Mehedinţi și GH. MANOLESCU pentru munţii Vulcan (4, 12).

După ultimele cercetări vîrsta calcarelor s-a dovedit a merge pînă în Apţianul inferior inclusiv, (faciesul urgonian) pe baza formelor de caprotine menţionate de N. GHERASI la Obîrșia și pe baza fosilelor determinate de D. MERCUS la Nadanova: *Requienia scalaris* MATH. var. *minor* DOUV. și *Toucasia carinata* MATH. (14).

Materialul recoltat de noi din 3 puncte fosilifere din perimetrul respectiv este constituit din numeroase gasteropode, coralieri și lamelibranchiate din care au fost determinate:

Requienia ammonia var. *scalaris* PAQUIER
Toucasia carinata MATH.
Cardita aff. *capduri* COSSMANN
Matheronia munieri PAQUIER

[1]) C. DRĂGHICI și A. SEMAKA. Observaţiuni asupra Liasicului de la Baia de Aramă. Sub tipar.

Institutul Geologic al României

Astarte aff. *barremica* BRUN. et COSSMANN
Nerinea coquandiana D'ORB.[1])

În afara primelor două forme citate și la Nadanova (14) care sînt cele mai tipice pentru faciesul urgonian, se observă că în punctele menționate s-au mai identificat încă trei forme care au aceeași valoare stratigrafică, indicînd prezența Barremianului superior — Apțian inferior.

c) Peste faciesul calcaros urmează un facies marnos-calcaros de culoare neagră care trece la marne și apoi la flișul conglomeratic-brecios.

La partea bazală a acestui facies flișoid, imediat peste calcare și în aparentă continuitate de sedimentare, la Nadanova și Izverna stă formațiunea de Nadanova a cărei vîrstă a fost revizuită și stabilită pe baza studiilor sistematice macro- și micropaleontologice efectuate în valea cu același nume de către AL. CODARCEA și D. MERCUS (6).

Vîrsta stratelor de Nadanova revine Apțianului superior — Cenomanianului pe baza formelor de *Neohibolites minimus* LISTER și *Ticinella roberti* GAND. din orizontul inferior și *Rotalipora apenninica* RENZ din orizontul superior (6).

În zona Ponoare—Baia de Aramă, pe flancul sudic al sinclinalului Orzești—Săliștea, orizontul bazal cu neohiboliți și ticinelle lipsește. Orizontul superior cu *Rotalipora apenninica* stă discordant peste calcare. Pe flancul nordic, orizontul cu neohiboliți apare numai în partea de W, între Izverna și izvoarele văii Gorganei. În partea de E spre Cloșani unde formațiunile se ridică periclinal, acest orizont lipsește.

Din materialul recoltat de noi din orizontul bazal au fost determinate numeroase exemplare de *Neohibolites minimus* LIST. și cîteva forme de *Belemnites semicanaliculatus* BLV.

Această din urmă formă apare în primul pachet de marne ce stă peste calcarele urgoniene și este specifică pentru Apțianul cel mai superior.

Globorotalidele din orizontul superior au fost găsite în diverse puncte și aparțin speciei *Rotalipora apenninica.*

d) Peste formațiunea de Nadanova urmează formațiuni grezo-argiloase pe care AL. CODARCEA le-a denumit « Flișul Cretacic superior » (4).

Acest facies se caracterizează prin diverse tipuri de roci cu variații foarte evidente pe direcție.

Tipul principal este cel argilo-grezos, cu sau fără remanieri de elemente conglomeratice. Stratificația este confuză. La anumite nivele, în masa acestui fliș se dezvoltă gresii, orizonturi cu blocuri de calcare însedimentate, mergînd de la dimensiuni de mii de m.c. pînă la blocuri mici și fragmente.

Către axa sinclinalului se dezvoltă faciesul de « fliș haotic » cu diverse tipuri de roci remaniate. Remanierea este fie conglomeratică, fie brecioasă. Tipuri asemă-

[1]) Determinările au fost făcute de către I. PREDA.

Institutul Geologic al României

nătoare de fliş haotic au fost descrise de Gr. Popescu sub denumirea de « seria de Dumbrăvioara » în facies de « brecie sedimentară », în Alpii Elveţieni sub denumirea de « Wildflisch », iar în ultimul timp sedimentologii americani le-au denumit « Olistostroma ».

Conţinutul faunistic al acestui fliş este foarte sărac. În afara unor forme mici de radiolari calcifiaţi văzuţi în secţiuni subţiri, nu am întîlnit nici un fel de urmă organică.

Blocurile de calcare cu caprotine prinse în masa lor sînt remaniate.

Vîrsta acestui fliş începe cu Turonianul şi se continuă în Senonian (4, 6).

2. **Formaţiunile în pînză.** Peste formaţiunile autohtonului descrise mai înainte stau formaţiunile aduse în pînză în timpul celui de al doilea paroxism orogenic alpin, denumite Pînza de Severin şi Pînza getică.

a) Pînza de Severin se situează între formaţiunile sedimentare ale flişului autohton, pe care-l acopere şi între şisturile cristaline de mezo-catazonă ale Pînzei getice, de care este acoperită.

Ea apare pe ambele flancuri ale sinclinalului Orzeşti—Săliştea, de sub marginea Pînzei getice, cu grosimi şi întinderi variabile. Uneori poate lipsi, cum este cazul la Orzeşti, atît pe flancul nordic, cît şi pe cel sudic, sau cum este cazul la Culmea Zeicului.

Alteori apare ca lame subţiri în baza Pînzei getice, ca de exemplu în V. Lupului la Călugăreni.

În constituţia Pînzei de Severin intră roci sedimentare şi eruptive.

Rocile sedimentare sînt formate dintr-o serie argiloasă-marnoasă de culoare neagră, cenuşie, verzuie, ciocolatie sau roşiatică, cu aspect satinat, slab metamorfozată şi puternic silicifiată. Aceste depozite sînt socotite echivalentul stratelor de Azuga. Sporadic, în masa acestor roci apar intercalaţii de calcare marmorizate sau roci silicioase (jaspuri). Acestea apar în strate pînă la cîţiva centimetri grosime.

În flancul nord-vestic al sinclinalului, stratele de Azuga înclină cu 15° pînă la 35° către SW, iar pe flancul sud-estic al sinclinalului, acestea înclină spre NW.

Pe baza asemănării litologice pînă la identitate cu stratele de Azuga din V. Prahovei, aceste şisturi au fost atribuite de Al. Codarcea, Jurasicului superior (4). În aprecierea vîrstei s-a avut în vedere poziţia lor fiind totdeauna la baza stratelor de Sinaia, precum şi asemănarea cu şisturile calcaroase dintre calcarele noduloase ale Jurasicului din zona de Presacina.

În Carpaţii orientali, D. Patrulius, revizuind vîrsta stratelor de Azuga, o consideră ca un subetaj al stratelor de Sinaia, atribuindu-i vîrsta cretacic-inferioară. În regiunea noastră, nu posedăm încă nici un argument paleontologic, care să ne îndreptăţească să modificăm vîrsta acestor strate.

Institutul Geologic al României

În asociația cu stratele de Azuga mai apare o serie de marne negre, calcaroase, uneori satinate, fin stratificate și cu vine de calcit, în alternanță cu bancuri de calcare marnoase sau grezoase, cu grosimi de 0,05—0,50 m. În masa acestor calcare sînt foarte frecvente vinișoare de calcit. Pe baza asemănărilor cu stratele de Sinaia din V. Prahovei ele au fost considerate de vîrstă cretacic-inferioară.

Rocile eruptive, denumite de cercetătorii alpini ofiolite, sînt reprezentate prin serpentine și o serie efuzivă bazică spilitizată.

Seria efuzivă bazică apare interstratificată în stratele de Azuga și reprezintă curgeri submarine (pillow-lava).

Serpentinele apar în general numai pe planele de alunecare ale celor două pînze și s-ar părea că reprezintă o fază de punere în loc sinorogenă cu începutul celui de al doilea paroxism orogenic alpin.

b) *Pînza Getică.* Apare sub forma unei fîșii largi cu direcția SW—NE, cu lățimi de 3—5 km, repauzînd, în majoritatea cazurilor peste formațiunile din Pînza de Severin și numai local direct peste flișul autohton.

În constituția ei participă o serie gnaisică monotonă de tipul celui mai avansat metamorfism.

Tipurile cele mai frecvente de gnaise sînt cele feldspatice și micacee, cu sau fără aport de soluții și cu frecvente zone lenticulare de pegmatite. Mai apar tipuri amfibolice, cuarțite și sporadic micașisturi. Mineralele tipomorfe ale acestui facies sînt reprezentate prin staurolit, disten, granați și silimanit.

II. Tectonica

În regiunea cercetată formațiunile geologice se repartizează la două unități structurale majore; autohtonul danubian și unitățile alohtone șariate; Pînza getică și Pînza de Severin.

a) **Autohtonul danubian.** În autohtonul regiunii Baia de Aramă se evidențiază două culminațiuni anticlinale menționate deja de către Gh. Murgoci; anticlinalul Padeș—Baia de Aramă la SE și anticlinalul Piatra Cloșanilor la NW care mărginesc pe ambele părți sinclinalul Orzești—Săliștea—Vîrciorova. Formațiunile de pe flancul nord-vestic al sinclinalului înclină către SE, în timp ce formațiunile de pe flancul SE al sinclinalului înclină către NW.

Valorile acestor înclinări cresc de la 30° la 45° în formațiunile jurasice și cretacic-inferioare, iar în formațiunile de fliș mai apropiate de axa sinclinalului pînă la 70°—80°.

b) **Pînza Getică.** În Carpații meridionali șariajul de tip alpin a fost pus în evidență de Gh. Murgoci și confirmat de toți cercetătorii care l-au urmat.

Institutul Geologic al României

În regiunea noastră se poate uşor verifica poziţia anormală a formaţiunii de şisturi cristaline mezocatazonale stînd deasupra formaţiunilor sedimentare parautohtone slab metamorfozate, cum este cazul pentru cele din stratele de Azuga şi stratele de Sinaia, sau peste sedimentele autohtone.

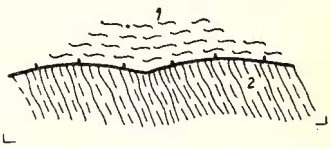


Fig. 2. — Deschiderea dintre Valea Lupşei şi Orzeşti.
1, şisturi cristaline; 2, şisturi marnoase-argiloase.

Poziţia anormală, în pînză de şariaj, a şisturilor cristaline intens metamorfozate în podişul Mehedinţi este scoasă în evidenţă de o serie de fapte de observaţie între care notăm următoarele:

1. La contactul Pînzei getice cu formaţiunile sedimentare şi ofiolitice situate dedesubt se dezvoltă o zonă de milonite şi ultramilonite, care reprezintă un material de roci zdrobit, laminat şi retromorfozat pe planul de separaţie dintre cele două unităţi tectonice.

Cea mai mare dezvoltare a zonei de roci milonitice se găseşte la contactul dintre şisturile cristaline şi calcarele mesozoice de la S de Orzeşti. Aici grosimea milonitelor depăşeşte 60 m, deoarece masivul de calcare compacte din faţa Pînzei getice a reprezentat un obstacol mai rezistent decît celelalte tipuri de roci.



Fig. 3. — Schiţă cu limita dintre serpentine şi cristalinul getic la Ponoare.
1, gnaise retromorfozate; 2, milonite; 3, serpentine.

Zona milonitică se mai dezvoltă pe grosimi de cîţiva metri pînă la zeci de metri pe pîraiele dintre Titirleşti şi Mărăşeşti între rocile cristaline getice şi formaţiunile diabazice şi de fliş de dedesubt. De asemenea şi la Ponoare se observă aceleaşi milonite în situaţii analoage.

În forajele executate la Ponoare a fost interceptată zona de roci milonitice cu grosimi de mai mulţi metri la baza complexului de şisturi cristaline ce stau în poziţie tectonică peste formaţiuni ofiolitice şi sedimentare mai noi.

Există numeroase aflorimente în care se vede foarte clar poziţia planului de separaţie dintre cele două unităţi.

Într-o deschidere în versantul drept al văii Motrului, între Orzeşti şi Gura văii Lupşei, şisturile cristaline ale Pînzei getice sînt aşezate peste marnele flişului cretacic superior de care sînt separate printr-un plan orizontal de contact anormal. (fig. 2).

Pe drumul de la Cracul Muntelui, contactul dintre şisturile cristaline şi serpentinele din baza lor este deschis pe mai mult de 100 m şi are poziţie apropiată de orizontală cu uşoare ondulaţii. (fig. 3).

3. Pătura de şisturi cristaline care a acoperit cîndva platoul Mehedinţi a fost erodată şi n-au mai rămas din ea decît zonele de la nivelele cele mai joase, respectiv zona Bahna — Cloşani la N şi zona Porţile de Fier la S.

Institutul Geologic al României

Mărturiile acestei eroziuni sînt petecele de acoperire care însoțesc marginea zonelor de șisturi cristaline.

Existența acestor petece pe lîngă faptul că oglindesc extinderea Pînzei getice, mai arată și poziția unor înclinată a planului de separație dintre cele două unități.

Ele stau fie peste formațiunile Pînzei de Severin (cazurile cele mai frecvente), fie, direct peste flișul autohton (cazuri mai rare).

Asemenea petece au fost întîlnite pe flancul nord-vestic al sinclinalului Orzești—Săliștea: în valea Seacă la NW de Săliștea, (fig. 4) la W de Obîrșia, (fig. 5) între

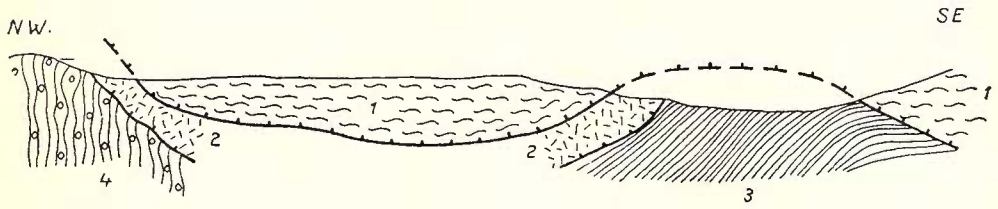


Fig. 4. — Profilul geologic de la NW de Săliștea. Sc. 1 : 10.000.
1, șisturi cristaline; 2, serpentine; 3, șisturi argilo-marnoase silicifiate; 4, fliș argilo-marnos conglomeratic.

Valea lui Dragu și V. Băroaia la E de Obîrșia (fig. 6) și pe Valea Băroaia. Pe flancul sud-estic al sinclinalului Orzești—Săliștea au fost întîlnite petece de acope-

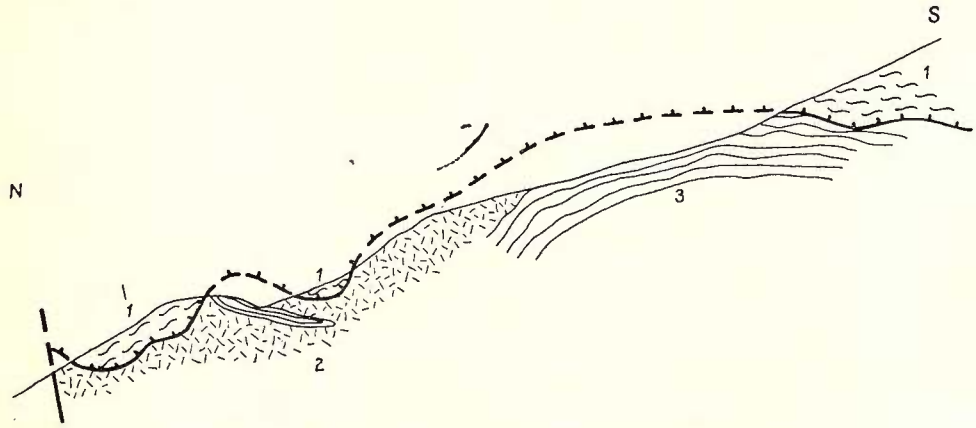


Fig. 5. — Profilul geologic de la NW de Obîrșia. Sc. 1 : 10.000.
1, șisturi cristaline; 2, serpentine; 3, șisturi argilo-marnoase silicificate.

rire îa gura văii Dumbrăvița, în Vîrful Zeicului (fig. 7), pe versantul sudic al văii Brebinei și la N de Lacul Zăton (fig. 8).

Petecul din culmea Zeicului este cel mai concludent. Aici șisturile cristaline stau ca o pălărie în vîrful dealului peste formațiuni sedimentare cretacic-superioare.

Institutul Geologic al României

4. Pe unele culmi ridicate se observă poziţia aproape orizontală a şisturilor cristaline care apar sub formă de prelungiri ale pînzei extinse peste sedimentar, iar pe văi în schimb apar intrînduri ale formaţiunilor sedimentare în complexul cristalin.

Exemple concludente de astfel de raporturi se pot vedea la Cracul Muntelui şi V. Borloveanu, pe flancul sudic al zonei de şisturi cristaline getice şi pe V. Lazului Mic la E de Obîrşia pe flancul nordic.

Aceste prelungiri pe creste şi retrageri pe văi a şisturilor cristaline sînt argumente de ordin cartografic, care demonstrează poziţia apropiată de orizontală a unor

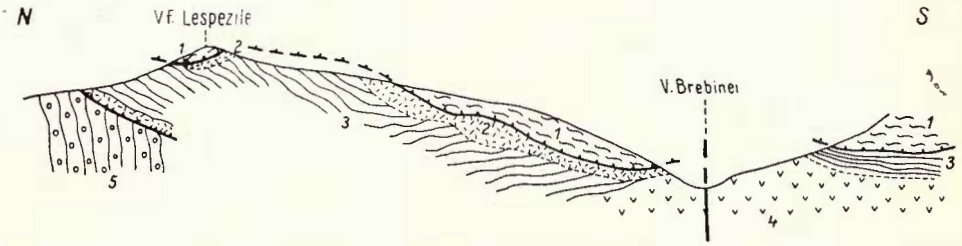


Fig. 6. — Profilul geologic de la E de Obîrşia. Sc. 1 : 10.000.
1, şisturi cristaline; 2, serpentine; 3, şisturi verzi-ciocolatii etc. silicifiate; 4, diabaze; 5, fliş argilos-marnos cu elemente conglomeratice.

formaţiuni superioare peste formaţiuni inferioare, respectiv şisturi cristaline peste roci sedimentare.

5. În apropiere de marginea cristalinului getic, la sud de Obîrşia, apare o mică ivire cu serpentine şi strate de Azuga, care apar de sub şisturile cristaline sub formă de fereastră tectonică.

6. În baza şisturilor cristaline ale Pînzei getice se găseşte un orizont de serpentine cu dezvoltare neregulată în ceea ce priveşte extinderea pe direcţie şi grosimea

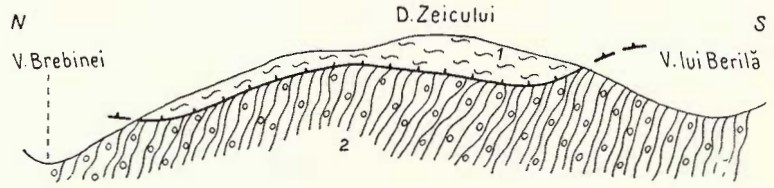


Fig. 7. — Profilul geologic din D. Zeicului. Sc. 1 : 10.000.
1, şisturi cristaline; 2, fliş argilos-grezos-conglomeratic.

lor. Aceste serpentine reprezintă un facies dunito-perioditic metamorfozat şi foarte frămîntat. În cazuri foarte frecvente la partea superioară sau inferioară a orizontului, ele sînt transformate în milonite şi filonite serpentinice. Aspectul milonitic şi filonitic pe care-l îmbracă, precum şi forma de zăcămînt (o pătură ondulată) sînt

Institutul Geologic al României

în acord cu concepția antrenării lor în timpul fazelor orogenice, de-a lungul planelor de dislocație. Pe de altă parte masele serpentinice separă două unități tectonice cu caractere absolut diferite (șisturi cristaline deasupra, roci sedimentare și diabaze dedesubt) suprapuse geometric, ceea ce indică existența unui plan tectonic pe care au alunecat.

7. Forajele de cercetare executate în comuna Ponoare, cătunul Cracul Muntelui, au confirmat integral observațiile de suprafață în legătură cu poziția în pînză a șisturilor cristaline. Acestea au străbătut șisturile cristaline și au pătruns în serpentinele din baza lor.

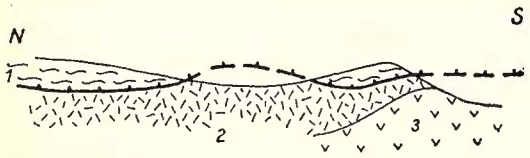


Fig. 8. — Profilul geologic la N de Lacul Zăton. Sc. 1 : 10.000.
1, șisturi cristaline; 2, serpentine; 3, diabaze.

Forajul de pe punctul 1 situat pe V. Borloveanu la cca 50 m de limita șisturi cristaline — serpentine, pe rama Pînzei getice, a trecut din paragnaise în serpentine la adîncimea de 11 m.

Forajul de pe punctul 10 situat pe aceeași vale înspre interiorul fîșiei de șisturi cristaline la cca 350 m de forajul anterior a trecut din șisturile cristaline în serpentine la adîncimea de 79 m.

Forajul de pe punctul 4 situat pe Cristalinul getic din creasta Cracul Muntelui a ajuns în serpentine la adîncimea de 38 m.

Forajul de pe punctul 5 situat spre izvoarele văii Turcului pe cristalinul getic a trecut din gnaise în serpentine la adîncimea de 45,50 m.

Forajul de pe punctul 6 situat pe creasta de la W de Dealul Ocnelor, la izvoarele văii cu același nume, fixat pe cristalinul getic a trecut din șisturi cristaline în serpentine la adîncimea de 46 m.

Toate aceste date confirmă poziția în pînză a șisturilor cristaline din platoul Mehedinți.

Poziția planului de încălecare a Cristalinului getic peste formațiunile subiacente este ușor înclinată către axa sinclinalului cu căderi nord-vestice pentru partea sudică și sud-estice pentru partea nordică. (profilele la sc. 1:10.000) (pl. 2).

Acest plan îmbracă forma unei suprafețe vălurite așa cum reiese din hartă (pl. I) precum și din profilele geologice făcute prin forajele de cercetare. Înclinarea acestui plan are valori foarte mici (variază în jur de 20°) (pl. 3).

c) **Pînza de Severin.** Formațiunile din Pînza de Severin au fost considerate de primii cercetători ca echivalent al stratelor de Sinaia împreună cu flișul cretacic superior autohton, stînd concordant peste calcarele titonice. Pînza de Severin a fost separată ca unitate tectonică de AL. CODARCEA și reprezintă în parte echivalentul infrageticului cercetătorilor din Carpații meridionali incluzînd numai formațiunile alohtone, în timp ce infrageticul include și flișul cretacic superior autohton.

Institutul Geologic al României

Separaţia dintre flişul cretacic superior autohton şi Pînza de Severin a fost făcută pe baza stabilirii coloanei stratigrafice în sedimentarul autohton în care stratele de Azuga şi stratele de Sinaia n-au putut fi încadrate la nivelul Jurasic superior — Cretacic inferior căruia îi corespund ca vîrstă, precum şi pe baza caracterelor litologice diferite şi a poziţiei anormale în care stau faţă de formaţiunile sedimentarului autohton.

Obsevaţiile minuţioase executate pe o lungime de cca 50 km în zona cercetată şi în împrejurimi, corelate cu situaţii similare din alte puncte, ne-au oferit numeroase date care să arate existenţa Pînzei de Severin ca unitate de sine stătătoare şi bine individualizată în platoul Mehedinţi.

Observaţiile de suprafaţă sînt confirmate şi de rezultatele obţinute prin foraje.

Coloana stratigrafică a sedimentarului autohton arătată la capitolul anterior începe cu Liasicul şi se termină cu Cretacicul superior (4). Faciesul cu care se ncheie coloana stratigrafică a flişului cretacic superior autohton este acela de fliş haotic, care este legat de puternice mişcări tectonice favorabile alunecărilor submarine, sfărîmărilor de mici cordiliere şi formării curenţilor turbionari care au posibilitatea să transporte material cu volume pînă la mii de m.c. prin vitezele mari pe care le pot atinge (2). Prezenţa şi răspîndirea faciesului fliş haotic este foarte clară în zonele unde eroziunea a deschis sedimentarul autohton înspre axa sinclinalului cum este cazul din valea Brebinei la Mărăşeşti. Peste formaţiunea de fliş haotic se suprapune, în poziţia anormală, formaţiunile mai vechi ale Pînzei de Severin, după cum rezultă din următoarele observaţiuni pe teren:

1. Flişul cretacic superior autohton, care încheie ciclul de sedimentare, remaniază în masa lui elemente rulate sau brecioase din stratele de Sinaia şi mai puţin din stratele de Azuga.

Elementele remaniate au dimensiuni şi forme foarte variate, care merg de la cîţiva milimetri şi ajung pînă la cîţiva metri cu conture rotunjite sau colţuroase. Elementele de dimensiuni mici sînt de obicei rotunjite deoarece au suferit un transport mai îndepărtat, pe cînd cele de dimensiuni mai mari îmbracă un aspect brecios.

În cazul de faţă în care totuşi formaţiunea mai veche din care au provenit elementele remaniate stă peste formaţiunea care a remaniat, prezenţa elementelor din stratele de Sinaia în flişul Cretacic superior, nu se poate explica decît printr-o remaniere dintr-o unitate în curs de deplasare în faţa bazinului de sedimentare a flişului.

2. Poziţia în spaţiu a formaţiunilor din Pînza de Severin este diferită de aceea a flişului autohton. Într-adevăr flişul cretacic superior autohton înclină către axa sinclinalului cu valori cuprinse între 50°—85°, în timp ce formaţiunile marnoase-calcaroase silicifiate din Pînza de Severin au înclinaări de la 10° pînă la 30°, de asemenea către axa sinclinalului (fig. 9).

Institutul Geologic al României

3. Faciesul litologic al formațiunilor sedimentare a celor două unități, în zona de contact, este diferit. Între ele nu este o continuitate de sedimentare deoarece peste flișul cu caracter haotic în care se găsesc remaniate blocuri de calcare cu dimensiuni pînă la mii de mc urmează un facies de marne, marno-calcare și marne silicifiate, facies de mare mai adîncă și liniștită, sau faciesul stratelor de Azuga puternic silicifiate cu diabaze și serpentine interstratificate. Formațiunile flișului autohton sînt lipsite de urmele unui fenomen de metamorfism dinamic în timp ce acelea din Pînza de Severin sînt afectate de un slab metamorfism dinamo-termic.

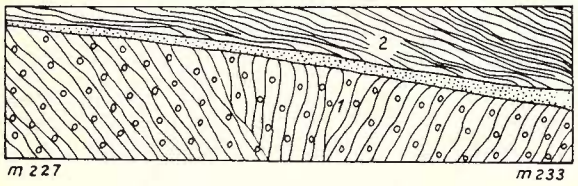


Fig. 9. — Peretele vestic al Galeriei III Vf. Gorunului.
1, fliș argilos conglomeratic; 2, șisturi verzi silicifiate; 3, zona milonitică.

4. Aspectul cartografic de prelungiri pe creste și retrageri pe văi ale formațiunilor din Seria de Severin indică existența unui plan de contact anormal în poziție apropiată de orizontală, la baza seriei de Severin.

Astfel de raporturi caracteristice se observă pe culmile de la Ceptureni, Cracul Gorunului, Cracul Joiței și pe văile Turcului, Ocnelor, Gorunului, Joiței și Băroaia.

5. În zona de răspîndire a flișului autohton, și în special pe flancul sudic, apar cîteva petece ale Pînzei de Severin așezate peste flișul cretacic superior autohton precum și o serie de lame și solzi de aceleași tipuri de roci, prinși în masa flișului.

Petecul de acoperire cel mai caracteristic apare la gura pîrîului Dumbrăvița (fig. 10) iar solzii sînt foarte frecvenți în baza pînzei la limita cu așa zisa zonă de brecie tectonică (fig. 11).

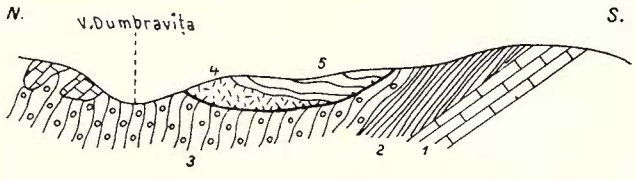


Fig. 10. — Profilul geologic de pe Valea Dumbrăvița.
Sc. 1 : 10.000.
1, calcare urgoniene; 2, marne; 3, fliș conglomeratic; 4, serpentine; 5, marne negre și ciocolatii silicificate.

Un solz de strate de Sinaia apare între lacul Zăton și P. Malareca. Acesta reprezintă o răsfrîngere a formațiunilor din baza pînzei în fața obstacolului, reprezentat prin anticlinalul de la Ponoare—Busești. format din calcare și granite.

6. La baza Pînzei de Severin atît pe flancul de sud cît și pe flancul de nord al sinclinalului se dezvoltă o puternică brecie tectonică de grosimi variabile pînă la zeci de metri formată dintr-un amestec de lame, lentile și blocuri de roci de diferite tipuri; diabaze, serpentine, gnaise marne, marno-calcare, etc., separate între ele

Institutul Geologic al României

de un material moale sau sfărîmicios. Acest material este constituit din serpentine cu amestec de material sedimentar negru, milonitizate şi ultramilonitizate.

Serpentinele formează şi unele mase mai importante pe flancul de nord-vest al

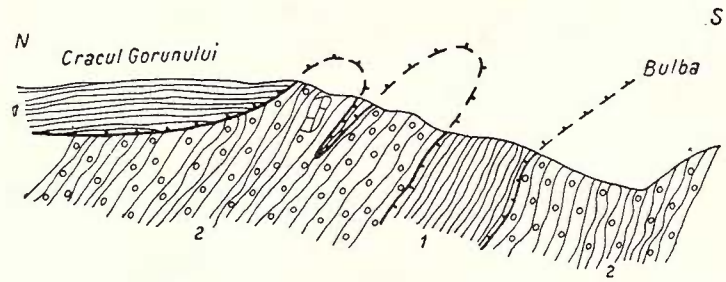


Fig. 11. — Profilul geologic de la Cracul Gorunului. Sc. 1 : 10.000.
1, tufuri, marne, marno-calcare satinate; 2, fliş conglomeratic.

sinclinalului între Giurgiani şi Gornenţi. Ele au fost întîlnite şi în forajele de la Ponoare la baza seriei de Severin.

7. Într-o deschidere de la N de Izverna pe un mic ogaş la cca 300 m N de centrul comunei se observă pe lîngă succesiunea de la calcarele urgoniene pînă la

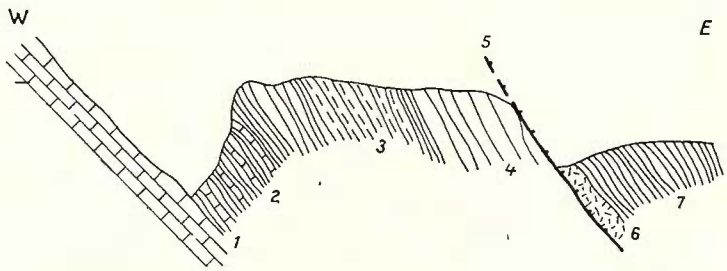


Fig. 12. — Profilul geologic de la N de Isverna Sc. 1 : 10.000.
1, calcare urgoniene; 2, marno-calcare cu *Neohibolites minimus* LEIST 3, marne cu *Rotalipora apenninica;* 4, marne cu elemente conglomeratice; 5, suprafaţa de încălecare; 6, serpentine; 7, argile şi marne negre şi verzi silicifiate.

formaţiunile argilo-marnoase slab metamorfozate verzi, negre sau cenuşii ale Pînzei de Severin şi planul de alunecare din baza Pînzei de Severin (fig. 12), Aici se observă o suprafaţă plană cu un unghi de cădere către axa sinclinalului de cca 20° (fig. 13). Pe această suprafaţă plană formată din sedimente marnoase cu blocuri de calcare şi marno-calcare cu vine de calcit de tipul stratelor de Sinaia prinse în masa lor, se văd striuri de alunecare foarte evidente şi blocurile de conglomerate tăiate la nivelul planului de alunecare (fig. 14).

Institutul Geologic al României

Imediat peste această suprafață urmează un orizont cu lentile de serpentine ce separă sedimentele Seriei de Severin parautochtone de sedimentele autohtonului.

8. Forajele de cercetare executate la Ponoare au confirmat în întregime



Fig. 13. — Planul de alunecare al Pînzei de Severin peste flișul cretacic superior la N de Isverna.

aceste observații, străbătînd Pînza de Severin și pătrunzînd în flișul autohton.

Forajul de la punctul 1 după cea străbătut șisturile cristaline a intrat în serpentine la m 11. În continuare a străbut pînă la m 261 serpentine, diferite faciesuri

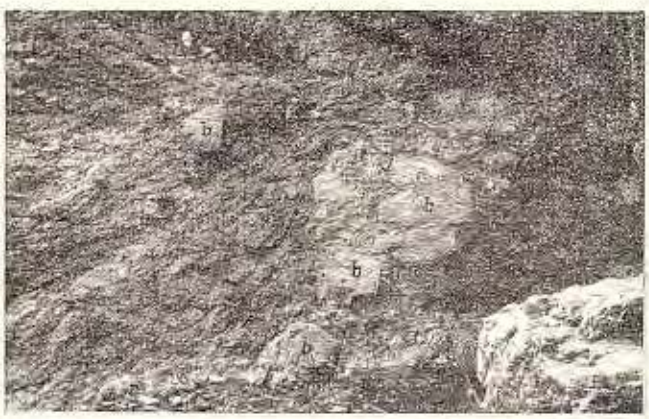


Fig. 14. — Detalii pe suprafața de alunecare.
a, suprafața de lustruire în marne; b, blocuri de calcare, grezii și conglomerate tăiate la nivelul planului de alunecare.

de roci diabazice cu intercalații de marne și marno-calcare marmorizate, lame de serpentine, gnaise și marne negre sau cenușii. S-a oprit în zona breciei tectonice.

Institutul Geologic al României

Forajul de pe punctul 10 a intrat în Pînza de Severin la m 79. A străbătut diferite tipuri de roci din cadrul acestei unităţi, sepentine, roci diabazice, marne, marno-calcare marmorizate, marne negre, ciocolatii cu silicifieri, etc. La 448 m după o zonă milonitică a intrat în faciesul conglomeratic al flişului cretacic superior autohton.

Forajul de pe punctul 2 situat pe versantul estic al văii Borloveanu pe rocile diabazice de sub serpentinele infragetice a străbătut aceleaşi formaţiuni ca şi forajul anterior intrînd în faciesul cu elemente conglomeratice al flişului cretacic superior autohton, la adîncimea de 250 m.

Forajul de pe punctul 3 situat la E de drumul de la Cracul Muntelui, de asemenea fixat pe rocile diabazice de sub serpentinele infragetice a străbătut formaţiunile Pînzei de Severin pînă la m 183,50, unde a intrat în flişul conglomeratic. În fliş a fost interceptat un bloc de calcare compacte de tipul titonic-urgonian pe o adîncime de 8,50 m (între 194,50—203,00).

Forajul de pe punctul 4 a interceptat formaţiunile Pînzei de Severin la m 48. Pînă la adîncimea de 271 m s-au menţinut aceleaşi formaţiuni, forajul fiind oprit în zona breciei tectonice din baza Pînzei de Severin.

Forajul de pe punctul 5 situat la izvoarele văii Turcului a străbătut formaţiunile Pînzei de Severin între m 45,50 şi m 312, oprindu-se în flişul conglomeratic autohton de vîrstă cretacic-superioară.

Forajul de pe punctul 6 situat la W de D. Ocnelor a străbătut formaţiunile Pîmzei de Severin între m 45 şi m 262, fiind oprit în stratele de Sinaia din zona breciei tectonice.

Forajul de pe punctul 9 situat la E de cota 575 m D. Ocnelor pe diabaze, a interceptat flişul conglomeratic autohton la adîncimea de 257 m.

Vîrsta formaţiunilor Pînzei de Severin. Referindu-ne la faciesul pe care-l îmbracă formaţiunile din Pînza de Severin, ca fiind mai vechi decît flişul cretacic superior pe care-l acopere, pe baza acelor arătate anterior, sîntem îndreptăţiti să facem cu mai multă uşurinţă unele paralelizări în vederea stabilirii vîrstei.

Formaţiuni asemănătoare cu pînze interstrarificate de curgeri de diabaze spilitizate sînt cunoscute în Drocea (28) şi pe V. Prahovei (29, 30). Vîrsta acestora este cretacic-inferioară după V. PAPIU în Drocea (28) şi D. PATRULIUS în V. Prahovei (29).

I. P. VOITEŞTI le-a considerat anterior pe cele din V. Prahovei ca fiind Jurasic superior (30).

Oricare ar fi vîrsta acestora — jurasic-superioară sau cretacic-inferioară — nu modifică cu nimic consideraţiunile noastre asupra poziţiei tectonice.

Pe baza consideraţiunilor făcute vîrsta formaţiunilor Pînzei de Severin începe cu Jurasicul superior şi se continuă în Cretacicul inferior.

Institutul Geologic al României

Din aceste date verificate cu foraje reiese clar că între șisturile cristaline ale Pîntei getice și flișul cretacic superior autohton, se înterpune Pînza de Severin ca cea de a treia unitate tectonică, ocupînd o poziție bine determinată avînd autohtonul danubian în bază și Pînza getică deasupra.

Grosimile acestei unități sînt variabile, mergînd de la sute de metri (cele stabilite în forajele de pe flancul sudic și profilele geologice de pe flancul nordic) pînă la grosimi de zeci de metri sau chiar de cîțiva metri cum este cazul din V. Lupului la Călugăreni. Ea ajunge pînă la efilare completă pe ambele flancuri ale cristalinului getic de la Orzești.

Poziția planului de încălecare îmbracă aceeași formă ca a celui din baza Pînzei getice. Înclinările sînt mici (20°—35°) și este ușor ondulat.

Concluzii

Prin rezultatele obținute din cercetările de suprafață corelate cu rezultatele obținute prin foraje se confirmă structura în pînze de șariaj a regiunii cercetate.

Vîrsta sedimentarului autohton a fost stabilită pe baza unui material paleontologic concludent, pînă la Cenomanian.

Flișul marnos-argilos cu elemente conglomeratice-brecioase care stă peste marnele cu *Rotalipora appenninica* revine Turonianului și probabil parțial Senonianului.

Peste formațiunile autohtone se suprapun tectonic Pînza de Severin și Pînza getică.

Pînza de Severin stă peste flișul autohton și este formată dintr-o asociație de roci sedimentare (marne, marno-calcare, șisturi argile-marnoase, etc) și roci eruptive ofiolitice (serpentine și diabaze).

Pînza getică stă peste Pînza de Severin sau peste sedimentarul autohton și este formată din pararoci de mezo-catazonă.

În partea doua a lucrării s-au arătat o serie de date care constituie elementele fundamentale pe care se sprijină interpretarea structurii regiunii.

Cele mai evidente sînt zonele milonitice și ultramilonitice și breciile tectonice situate la baza unităților în pînză, petecele de acoperire, ferestrele tectonice, zonele de acoperire a crestelor de formațiunile suprapuse tectonice și retragerile lor pe văi.

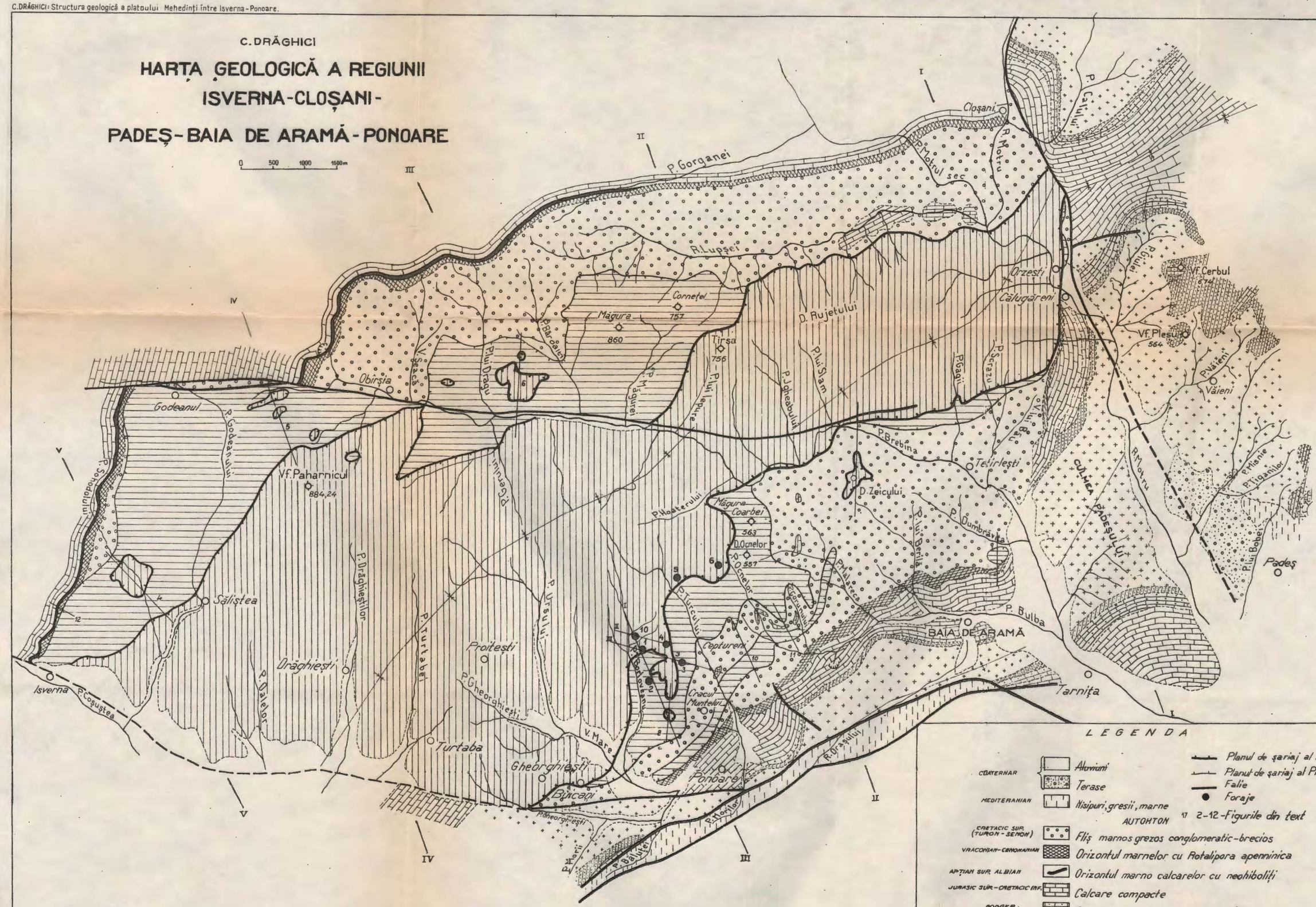
La acestea se adaugă rezultatele cîtorva foraje care au străbătut șisturile cristaline ale Pînzei getice, formațiunile din Pînza de Severin de sub ele și s-au oprit în flișul cretacic superior autohton.

Institutul Geologic al României

C. DRĂGHICI

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII ISVERNA-CLOȘANI-PADEȘ-BAIA DE ARAMĂ-PONOARE

0 500 1000 1500m



LEGENDA

		Planul de șariaj al Pînzei Getice
		Planul de șariaj al Pînzei de Severin
		Falie
		Foraje
		1) 2-12 - Figurile din text
CUATERNAR	Aluviuni	
	Terase	
MEDITERANIAN	Nisipuri, gresii, marne	
	AUTOHTON	
CRETACIC SUP. (TURON - SENON)	Fliș marnos grezos conglomeratic-brecios	
VRACONIAN-CENOMANIAN	Orizontul marnelor cu Rotalipora apenninica	
APȚIAN SUP. ALBIAN	Orizontul marno calcarelor cu neohiboliți	
JURASIC SUP.-CRETACIC INF.	Calcare compacte	
BOGGER	Calcare compacte cu aspect oolitic-spatic	
LIASIC	Șisturi gresii și arcoze	
	Granit de Tismana	
	PÎNZA DE SEVERIN	
JURASIC SUP. CRETACIC INF.	Serpentine diabaze, marno-calcare	
	PÎNZA GETICĂ	
	Gneise micașisturi etc.	
		Anticlinal
		Sinclinal
		I — I Linia profilului

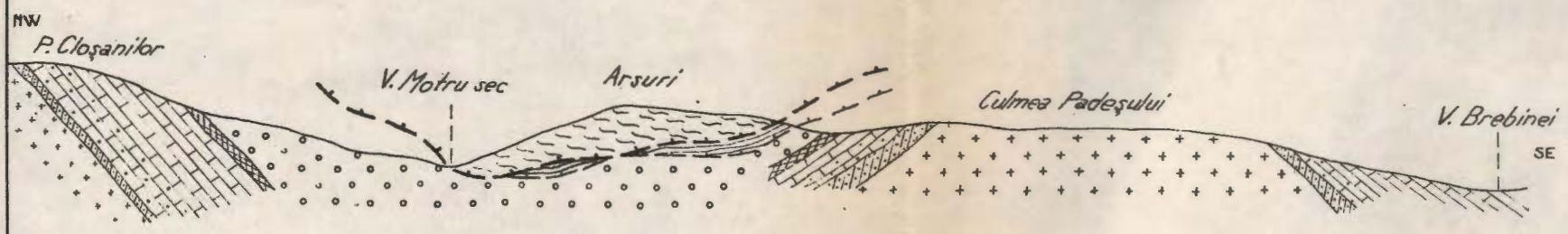
Imprim. Atel. Inst. Geol.

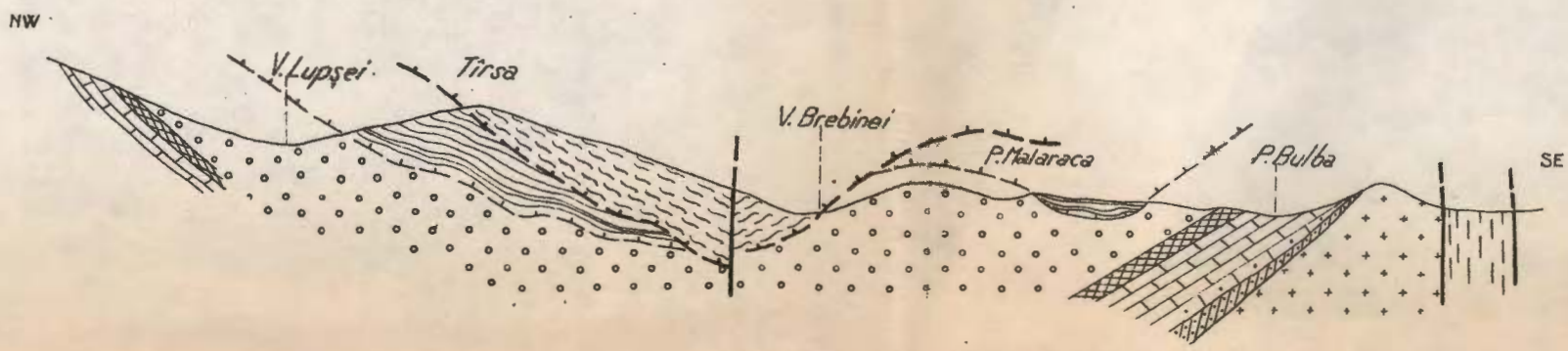
Institutul Geologic al României

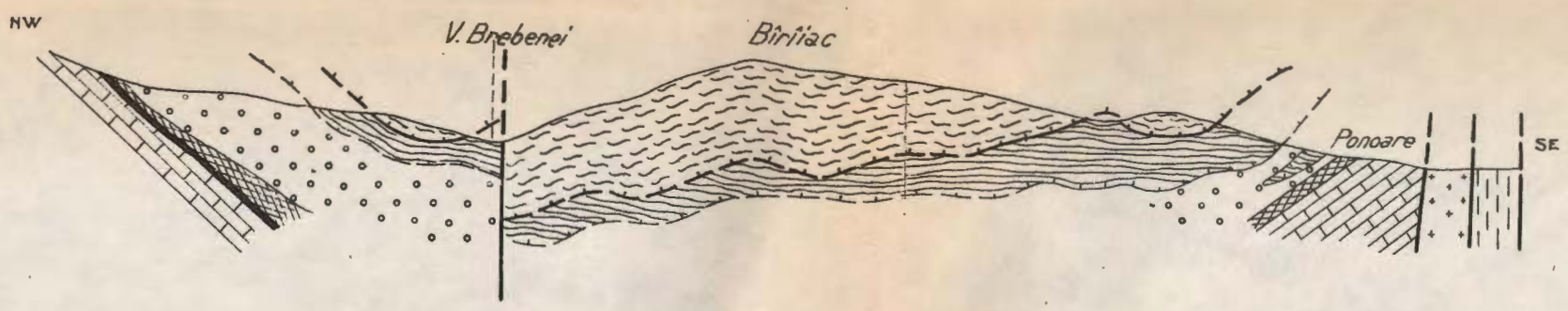
C. DRĂGHICI

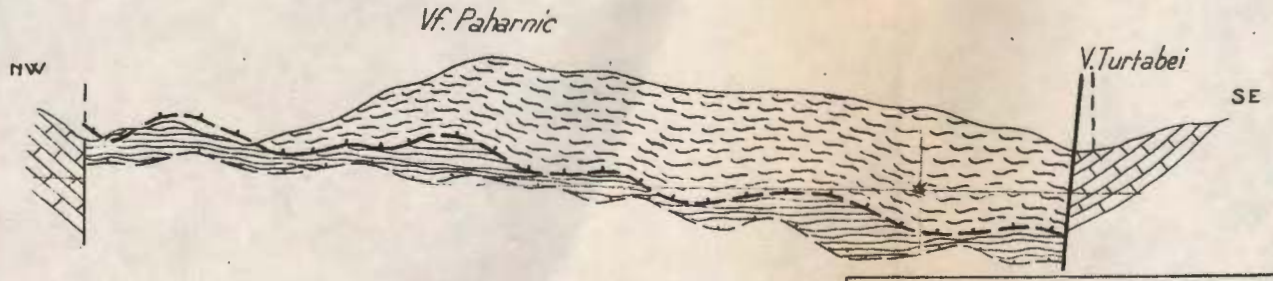
PROFILE GEOLOGICE PRIN REGIUNEA ISVERNA-CLOȘANI-PADEȘ-BAIA DE ARAMĂ-PONOARE

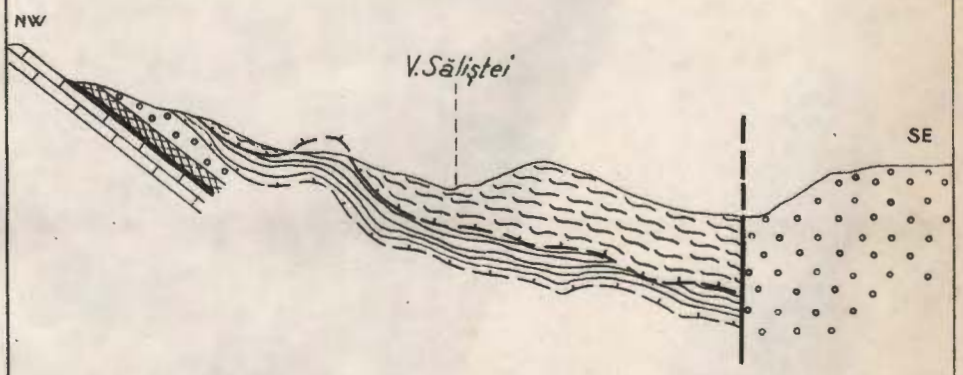
0 500 1000 1500m











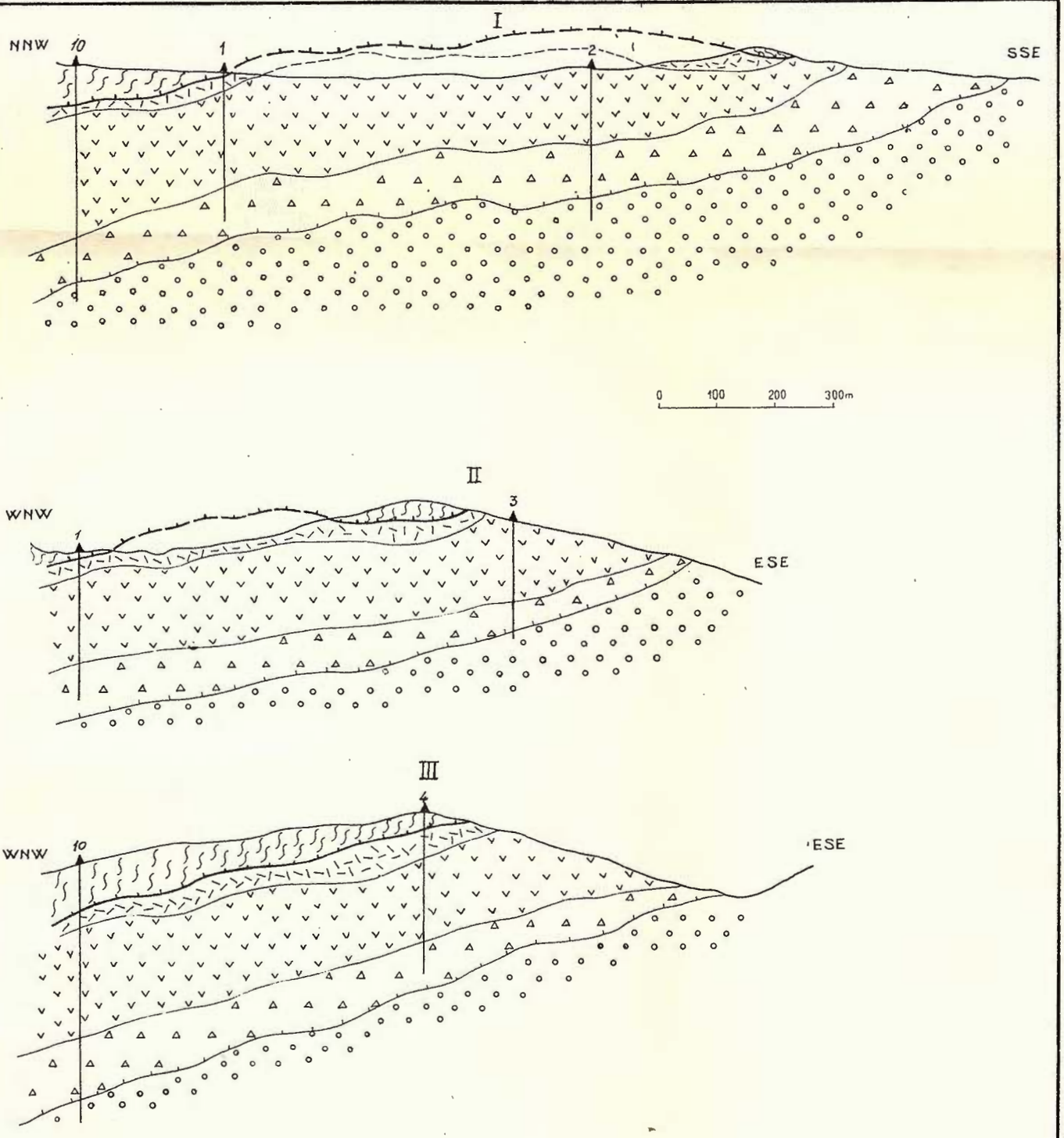
LEGENDA

- CUATERNAR — Aluviuni
- CUATERNAR — Terase
- MEDITERANIAN — Nisipuri, gresii, marne
- AUTOHTON
- CRETACIC SUP. (TURON – SENON) — Flis marnos grezos conglomeratic-brecios
- VRACONIAN-CENOMAN — Orizontul marnelor cu Rotalipora apenninica
- APȚIAN SUP. ALBIAN — Orizontul marno calcarelor cu neohiboliți
- JUR. SUP.-CRET. INF. — Calcare compacte
- DOGGER — Calcare compacte cu aspect oolitic-spatic
- LIASIC — Sisturi gresii și arcoze
- Granit de Tismana
- PÎNZA DE SEVERIN
- JUR. SUP. CRET. INF. — Serpentine diabaze, marno-calcare etc.
- PÎNZA GETICĂ
- Gneise micașisturi etc
- Planul de șariaj al Pînzei Getice
- Planul de șariaj al Pînzei de Severin
- Falie

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

PROFILE GEOLOGICE PRIN FORAJELE DELA PONOARE - BAIA DE ARAMĂ



Legenda

- Șisturi cristaline - Pînza Getică
- Serpentine
- Diabaze, tufuri, marne marno - calcare
- Șisturi marnoase, serpentine diabaze etc. (Brecie tectonică)

} PÎNZA de SEVERIN

- Flișul cretacic superior - Autohton

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. şi MACOVEI GH. L'évolution geologique de la Roumanie crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, 1933.
2. BENEO ENZO. Sulle'olistrostroma cuaternaria di Gela (Sicilia Meridionale) *Bul. del Serv. Geol. d'Italia* vol. 79 1957 (1—2).
3. CODARCEA AL. Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes de fer (Vîrciorova) *C. R. Inst. Geol. Roum.*, Bucureşti, 1935.
4. CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinţi. *An. Inst. Geol. Rom.* XX, Bucureşti 1940.
5. CODARCEA AL. Contributions à la tectonique des Carpathes Méridionales *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXV, Bucureşti 1941.
6. CODARCEA AL, MARCUS D. Asupra vîrstei stratelor de Nadanova. *Comunic. Ac. R.P.R.* nr. 8 Tom. IX. 1959.
7. DRĂGHICEANU M. Studii geologice, tehnice şi agronomice cu privire particulară asupra mineralelor utile. Bucureşti, 1898.
8. GHERASI N. Étude géologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Ţarcu. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, Bucureşti 1937.
9. GHICA-BUDEŞTI ŞT. Études géologiques et pétrographiques dans les Munţii Lotrului. Carpates méridionales roumaines. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, Bucureşti 1933.
10. ILIE M. Alcătuirea geologică a Pămîntului romînesc Ed. Ştiinţ. 1956.
11. MANOLESCU G. Étude géologique et pétrographique dans les Munţii Vulcan (Carpates méridionales Roumanie) *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, Bucureşti 1937.
12. MANOLESCU G. Studiul geologic şi petrografic al regiunii Văii Jiului *Ac. Rom. Mem. Secţ. Sci.* S. III. T XII Mem. 6 1937.
13. MANOLESCU G. L'âge des calcaires du versant méridional des Munţii Vulcan *Bul. Soc. Rom. Geol.*, IV. 1939.
14. MERCUS D. Asupra prezenţei urgonianului în regiunea Nadanova. Comunic. ţinută în Ses. St. a Inst. de Mine Buc. 1957.
15. MRAZEC L. Contribuţiuni la studiul petrografic al rocelor din zona centrală a Carpaţilor de S şi anume din Judeţele Mehedinţi, Gorj şi Muscel *An. mus. geol. pal.*, I. 1895.
16. MRAZEC L. Consideraţiuni asupra zonei centrale a Carpaţilor romîneşti. *Bul. Soc. St. Buc.* An. IV. 1895.
17. MRAZEC L. Contribuţiuni la studiul petrografic al rocilor din zona centrală a Carpaţilor de S. *Bul. Soc. St.* Bucureşti An. V. 1896.
18. MRAZEC L. Note sur la géologie de la partie Sud du haut plateau de Mehedinţi *Bul. Soc. St. Buc.* An. V. 1896.
19. MRAZEC L. Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes roumaines. *Bul. Soc. St. Bucureşti* An. VI. 1897.
20. MRAZEC L. Dare de seamă, asupra cercetărilor geologice din 1897 I Partea de E a Munţilor Vulcan. Bucureşti 1898.
21. MURGOCI GH. Contribution à la tectonique des Karpathes méridionales *C. R. Acad. Paris* 1905 *Bul. Soc. St. Bucureşti.* XVI. 1907.
22. MURGOCI GH. Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Karpathes méridionales. *Bul. Soc. St. Bucureşti* XVI. 1907.
23. MURGOCI GH. Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Karpathes méridionales *Bul. Soc. St. Bucureşti* XII. 1907.
24. MURGOCI GH. Terţiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* Bucureşti 1908. I.

Institutul Geologic al României

25. Murgoci Gh. Sinteza geologică a Carpaţilor de Sud. *D. S. Inst. Geol. Rom.* I, Bucureşti 1910.
26. Murgoci Gh. Origina serpentinelor din Carpaţii Romîneşti. *D. S. Inst. Geol. Rom.* I. Bucureşti 1910.
27. Ostaşco Al. Topitoarele de la Baia de Aramă din timpuri preistorice pînă la sfîrşitul secolului XVII. *Bul. Polith. Bucureşti* nr. 1—2, 1942.
28. Papiu V. C. Cercetări geologice în masivul Drocea (Munţii Apuseni) *Bul. ştiinţ. Ac. R.P.R.* nr. 1 Tom. V. 1953.
29. Patrulius D. Observaţiuni asupra depozitelor mesozoice din Bucegi şi din Perşani. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, Bucureşti 1954.
30. Popescu I. Voiteşti. Evoluţia geologico-paleogeografică a pămîntului romînesc. *Rev. Muzeului Geol. Mineral. al Univ. din Cluj* V nr. 2 1935.
31. Popescu Grigore. Asupra unor brecii cu blocuri în flişul Cretacic din bazinul Văii Prahova. *Bul. Ştiinţ. Ac. R.P.R.* T. VI nr. 2, Bucureşti 1954.
32. Renz Otto. Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen des Scaglia (Oberkreide-Tertiar) im zentralen Apennin. *Ecl. geol. Helv.* 1936 vol. 29 nr. 1.
33. Ştefănescu Gr. Notă asupra bazinului sedimentar şi lignitului de la Bahna. *Bul. Soc. Rom. de Geografie* nr. IX. 1876.
34. Ştefănescu S. Memoriu relativ la geologia Jud. Mehedinţi *An. Bir. Geol.* vol. I. 1888.
35. Streckeisen A. Cercetări geologice în Podişul Mehedinţi *D. S. Inst. Geol. Rom.* vol. XVIII 1931.
36. Streckeisen A. Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Inst. Geol.* XVI. Bucureşti 1933.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПЛОСКОГОРИЯ МЕХЕДИНЦ- МЕЖДУ ИСВЕРНА — КЛОШАНИ- ПАДЕШ- БАЯ ДЕ АРАМЫ ПОНОАРЕ

К. ДРЭГИЧЬ

(Краткое содержание)

Работа содержит данные, касающиеся геологического состава формаций Дунайского автохтона и аллохтоновых формаций северо-восточной части Плоскогория Мехединц.

Во второй части — представлены доводы демонстрирующие принадлежность структуры к шарьяжному покрову.

Дунайский автохтон составлен из кристаллического массива и гранитов, составляющих древний фундамент, над которым залегают отложения осадочного цикла лейаса -верхнего мела, представленные следующими:

конгломератами, глинистыми сланцами с ископаемой растительностью, песчаниками и арказами (лейас);

песчанистыми известняками, плотными известняками, иногда со шпатовым или оолитовым обликом (доггер);

Institutul Geologic al României

рифовыми массивными известняками (верхняя юра — нижний мел);

наличием зон кристаллических сланцев, милонитизированных и ультрамилонитизированных у основания Гетского покрова, а также и наличием тектонических брекчий у основания Северинского покрова;

позицией плоскостей анормального контакта, имеющих слабый уклон, около 20 у основания обоих покровов;

наличием участков перекрытия, представленных кристаллическими сланцами гетского типа или породами Северинского покрова, перекрывающего осадочные более новые формации;

наличием тектонических окон;

наличием серпентинов на плоскостях шарьяжа;

реконструкцией верхних формаций, более древних по возрасту, в нижние формации, более новые по возрасту —.

Все эти доводы, установленные на поверхности, были проверены и целиком подтверждены буровыми скважинами, проведенными в Гетском Покрове, вблизи её окраины в Поноаре.

STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU PLATEAU DE MEHEDINŢI ENTRE ISVERNA — CLOŞANI — PADEŞ — BAIA DE ARAMĂ—PONOARE

PAR

C. DRĂGHICI

(Résumé)

L'étude comprend des données ayant trait à la constitution géologique des formations de l'Autochtone danubien et des formations allochtones de la partie NE du Plateau de Mehedinţi.

Dans la deuxième partie sont exposées des arguments qui démontrent la structure en nappe de charriage.

L'Autochtone danubien est constitué par le Cristallin et les granites qui forment l'ancien soubassement sur lequel reposent les dépôts du cycle sédimentaire Lias-Crétacé supérieur, représentés par:

Des conglomérats, des schistes argileux à plantes fossiles, des grès et des arkoses (Lias);

Des calcaires gréseux, des calcaires compacts parfois d'aspect spathique ou oolithique (Dogger);

Des calcaires massifs récifaux (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur);

Institutul Geologic al României

Des marno-calcaires et des marnes noires de la série de Nadanova (Aptien supérieur — Cénomanien).

Des marnes et des argiles à intercalations gréseuses et à niveaux conglomératiques ou brécheux (Turonien-Sénonien).

Aux formations de l'Autochtone se superposent tectoniquement les formations de la Nappe de Severin et de la Nappe Gétique.

La nappe de Severin repose sur le sédimentaire autochtone et au-dessous des schistes cristallins gétiques à degré de métamorphisme élevé. Elle est formée de roches sédimentaires faiblement métamorphisées (marnes argileuses, marnes calcaires) accompagnées de serpentines et de diabases. Les roches sédimentaires représentent l'équivalent des couches d'Azuga et de Sinaïa (Jurassique supérieur— Crétacé inférieur).

La Nappe Gétique recouvre la Nappe de Severin et parfois le sédimentaire autochtone et elle est représentée par différents types de gneiss, des quartzites et des micaschistes.

La structure en nappe de charriage est mise en évidence par les relations suivantes:

La présence des zones de schistes cristalllins mylonitisés et ultramylonitisés à la base de la Nappe Gétique ainsi que l'existence d'une brèche tectonique à la base de la nappe de Severin;

La position des plans de contact anormal accuse un plongement léger, de 20°, à la base des deux nappes;

L'existence des lambeaux de recouvrement représentés par des schistes cristallins de type gétique ou des roches de la Nappe de Severin surmontant des formations sédimentaires plus récentes;

La présence des fenêtres tectoniques;

La présence des serpentines sur les plans de charriage.

Le remaniément des formations supérieures et d'âge plus ancien dans les formations inférieures d'âge plus récent.

Tous ces arguments établis à la surface ont été complètement vérifiés et confirmés par les forages exécutés dans la nappe Gétique, à Ponoare.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOLOGIE

NOTĂ ASUPRA ROCILOR ERUPTIVE NEOGENE DE LA CARACI (MUNŢII METALIFERI) [1])

DE
ANGELA RAFALET

Regiunea studiată este situată la vest de oraşul Brad şi la sud de Valea Crişului Alb, în dreptul localităţii Baia de Criş. Suprafaţa cercetată este delimitată la nord de Dealul Măgura şi Osoiul Caraciului; la est de valea Ţebei, la sud de Tăul Caraciului, iar la vest de Creasta Unguroiului şi Dealul Văratici.

Date orografice şi hidrografice. Regiunea cercetată este dominată, în zona ei centrală, de vîrful Caraci care reprezintă principalul con vulcanic din regiune, con ce îşi păstrează în mod remarcabil forma caracteristică.

Din punct de vedere morfologic, regiunea studiată nu reprezintă altceva decît pante, uneori mai line, alteori mai abrupte ce coboară şi se întind în jurul acestui con vulcanic.

Regiunea este străbătută de la sud la nord de trei afluenţi sudici ai Crişului alb: valea Ţebei spre limita estică, valea Caraciului în partea centrală şi pîrîul Unguroiului spre limita vestică. În zona sa de sud, regiunea este străbătută de cursul superior al văii Ţebei, care ia o direcţie est — vest.

Din punct de vedere geologic, această regiune se încadrează perfect în ansamblul Munţilor Metaliferi şi — în mic — prezintă aproape întreaga structură geologică a acestor munţi.

Istoricul cercetărilor Munţii Metaliferi, datorită interesului de ordin economic, şi geologic pe care îl prezintă, au constituit obiectul cercetărilor a foarte mulţi geologi din trecut şi prezent. Ne vom mărgini numai a enumera numele cercetătorilor mai vechi ai acestor munţi, care sînt: F. RICHTHOFEN, G. STACHE şi F. HAUER, P. PALFY, G. PRIMICS, FR. POŠEPNY, S. SZENTPETERY şi J. SZÁDECZKY.

[1]) Comunicare în şedinţa din 3 iunie 1961.

Institutul Geologic al României

Fr. Pošepny este acela care, primul, a grupat eruptivul terțiar în patru zone și anume: Caraci—Săcărîmb, Stănija—Pătrîngeni, Roșia Montană—Bucium și Baia de Arieș.

Această grupare este adoptată mai tîrziu, cu mici modificări, de către T. P. Ghițulescu și M. Socolescu într-o lucrare vastă asupra geologiei munților Metaliferi. Acești autori numesc erupțiunile bazice din regiune, «complexul melafirelor». Ele sînt alcătuite din tufuri, brecii, lave și coșuri, iar punerea lor în loc s-a produs înainte de Jurasicul superior.

Din seria jurasică apare numai Jurasicul superior sub formă de calcare organogene.

Seria terțiară (Tortonian) formează două bazine: Zlatna—Almașul Mare la est și Săcărîmb—Baia de Criș la vest. Într-o primă fază s-au format depozite continentale cu facies torențial care constituie orizontul conglomeratelor de Fața Băii. Într-o a doua fază, de transgresiune, s-au format depozite cu caracter net marin numite orizontul pietrișurilor de Almașul Mare.

În general, eruptivul neogen a început cu andezite cuarțifere și riolite; în faza a doua s-a continuat cu dacite. Faza a treia începe cu andezite și sfîrșește cu dacite; ultima fază se manifestă cu roci mai bazice, andezite și bazalte. Cea mai importantă este faza a treia în care se deosebesc trei tipuri: andezite de Barza, andezite de Săcărîmb și Porcurea, dacite de Cetraș.

Această fază începe spre sfîrșitul sedimentării sarmațiene și ține pînă în Pliocen. Andezitele de Barza și cele de Săcărîmb sînt probabil simultane; dacitele de Cetraș sînt posterioare andezitului.

Vulcanul de la Caraci este format dintr-un andezit roșu de tip Barza în timp ce partea sudică a coșului principal (Vf. Cărăcelul) este formată dintr-un andezit de culoare cenușie.

Breciile și tufurile de la Caraci acoperă o suprafață întinsă.

Stratigrafia și petrografia

A) **Roci sedimentare.** 1. *Calcare (Jurasic?).* În partea de sud a regiunii și anume la est de cursul superior al văii Țebea apare, de sub pietrișurile de Almașul Mare, o mică ivire de calcar cu aspect masiv, de culoare cenușie deschisă și cu o granulație fină; este străbătut de o rețea de fisuri fine umplute cu cristale de calcit. Sub microscop acest calcar arată o structură complexă și anume o structură inițială organogenă și pseudoolitică cu depuneri ulterioare, fine de cristale de calcit.

Roca prezintă o masă calcaroasă de granulație fină (sub 0,02 mm) în care sînt prinse resturi de organisme cu scheletul distrus.

În general, aceste resturi sînt nedeterminabile dar în unele cazuri a fost posibil să se determine resturi de globigerine și rotalide. În masa calcaroasă se mai remarcă

Institutul Geologic al României

prezenţa unor aglomerări sferice de silice fibroasă cu dispoziţie radiară. Din cauza lipsei unei structuri relicte nu se poate stabili dacă aceste aglomerări sînt formate pe seama unor organisme cu schelet silicios sau sînt depuneri din soluţii ce au circulat.

Roca este străbătută de numeroase fisuri neregulate, a căror lăţime variază între 0,1 mm şi 1,0 mm şi care sînt umplute de cristale de calcit.

Dimensiunile reduse ale acestei iviri de calcare precum şi fauna slab conservată fac dificilă stabilirea vîrstei.

Făcînd apel la caracterele lor petrografice constatăm că sînt oarecum analoage cu cele ale petecelor de calcare jurasice, pe care, cercetătorii mai vechi ai Munţilor Metaliferi, le menţionează imediat la est de regiunea studiată.

2. *Orizontul pietrişurilor de Almaşul Mare (Tortonian).* Aceste depozite sedimentare sînt slab reprezentate în regiune. Ele formează o fîşie îngustă ce conturează în mod continuu formaţiunile eruptive andezitice în partea lor de nord, de vest şi de sud; în special la nord, ele capătă o dezvoltare mai mare.

Pe lîngă fîşia îngustă mai sus menţionată, în regiune mai apare o mică suprafaţă ocupată de pietrişurile de Almaşul Mare, pe care se află situat satul Caraci.

Pietrişurile de Almaşul Mare sînt formate în cea mai mare parte din elemente de cuarţite albe sau gălbui la care se mai adaugă rare elemente de şisturi sericito-cloritoase şi calcare. Elementele sînt bine rulate şi au dimensiuni ce variază între 0,5 cm şi 3,0 cm.

Cimentul este uneori nisipos, iar alteori argilos şi întotdeauna prezintă o coloraţie roşie care, în special în partea de nord a regiunii, este foarte intensă. Alt caracter general al acestor formaţiuni este friabilitatea lor. Pe valea Unguroiului, în aceste pietrişuri apare o mică intercalaţie de gresii, moale, friabilă, de culoare cenuşie deschisă, puternic limonitizată.

Cercetătorii anteriori ai Munţilor Metaliferi consideră orizontul pietrişurilor de Almaşul Mare de vîrstă tortoniană; ele sînt formate în condiţii de mare deschisă şi corespund maximului de întindere a fazei de sedimentare terţiară.

T. P. Ghiţulescu şi M. Socolescu remarcă şi subliniază absenţa intercalaţiilor de roci piroclastice în orizontul pietrişurilor de Almaşul Mare, ceea ce indică lipsa unei activităţi vulcanice în această perioadă de sedimentaţie.

La Caraci, pietrişurile de Almaşul Mare stau pe rocile eruptive bazice şi sînt acoperite de rocile andezitice şi piroclastitele lor.

Mica ivire de pietrişuri pe care este situat satul Caraci, a fost scoasă la zi prin erodarea depozitelor piroclastice de deasupra lor.

B) **Roci extrusive.** 1. *Roci bazice şi piroclastitele lor.* Aceste formaţiuni efusive au o mare dezvoltare la vest şi la sud de regiunea studiată şi au

Institutul Geologic al României

constituit obiectul cercetărilor multor geologi, atît în trecut cît și în ultimii ani. La nord-est și est de regiunea noastră apare o suprafață mai redusă, acoperită de aceste formațiuni.

Rocile efusive bazice fac parte din ceea ce T. P. GHIȚULESCU și M. SOCOLESCU au numit « Complexul melafirelor » pe care îl consideră de vîrstă antejurasică și care a rezultat din consolidarea unor magme bazice, puțin diferențiate, cărora li se asociază roci piroclastice și intercalații de roci sedimentare. Cei doi cercetători bazîndu-se pe prezența structurilor de pillow-lava și pe prezența foraminiferelor și radiolarilor în intercalațiile sedimentare, le consideră erupțiuni submarine care după consolidare au constituit un bloc rezistent.

În regiunea cercetată, aceste roci apar în mică măsură la limita de nord-est și est și la limita de sud.

În partea de nord ele aflorează de-a lungul cursului mijlociu al văii Caraciului, iar în partea de nord-est și est, de-a lungul cursului mijlociu al văii Țebea.

La limita de sud a regiunii ele aflorează pe vîrful Steanului și de-a lungul cursului superior al văii Țebea.

Rocile bazice din regiunea noastră sînt alcătuite în cea mai mare parte din roci eruptive propriu-zise și în mai mică măsură din produse piroclastice.

Rocile eruptive. În denumirea acestor roci am ținut seama numai de criteriul structurii și al compoziției mineralogice și am neglijat criteriul vîrstei. În consecință le-am numit bazalte.

Pe teren apar masive, dure, de culoare închisă, cenușie sau aproape neagră și cu tonuri brune, roșcate sau verzui; predomină acele verzui și uneori sînt foarte alterate. Pe teren nu s-a putut face o separație pe tipuri iar studiul microscopic al secțiunilor subțiri nu arată o variație prea mare în structura și compoziția mineralogică.

Rocile piroclastice sînt destul de bine reprezentate în regiunea noastră, și apar ca niște intercalații de amploare mai mică sau mai mare în masa de bazalte de pe valea Țebei și Osoiul Caraciului, la limita de nord-est a regiunii cercetate.

Ele sînt alcătuite din brecii și tufuri eruptive a căror conturare nu a fost posibilă din cauza dezvoltării reduse a complexului bazic, în regiunea noastră, din cauza intensei solicitări mecanice la care a fost supus acest bloc eruptiv în timpul cutărilor alpine precum și din cauza alterațiunilor care de multe ori au făcut imposibilă chiar identificarea la microscop a unor eșantioane.

2. *Roci andezitice și piroclastitele lor.* Cercetarea acestor roci a constituit obiectivul principal al activității noastre pe teren în această regiune. Ele acoperă o suprafață întinsă, de formă aproximativ ovală, avînd în centru Vîrful Caraci. Cea mai mare parte a acestei suprafețe este acoperită de rocile eruptive andezitice propriu-zise; rocile piroclastice se dispun la periferia acestei suprafețe, avînd o dezvoltare mai mare în partea de nord și de est a regiunii.

Institutul Geologic al României

Rocile eruptive sînt reprezentate prin lave andezitice care datorită compoziției lor ceva mai bazice de cît în cazurile normale, au avut o fluiditate mai mare și s-au putut răspîndi pe o suprafață destul de mare în jurul aparatului vulcanic care le-a produs și care corespunde vîrfului Caraci.

Pe teren a fost anevoioasă deosebirea mai multor tipuri de andezite dar, în laborator pe baza studiului microscopic s-a putut stabili existența a trei tipuri principale de andezide care, la rîndul lor, prezintă și ele mici variații în compoziție sau structură.

În cele ce urmează vor fi descrise pe rînd aceste trei tipuri principale de andezite, ordinea în care sînt tratate fiind aceea a venirii lor succesive, așa cum este presupusă de noi.

Andezit cuarțifer alterat. Acest andezit de culoare cenușie-albicioasă, intens alterat, apare de-a lungul văii Țebea, formînd astfel o fîșie la limita de est a masivului andezitic.

Tot acestui tip de andezit considerăm că îi aparține și micul masiv eruptiv de pe vîrful Cerului; roca nu conține nici cuarț, nici minerale feromagneziene și prezintă un grad avansat de alterare.

Aceluiași tip de andezit socotim că îi aparține și mica ivire de andezit în formă de cupolă ce pare că tinde să străpungă masa de bazalte de deasupra ei și care a fost scoasă la zi prin tăierea șoselei de pe valea Țebei, în partea de nord-est a regiunii. Probabil că micul masiv de andezit de pe vîrful Cerului este un caz similar, dar care a reușit să străpungă masa de bazalte.

Studiul microscopic al acestor andezite arată pentru toate o structură porfirică în care pasta reprezintă cca 75% din masa rocii. Această pastă are o structură holocristalină și e formată din cristale foarte mărunte, izometrice, ușor corodate, de feldspat nedeterminabil și mai puțin de cuarț. În această pastă sînt prinse fenocristale de plagioclaz bine dezvoltate, ce ajung uneori pînă la 1,0—2,0 mm, total calcitizate, cristale lungi, prismatice de minerale feromagneziene, care au conture de hornblendă și biotit, ambele total cloritizate (0,2—0,5 mm) și rare cristale de cuarț cu conture corodate (0,1—0,5 mm).

Andezitul din împrejurimile galeriilor de pe valea Țebei prezintă un grad foarte avansat de calcitizare care face imposibilă orice determinare. Structura porfirică și conturele cristalelor de plagioclaz sînt singurele caractere ce se pot observa.

Andezitul de pe vîrful Cerului prezintă caractere similare. Pasta reprezintă cca 60% din masa rocei, fenocristalele de cuarț lipsesc total iar fenocristalele cu conture de minerale feromagneziene sînt foarte rare sau lipsesc.

Atît fenocristalele cît și pasta sînt extrem de alterate (calcitizate, limonitizate).

Andezit cu hipersten și augit. Acest tip de andezit acoperă jumătatea de sud și sud-vest a suprafeței totale ocupate de andezitele din regiune.

Institutul Geologic al României

Astfel el se întinde de-a lungul Crestei Unguroiului spre sud, spre vîrful Steanului. În partea centrală el acoperă vîrful Cărăcelul şi se întinde spre sud, spre sălaşul Sălişte şi mai spre sud, la Tău. De la Tău se întinde spre est pînă la valea Ţebei.

Are un aspect masiv, proaspăt şi o culoare cenuşie.

Studiul microscopic pune în evidenţă o structură porfirică cu structura microlitică vitroasă a pastei.

Pasta reprezintă cca 50% din masa rocii. Ea este alcătuită în mare parte (40—50% din material sticlos în care sînt prinse bastonaşe (0,01—0,02 mm) de plagioclaz, dispuse neregulat şi cristale punctiforme de minereu opac, probabil magnetit.

Restul de 50% din rocă este reprezentat prin fenocristalele de plagioclaz, hipersten şi augit.

Plagioclazul formează cristale bine dezvoltate cu conture idiomorfe, maclate polisintetic, foarte rar cu o structură zonară difuză. Dimensiunile lor variază între 0,2 şi 1,0 mm, iar compoziţia variază între 45—50% An. Uneori apar inele interne de alterare.

Fenocristalele de piroxen sînt de două tipuri: hipersten şi augit, hiperstenul predominînd.

Hiperstenul are extincţie dreaptă, iar augitul are un unghi de extincţie ce variază între 36°—38°. Ambele tipuri prezintă conture idiomorfe şi hipidiomorfe, prismatice şi bazale şi dimensiuni ce variază între 0,2 şi 2,0 mm. Uneori, cristalele de piroxen se asociază cu aglomerări de limonit, iar alteori se înconjoară cu o peliculă subţire de limonit.

Între fenocristale, cele de piroxen predomină, reprezentînd cca 60%.

La limita de sud-est a masivului andezitic, la est de valea Ţebei apare un andezit similar ca structură şi compoziţie cu andezitul cu hipersten şi augit cu singura deosebire că elementul femic este reprezentat de cristale de hornblendă verde intens, bine dezvoltate.

Andezit cu oxihornblendă. Acest tip de andezit acoperă vîrful Caraci şi se întinde spre nord şi nord-est, acoperind jumătatea de nord a suprafeţei totale a andezitelor din regiunea noastră.

El se întinde pe valea Unguroiului şi pe Creasta Unguroiului spre nord-vest; spre nord-est şi est se întinde pînă aproape de satul Caraci şi valea Ţebei.

Are aspect dur, masiv, pare puţin alterat şi are o culoare roşcată care îl face să se deosebească de celelalte tipuri de andezite. Formează stînci şi blocuri uriaşe care acoperă suprafeţe destul de întinse în special pe versanţii abrupţi ai conului vulcanic. Studiul microscopic arată în general o omogenitate din punct de vedere al structurii şi compoziţiei mineralogice, omogenitate care totuşi nu e perfectă, uneori apărînd roci cu o compoziţie oarecum diferită.

Institutul Geologic al României

Aceste andezite prezintă o structură porfirică în care pasta are structura holocristalină microlitică şi uneori hialopilitică.

Ea este alcătuită din microlite de plagioclaz dispuse dezordonat, cărora li se asociază un material feldspatic lipsit de forme cristalografice, minerale femice de cele mai multe ori alterate, granule mici de magnetit şi uneori material sticlos. De foarte multe ori mineralele pastei sînt parţial alterate.

Pasta reprezintă între 50% şi 70% din întreaga masă a rocii, iar granulozitatea ei variază între 0,01 şi 0,06 mm.

În această pastă sînt prinse fenocristale de plagioclaz, de hornblendă brună (oxihornblendă) şi de hornblendă comună. Cristalele de plagioclaz prezintă conture cristalografice, maclaţie polisintetică şi uneori structură zonară difuză.

Interesantă este alteraţia prezentată de aceste cristale. Este o sericitizare uneori asociată cu calcitizare şi caolinizare care se manifestă pe inele interne concentrice, pe nucleu sau pe inele periferice.

Dimensiunile lor variază între 0,2 şi 2,0 mm şi reprezintă cca 50% din fenocristale.

Compoziţia variază de la un andezin cu cca 35% An pînă la un labrador cu cca 55% An.

Fenocristalele de hornblendă brună sînt mai mici ca acele de hornblendă verde; primele nu trec de 0,5 mm, iar ultimele ajung pînă la 1,0 mm. Cristalele de oxihornblendă aproape niciodată nu sînt în stare proaspătă. Uneori sînt complet opacitizate de limonit dar de cele mai multe ori acestea formează o bordură mai subţire sau mai groasă, un inel intern sau acoperă nucleul. O pulbere hematitică difuzată în pastă le dă culoarea caracteristică roşcată.

La nord de vîrful Caraci, în dreptul vechii galerii Traiana — azi părăsită — apare un andezit de culoare cenuşie, similar ca structură şi compoziţie cu acel de mai sus, cu singura deosebire că elementul feromagnezian este un augit.

Pe teren, separarea acestor trei tipuri principale de andezite la care se mai adaogă şi varietăţile din cadrul aceluiaşi tip, nu s-a putut face decît cu aproximaţie.

Rocile piroclastice sînt destul de bine reprezentate în regiunea cercetată, ele dispunîndu-se în general la periferia masivului andezitic. Cea mai mare dezvoltare o au în partea de nord şi în partea de est şi sud-est a regiunii.

Spre nord ele se întind paralel cu valea Caraciului pînă aproape de dealul Măgura, iar spe sud-est se întind pînă dincolo de Măgura Ţebei, dezvoltîndu-se spre est şi ieşind astfel din perimetrul cercetat. Sînt alcătuite din brecii şi tufuri, cu predominanţa primelor.

Apariţiunile de tufuri sînt slabe. Ele sînt prezente pe valea Unguroiului şi pe valea Ţebei. Au o culoare cenuşie-gălbuie, o granulozitate fină şi sînt friabile.

Studiul microscopic arată o masă cu un conţinut de sticlă de cca 30%, restul fiind format din cristale mărunte de feldspat, lamele de clorit, o pulbere limonitică precum şi un bogat conţinut de minerale argiloase, calcit, serpentin.

Institutul Geologic al României

În această masă sînt prinse fragmente de cristale și chiar cristale întregi de feldspat, precum și minerale feromagneziene total sau aproape total alterate (0,1—0,5 mm).

Granulozitatea masei variază între 0,01 și 0,06 mm. Mai apar și rare fragmente (de cca 1 mm) rotunjite dintr-o rocă andezitică foarte alterată.

Breciile ocupă cea mai mare parte din suprafața acoperită de rocile piroclastice andezitice și se dezvoltă în special în partea de nord și de est a regiunii noastre. De asemenei mai apare o mică ivire de brecie ce stă peste masivul andezitic, la nord de sălașul Săliște.

În general, se poate vorbi de două tipuri de brecie în această regiune dar gradul avansat de alterare face imposibilă o caracterizare și separare sigură a lor.

În partea de est și sud-est a regiunii, la est de valea Țebei apare o brecie de culoare cenușie-albicioasă, alterată, destul de bine cimentată ce conține fragmente de dimensiuni foarte variabile (de la 1 cm pînă la 10 cm) de andezit cenușiu. Studiul microscopic arată existența unor fragmente mai mici (1 mm—2 mm) de andezit cu cuarț și mai rar de bazalt, toate alterate.

Aceste fragmente sînt cimentate de o pastă lipsită de material sticlos, foarte alterată (calcitizată, caolinizată, slab limonitizată) și impregnată de depuneri și cuiburi de cristale de cuarț ca o consecință a unei intense silicifieri. Această masă mai cimentează pe lîngă fragmentele de rocă și fragmente de cristale de plagioclaz total sericitizate și calcitizate, precum și fragmente de minerale femice total calcitizate.

Brecia din partea de nord a regiunii este asemănătoare din punct de vedere al structurii și al compoziției cimentului cu aceea de la limita estică a regiunii. Deosebirea constă în natura fragmentelor de rocă care aici sînt de andezit cu hipersten și augit și foarte rar de andezit roșu cu oxihornblendă.

Cimentul este de culoare roșcată.

Brecia care alcătuiește peticul de la nord de sălașul Sălișteeste similară.

Concluziuni

Din cele constatate de noi pe teren și în laborator am tras unele concluziuni care, dată fiind suprafața restrînsă cercetată, au valabilitate locală.

1. Am putut stabili existența a trei tipuri de andezite care corespund la trei nivele succesive. Succesiunea ar fi următoarea: *a)* andezitul cuarțifer alterat care constituie prima venire și de care se leagă rocile piroclastice din partea de est și sud-est a masivului andezitic. Din acest andezit a rămas o fîșie orientată nord—sud, de-a lungul văii Țebea, precum și micile iviri de andezite de pe vîrful Cerului și din masa de bazalte de pe valea Țebea: restul a fost acoperit sau fărîmițat de a doua venire reprezentată de *b)* andezitul cu hipersten și augit de care parțial se leagă rocile piroclastice din partea de nord a regiunii noastre și de la Sălișteș. Acest andezit

Institutul Geologic al României

acoperă partea de sud a masivului inclusiv vîrful Cărăcelul; el a fost parţial acoperit şi fărîmiţat de a treia şi ultima venire reprezentată de *c)* andezitul cu oxihornblendă care acoperă partea de nord a masivului inclusiv vîrful Caraci. De el sînt legate o mare parte din rocile piroclastice din zona de nord a regiunii. Este greu să se deosebească rocile piroclastice legate de a doua venire de acelea legate de a treia, dar este remarcabil faptul că aceste roci piroclastice inclusiv cele ce constituiesc petecul de la Sălişte aşezat peste andezitul cu hipersten şi augit, sînt formate — în cea mai mare parte — din fragmente de andezit cu hipersten şi augit (venirea a doua) legate printr-un ciment ce prezintă coloraţia roşcată a andezitului cu oxihornblendă (venirea a treia). Acesta este unul din principalele fapte care ne-au condus la stabilirea succesiunii erupţiilor arătate mai sus.

De asemeni este de remarcat raritatea fragmentelor de andezit cu oxihornblendă în brecii.

Din punctul de vedere al compoziţiei acestor erupţiuni se poate conchide că activitatea vulcanică a început cu produse mai acide (andezit cuarţifer) şi a continuat cu produse mai bazice (andezit cu hipersten şi andezit cu oxihornblendă).

2. T. P. Ghiţulescu şi M. Socolescu au încadrat andezitele de la Caraci în a treia fază vulcanică din Munţii Metaliferi. Bazîndu-se pe structura şi compoziţia mineralogică a lor, am menţinut această încadrare considerîndu-le similare cu unele dintre varietăţile de roci pe care ei le denumesc de tipul Barza.

Astfel andezitul cuarţifer alterat este similar cu andezitele cuarţifere cu hornblendă verde, în general alterate, pe care aceşti geologi le menţionează în masivele Barza, Muncelul şi Gîrda. Tot în masivul Barza este menţionat un andezit cu hipersten care poate fi considerat analog cu andezitul cu hipersten şi augit găsit la Caraci.

În lavele de la Putini şi Chilii, precum şi în coşurile vulcanice de la Ticera şi Curechiu sînt menţionate andezite cu cristale de hornblendă brună parţial sau total limonitizată, analoage cu andezitul cu oxihornblendă de la Caraci.

3. Alterarea rocilor andezitice nu este uniformă. Cel mai înalt grad de alterare îl prezintă andezitele cu cuarţ; andezitele cu oxihornblendă sînt parţial limonitizate iar cele cu hipersten şi augit sînt proaspete.

Alterarea andezitelor cu cuarţ care se manifestă prin calcitizare, sericitizare, serpentinizare, credem că se datoreşte unei abundente circulaţii de soluţii care a urmat acestui nivel de erupţie şi de care credem că se leagă mineralizaţia auriferă detectată pe V. Ţebei. Alterarea andezitelor cu oxihornblendă s-a desfăşurat numai sub acţiunea agenţilor exogeni şi s-a concretizat în limonitizarea amfibolului.

Rocile piroclastice prezintă un grad de alterare uneori mai avansat, alteori mai puţin avansat şi nu se poate trage nici un fel de concluzie dat fiind faptul că aceste roci sînt supuse alterării din diferite cauze, prin însăşi natura lor.

4. Elementele menţionate la începutul acestei note sugerează ideea că vîrful Caraci reprezintă resturile unui aparat vulcanic destul de bine conservat. El îşi

Institutul Geologic al României

păstrează în mod remarcabil forma caracteristică, formă ce este evidentă mai ales cînd este privit de la nord.

Privit de la est sau vest, pe panta sa sudică se constată o proeminenţă destul de accentuată care este vîrful Cărăcelul, oarecum modelată de eroziune. Cunoscînd faptul că vîrful Cărăcelul şi întreaga zonă sudică a masivului eruptiv sînt constituite dintr-un andezit mai vechi (cu hipersten şi augit) iar vîrful Caraci şi zona nordică a masivului, dintr-un andezit mai nou (cu oxihornblendă) şi dată fiind abundenţa fragmentelor din andezitul mai vechi în rocile piroclastice de la periferia nordică a masivului, sîntem conduşi la presupunerea că andezitul cu hipersten şi augit a format un vechi crater. Următoarea erupţie, cea a andezitului cu oxihornblendă, manifestîndu-se puţin excentric spre nord a distrus toată partea nordică a vechiului crater, din care a mai rămas vîrful Cărăcelul şi versantul sudic.

Vîrful Caraci pare a reprezenta deci un aparat vulcanic compus, cu activitate mixtă. Datorită bazicităţii oarecum ridicate a acestor magme andezitice, ele au avut o fluiditate pronunţată care le-a permis să curgă la distanţe destul de mari şi să acopere o suprafaţă aprecibilă în jurul aparatului vulcanic.

În încheiere, structura de ansamblu a regiunii cercetate aşa cum reiese şi din profilul geologic anexat, ar fi — în mod sumar — următoarea:

Cele mai vechi roci din regiune sînt reprezentate de complexul bazaltelor (anteurasic) peste care se suprapune orizontul pietrişurilor de Almaşul Mare (Tortonian);

Erupţiile andezitice sînt post-tortoniene şi încep cu piroclastitele lor care se suprapun direct peste pietrişurile de Almaşul Mare;

Absenţa unor intercalaţii de natură eruptivă în orizontul pietrişurilor de Almaşul Mare, indică absenţa unei activităţi vulcanice în Tortonian. Acolo unde eroziunea a îndepărtat pietrişurile, rocile andezitice se suprapun direct peste bazalte.

BIBLIOGRAFIE

1. T. P. Ghiţulescu şi M. Socolescu. Étude géologique et miniére des Monts Mérallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XXI, Bucureşti 1941.
2. M. Pálfy. Geologische Verhältnisse und Erzgänge der Bergbaue d. siebenbürg. Erzgebirges. *Jahrbuch d. K. ung. geol. R. A.* XVIII, Budapest 1912.
3. G. Primics. Geologia şi filoanele metalifere ale masivului Cetraş (tradusă la Univ. Cluj). *Soc. Regală Maghiară de Ştiinţele Naturii.* Budapesta 1896.
4. Richthoffen F. Tertiäre Eruptivgesteine von Ungarn und Siebenbürgen. *Jahrbuch d. k. k. geol. R. A.* 1860, pag. 153.
5. G. Stache şi Fr. Hauer. Geologie Siebenburgens. Wien 1863.

Institutul Geologic al României

6. J. Szádeczky. Zur Kenntnis der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. *Föld. Közl.* XXII 1892, pag. 323.
7. S. Szentpetery. Über die Eruptivgesteine der Drocsa und des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. R. A.* f. 1916, pag. 336—368.

ПОМЕТКА КАСАЮЩАЯСЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ НЕОГЕНОВЫХ ПОРОД КЭРАЧЬ (МУНЦИЙ МЕТАЛИФЕРЬ)

АНЖЕЛА РАФАЛЕТ

(Краткое содержание)

Исследуемая область расположена на западе г. Брод и на юге долины Кришулуй Алб, вблизи местности Бая де Криш. При геологическом составлении области принимают участие: осадочные породы, известняки, гравий Алмашул Маре и эктрузивные породы (основные породы и их пирокластолиты; и андезитовые породы и пирокластолиты).

Андезитовые породы и их пирокластолиты. (Неоген).

Установлено наличие трех главных типов андезитов, соответствующих трем фазам, чередующихся следующим образом: *а)* выветрившийся кварценосный андезит, с которыми связаны пирокластолиты восточной части массива; *б)* андезит с гиперстеном и авгитом, с которыми, частично, связаны пирокластолиты восточной части области и *в)* андезиты с окисью горной обманки, застилающие северную часть области и вершину Кэрачь, включительно.

Все эти андезиты выделены в третью фазу неогеновых извержений.

Выветривание андезитов — неравномерно. Найбольшую степень эрозии представляют кварценосные андезиты; андезиты с окисью горной обманки — частично лимонитизированы, а андезиты с гиперстеном и диопсидом — свежи.

Автор, установив, что Верш. Кэрэчелул и все южные зоны составлены из более древних андезитов (с гиперстеном и диопсидом), а Верш. Кэрачь и северная зона — из более нового андезита (с окисью горной обманки), приходит к выводу, что андезит с гиперстеном и авгитом сформировали древний кратер. Следующее извержение (андезиты с окисью горной обманки), немного эксцентричное к северу — уничтожило эту часть древнего кратера. По своему пути к поверхности магма пересекла комплекс базальтов (доюрского времени) и гравий Алмашул Маре.

ФИЛА 369

Institutul Geologic al României

SUR LES ROCHES ÉRUPTIVES NÉOGÈNES DE CĂRACI (MONTS MÉTALLIFÈRES)

PAR

ANGELA RAFALET

(Résumé)

La région étudiée est située à l'ouest de la ville de Brad et au sud de Valea Crișului Alb, devant la localité Baia de Criș. À la composition géologique de la région participent des roches sédimentaires (calcaires, graviers d'Almașul Mare) et des roches extrusives (roches basiques et leurs pyroclastites, roches andésitiques et leurs pyroclastites).

Roches andésitiques et leurs pyroclastites (Néogène). On a établi l'existence de trois types principaux d'andésites, correspondant à trois phases dans la succession suivante: (a) andésite quartzifère altérée, à laquelle se rattachent les pyroclastites de la partie E du massif; (b) andésite à hypersthène et à augite à laquelle correspondent partiellement les pyroclastites du nord de la région et (c) l'andésite à oxyhornblende qui recouvre la partie septentrionale de la région y compris le sommet Căraci.

Toutes ces andésites appartiennent à la troisième phase d'éruptions néogènes.

L'altération des andésites n'est pas uniforme. Les andésites quartzifères accusent le degré d'altération le plus élevé; celles à oxyhornblende sont partiellement limonitisées et celles à hypersthène et diopside ne sont point altérées.

Vu que le sommet Cărăcelul et la zone sud sont constitués par une andésite plus ancienne (à hypersthène et diopside) et que le sommet Caraci et la zone nord sont composés d'une andésite plus récente (à oxyhornblende) nous supposons que l'andésite à hypersthène et à augite représente un ancien cratère. La phase de l'andésite à oxyhornblende — un peu excentrique vers le nord — a détruit une partie de ce cratère. Pendant son ascension vers la surface le magma a traversé le complexe des basaltes (anté-jurassique) et des graviers d'Almașul Mare.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

GEOFIZICĂ

PROSPECŢIUNI SEISMICE-REFLECŢIE ÎN REGIUNEA TREISATE (CIOC)[1])

DE

MIRON POPESCU

Introducere. Problemele de gaz metan din Bazinul Transilvaniei au o importanţă deosebită pentru economia locală şi implicit pentru cea naţională, şi din această cauză Comitetul Geologic le-a acordat o atenţie deosebită.

Scopul prospecţiunii seismice executate în regiunea Treisate, a fost de a se preciza axul structurii Cioc (Treisate) şi a se determina periclinul său sud-estic.

S-a prospectat o suprafaţă de cca 20 km^2, pe valea Tîrnavei Mici, cuprinsă între Sîngeorgiul de Pădure şi localitatea Chibed, limitată la nord-vest de regiunea deluroasă dinspre Mureş şi la sud-est de regimul colinar dintre cele două Tîrnave. Lucrările au durat de la 1 august la 15 septembrie 1956.

S-au executat în total 46 seismosondaje, dintre care 39 sînt amplasate pe terasa Tîrnavei Mici, iar restul de 7 pe văile afluenţilor din partea sud-estică a regiunii. Cele 39 de locaţii au fost dispuse pe două aliniamente de o parte şi de alta a liniei ferate Blaj—Sovata—Praid, dintre care primul pe şosea între Sîngeorgiul de Pădure şi Chibed, iar al doilea pe malul Tîrnavei.

Scara şi metodica ridicărilor geofizice. Din lucrările geofizice anterioare de gravimetrie şi magnetometrie executate de ŞTEFAN AIRINEI şi de seismometrie executate de RADU VELCESCU, în campania anului 1954, se cunoştea amplasarea aproximativă a axului structurii Cioc. Exista însă un decalaj între rezultatele obţinute prin cele două metode.

Lucrările anterioare de seismometrie au fost executate pe un singur profil de corelaţie continuă, cu staţii la 1 km şi geofonii la 20 m distanţă unul de altul. Deoarece informaţiile avute indicau că structura Cioc prezintă flancuri foarte puţin înclinate, în lucrarea noastră am folosit seismosondaje la 500 m unul de altul, cu seismografii plasaţi la 10 m. pe dispozitive în trei azimute.

Distanţa între seismografi a fost adoptată de noi pe baza experienţei lucrărilor de seismometrie executate în Bazinul Transilvaniei, unde, deşi la suprafaţă sînt

[1]) Comunicare în şedinţa din 19 mai 1961.

Institutul Geologic al României

înclinări mici, în profunzime pot fi accentuate, iar pe de altă parte, acumulările de sare produc îngroşări şi efilări, cu aspect de discordanţe, ce nu pot fi sesizate decît cu o fineţe deosebită în recepţionarea informaţiunilor seismice.

Studiul geomorfologic al regiunii. În regimul colinar dintre Mureş şi cele două Tîrnave, se observă o diferenţiere în orientarea culmilor; către nord-vest de Tîrnava Mică ele sînt paralele cursului rîului, pe cînd spre sud-est sînt aproape ortogonale.

Şoseaua Blaj—Praid urcă de la sud-vest spre nord-est cu o pantă de aprox. 0,25‰, ceea ce reprezintă o denivelare între Sîngeorgiul de Pădure şi Chibed de cca 25 m.

Geologia regiunii prospectată de noi este simplă, deoarece ne-am mărginit la zona ce formează valea Tîrnavei, alcătuită din depozite aluvionare, de dată recentă, mărginite de o parte şi de alta de depozite pliocene.

Pliocenul, după AUGUSTIN VANCEA şi D. T. CIUPAGEA, se prezintă ca un complex marno-nisipos de grosimi apreciabile, avînd în bază un facies mai nisipos şi sporadic la diferite nivele, aglomerate şi tufuri andezitice de Hărghita.

Sarmaţianul ca şi Pliocenul se prezintă ca o alternanţă de nisipuri şi marne, care nu este favorabilă obţinerii de reflecţii caracteristice, neprezentînd un contrast puternic de impedanţă acustică.

Din studiile geologice anterioare se presupunea că structura Treisate este legată cu structura Miercurea Nirajului, amîndouă avînd «formaţiunea de gaze» bine conservată, datorită depozitelor pliocene. Din cauza lipsei deschiderilor la zi, aceste structuri sînt puţin cunoscute.

Studiul geofizic al regiunii

Din rezultatele prospecţiunilor geofizice anterioare, desprindem următoarele concluzii:

1. Interpretarea măsurătorilor gravimetrice şi magnetice executate de ŞTEFAN AIRINEI pune în evidenţă două regimuri distincte, separate de valea Tîrnavei Mici, unde cordonul de gradient gravimetric indică o zonă tectonizată. Regimul de la nord de Tîrnava prezintă o creştere a valorilor de la est spre vest. Axele majore converg spre nord şi au orientarea NW—SE Axul de maxim de la Ştefăneşti s-ar părea că este în continuarea celui al structurii Miercurea Nirajului. În regimul de la sud de Tîrnava nu se manifestă un gradient regional, izogalele fiind repartizate în jurul unor axe de minim, care indică o zonă aplatizată şi scoborîtă faţă de compartimentul nordic, iar anomalia negativă majoră reprezentînd probabil aglomerarea maselor de sare.

2. Cercetările seismometrice întreprinse de RADU VELCESCU, prin metoda corelării undelor seismice reflectate, au pus în evidenţă un ax anticlinal, marcat pe profilul Sîngeorgiul de Pădure—Ghindari în dreptul comunei Cioc. De asemeni,

Institutul Geologic al României

s-a remarcat o uşoară discordanţă dintre sedimentarul de deasupra şi cel inferior adîncimii de —2 000 m.

Metodica şi tehnica lucrărilor de teren. S-a ales ca metodă de lucru profilul de seismosondaje, deoarece structura Treisate (Cioc) este aplatizată, consecinţă a sedimentării liniştite din această parte a Bazinului Transilvaniei.

Înclinările fiind mici, numai înregistrarea pe trei direcţii poate furniza informaţii precise asupra situaţiei reale a orizonturilor, ca poziţie şi orientare.

Prin amplasarea seismosondajelor pe valea Tîrnavei mici, s-au evitat diferenţele de relief, a căror influenţă nu se poate îndepărta total prin nici un fel de sistem de corecţie. În schimb, seismosondajele amplasate pe văile transversale au avut de suferit datorită îngustimii văilor şi deci a diferenţelor de elevaţie între locaţiile seismografilor, aşa încît rezultatele respective au avut o pondere mai redusă în interpretarea finală.

Profilele au fost aşa fel alese încît să permită cu uşurinţă construirea secţiunilor seismice.

S-au înregistrat în total 46 locaţii, ceea ce reprezintă o densitate de 2,3 staţii pe km^2.

Dispozitivul de înregistrare fiind simetric faţă de punctul de explozie, întinderea respectivă a avut lungimea de 230 m, ceea ce însemna că din fiecare orizont reflector era detectată o porţiune de 115 m.

Pentru controlul zonei de viteze mici, la aproape 40% din totalul staţiilor, s-au executat panouri scurte de refracţie, în scopul măririi preciziei lucrărilor.

Tot în acelaşi sens, putem menţiona şi repetiţiile care au reprezentat cca 3% din totalul punctelor fizice înregistrate.

Pentru calcule am folosit diagrama timp/viteză obţinută din hodografii undelor reflectate.

S-a dat o deosebită atenţie selecţionării informaţiunilor, mai ales datorită ipotezei tectonizării unei zone în lungul Tîrnavei Mici. S-au luat în consideraţie numai impulsurile absolut clare, acesta fiind motivul pentru care în secţiunile seismice apar mai puţine orizonturi reflectoare.

Interpretarea datelor geofizice. *Secţiunea seismică Nr. 1.* Această secţiune este alcătuită din proiecţiile rezultantelor obţinute la seismosondajele executate în lungul şoselei Sîngeorgiul de Pădure—Sovata. Ea are orientarea sud-vest—nord-est, începe de la Sîngeorgiul de Pădure şi se termină la localitatea Chibed. Din cele 17 locaţii numai 2 nu au avut rezultate şi au fost notate N. R.

Capătul secţiunii dinspre Sîngeorgiul de Pădure, deşi este mai sărac în informaţiuni, reprezintă însă cu certitudine flancul sud-vestic al structurii Treisate, atît la suprafaţă cît şi în profunzime.

Institutul Geologic al României

În dreptul comunei Cioc, locația Nr. 35 furnizează înclinări nete spre sud-vest, însă locația Nr. 33 prezintă înclinări spre sud-est, care proiectate pe secțiune ar sugera posibilitatea fixării axului anticlinal între aceste două locații. După aceasta, totuși, observăm la locațiile 31 și 32 înclinări de valori mici spre sud, după care abia de la locația Nr. 30 apar înclinări nete spre nord-est, care precizează căderea flancului nord-estic.

Această apariție pe secțiune a unor alternanțe de înclinări ne îndreptățește să facem afirmația că între Cioc și Ghindari există o boltire majoră, care este afectată de o șea în zona de creastă; prima ondulație corespunzînd cu axul determinat prin prospecțiunile seismice anterioare, iar a doua fiind foarte aproape de axul de maxim gravimetric.

Se remarcă o diferență de înclinare între orizonturile de suprafață și cele de adîncime, neprezentînd însă o discordanță netă între cele două pachete de sedimentar ci o împingere treptată a zonei axiale, mai mult în partea superioară și mai puțin în cea inferioară, de la est către vest. Boltirea orizonturilor din profunzime pare a fi maximă între comunele Ghindari și Chibed.

Limita între cele două compartimente ar putea fi situată la adîncimea de 2000 m sub nivelul mării.

Se mai observă în această secțiune și înclinări mai pronunțate, obținute la locațiile 35 și 32, pe care le socotim ca o influență laterală de la un plan mult mai înclinat.

Secțiunea Nr. 2. Ea este mai scurtă decît prima, fiind rezultatul proiecției rezultantelor numai de la 15 seismosondaje. Are tot orientarea NE— SW ca și precedenta, fiind paralelă cu ea la distanța de cca 650 m.

Majoritatea locațiilor sînt situate pe malul drept al Tîrnavei, numai locațiile 22—26 sînt pe malul stîng.

Informațiile primite provin în general din pachetul sedimentar superior, numai la două locații depășindu-se adîncimea de 100 m.

Pentru rezolvarea problemei propuse, rezultatele obținute au fost suficiente, întrucît lămureau flancurile de sud-vest și nord-est ale sedimentarului structurii, interesantă din punct de vedere economic.

Ținînd seama de înclinările proiecțiilor pe secțiune, axul structurii poate fi amplasat între locațiile Nr. 2 și 3, ceea ce îl apropie foarte mult de axul de maxim gravimetric.

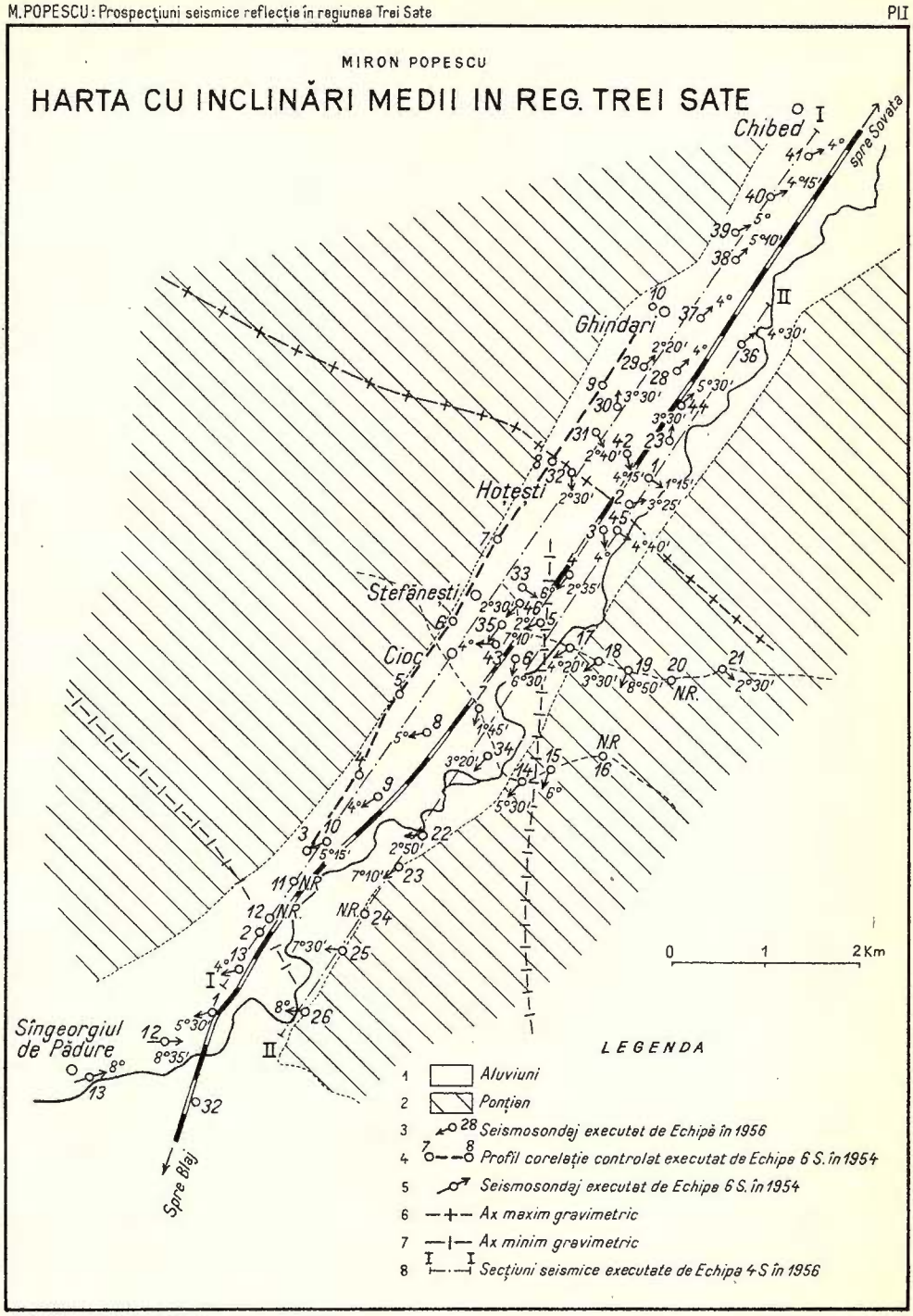
Pe acest profil nu a dat rezultat locația Nr. 24, care este în dreptul locațiilor Nr. 11 și 12 de pe primul profil, această lacună nelăsînd să se întrevadă însă existența unui accident tectonic, ci mai curînd o cauză locală, datorită probabil zonei de viteze mici.

Harta cu rezultatele geofizice. Rezultatele au fost marcate pe hartă sub formă de vectori rezultanți, obținuți din înclinările pe cele trei azimute ale seismosonda-

Institutul Geologic al României

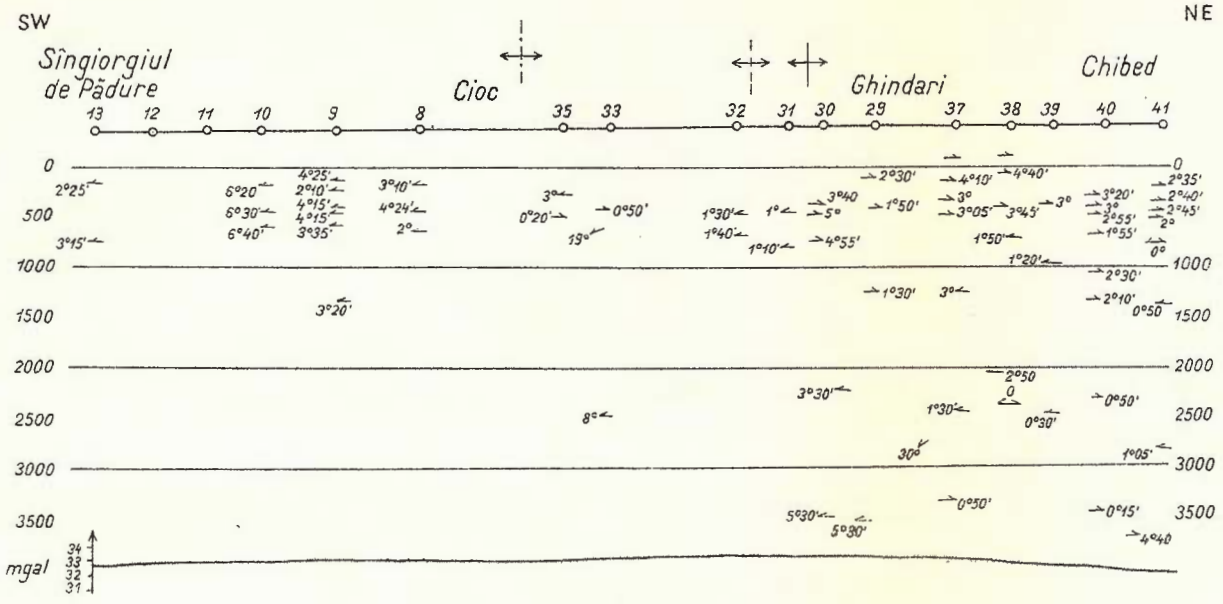
MIRON POPESCU

HARTA CU INCLINĂRI MEDII IN REG. TREI SATE

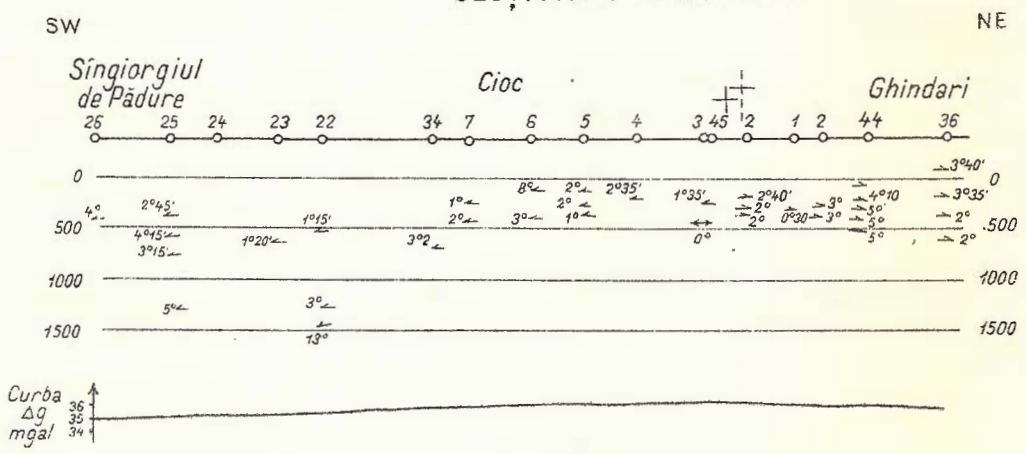


Institutul Geologic al României

SECȚIUNEA SEISMICĂ I



SECȚIUNEA SEISMICĂ II



LEGENDA

1. 23 — Locație seismică
2. 5° — Înclinare orizont, reflector
3. Ax anticlinal seismic
4. Ax maxim gravimetric
5. Ax seismic vechi
6. Curba Δg

0 1 2 Km

Institutul Geologic al României

jelor cu dispozitiv simetric faţă de punctul de explozie. Pentru compunere, s-a calculat media înclinărilor orizonturilor concordante.

Între satul Cioc şi Sîngeorgiul de Pădure, orientarea vectorilor rezultanţi indică, fără nici o posibilitate de dubiu, un flanc sud-vestic. În dreptul satelor Ştefăneşti şi Hoţeşti, s-ar părea că sînt unele divergenţe unghiulare între orientările rezultantelor, care nu depăşesc însă mărimea unui unghi drept. Acest lucru ar putea fi un efect local datorit intervenţiei sării, acumulată sub formă lenticulară.

Rezultatele seismosondajelor situate pe văile din partea de sud-est, văi care sînt aproape perpendiculare pe cursul Tîrnavei, indică de asemenea o cădere spre sud, precizînd astfel flancul structurii. Reiese că axul principal al structurii nu poate fi decît la nord de aceste profile secundare, care nu au putut fi prelungite din cauza îngustării rapide a văilor. Unele dintre seismosondaje nici nu ne-au dat rezultate, ca de ex. locaţiile 16 şi 20; iar locaţia 21 indică o slabă cădere spre est, sugerînd astfel ipoteza periclinului structurii în această zonă. Din cauză însă că nu avem decît o singură informaţie, în această parte, nu ne putem pronunţa asupra interpretării unei eventuale ondulaţii în lungul axului structurii.

Concluzii. În concluzie, prospecţiunea seismică şi-a atins scopul, precizînd că în regiunea Treisate (Cioc) există o boltire majoră cu ondulaţie în zona de creastă, care ar corespunde atît indicaţiilor seismice anterioare, pe de o parte, cît şi celor gravimetrice, pe de altă parte.

În adîncime, maximul de boltire este deplasat spre vest, ceea ce ar corespunde ipotezei împingerii sedimentarului din Bazinul Transilvaniei de la est spre vest, datorită forţelor tectonice ce au acţionat asupra lui şi în special a ivirii lanţului vulcanic Căliman — Harghita.

De asemeni şi zona tectonizată, oglindită gravimetric, ar putea fi ecoul înclinărilor foarte pronunţate din secţ. Nr. 1.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Şt. Cercetări gravimetrice şi magnetice în regiunea Sîngeorgiul de Pădure — Miercurea Nirajului. *D. S. Comit. Geol.*, XLII (1954—1955), p. 231—244. Bucureşti, 1959.
2. Ciupagea D. T. Nouvelles données sur la structure du Bassin Transylvain. *Bul. Soc. Rom. de Geol.*, 1935, t. 2, p. 114—145.
3. Ciupagea D. T. Sur la structure des champs gazéifères de Transylvanie. *Congrès International des Mines*, VII-éme Session. Paris, 20—26 Octomb. 1935.
4. Fekete E. Bericht über die Tätigkeit des Kgl. Ung. Baron Roland Eötvös Geophysikalischen Institutes in den Jahren 1939, 1940, 1941. Budapest, 1942. (Im Auftrage der Sektion X des Kgl. Ung. Industrieministeriums).
5. Ilie M. Sedimentaţia şi subsidenţa în Bazinul Transilvaniei. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948—1949). Bucureşti, 1952.

Institutul Geologic al României

6. Ilie M. Alcătuirea geologică a pămîntului romînesc. Ed. Ştiinţifică. Bucureşti, 1956.
7. Macovei G. Geologie stratigrafică cu privire specială la teritoriul Republicii Populare Romîne. Ed. Tehnică. Bucureşti, 1954.
8. Oncescu N. Geologia R.P.R. Ed. Tehnică, Bucureşti, 1957.
9. Vancea A. Contribution à l'étude géologique de la formation à gaz de la Cuvette Transylvaine. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIX, p. 293—321. Bucureşti, 1938.
10. Vancea A. Neogenul din Bazinul Transilvaniei. Ed. Academiei Republicii Populare Romîne. Bucureşti, 1960.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ОТРАЖЕНИЯ ПОИСКОВО — РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ В ОБЛАСТИ ТРЕЙСАТЕ (ЧИОК)

М. ПОПЕСКУ

(Краткое содержание).

Очень детальные поисково — разведочные работы, проведенные на некоторой части верхней долины Тырнавей Мичь, преследовали установление оси структуры Чиок (Трейсате), так как между прежними определениями положения этой оси, применением грави-магматического метода и метода сейсмического профилирования, существует кой какое расхождение.

На площади, приблизительно в 20 км², были проведены сейсмосондажи на устройствах в три азимута, симетрических по отношению к месту взрыва. Расстояние между месторасположением снарядов было, примерно, в 500 м, а сейсмографы были расположены на интервалах в 10 м. Густота сейсмометрических наблюдений установлена в 2—3 станции /км².

Для указанных двух главных профилей были построены две сейсмические секции, которые выставили на учет подземную конфигурацию и повели к разрешению заданной проблемы.

Осадочные поверхностые формации залегают несогласно по отношению к более древним. Это обстоятельство устанавливает различие между гравиметрическим обликом — кумуловый эффект подземных масс — и сейсмическими данными, которые представляют положение перекрывающих отложений.

Этими поисково- разведочными работами взят на учет уклон антиклинального шарнира к внутренней стороне Базинулуй Трансильванией, что выдвигает гипотезу передвижения более новых отложений на запад.

Некоторые более сильные уклоны, нежели масса рефлекций могут произойти от различных плоскостей, доказывая наличие ступени, обнаруженной гравиметрически, по параллельному простиранию с Тырнава Мика.

Institutul Geologic al României

PROSPECTIONS PAR SÉISMIQUE-RÉFLEXION DANS LA RÉGION TREISATE (CIOC)

PAR

MIRON POPESCU

(Résumé)

Les prospections sismiques de détail effectuées dans la partie supérieure de la vallée Tîrnava Mică ont eu comme but de préciser l'axe de la structure Cioc (Treiate), étant donnée que les déterminations antérieures de la position de cet axe par les méthodes gravimétrique et magnétique et la méthode du profilage sismique accusent un certain décalage.

Dans une aire d'environ 20 km² ont été effectués des sismosondages à dispositifs sur trois azimuts, symétriques par rapport au point d'explosion. Les trous d'explosion étaient emplacés à environ 500 m de distance et les séismographes à 10 m d'intervalle. La densité des observations séismométriques a été de 2,3 stations /km².

Pour les deux profils principaux ont été construits des sections sismiques qui ont mis en évidence la configuration structurale du sous-sol et ont permis l'élucidation du problème.

Les formations sédimentaires de surface sont discordantes par rapport à celles plus anciennes. C'est ce qui provoque la différence entre l'image gravimétrique (effet cumulé des masses du sous-sol) et les données sismiques qui présentent la situation de la couverture sédimentaire.

La prospection effectuée a mis en évidence le plan des charnières anticlinales, dirigé vers l'intérieur du Bassin Transylvain, fait qui pourrait suggérer l'hypothèse du déplacement du sédimentaire plus récent vers l'ouest.

Quelques reflexions plus prononcées que la majorité des reflexions pourraient être dues à des plans différents, justifiant la probabilité de l'existence du gradin détecté gravimétriquement sur une direction parallèle à Tîrnava Mică.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

PEDOLOGIE

SOLUL CASTANIU (MARONIU) DE PĂDURI XEROTERME ŞI ŞIBLEACURI, UN NOU SOL PENTRU R.P.R.

DE

N. FLOREA, ANA CONEA

Dobrogea a fost considerată încă de foarte mult timp ca una din regiunile ţării noastre care prezintă un anumit specific al condiţiilor naturale, rezultat mai ales din aşezarea ei într-o zonă de întreită interferenţă: continentală, maritimă-pontică şi mediteraneană. Sînt numeroşi cercetătorii care au arătat că, în clima, vegetaţia şi fauna Dobrogei, infiuenţele sudice sînt mai puternice ca în oricare altă parte a ţării. (4, 5, 7, 10). Podişul prebalcanic din sud, prelungirile puţin înalte ale Balcanilor către mare ca şi însăşi marea nu constituie obstacole în calea pătrunderii dinspre sud a unor influenţe care-şi găsesc, de altfel, ultimul ecou spre nord, pe teritoriul Dobrogei. Aşa se explică de ce regiunea, deşi prezintă un climat continental, asemănător climatului stepelor sudice ale U.R.S.S., are ierni mai blînde, cu temperaturi medii ce nu coboară, în Dobrogea sudică, sub O° decît în extremitatea sud-vestică (Silistra —0,5°, după datele Staţiunii hidrometeorologice bulgare) şi depăşesc +1° pe litoral (+1,4° la Mangalia). «Această regiune bogată în elemente mediteraneene — spune P. ENCULESCU — datorită aşezării ei în apropierea mării şi influenţei climatului helen se deosebeşte, în afară de temperatura medie anuală care este în genere mai ridicată, şi sub raportul precipitaţiilor şi al solului de cea din Oltenia, apropiindu-se de sud-estul Europei (Peninsula Balcanică) şi de Asia Mică; această înrudire se stabileşte şi sub raportul vegetaţiei sale lemnoase şi ierboase» (5, p. 267). Acelaş cercetător arată că numărul elementelor mediteraneene este mai mare în Dobrogea decît în Oltenia.

S-a insistat asupra acestei trăsături specifice a Dobrogei, nu pentru a o arăta ca fiind dominantă, ci pentru a preciza condiţiile în care apare solul nou care va

[1]) Comunicare în şedinţa din 3 februarie 1961.

Institutul Geologic al României

fi prezentat şi al cărui areal este situat în Dobrogea, adică acolo unde influenţele submediteraneene se resimt în mai mare măsură.

Pe harta solurilor, elaborată de P. ENCULESCU şi CHR. V. OPREA (6), în sudul Dobrogei şi mai la sud, pe teritoriul R.P. Bulgaria, este reprezentat, pe un areal larg, solul brun-roşcat de pădure. E drept că tocmai acest sol este considerat pînă în momentul de faţă singurul reprezentant al unui facies care denotă influenţe submediteraneene în învelişul de sol al ţării noastre. Dar, în stadiul cercetărilor de acum aproape 30 de ani, cînd apărea harta citată, solul brun-roşcat de pădure era considerat drept solul zonei de păduri de stejar, situată geografic între zona cernoziomului levigat şi zona podzolului atît în nordul cît şi sudul ţării, prezenţa lui în Dobrogea nefiind deci un indiciu al manifestării în învelişul de sol, a unor influenţe sudice, mai deosebite decît în restul ţării. Ulterior, cînd s-a limitat aria lui de repartiţie numai în Cîmpia romînă de vest (limita estică a zonei solului brun-roşcat de pădure trece puţin mai la E de linia Ploieşti-Bucureşti), problema solurilor de pădure din Dobrogea a rămas deschisă. În studiile mai recente, întreprinse de Ministerul Agriculturii, în care însă solurile de pădure nu au constituit un obiect principal de cercetare, s-a introdus pentru designarea tuturor solurilor de pădure din Dobrogea, denumirea de « sol brun de tip dobrogean» (podzolit sau nu), în timp ce cercetătorii Comitetului Geologic au folosit-o pe cea de « sol cenuşiu de păduri xeroterme».

Încă în anul 1959, cînd s-a întreprins o cercetare sumară a solurilor din sud-vestul Dobrogei, a atras atenţia un sol de pădure, cu profil caracteristic, care nu a putut fi încadrat în seria solurilor de pădure cunoscute în ţara noastră. A fost denumit provizoriu « cernozionm podzolit», denumire care nu putea fi considerată satisfăcătoare, dar exprima într-o oarecare măsură aspectul morfologic al profilului de sol. Cercetările din anul 1960, întreprinse la scara 1:50.000 în anumite sectoare-cheie în Dobrogea de SW, au confirmat părerea că avem de a face nu numai cu un sol aparte, ci cu o întreagă serie genetică de soluri, formate în ţara noastră în condiţii bioclimatice cu totul specifice.

* * *

Înainte de a fi prezentate caracterele şi poziţia genetico-geografică a solului maroniu se va încerca să se arate în ce măsură se realizează, în Dobrogea de sud, condiţii bioclimatice care să permită formarea unor soluri cu caractere specifice, de facies sudic (mediteranean).

În această parte a Dobrogei, temperatura medie anuală depăşeşte 11°, cea a lunii celei mai calde se apropie de 23°, iar cea a lunei celei mai reci este în jur de 0°. Staţiunile, pe ale căror date le folosim (Mangalia şi Silistra), sînt situate însă la marginile sectorului, pe litoral sau pe Dunăre, astfel încît ele nu caracterizează precis sectorul care ne interesează, adică partea centrală a Dobrogei sudice. Dar,

Institutul Geologic al României

ţinînd seama de ansamblul condiţiilor fizico-geografice, putem presupune că în acest sector ar fi posibilă chiar înregistrarea unor temperaturi mai ridicate, tot aşa cum, la staţiuni situate mai la nord, se constată o creştere a temperaturii medii a lunii celei mai calde dinspre litoral spre Dunăre: Constanţa 22°,2, Murfatlar 22°,5, Cernavoda 22°,6.

Cantitatea medie anuală de precipitaţii variază în jur de 500 mm, înregistrîndu-se un maximum de precipitaţii căzute la sfîrşitul primăverii şi începutul verii, dar şi un altul la sfîrşitul toamnei şi începutul iernii. Acest al doilea maxim din perioada rece a anului, indică o oarecare influenţă a climatului submediteranean, caracterizat prin veri secetoase şi ierni ploioase. Ţinînd seama de faptul că ploile de vară au un regim torenţial, o mare parte din apa căzută scurgîndu-se pe pante, iar o altă parte pierzîndu-se repede prin evaporare din cauza temperaturii ridicate, se poate afirma că precipitaţiile din iarnă umezesc mai puternic solul. Faza activă de formare a solului se deplasează către perioada rece a anului, desigur nu în măsura şi cu intensitatea cu care acest lucru se produce în ţinuturile mediteraneene, unde solul nu îngheaţă deloc în timpul iernii. Aceasta cu atît mai mult cu cît precipitaţiile cad numai în cantitate mică sub formă de zăpadă, care acoperă neuniform solul şi, de regulă, se păstrează pe cîmp o perioadă scurtă de timp. Indicii de ariditate «de Martonne» indică o uscăciune din ce în ce mai scăzută dinspre E spre W (Mangalia 17,3, Băneasa 20,0, Oltina 22,3 Corvin şi Ostrov 23,5). După N. CERNESCU (2) aceste valori ale indicilor de ariditate (sub 24) sînt caracteristice climatului de stepă din ţara noastră, totuşi, în Dobrogea de SW, arealul caracterizat prin aceşti indici aparţine zonelor de silvostepă şi pădure.

Prin trăsăturile arătate mai sus, acest climat se deosebeşte de cel al altor zone forestiere din ţara noastră. Spre exemplu zona solului cenuşiu de pădure, în cadrul căreia au fost considerate şi solurile pădurilor dobrogene, se caracterizează, în afara unei temperaturi medii anuale sub 10° (Botoşani 8°, 6), printr-o altă repartizare a precipitaţiilor, care cad şi într-o cantitate mai mare (500—600 mm), în decursul anului. Graficul alăturat (fig. 1) în care este reprezentată comparativ cantitatea medie lunară de precipitaţii căzute în Dobrogea de sud şi în Moldova de nord (în zona solului cenuşiu de pădure) — arată clar diferenţa: în Moldova există un singur maximum — cel de primăvară, care depăşeşte maximul înregistrat în aceeaşi perioadă în Dobrogea. Indicele anual de ariditate este mult mai ridicat: 30, iar în lunile de vară nu coboară sub 23; evaporaţia este, aşa dar, mult mai puţin intensă. Dobrogea de sud se deosebeşte, din acest punct de vedere, şi de climatul zonei solului brun-roşcat de pădure, cu precipitaţii mai bogate, cu temperatură medie anuală puţin sub 11°, cu o evaporaţie mai puţin intensă. Chiar dacă la unele staţiuni din această zonă se înregistrează şi un al doilea maxim acesta se situează toamna, înaintea perioadei reci a anului a cărei medie de temperatură este mai scăzută (sub—1°). Climatul stepei cu cernoziomuri, cu care cel al Dobrogei sudice este

Institutul Geologic al României

mai asemănător, se deosebește de acesta din urmă totuși, atît prin iernile mai reci cît și prin absența acelui maxim de precipitații din iarnă (fig. 1).

În condițiile climatice, caracterizate sumar mai sus, se dezvoltă o vegetație proprie Dobrogei sudice, care atrage în primul rînd atenția cercetătorului de teren. Resturi de pădure și pîlcuri de copaci, păstrate mai ales pe pante, dar și pe inter-

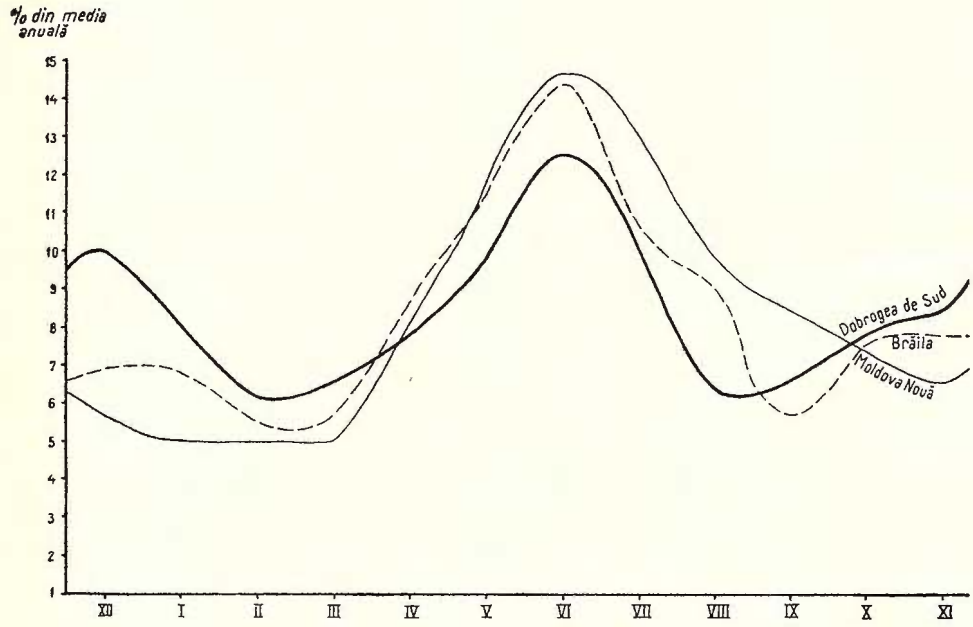


Fig. 1. — Repartiția precipitațiilor pe luni (în procente din media anuală) în zona solului maroniu (1) (media de la stațiunile Mangalia, Oltina, Dumbrăveni și Silistra), în zona solului cenușiu de pădure (2) (media de la stațiunile Huși, Botoșani și Trușeti) și în zona cernoziomului (3) (stațiunea Brăila).

fluvii unde apar frecvent indivizi izolați, schimbă peisagiul stepic — peisaj astăzi de stepă cultivată, — caracteristic podișului dobrogean. Pe harta zonelor de vegetație publicată de P. ENCULESCU acum peste 35 ani (5), ca și pe harta geobotanică recent apărută în Monografia geografică R.P.R., (12, 3) sectorul este reprezentat ca o fîșie de silvo-stepă care face trecerea dintre stepa centrului Dobrogei sudice către zona forestieră a Deliormanului, care pătrunde în dreptul localităților T. Vladimirescu și Băneasa pe o suprafață relativ întinsă și în Dobrogea. Pe această ultimă hartă, vegetația fîșiei de silvo-stepă este reprezentată prin păduri de *Q. pedunculiflora* (dominant), uneori cu participarea altori stejari sau specii de foioase și prin pajiști stepice xeromezofile cu predominarea gramineelor: *Festuca vallesiaca*,

Institutul Geologic al României

chrysopogon gryllus, *Stipa capillata*, etc. Silvo-stepa aceasta, astfel prezentată, nu scoate însă în evidenţă caracterul specific al vegetaţiei, iar denumirea respectivă considerată din punct de vedere pedologic nu reflectă caracteristica zonei, pentru că învelişul de sol de aici nu este alcătuit din cernoziomuri levigate, ca în silvo-stepa din restul ţării. În primul rînd, vegetaţia lemnoasă nu este reprezentată, în cea mai mare parte prin păduri, ci este constituită din asociaţii de tufărişuri, în care domină elementele submediteraneene cu frunze caduce: cărpiniţă *(Carpinus duinensis)*, mojdrean *(Fraxinus ornus)*, scumpia *(Cotynus coggigria)*, *Paliurus aculeatus*, etc. împreună cu alţi arbuşti *(Cornus mas*, *Crataegus monogyna*, *Vibumum lantana*, ş.a.), pe alocuri cu exemplare chircite de *Q. pedunculiflora* şi *Q. pubescens*. (singura specie submediteraneană cu frunze persistente care se întîlneşte este *Ruscus aculeatus)*. Sînt asociaţii de tufărişuri, caracteristice Peninsulei Balcanice denumite de ADAMOVIČ şibliac (9)— termen popular sîrb— şi descrise de RAUL CĂLINESCU (1) la noi în ţară numai în Dobrogea şi Oltenia. Tufărişurile, se ştie, sînt formaţiunile caracteristice unui climat cald, cu umiditate insuficientă datorită evaporaţiei intense şi sînt larg răspîndite în ţările din jurul Mediteranei, iar şibliacul este reprezentantul cel mai nordic al acestor formaţiuni, de care se deosebeşte prin aceea că este alcătuit din arbuşti cu frunze caduce. În Jugoslavia, în Bulgaria, în Crimeia, în Caucaz—acolo unde climatul are o nuanţă mediteraneană sau submediteraneană, se dezvoltă şibleacuri. Dar şi la noi în ţară ele sînt prezente, cum am arătat mai sus şi au un aspect întru totul asemănător şibliacurilor din Bulgaria, aşa cum ne-a confirmat pedologul bulgar A. G. GHEORGHIEV, care ne-a vizitat, pe teren, în cercetările din 1960; ramurile diferiţilor arbuşti, mulţi dintre ei cu ţepi, alcătuiesc o reţea deasă greu de pătruns, iar vegetaţia ierboasă se dezvoltă slab acolo unde şibleacul e foarte des, sau puternic în tufărişurile mai luminoase şi este alcătuită dominant din ierburi stepice, inclusiv *Stipa capillata*. Şibleacurile nu sînt, în Dobrogea sud-vestică, o formaţie vegetală caracteristică solurilor formate pe calcare, ci se dezvoltă în cea mai mare parte pe depozite loessoide, atît pe pante, cît şi pe terenuri orizontale. Numai de la linia lacul Baciului (pe Dunăre) şi Independenţa (în apropierea frontierei) spre N şi NE pînă la Rasova şi Basarabi se păstrează pe pante, numai acolo unde apar calcare la zi. Şibleacurile formează o fîşie de tranziţie destul de lată, de la stepă la pădure, care se individualizează atît prin această formaţie vegetală lemnoasă, alături de care se dezvoltă pajişti stepice, cît şi printr-un înveliş de sol în care se asociază solurile silvestre de sub şibleacuri cu solurile tipice de stepă din pajişti şi culturi (ultimele fiind în etapa actuală de exploatare a solului, dominante).

Pădurile propriu-zise sînt cantonate mai în vest, pe o arie relativ restrînsă şi sînt constituite din cer *(Q. cerris)*, gîrniţă *(Q. frainetto)* şi stejar pufos *(Q. pubescens)* în amestec cu alte specii de foioase. În poienile destul de numeroase şi sub arboretele tinere, vegetaţia ierboasă este foarte bogată, fiind reprezentată prin pajişti stepizate sau pajişti stepice secundare alcătuite din diferite ierburi

Institutul Geologic al României

mezoxerofile,— în care participă *Poa angustifolia, Lolium perene, Festuca vallesiaca, F. pseudovina* şi mai rar *F. sulcata*, etc.[1]).

Suprafaţa împădurită şi probabil, mai ales fîşia de tranziţie spre stepă, au avut în trecut o extindere mai mare. Harta rusească din 1835 arată o pădure continuă la sud de linia Gîrliţa — Ion Corvin — Dumbrăveni; fragmentar asociaţii de vegetaţie lemnoasă sînt însemnate pînă la linia Rasova — Independenţa, adică pe cea mai mare parte a suprafeţei pe care se păstrează azi sporadic şibliacuri pe versanţi.

Subliniem faptul că şibleacurile nu reprezintă o formaţie vegetală rezultată din degradarea pădurilor, adică nu sînt o formaţie secundară, ci una caracteristică, aşa cum am arătat, zonei de tranziţie de la asociaţiile ierboase la cele de pădure, în condiţiile unui climat mai cald, iar prezenţa lor în Dobrogea de sud în continuarea directă a şibleacurilor unanim recunoscute de pe teritoriul R. P. Bulgaria, este cu totul normală. Aceasta nu exclude însă posibilitatea degradării unori păduri şi transformării lor în şibleacuri.

Fîşia de tranziţie de la stepă la pădure în Dobrogea de SW se caracterizează însă printr-un înveliş de soluri cu totul specific. Ne referim la solurile dominante care se formează pe loess, pe interfluvii cu suprafeţe orizontale, cu apa freatică situată la foarte mari adîncimi. În pajişti şi culturi s-au întîlnit soluri de stepă, în succesiunea lor zonală: spre Dunăre, pe o fîşie îngustă soluri bălane, iar la sud de ea cernoziomuri, dominant cernoziomuri carbonatice, majoritatea cu profil tipic, similar cu cel al cernoziomurilor din stepa propriu-zisă.

Sub şibleacuri ca şi sub unele păduri xerofile de la marginea arealului păduros propriu-zis s-au întîlnit însă soluri deosebite cu următorul profil morfologic tipic: P. 49—5040, NNW Cucuruz, teren în slabă pantă estică. pădure de *Quercus penduculiflora*, cu foarte mult *Cotynus coggygria*.

A' 0— 7 cm lut mediu, brun închis cenuşiu, pîslă de rădăcini şi litieră subţire, glomerule mici între rădăcini, pudrat cu cuarţ, trecere treptată;

A'' 7— 14 cm lut mediu, brun închis cenuşiu, grăunţi medii şi mici, pudrat cu mult cuarţ, multe rădăcini, trecere clară;

14— 24 cm lut mediu, brun închis cenuşiu, structură grăunţoasă mare, medie şi alunară cu mult cuarţ, rădăcini, trecere treptată;

A/C 24— 32 cm lut mediu, brun-cenuşiu cu pete castanii-cenuşii, nuciform, pudrat cu cuarţ, compact, rădăcini, trecere treptată;

32— 40 cm lut mediu, castaniu-cenuşiu, bulgăraşi, efervescenţă în masă;

Ca 40— 63 cm lut mediu, castaniu-gălbui, bulgări, frecvente pseudomicelii şi eflorescenţe de $CaCO_3$;

C 63— 95 cm lut mediu, gălbui, foarte frecvente eflorescenţe şi vinişoare de $CaCO_3$, rădăcini lemnoase;

C_2 95—135 cm lut mediu, gălbui albicios, concreţiuni tari;

C/D 135—160 cm loess lutos, gălbui, vinişoare de $CaCO_3$ rare.

[1]) După aceeaşi hartă geobotanică din monografie, cît şi după alte studii privind sectorul (3, 4, 7, 10, 11).

Institutul Geologic al României

TABLOUL 8

Date analitice

Solul: maroniu tipic
Profil Nr. 49—5040 NNW Cucuruz
Recoltat de: ANA CONEA.
Analizat de: NIC. BRATOSIN, D. TODOR, HARETA MAC, AL. DIMITRIU, MARG. DOBRESCU

Orizontul		A′	An′′	A/B	A/C		Ca	C_1	C/D
Adîncimea în cm		0—7	7—14	14—24	24—32	32—40	44—60	65—80	140—160
Apa higroscopică în %		3,17	2,52	2,43	2,22		1,85		1,35
Fracţiuni granulometrice în %	Argilă (< 0,002 mm)	21,05	23,31	23,88	24,50		20,82		15,60
	Praf (0,002—0,02 mm)	22,47	23,57	23,12	23,69		21,25		22,57
	Nisip fin (0,02—0,2 mm)	40,97	47,11	46,29	46,06		43,50		37,08
	Nisip grosier (0,2—2 mm)	0,02	0,03	0,26	0,21		0,16		0,03
	Argilă fină (< 0,001 mm)	18,77	22,13	23,29	23,59		19,59		13,37
	Argilă fizică (< 0,01 mm)	30,25	33,37	33,95	34,54		29,54		25,84
recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	24,90	24,79	25,53	25,94		24,29		20,73
	0,002—0,02 mm	26,59	25,07	24,72	25,08		24,79		29,99
	0,02—0,2 mm	48,48	50,11	49,47	48,76		50,73		49,25
	0,2—2 mm	0,03	0,03	0,28	0,22		0,19		0,03
	< 0,001 mm	22,21	23,54	24,90	24,97		22,85		17,75
	< 0,01 mm	35,79	35,49	36,29	36,57		34,46		33,91
Humus în %		10,70	5,20	4,05	2,62	2,84	1,63	1,28	—
Azot total în %		0,372	0,271	0,183	—	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)		21,26	15,50	14,96	—	—	—	—	—
CO_3Ca în %		—	—	—	2,00	5,76	12,09	25,39	22,84
pH în suspensie apoasă		7,18	6,86	7,04	7,69	8,20	8,25	8,49	8,51
pH în suspensie salină									
P_2O_5 total în %		0,186	0,142	—	—	—	—	—	—
Cationi schimbabili — Mili-ivali	Ca++	37,82	24,80	21,87	13,98	—	15,62	12,01	5,76
	Mg++	7,22	5,34	4,87	6,22	—	—	—	3,83
	K^+	0,50	0,37	0,36	0,53	—	0,30	0,26	0,24
	Na^+	0,48	0,57	0,54	0,76	—	0,58	0,68	0,57
	H^+	3,11	3,57	2,81	—	—	—	—	—
	T	49,13	34,65	30,45	21,49	—	16,50	12,95	10,40
Procente din T	Ca++	77,04	71,56	71,85	65,07	—	94,66	92,02	55,38
	Mg++	14,67	15,41	15,98	28,94	—	—	—	36,83
	K^+	1,02	1,07	1,18	2,46	—	1,82	2,21	2,31
	Na^+	0,95	1,64	1,77	3,53	—	3,52	5,77	5,48
	H^+	6,32	10,31	9,22	—	—	—	—	—
Gradul de saturaţie (V) în %		93,68	89,69	90,78	100	—	100	100	100

Institutul Geologic al României

Din descrierea de mai sus, ca şi din datele analitice de care dispunem (vezi tabl. 8) rezultă următoarele: solul acesta prezintă, spre deosebire de celelalte soluri de pădure din ţara noastră, un profil de tipul A, A/C, C, respectiv succesiunea de orizonturi caracteristică solurilor de stepă, dar cu formarea unui suborizont, A_0 ca la solurile de pădure. Au un orizont de acumulare a humusului asemănător ca grosime celui al cernoziomurilor; în acelaşi timp orizontul superior este divizat şi pudrat cu cuarţ, ca cel al solurilor de pădure slab podzolite, culoarea lui fiind brună-cenuşie asemănătoare cu cea a orizontului A al solurilor cenuşii de pădure. Structura orizontului cea obişnuită la solurile de pădure, din acest punct de vedere deosebindu-se net de cernoziomuri: partea superioară a orizontului este structurală în glomerule mici şi medii, cea inferioară în grăunţi mari alunari şi nuciformi, fiind în acelaşi timp ceva mai compactă decît partea superioară. Carbonaţii, în cazul acesta tipic, apar în profil la baza orizontului A, dar se pot întîlni şi la suprafaţă, ca şi la adîncimi mai mari, dar nu mai jos de 60—70 cm.

În ceea ce priveşte celelalte proprietăţi fizico-chimice constatăm următoarele:

Humusul se acumulează, la solurile de care ne ocupăm aflate sub pădure, în cantităţi apreciabile la suprafaţă, adică în mod asemănător celorlalte soluri de pădure, uneori depăşind conţinutul de humus caracteristic acestora: faţă de 7—8% humus în stratul de suprafaţă la solurile cenuşii sau brune, formate în condiţii climatice mai umede, dar mai reci, datele analitice indică pentru profilul analizat 11,68% humus, acumulat pe primii 7 cm (fig. 2) Pe de altă parte la celelalte soluri de pădure, cantitatea de humus scade repede pe profil, pe cînd în solul acesta se constată o acumulare apreciabilă de humus în orizontul intermediar (A/C), iar uneori humusul pătrunde şi în partea superioară a orizontului C, adică la fel ca la cernoziomuri (fig. 2). Acest profil de humus al solului este o consecinţă a faptului că pădurile sub care se formează sînt puternic înierbate, deci formarea humusului are loc atît sub influenţa pădurii, cît şi a vegetaţiei de stepă. La solurile luate în cultură, conţnutul de humus de la suprafaţă scade repede, iar alura curbei de acumulare a humusului pe profil devine întru totul asemănătoare cernoziomurilor. De altfel, prin distrugerea vegetaţiei lemnoase o parte din aceste soluri trec în cernoziomuri fără a mai păstra vreunul din caracterele specifice solurilor de pădure. Este sigur că mare parte din cernoziomurile (mai ales cernoziomurile carbonatice) ale părţii sud-vestice a Dobrogei provin din aceste soluri; o altă parte însă, capătă o culoare deschisă castanie-maronie ca şi o structură măruntă grăunţoasă colţurată (deci caracteristici proprii), din care cauză nu pot fi încadrate în seria cernoziomurilor.

Carbonaţii sînt prezenţi în profil la adîncimi variate între 0 şi 70 cm. Curba variaţiei carbonaţilor pe profil are o alură asemănătoare celei a cernoziomurilor (fig. 2) singura deosebire constînd numai în cantitatea mai mare de carbonaţi (20—28%) acumulată în orizontul C, faţă de cea acumulată la cernoziomuri (14—21%). Acest fapt reflectă o alterare mai activă a substratului mineral, cu liberare

Institutul Geologic al României

intensă de CO_3Ca, care nu este spălat din profil, ci se acumulează la mică adîncime. Regimul hidric al solului este, așa dar, asemănător solurilor de stepă, adică de tip netransper colativ. Din acest punct de vedere se deosebesc net de solurile de

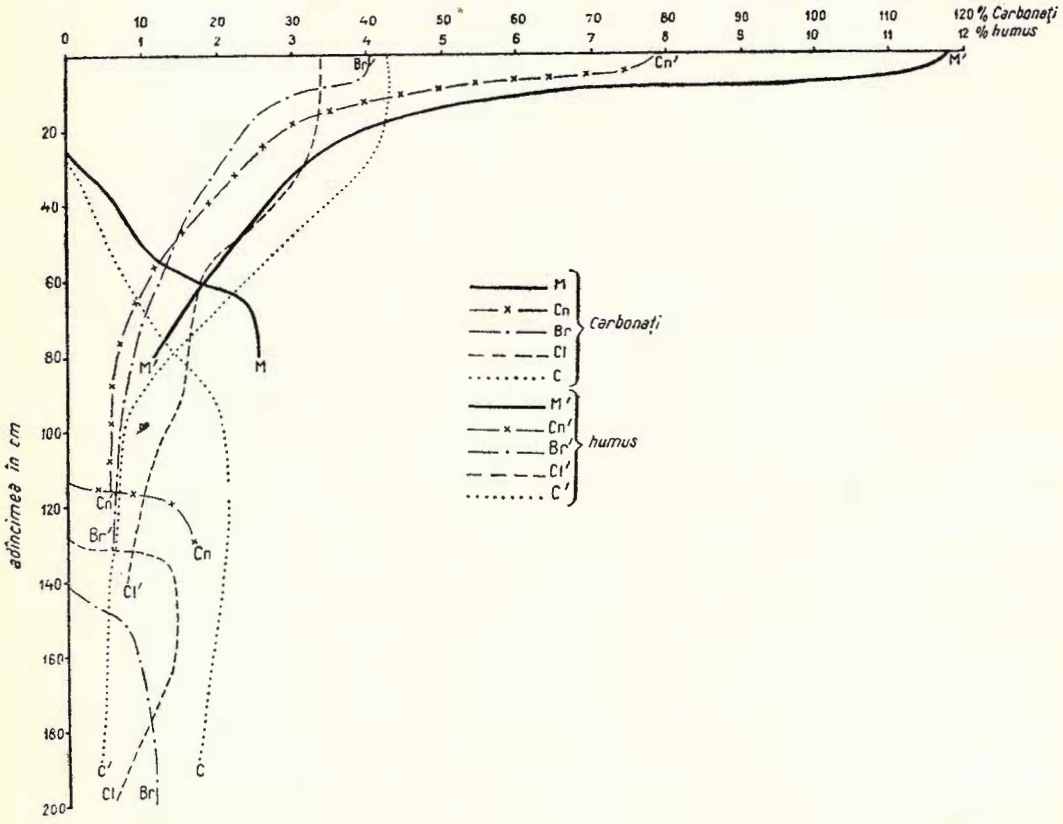


Fig. 2. — Variația conținutului de humus (în negru) și de carbonați (în roșu) pe profilul cîtorva soluri.

1, sol maroniu de păduri xeroterme și șibleacuri; 2, sol cenușiu de pădure; 3, sol brun-roșcat de pădure; 4, cernoziom levigat; 5, cernoziom.

pădure, în al căror profil carbonații fie că se acumulează la mari adîncimi și în cantități mici, fie că sînt total spălați, solul neavînd un orizont C.

Raportul C:N are valori caracteristice solurilor de pădure, adică peste 15 în orizontul superior, dar se modifică repede, prin luarea solurilor în cultură, devenind egal cu cel al cernoziomurilor, adică evoluiază ca la orice alte soluri de pădure.

Conținutul de argilă (>0,002 mm) este mult mai ridicat în orizonturile superioare decît în orizontul C, caracter comun tuturor solurilor formate pe loess în partea sudică a țării noastre (fig. 3). Se constată de asemeni un procent mai mare

Institutul Geologic al României

de argilă la baza orizontului A şi începutul orizontului de tranziţie. Nu poate fi vorba de o migrare, întrucît solul nu e spălat nici măcar de săruri, ci de o formare a argilei « in situ » la acest nivel.

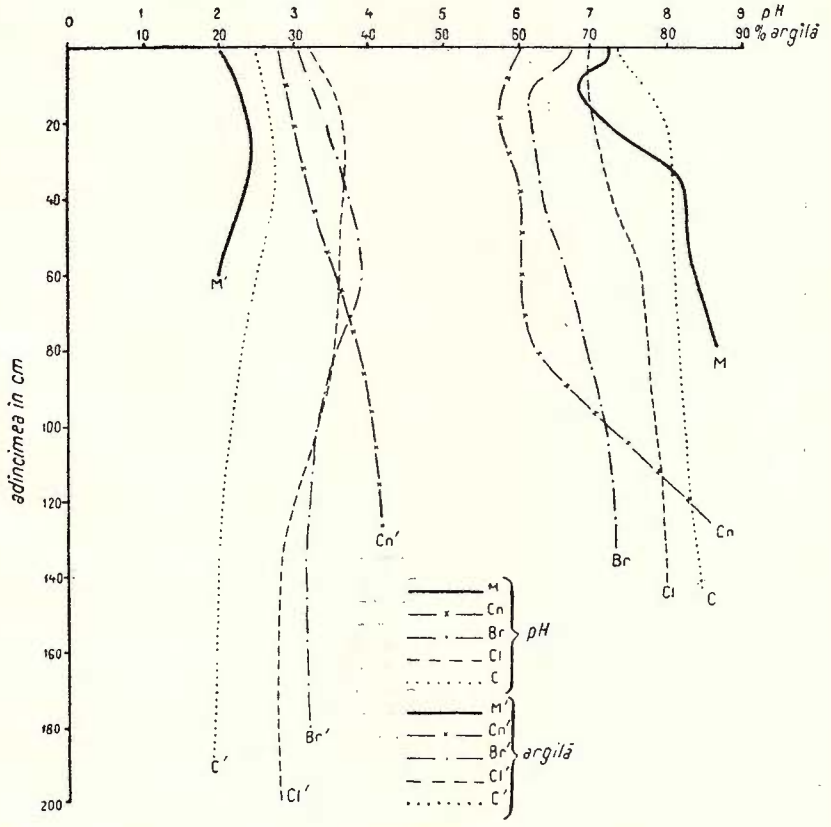


Fig. 3. — Variaţia conţinutului de argilă (în negru) şi a pH-ului (în roşu) pe profilul cîtorva soulri.

1, sol maroniu de păduri xeroterme şi şibleacuri; 2, sol cenuşiu de pădure; 3, sol brun-roşcat de pădure; 4, cernoziom levigat; 5, cernoziom.

Capacitatea totală de schimb cationic este foarte ridicată la suprafaţă, unde şi conţinutul de humus e ridicat, scăzînd apoi treptat ca şi conţinutul de humus.

Curbele valorilor pH şi ale gradului de saturaţie, ca alură, exprimă clar caracterul de soluri formate sub pădure (fig. 3 şi 4) şi anume indică o acumulare biologică însemnată în primii cm de sub litieră unde au valori ridicate, după care aceste valori scad în partea inferioară a orizontului A, crescînd apoi din nou. Dar, ca nivel ambele valori (fig. 3 şi 4) sînt asemănătoare cernoziomurilor: pH-ul este la

Institutul Geologic al României

suprafață neutru sau slab alcalin (7—7,5), iar gradul de saturație în jur de 90. Prin cultivare, orizontul superior se uniformizează, curbele valorilor pH și V căpătînd alura caracteristică cernoziomurilor.

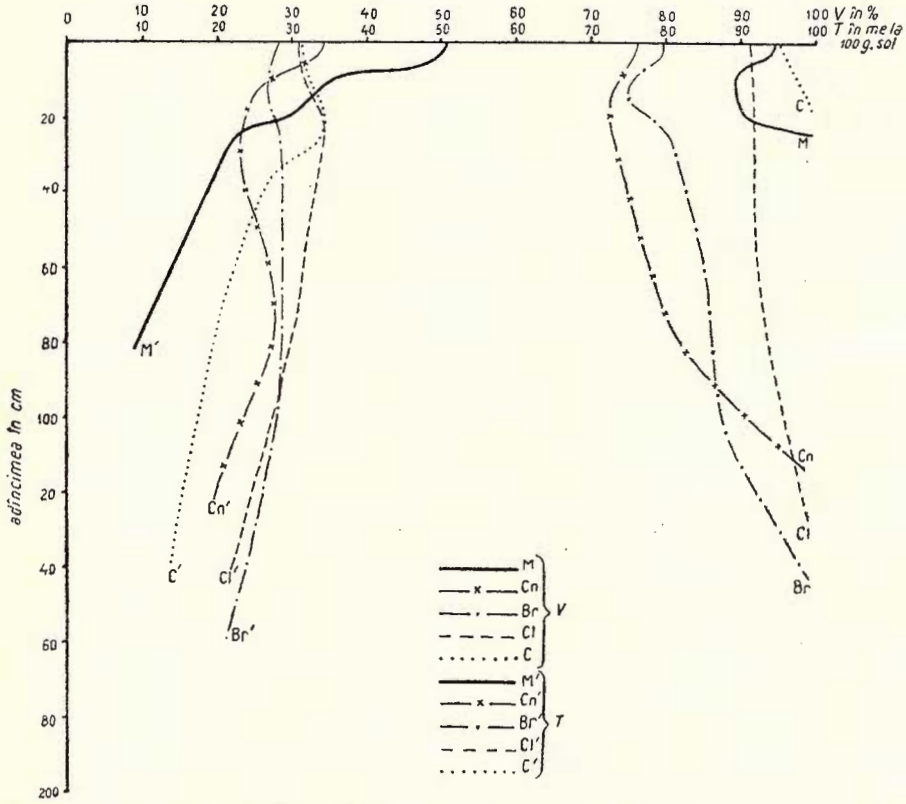


Fig. 4. — Variația capacității de schimb cationic (în negru) și a gradului de saturație în baze (în roșu) pe profilul cîtorva soluri.

1, sol maroniu de păduri xeroterme și șibleacuri; 2, sol cenușiu de pădure; 3, sol brun-roșcat de pădure; 4, cernoziom levigat; 5, cernoziom.

Ținînd seama de caracterele arătate mai sus, se constată că aceste soluri nu pot fi trecute nici în categoria solurilor de stepă, dar nici în vreunul din tipurile de sol de pădure cunoscute la noi în țară. Din literatura cercetată (8) rezultă că există anumite soluri proprii regiunilor mediteraneene și submediteraneene, ale căror caractere se recunosc în mare măsură și la solurile de pădure din Dobrogea de SW. Încă din 1924, S. A. ZAHAROV a propus denumirea de soluri maro de pădure[1]) pentru solurile caracteristice pădurilor xerofile și tufărișurilor, soluri

[1]) Denumire tradusă la noi incorect: soluri maronii de pădure.

Institutul Geologic al României

care se deosebesc atît de solurile brune de pădure (montane) cît şi de solurile stepei, între care ele constituie o zonă de tranziţie. S. A. ZAHAROV a fost primul care a arătat că ele merită să fie considerate ca un tip genetic aparte. Ulterior, numeroşi cercetători sovietici au separat asemenea soluri în Asia centrală, în Caucaz şi în Crimeia. Condiţiile generale în care apar solurile maro de pădure în Azerbaidjan sînt definite în felul următor de cercetătorul pedolog M. N. SEBAŞVILI[1]): condiţii relativ mai aride, pe roci conţinînd carbonaţi sau pe produsele lor de alterare, sub o vegetaţie de păduri de foioase xerofile şi tufărişuri. Iar I. P. GHERASIMOV pe baza studiilor existente, ca şi pe baza propriilor sale observaţii, indică următoarele însuşiri principale care caracterizează şi individualizează solurile maro, ca tip de sol genetic aparte:

O reacţie neutră sau slab alcalină de la suprafaţa solului, caracter pe care îl prezintă şi solul descris de noi;

Prezenţa în profilul solului a unui orizont de acumulare a CO_3Ca (situat la solurile maro-carbonatice în partea superioară a orizontului cu humus, la cele tipice în partea inferioară a acestui orizont sau în stratul imediat următor, la cele levigate, la o adîncime mai mare, sub orizontul cu humus), caracter pe care îl întîlnim şi la solul de care e vorba;

Un conţinut variabil de humus; de regulă, au un orizont de acumulare a humusului profund şi de culoare închisă; solul descris de noi posedă şi această însuşire;

Argilizare intensă (cu predominarea fracţiunilor lut şi argilă); solul din Dobrogea sudică nu prezintă un astfel de caracter, el fiind argilizat în măsura în care şi celelalte soluri de stepă, de exemplu, sînt argilizate, în orizonturile superioare. Din examinarea datelor analitice din lucrările cercetate reiese că solurile maro tipice nu prezintă o variaţie a conţinutului în argilă pe profil, iar argilozitatea lor este legată de cea a depozitului pe care s-au format. Mai degrabă în cazul solului descris de noi se poate vorbi de o argilizare, ţinînd seama că el s-a format pe loess, faţă de care prezintă, în orizonturile superioare un plus de argilă de aprox. 5—10%;

Capacitate mare de schimb, cu preponderenţa ionilor de Ca şi Mg, caracter remarcat şi la solul descris mai sus;

Un raport molecular scăzut de $SiO_2:Al_2O_3$ şi $SiO_2:Fe_2O_3$, fără o migrare considerabilă a hidroxizilor de Al şi Fe pe profil, caracter pe care nu-l putem aprecia pentru solul care ne interesează întrucît nu dispunem încă de date analitice complete.

În concluzie, din comparaţia de mai sus rezultă asemănarea care există între ceea ce se înţelege prin denumirea de sol maro de pădure şi solul întîlnit şi cartat de noi în Dobrogea de SW. Trebuie spus însă de la început că aşa cum şibleacurile reprezintă ultima formaţie, cea mai nordică, a asociaţiilor de tufărişuri proprii regiunilor mediteraneene, tot aşa şi solul prezent în sudul Dobrogei reprezintă faciesul

[1]) Reprodus după I. P GHERASIMOV (8).

Institutul Geologic al României

cel mai nordic al solurilor maro, cu care se aseamănă în mare măsură, dar de care se și deosebește. De aceea propunem denumirea de sol maroniu sau castaniu de șibleacuri și păduri xeroterme pentru acest sol, spre deosebire de solurile maro, care se dezvoltă, în condițiile arătate, mai la sud. Solurile maronii din Dobrogea sînt soluri de tranziție între solurile maro mediteraneene, pe de o parte, și solurile de stepă, silvo-stepă sau pădure, pe de altă parte (fig. 5). Pe teritoriul țării,

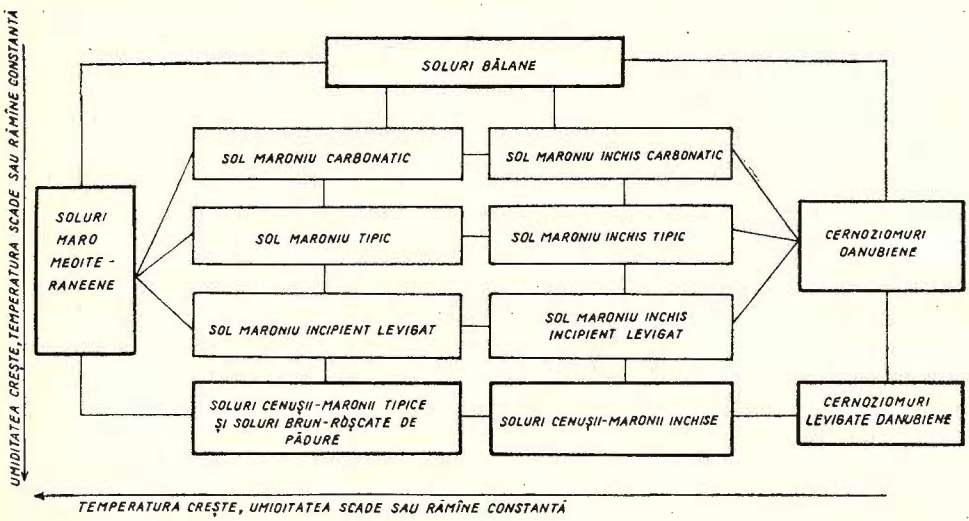


Fig. 5. — Schema legăturii genetico-geografice a solului maroniu cu celelalte tipuri de sol.

ca poziție geografică, ele se situează la tranziția dintre cernoziomuri și solurile de pădure, adică au o poziție asemănătoare celei a cernoziomurilor levigate. Totuși între cernoziomurile levigate și solurile maronii sînt deosebiri importante. Astfel, cernoziomurile levigate prezintă caractere tipice de tranziție, atît ca profil morfologic, cît și ca proprietăți fizico-chimice, reflectînd condițiile fizico-geografice de tranziție între stepă și pădure în zona temperată. La solurile maronii, însă, se suprapun caracterele celor două soluri către care fac tranziția și rezultă soluri cu însușiri proprii, care reflectă condiții bioclimatice de formare specifice de tranziție de la stepă la pădure în subzona temperată caldă, fapt care îndreptățește separarea lor ca un tip genetic aparte.

Mai trebuie lămurit, în ce măsură denumirea aceasta inspirată din coloritul propriu al solurilor maro, poate fi dată unor soluri care nu au clar o asemenea culoare. Într-adevăr, solurile maro mediteraneene prezintă acest colorit, dar, din literatura cercetată se constată că nu aceasta este caracteristica lor principală. Se pare că denumirea de soluri maro nu s-a dat decît după ce ele au fost cercetate în regiunea în care se prezintă sub forma tipică. Astfel A. N. Rozanov le-a numit

Institutul Geologic al României

în 1930 soluri brune de stepă împădurită, I. P. GHERASIMOV şi S. P. MATUSEVICI, în 1945 le-au numit soluri cenuşii închise de tranziţie spre soluri brune, iar în monografia « Solurile R.S.S. Uzbece», publicată în 1940, au fost numite soluri brune. Astăzi, toate aceste soluri au fost incluse în tipul genetic sol maro de păduri xerofile şi tufărişuri. În consecinţă, în regiunile în care aceste soluri se formează în condiţii bioclimatice numai cu influenţe mediteraneene ele nu au o culoare maronie, care să atragă în mod deosebit atenţia. Tot aşa se prezintă şi solurile maronii din Dobrogea de sud, care au un colorit cenuşiu-brun sau cenuşiu-castaniu închis în orizontul cu humus, dar la care pe teren s-a notat la unele o nuanţă uşor cafenie, iar la altele o culoare pronunţat maronie care le deosebeşte de cernoziomuri.

Aria de repartiţie a solurilor maronii din Dobrogea sudică este localizată numai în partea de SW a regiunii, de la linia Lacul Baciului — Adamclisi — Şipote — Olteni spre vest, adică la exteriorul Deliormanului, ca o fîşie de tranziţie spre stepă. În acest areal, ele apar insular, pe suprafeţele păstrate încă împădurite, cu excepţia sectorului Ostrov — Almalău — Lacul Bugeag unde formează o unitate continuă împădurită şi cultivată. În sectorul în care apar insular, ele trec repede în cernoziomuri de obicei în cernoziomuri castanii carbonatice dacă este defrişată pădurea. Stepizarea se face într-un ritm atît de rapid, înlesnit de însăşi morfologia profilului, încît numai la solurile maronii levigate se pot prinde faze de tranziţie spre cernoziomuri sau cernoziomuri levigate. Se deosebesc aşa dar şi prin aceasta de cernoziomurile levigate, soluri cu profil stabil, care nu se progradează atît de uşor.

Din cercetările de teren am constatat că solurile maronii pot fi subîmpărţite, ca şi cernoziomurile, după stadiul de evoluţie ţinînd seama de levigarea carbonaţilor şi de conţinutul în humus. Fără a intra acum în detalii asupra clasificării, menţionăm că se deosebesc două serii: una de culoare închisă — cea mai apropiată de cernoziomuri — puţin stabilă, care nu se întîlneşte decît sub păduri (soluri maronii închise sau cernoziomice), alta, deschisă la culoare, cu caractere morfologice stabile şi în culturi (soluri maronii propriu-zise). Arealul acestora din urmă este restrîns (la W de linia lacul Bugeag — Esechioi). În cadrul fiecărei serii de deosebesc, ca şi la cernoziomuri, stadii de evoluţie: carbonatice, decarbonatate şi incipient levigate.

Comunicarea noastră cu caracter preliminar, a urmărit prezentarea noului tip genetic de sol identificat în Dobrogea sud-vestică şi care ar mai putea fi întîlnit şi în restul Dobrogei, în Banat sau în sudul Olteniei, ca şi în ţările vecine din sud (Bulgaria, Jugoslavia). Caracterizarea detaliată a acestor soluri din Dobrogea urmează să fie făcută ulterior.

Identificarea acestui sol în sudul Dobrogei, vine să îmbogăţească variata listă de soluri de pe teritoriul R.P.R. În acelaşi timp, acest sol constituie şi mărturia influenţelor sudice submediteraneene în învelişul de sol al ţării noastre, influenţe recunoscute pînă acum în climă, vegetaţie şi faună şi mai puţin recunoscute, uneori chiar tăgăduite, în sol. În afară de importanţa de ordin ştiinţific, considerăm că în

Institutul Geologic al României

egală măsură el prezintă şi o importanţă de ordin practic. Existenţa unui astfel de sol nu poate fi separată de posibilitatea cultivării unor plante submediteraneene în partea sudică a Dobrogei. Urmează a fi precizate condiţiile şi plantele care pot fi aclimatizate şi a căror cultură ar putea fi introdusă.

BIBLIOGRAFIE

1. Călinescu Raul. Contribuţii la studiul şibliacului în R.P.R. *Rev. Pădurilor*, nr. 2, 1957.
2. Cernescu N. Facteurs de climat et zones de sols en Roumanie. *St. tehn. econ.* seria C, nr. 2, Bucureşti 1934.
3. Doniţă N., Leandru V. şi Puşcaru-Soroceanu Evdochia. Carte géobotanique de la R. P. Roumaine, vol. Recueil d'études géographiques, Bucureşti 1960.
4. Drăcea M. Pădurile Dobrogei. *Analele Dobrogei*, vol. I, an. IX, 1928.
5. Enculescu P. Zonele de vegetaţie lemnoasă cu condiţiile orohidrografice, climatice de sol şi subsol din Romînia. Bucureşti 1925.
6. Enculescu P., Oprea V. Chr. Privire generală asupra solului din Cadrilater sau Dobrogea nouă. *Analele Dobrogei*, an. XIX, Vol. I, 1938.
7. Georgescu C. C. Pădurile Cadrilaterului. *Analele Dobrogei*, an. XIX, Vol. I, 1938.
8. Gherasimov I. P. Solurile maro ale regiunilor mediteraneene. Moscova 1954.
9. Kalesnic S. V. Bazele geografiei fizice generale. Ed. II, revizuită, Edit. ştiinţifică, Bucureşti 1959.
10. Prodan I. Flora Dobrogei Nouă (Cadrilaterul), *Analele Dobrogei*, an. XIX, vol. I, 1938.
11. Puşcaru-Soroceanu Evdochia, Tucra, I. Succesiunea vegetaţiei pajiştilor stepice din Dobrogea sub influenţa păşunatului. *Comunicări botanice* (1957—1959), Bucureşti 1960.
12. * * * Monografia geografică a R.P.R. Edit. Acad. R.P.R. Bucureşti 1960.

КОРИЧНЕВАТАЯ ПОЧВА КСЕРОФИТНЫХ ЛЕСОВ И ШИБЛЯКОВ — НОВАЯ ПОЧВА Р.Н.Р.

Н. ФЛОРЯ, АНА КОНЯ

(Краткое содержание).

Авторы описывают новую почву, названную «коричневатая почва ксерофитных лесов и шибляков (кустарников)»; эта почва является доказательством субсредиземноморского влияния на почвенный покров страны, влияний, признанных раннее только в отношении климата, растительности и фауны.

Institutul Geologic al României

Климатические условия, при которых они проявляются — следующие: средняя годичная температура 11°С, средняя температура юля месяца — 22—23°С, средняя температура января месяца, приблизительно, 0°С; среднее количество атмосферных осадков, около 500 мм, а индекс засушливости (по де — Мартонну) между 20 и 30. Характерная растительность — ксерофитный лес с большим количестом средиземноморских элементов или шибляков.

Коричневатая почва ксерофитных лесов и шибляков представляет профиль с горизонтами A_1 A (C и C) последовательность — характерная черноземам), но и горизонтом Ao (как лесных почв). Горизонт накопления гумуса аналогичен, по мощности, горизонтам черноземов; в тоже самое время, верхний горизонт подразделен и пересыпан кварцем, как и горизонт серых лесных почв, слабо-опзодоленных. Структура горизонта A — обычная для лесных почв: комковатая в верхней части и лещиновидная или ореховатая в нижней части, где почва становится более плотной. Карбонаты выявлены в почвах на различных глубинах, начиная от поверхности — до 60—70 см.

На рисунках 2, 3 и 4 представлены некоторые из физико-химических свойств коричневатой почвы по сравнению со свойствами других типов почв, а на рисунке 5 указана генетическогеографическая связь коричневатой почвы с другими типами почв.

Коричневатая почва ксерофитных лесов и шибляков — относительно мало устойчива; может быстро перейти (после выкорчевания леса или шибляков), под влиянием травянной растительности, в черноземы.

SOL MARRON DE FORÊTS XÉROTERMES ET « ŞIBLEACURI »: UN SOL NOUVEAU EN ROUMANIE

PAR

N. FLOREA, ANA CONEA

(Résumé)

Les auteurs décrivent un nouevau sol qu'ils appellent sol marron de forêts xérotermes et « şibleacuri » (terrain couvert d'arbrisseaux à feuilles caduques); ce sol est un témoin des influences sous-méditerranéennes dans la couverture de sol du pays, influences reconnues auparavant seulement dans le climat, la végétation et la faune.

Les conditions climatiques y sont les suivantes: température annuelle moyenne 11°C, température moyenne du mois de juillet 22°—23° C, température moyenne

Institutul Geologic al României

du mois de janvier environ O°C , la moyenne des précipitations annuelles 500 mm. et les indices d'aridité (de Martonne) allant de 20 à 30. La végétation caractéristique est celle des forêts xérophyles à beaucoup d'éléments méditerranéens ou « șibleacuri » (maquis à feuilles caduques).

Le sol marron de forêts xérophyles et « șibleacuri » présente un profil avec les horizons A, A/C et C (succession caractéristique des chernozems) mais aussi un horizon Ao (comme les sols de forêt). L'horizon d'accumulation d'humus accuse une puissance pareille à celle des chernozems; en même temps l'horizon supérieur est divisé et poudré de quartz, pareil à celui des sols gris de forêt, faiblement podzolisés. La structure de l'horizon A est celle ordinaire des sols sylvestres: glomérulaire à la partie supérieure et nuciforme dans celle inférieure où le sol devient plus compact. Les carbonates apparaissent à diverses profondeurs, depuis la surface jusqu'à 60—70 cm.

Les figures 2, 3 et 4 présentent quelques propriétés physico-chimiques du sol châtain comparées à celles d'autres types de sol, et la figure 5 montre le rapport génétique-géographique entre le sol marron et les autres types de sol.

Le sol marron de forêts xérophyles et « șibleacuri » est relativement peu stable; après le défrichement de la forêt ou des maquis, il peut passer vite aux chernozems sous l'influence de la végétation herbeuse.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

PEDOLOGIE

SOLURILE INTERFLUVIULUI IALOMIŢA—CĂLMĂŢUI[1])

DE
C. OANCEA, I. MUNTEANU

Interfluviul Ialomiţa—Călmăţui sau Bărăganul central este situat în partea de mijloc a Cîmpiei romîne de est, principala regiune cerealieră a ţării noastre.

Cunoaşterea învelişului de sol şi a particularităţilor condiţiilor de pedogeneză a acestei regiuni are deci o mare importanţă practică şi ştiinţifică. Cercetările noastre se referă la partea interfluviului cuprinsă între şoseaua naţională Urziceni—Buzău, la vest, şi o linie ce uneşte localităţile Gheorghe Doja—Grivița—Scărlătești, la est, adică o suprafaţă de aproximativ 2000 km². Studii anterioare asupra solurilor de aici s-au mai făcut de MURGOCI şi colaboratori pentru întocmirea hărţii de soluri a Romîniei, scara 1 : 1.500.000, iar cu puţin timp înaintea noastră de către pedologii Ministerului Agriculturii care au efectuat cartare de detaliu, la scara 1 :10.000, în vederea organizării teritoriului unităţilor agricole socialiste.

Condiţii naturale. Constituind compartimentul de mijloc al Cîmpiei romîne de est, cîmpia dintre Ialomiţa şi Călmăţui, prezintă caractere fizico-geografice intermediare între compartimentele sudic (Bărăganul de sud) şi nordic (Bărăganul de nord sau cîmpia Buzău—Brăila) ale acestei mari unităţi naturale. Totodată intervin în plus o serie de trăsături specifice care permit individualizarea ei, ca unitate fizico-geografică aparte. Astfel, aici întîlnim cel mai întins relief de dune din întreaga Cîmpie romînă de est, şi cea mai largă zonă semiendoreică însoţită de numeroase lacuri de tasare, cu apa mai mult sau mai puţin mineralizată.

În ansamblul ei, cîmpia dintre Ialomiţa şi Călmăţui se prezintă ca o întinsă suprafaţă plană formată pe depozite lacustro-fluviatile remaniate eolian şi care suferă o dublă înclinare atît de la nord la sud, cît şi de la vest la est. Astfel altitudinile absolute scad de la 80—82 m la Albeşti, în nord, la 50—52 m la Gheorghe Doja, în sud, (înclinare 0,06 %), şi respectiv de la 80—82 m Albeşti în vest la 50—52 m la Scărlătești în est (înclinare 0,075‰).

[1]) Comunicare în şedinţa din 17 februarie 1961.

Institutul Geologic al României

Valorile înclinării sînt date de diferențele de altitudine absolută între laturile nordice și sudice, respectiv vestice și estice, partea centrală a cîmpiei care corespunde zonei semiendoreice, fiind practic orizontală (aci înclinarea nu depășește 0,03‰).

Potrivit caracterului reliefului, se pot deosebi trei sectoare geomorfologice, care se succed de la nord la sud astfel: sectorul nordic cu relief eolian (Cîmpul Albești—Scărlătești); sectorul central semiendoreic, cu lacuri, bălți și padine (Cîmpul Padina), și sectorul sudic, slab ondulat (cîmpia de la nord de Ialomița).

1. *Sectorul nordic cu relief de dune.* Relieful de dune însoțește aproape continuu partea dreaptă a văii Călmățuiului, începînd de pe linia localităților Albești—Brădeanu spre est, desfășurîndu-se pe lățimi de la 4 la 10 km, uneori cu pinteni mai profunzi sau suprafețe izolate care pătrund pînă în partea centrală a cîmpiei.

Contactul cu valea Călmățuiului se face printr-o ruptură de pantă, în medie de 8—10 m.

Caracteristic reliefului de dune de aci este neomogenitatea lui, suprafețe largi cu dune clar exprimate alternează cu zone mai liniștite de dune joase sau ușoare văluririi. Arealele cu dunele cele mai dezvoltate apar între satele Caragiale—Căldărăști, Largu—Rușetu și Jugureanu—Scărlătești.

Dunele alcătuite cel mai adesea din nisip fin au înălțimi relative cuprinse între 2 și 8 m, sînt de formă alungită și orientate NNE—SSW pe direcția vîntului dominant, închizînd între ele depresiuni similare, uneori de dimensiuni apreciabile.

Spre sud, către partea de mijloc a cîmpiei, relieful de dune se estompează lent, trecerea către sectorul central făcîndu-se prin intermediul unei fîșii largi de 3—4 km în care suprafețele slab vălurite alternează cu suprafețe plane și depresiuni largi — adesea cu mlaștini — iar ici, colo grinduri și dune izolate.

Depozitele pe care se dezvoltă relieful eolian sînt formate în proporție de cca 70—80% din nisipuri și nisipuri lutoase necarbonatice, groase de 8—10 m pe malul văii Călmățuiului și care se subțiază treptat spre sud, unde se pierd în nisipuri loessice carbonatice iar mai departe în luturi ușoare loessice.

Cît privește adîncimea stratului acvifer freatic (planșa I), aceasta depășește 7,5 m (7,5—10 m sau chiar 12) de-a lungul porțiunilor de mal înalt al luncii Călmățuiului (între Gherăseni—Albești și Rușețu—Scărlătești), în rest avînd valori mai mari sau mai mici de 5 m, în funcție de ondulările reliefului.

Cea mai mare parte din dune sînt stabilizate, doar din loc în loc apar suprafețe și ochiuri de nisipuri mobile scoase la zi datorită deflației favorizată de lucrările agricole neraționale. În marea majoritate a cazurilor acestea au fost împădurite cu salcîmi deoarece constituiau pentru vînt adevărate surse de nisip. Eroziunea eoliană este foarte puternică pe coame; primăvara cînd solul este descoperit asistăm la adevărate furtuni de nisip.

2. *Sectorul central*, semiendoreic, cu lacuri, bălți și padine este cuprins între relieful de dune în partea nordică și o linie ce unește obîrșiile văilor Lata și Fundata—

Institutul Geologic al României

Cocora la sud. Avem de a face cu o cîmpie loessică ce apare ochiului ca o întindere perfect plană, a cărei netezime este tulburată de prezenţa a numeroase padini, care din dreptul satului Padina spre est devin din ce în ce mai largi, se adîncesc şi se transformă în găvane adînci (7—8 m) în care sînt instalate lacurile de tasare, sărate, Plaşcu, Chichineţu, Colţea, şi la marginea estică Tătaru.

Aspectul plan al cîmpului este întrerupt de asemenea din loc în loc de suprafeţe uşor ondulate şi foarte rar grinduri joase (vechi dune stabilizate, nisipoase).

De la vest la est sectorul central se împarte în două subsectoare: subsectorul Brădeanu—Pogoanele, cuprins între şoseaua Urziceni—Buzău şi o linie ce ar uni satele Ruşeţu—Padina căruia îi sînt caracteristice padinele şi depresiunile alungite, puţin adînci, cu mlaştini şi ochiuri de apă cea mai mare parte a anului, slab drenat şi cu apa freatică la adîncimi mai mici de 5 m (sau chiar 2 m, pe unele areale perfect plane, ca de exemplu: la est de satul Cioranca) şi subsectorul Colţea caracterizat prin apariţia de găvane largi şi adînci în care sînt instalate lacurile sărate, de tasare, amintite mai sus, sau mlaştini cu apă dulce: Lunca Marian, Crînguţa, Băloiu, etc.; deci semiendoreic propriu-zis, apa freatică se află la adîncimi mai mari de 5 m.

3. *Sectorul sudic*, slab ondulat, cuprins între lunca Ialomiţei şi linia ce uneşte obîrşiile văilor Lata, Fundata şi Cocora.

Cîmpie loessică, alcătuită din suprafeţe plane în alternanţă cu porţiuni slab ondulate (valuri mici orientate NNE—SSW, eoliene ca origine). Loessul, pe seama căruia este formată, prezintă grosimi variabile între 3—10 m ce cresc de la nord spre sud. Apa freatică se află la adîncimi cuprinse între 5—12 m, consecinţă a drenajului efectuat de sistemul de văi al Ialomiţei. În colţul de sud-est al acestei cîmpii la nord de Andrăşeşti, se desfăşoară o terasă a Ialomiţei acoperită cu depozite loessice şi care prezintă aspecte geomorfologice asemănătoare cîmpului.

Datorită depărtării mari cca 60 km între cele două drenuri laterale, Ialomiţa la sud şi Călmăţuiul la nord, reliefului extrem de slab înclinat (şi numai spre sud şi est), practic orizontal şi nesculptat, drenajului endoreic relativ scăzut, mai accentuat doar în partea central-estică a regiunii, cîmpia dintre Ialomiţa şi Călmăţui are pe cea mai mare parte din suprafaţa ei apa freatică la mică adîncime fapt ce influenţează puternic evoluţia solurilor (planşa I).

În acest sens — al adîncimii apei freatice — în raport cu influenţa ei asupra solului, se pot distinge în cîmpia dintre Ialomiţa şi Călmăţui, două zone: Zona cu ape freatice la adîncimi mai mari de 5 m şi Zona cu ape freatice la adîncimi mai mici de 5 m.

1. În partea nordică este reprezentată prin o fîşie îngustă, în mijlociu de 2—3 km, max. 5—6 km, paralelă cu lunca Călmăţuiului. Apariţia ei este legată de diferenţa mare de nivel între cîmp şi luncă (8—10 m în medie), cît şi de permeabilitatea ridicată a depozitelor nisipoase. În interiorul ei pe relieful mai înalt apar suprafeţe cu

Institutul Geologic al României

apa freatică la adîncimi mai mari de 7,5 și chiar 10 m (Rușețu—Scărlătești, Ghereseni—Udați).

De-a lungul Ialomiței însă, între valea Fundata și localitatea Căzănești atinge lărgimi de 10—12 km, cu lărgiri puternice pe direcția văilor afluente (pînă la 20 km la Căldărușanca). Începînd de la valea Fundata spre est cuprinde și partea centrală a cîmpiei, sectorul lacurilor de tasare, Plașcu și Chichineţu, pentru a se trage apoi spre sud din dreptul lacului Colțea. Drenajul în această zonă este bun, mlaștinile și bălțile lipsesc cu desăvîrșire, excepție făcînd cele din sectorul semiendoreic atribuit acestei zone, și limanele fluviatile din gura văilor Ialomiței (Fundata, Sărății, etc.). De-a lungul Ialomiței se detașează o suprafață continuă largă de 3—4 km cu apa freatică mai adîncă de 7,5 m, iar în triunghiul Ialomița—Valea Fundata—Căzănești—Crunți aceasta coboară la peste 10 m.

2. Zonei cu apa freatică la adîncimi mai mici de 5 m, îi aparțin aproape 3/4 din suprafața cîmpiei. În interiorul ei se separă o subzonă de 3—5 m, cu mare extindere în jumătatea sudică a părții centrale a cîmpiei și pe suprafețe mai restrînse în jumătatea nordică și o subzonă cu apa freatică la adîncimi mai mici de 3 m, discontinuă, însă cuprinzînd suprafețe foarte largi în jumătatea nordică. În subzona de 3—5 m drenajul este relativ bun, apele freatice se scurg lent spre sud și est și nu apar la zi decît în rare situații, (depresiuni adînci, mai ales primăvara). Influența lor asupra solului se resimte doar la baza profilului (soluri freatic umede, dar numai cînd sînt formate pe depozite de textură mijlocie, la solurile formate pe depozite nisipoase această influență nu se resimte).

Pe suprafețele aparținînd subzonei cu apa freatică la adîncimi mai mici de 3 m, circulația apei fiind relativ redusă, drenajul este slab. Coborîrea nivelului apei freatice se face în oarecare măsură și prin evaporarea numeroaselor ochiuri de apă și mlaștini ce apar în adînciturile de pe suprafața terenului, aceasta cu atît mai mult cu cît în numeroase cazuri, datorită reliefului perfect orizontal apa freatică urcă la adîncimi mai mici de 2 m, ochiuri și băltoace apar atunci în fiecare microdepresiune (est Cioranca).

Cu toată adîncimea redusă a apei freatice în cîmpia dintre Ialomița și Călmățui, nu au loc procese de salinizare datorită atît mineralizării slabe cît mai ales circulației acesteia. Excepții se întîlnesc pe marginile bălților și mlaștinilor unde solurile se salinizează sau se solonețizează slab, datorită mineralizării apei freatice prin evapotranspirație.

Circulația relativ bună a apelor freatice de care este legată absența salinizării solurilor este una din particularitățile importante ale cîmpiei dintre Ialomița și Călmățui ce o deosebesc de cîmpia Buzău—Brăila și Cîmpia subcolinară Mizil—Stîlpu.

Privind alura hidroizohipselor se observă că scurgerea generală a apei freatice are loc vest—est cu o răsfirare sensibilă spre sud—sud-est, către Ialomița, datorită

Institutul Geologic al României

înclinării generale a cîmpiei. Tot aceasta, cît şi izobatele arată că acţiunea de drenaj a Călmăţuiului se resimte doar pe o fîşie largă de cel mult 5—6 km (în mijlociu 2—4 km) în timp ce Ialomiţa influenţează sensibil aproape întregul sector sudic.

Se observă de asemenea că apele freatice din partea centrală a cîmpiei suferă dubla solicitare a Ialomiţei şi Dunării, astfel manifestată încît de la vest spre est scade rolul Ialomiţei şi creşte cel al Dunării.

În ceea ce priveşte panta de scurgere se observă că aceasta este mai mare pe latura nordică, spre Călmăţui, şi mult mai redusă pe cea sudică, către Ialomiţa, fapt pus în evidenţă de lărgimea considerabilă ce o capătă în această parte ariile cu apa freatică între 3—5 şi 5—7,5 m adîncime. În partea centrală a cîmpiei unde panta de scurgere este extrem de redusă hidroizohipsele se depărtează apreciabil şi pun în evidenţă două largi arii semiendoreice, prima pe cîmpul Gherăseni—Florica (delimitată de hidroizohipse de 80) şi a doua în zona lacurilor de tasare cuprinsă de hidroizohipse de 50).

Lacurile şi bălţile interfluviului se împart în două grupe: mineralizate şi nemineralizate.

Primei grupe îi aparţin lacurile de tasare Plaşcu, Chichineţu, Tătaru şi Colţea. Ele au de obicei o formă rotundă iar uneori alungită. Cuvetele lor se disting prin maluri line şi prin adîncimi mici, 1—1,5 m, deşi diferenţa de nivel între oglinda apei şi cîmpul înconjurător poate atinge 7—8 m. În anii cu precipitaţii bogate ating suprafeţe considerabile, în schimb în anii uscaţi, seacă. Fiind fără scurgere apele lor au o mineralizare ridicată 5—10 g/l (variabilă sezonier).

Celei de a doua grupe îi aparţin numeroasele mlaştini şi bălţi de pe fundul padinelor largi şi adîncite. Nivelul lor este strîns legat de variaţia sezonieră a nivelului apei freatice din care cauză cele mai multe seacă în mijlocul verii. Fiind relativ tinere, după spusele localnicilor nu au mai mult de 20—30 ani, (de altfel pe hărţile M. St. M. din 1900 nici nu sînt indicate) apa lor este slab mineralizată. În jurul lor se formează lăcovişti sau lăcovişti salinizate.

Apariţia lor trebuie pusă pe seama unei ridicări generale a nivelului hidrostatic al apelor freatice din interfluviul Călmăţui—Ialomiţa, a cărei cauză nu o cunoaştem[1]).

În ceea ce priveşte regimul climatic pentru cîmpia dintre Ialomiţa şi Călmăţui, porţiunea cercetată de noi, datele I.M.C. arată o medie anuală a temperaturii de 10,5°C, cu o amplitudine de 25,9, media lunii celei mai calde 22,7°C (iulie) iar a celei mai reci —3,2°C (ianuarie). Numărul zilelor cu temperatura mai mare de 10°C este de 195, iar cele cu temperatura sub 10°C, 170, însfîrşit numărul zilelor de îngheţ este de 116,2.

Precipitaţiile medii anuale variază în jur de 500 mm (Glodeanu—Siliştea 505 mm, Urziceni 504 mm, Ciochina 493 mm). Această cantitate anuală de precipitaţii este

[1]) Opinie exprimată verbal de N. Florea în 1956.

Institutul Geologic al României

repartizată inegal în cursul anului, lunile mai-iunie și octombrie fiind cele mai ploioase. Perioadele de secetă sînt foarte frecvente, uneori cu efecte grave asupra recoltei. În cursul verii cad ploi torențiale însoțite frecvent de grindină. Caracterul arid al regiunii este mărit de vînturile din nord-est care provoacă o evaporare intensă.

Indicele anuale de ariditate (DE MARTONNE) depășește valoarea 24 (24—25). Așa dar sîntem într-un climat de trecere de la stepă spre silvostepă, cu o temperatură medie anuală ridicată și cu media lunii cele mai calde apropiată de 23.

Succesiunea zonelor de vegetație, trebuie dedusă, deoarece din vegetația naturală s-a păstrat foarte puțin, cîteva petece care indică prezența stepei și silvostepei (I. ȘERBĂNESCU). Vegetația naturală a stepei este cantonată pe coastele văilor mari (*Stipa capillata*, *Artemisia austriaca*, etc.) și în luminișurile pădurilor de pe cîmpul înalt. Pădurile sînt răspîndite în petece și alcătuite din *Quercus pedunculiflora*, atît cele situate pe nisipuri cît și cele situate pe depozite loessice.

În întreg sectorul islazurile de pe cîmp sînt ruderalizate, fiind folosite maximum 10—15 zile primăvara, cînd se dezvoltă *Poa bulbosa.*

Islazurile din depresiuni sau cele din jurul lacurilor sînt folosite de primăvară pînă în toamnă, fiind populate cu asociații naturale mai puțin invadate de buruieni: *Agropyron repens*, *Poa pratensis*, *Lolium perenne Agrostis alba*, *Alopecurus pratensis*, *Trifolium repens*, etc. Vegetația de sărături este cantonată în jurul lacurilor din estul sectorului și se caracterizează prin prezența asociației de *Sueda maritima.*

Solurile

De la vest spre est o dată cu schimbarea condițiilor bioclimatice se constată și o zonalitate a solurilor: zona cernoziomului levigat corespunzătoare arealului silvostepei și zona cernoziomului, corespunzătoare arealului stepei.

Intervenția rocii — apariția nisipurilor pe rama nordică — și a apei freatice la adîncimi reduse determină întreruperi în succesiunea zonală a solurilor prin apariția de soluri legate de unul sau altul din acești factori. Răspîndirea solurilor este dată în planșa a II-a.

S-au deosebit astfel următoarele grupe de soluri soluri: soluri automorfe. soluri autohidromorfe, soluri endohidromorfe și soluri autolitomorfe (nisipoase).

1. **Solurile automorfe** întîlnite, aparțin cernoziomurilor levigate și cernoziomurilor, deosebindu-se următoarele subtipuri genetice:

Cernoziom mediu levigat care apare doar în extremitatea vestică și nord-vestică a sectorului între Urziceni—Ciocîrlia și Gherăseni—Costești, unde ocupă partea cea mai înaltă și mai drenată a cîmpului.

Are un orizont A de 41—43 cm, lut mediu, brun închis și structură grăunțoasă medie; prin intermediul unui suborizont A/B de 17—21 cm trece într-un orizont B,

Institutul Geologic al României

lut mediu lut argilos brun castaniu spre bază castaniu, prismatic columnoid bine definit. Orizontul de acumulare a carbonaţilor, C apare la 100—125 cm.

Conţinutul în humus al acestui sol depăşeşte în orizontul A 3,8%; la specii texturale mai uşoare, (luturi uşoare), scade însă pînă la aproape de 3%. Prezintă o humificare profundă, humusul nu scade sub 1% decît de la 85—90 cm în jos. Diferenţierea texturală este slabă, se remarcă doar în A/B şi în partea superioară a orizontului B. Valoarea pH indică o slabă aciditate, 6,4—6,6 în orizontul A, gradul de saturaţie în jur de 90%, iar conţinutul în azot este variabil, între 0,16—0,18%.

Cernoziom slab levigat, constituie cea mai largă subzonă de sol. Ocupă aproape întreaga jumătate sudică a cîmpiei începînd de la o linie ce ar pleca de la sud de satul Costeşti şi ar uni localităţile Brebu—Brădeanu—Mitropolia—Padina—Ştefan Gheorghiu.

Este de asemeni extrem de răspîndit şi în restul cîmpiei unde apare pe suprafeţe destul de mari însă izolate. Astfel încît zona cernoziomului levigat este reprezentată de fapt prin subzona cernoziomului levigat slab. Suprafeţele ocupate de acest sol sînt plane sau slab ondulate.

Profilul morfologic este asemănător cu al cernoziomului mediu levigat cu deosebirea că este mai scurt, orizontul C apare la 70—100 cm, iar orizontul B mai slab exprimat structural, se rupe în bulgări alungiţi cu alură prismatică şi este mai puţin compact.

Diferenţierea texturală este redusă şi se resimte doar în tranziţia A/B. Conţinutul în humus, orizontul A, ceva mai ridicat decît la cernoziomul mediu levigat 3,8—4,5%, adîncimea humificării are aproape aceleaşi valori 70—80 cm, reacţia pH, neutră — slab alcalină, 7—7,4. Conţinutul în azot, 0,20—0,26% iar fosforul total prezintă valori asemănătoare; gradul de saturaţie 93—97% şi o capacitate totală de schimb cationic moderată 25—29 m la 100 g sol în stratul arat.

Cernoziomurile sînt solurile zonale din jumătatea estică a cîmpiei dintre Ialomiţa-Călmăţui. Ocupă suprafeţe mari în special în partea central estică a acesteia, însă cel mai adesea izolate. După adîncimea spălării carbonaţilor s-au deosebit: cernoziom slab decarbonatat (castaniu), normal decarbonatat (ciocolatiu) şi adînc decarbonatat (incipient levigat).

Primul este foarte puţin răspîndit, apare legat de grinduri sau pante, în jumătatea estică a interfluviului.

Cel mai răspîndit este cernoziomul normal decarbonatat care apare pe suprafeţe mari în partea centrală din jumătatea estică a cîmpiei, în jurul satelor Padina, Miloşeşti, vest Colţea, între lacul Fundata şi Ialomiţa la nord de Andrăşeşti (pe terasă) etc.

Are un orizont A de 54—63 cm, divizibil într-un A′ de 38—42 cm, lut mediu — lut uşor, brun închis, măzărat şi un A″ de aceeaşi textură dar mai deschis la culoare brun închis-brun castaniu cu o structură mai grosolană (grăunţi reuniţi în

Institutul Geologic al României

aglomerări mici friabile, la bază eflorescențe), printr-un A/C de 17—21 cm castaniu închis cu pete brune se trece în orizontul C cu numeroase pseudomicelii, eflorescențe și concrețiuni.

Efervescența cu HCl la adîncimi variabile, 36—54 cm. Conținutul în humus, în orizontul A′ relativ ridicat 3,3—4,5%. Humificarea este profundă, ajungînd uneori la mai mult de 90 cm.

Are loc de asemeni o argilizare evidentă, în orizontul A cca 3,5—4% mai multă argilă (< 0,002 mm) față de roca-mamă. Reacția pH slab alcalină 7,3—7,4, conținutul în azot și fosfor total, moderat 0,16—0,22%. Gradul de saturație 100% iar capacitatea totală de schimb cationic moderată 26—28 me la 100 g sol.

Cernoziomul adînc decarbonatat (incipient levigat), este de asemeni destul de răspîndit, însă ocupă suprafețe relativ mici. deseori apare asociat fie cu cernoziomul normal decarbonatat, fie cu cernoziomul slab levigat.

Prezintă un profil asemănător cu cernoziomul normal decarbonatat, cu deosebirea că la baza orizontului A și în partea superioară a tranziției A/C apare o bandă îngustă, 5—10 cm, brun-castaniu cu structură alunară și ceva mai compactizată.

Caracteristicile fizico-chimice ale acestui sol sînt foarte apropiate de ale cernoziomului normal decarbonatat, se remarcă doar o creștere a conținutului în humus din orizontul A (peste 4% humus).

2. **Soluri autohidromorfe.** Această grupă ocupă cea mai mare parte a cîmpiei dintre Ialomița—Călmățui, datorită întinderii mari a suprafețelor cu apa freatică slab mineralizată la adîncimi cuprinse între 2—5 m.

După adîncimea la care se găsește apa freatică au fost separate: cernoziomuri levigate de fîneață și cernoziomuri de fîneață, cu apa freatică la adîncimi cuprinse între 3—5 m și soluri cernoziomice de fîneață, cu apa freatică la adîncimi între 2—3 m.

Cernoziomurile levigate de fîneață sînt reprezentate în special prin cernoziomul slab levigat de fîneață, care ocupă suprafețe deosebit de mari atît în partea vestică cît și în cea central sudică a cîmpiei. Cuprinde astfel peste jumătate din subzona cernoziomului slab levigat, începînd de la limita nordică a subzonei pînă la o linie ce ar uni localitățile Căldărușanca — Glodeanu Siliștea — Valea Măcrișului— Rovine.

Ocupă cîmpuri largi plane sau foarte slab ondulate cu apa freatică slab mineralizată la adîncimi de 3—5 m în cazul depozitelor loessoide, sau de 2,5 — maximum 4m, în cazul depozitelor cu textură mai grosieră.

Caracterele morfologice sînt asemănătoare cu cele ale cernoziomului levigat neinfluențat de apa freatică, cu deosebirea că profilul de sol apare mai mînjit cu humus, iar în orizontul C se acumulează o cantitate mai mare de carbonați și apar

Institutul Geologic al României

fenomene de gleizare; se poate astfel separa un C_{2g} (datorită franjei capilare freatice în care se găseşte acest orizont cea mai mare parte a anului).

De asemenea creşte conţinutul în humus al orizontului A, ajungînd uneori pînă la 5—5,4%, totodată creşte adîncimea humificării.

Cernoziomurile de fîneaţă apar pe suprafeţe mari în partea centrală a cîmpiei, între localităţile Menteleu—Padina, la sud de Ruşeţu, la vest de Tătaru, etc. Sînt reprezentate în special prin cernoziomuri normal şi adînc decarbonatate (ciocolatii şi incipient levigate), cele carbonatice fiind în genere puţin întîlnite (şi mai ales în partea de stepă a sectorului).

Ocupă intinse suprafeţe plane sau foarte slab ondulate cu apa freatică la adîncimi, cuprinse între 3—5 m. De regulă sînt formate numai pe depozite cu textură mijlocie excepţii (pe depozite mai uşoare) apar doar în partea de est a sectorului.

Se deosebesc de cele neinfluenţate de apa freatică printr-o pătrundere mai profundă a humusului în profil, o creştere a cantităţii acestuia (pînă la peste 5% şi prin manifestarea gleizării şi acumularea unei mari cantităţi de carbonat de calciu în orizontul C.

Soluri cernoziomice de fîneaţă. Propriu acestor soluri este faptul că ele evoluează sub o puternică influenţă a apei freatice, aflate la mică adîncime. Profilul de sol se găseşte în întregime, o mare parte a anului în franja capilară a apei freatice iar în perioadele umede cea mai mare parte din cernoziomul C se află sub oglinda apei freatice. În aceste condiţii profilul de sol capătă caractare specifice, deosebite de ale cernoziomurilor de fîneaţă (freatic umede), ce-l apropie de lăcoviştea cernoziomică fără însă să se identifice cu aceasta.

Astfel în sectorul cercetat am întîlnit:

Sol cernoziomic de fîneaţă levigat ocupă mari suprafeţe la est de Limpezişu, pe un relief perfect orizontal şi plan, cu apa freatică la adîncimi cuprinse între 2—3 m (măsurată în august-septembrie). În restul cîmpiei apare numai pe fundul depresiunilor largi şi puţin adînci.

Are un orizont A de 39—42 cm, lut mediu, brun închis negricios, în stare uscată brun închis cu nuanţă cenuşie, grăunţos bine definit, stabil; printr-un suborizont A/B de 17—20 cm se trece în orizontul B, lut mediu, brun-castaniu cu pene închise de humus, spre bază castaniu cu reflexe vineţii, prismatic-columnoid mic, uşor compact, probabil slabă soloneţizare; urmează un orizont Cg, la 70—90 cm, lut, gălbui-albicios cu pete cenuşii-vineţii şi limonii, umed, friabil, aspect marnos, carbonatul de calciu fiind acumulat în cantităţi foarte mari.

Humusul este acumulat pe o grosime mare (peste 1% humus între 70—90 cm) iar orizontul A conţine între 4—5% sau chiar mai mult. Reacţia pH slab alcalină 7,5—7,7 (suspensie apoasă). Caracteristică este marea cantitate de carbonat de calciu în orizontul C, peste 36% între 95—105 cm, acumulat din apa freatică.

Institutul Geologic al României

În cîteva mici depresiuni din partea vestică a cîmpiei a fost separată varianta solonețizată a acestui sol care are orizontul B compactizat și cu structură în bulgări mici.

Sol cernoziomic de fîneață decarbonatat ocupă mari suprafețe în partea centrală a cîmpiei, în zona de cernoziom, la nord de satul Padina și în jurul satului Colțea. Apare în aceleași condiții ca și cel levigat. Profilul morfologic este asemănător cu cel al cernoziomului decarbonatat (ciocolatiu) de fîneață, deosebindu-se de acesta prin gleizarea slabă a suborizontului de tranziție A/C, apariția orizontului Cg, și conținutul ridicat în carbonați a acestuia. De regulă, pe profil, carbonații apar la adîncimi de 50—60 cm corespunzător cernoziomului ciocolatiu levigat. Au mai fost separate variante solonețizate — cu compactizarea suborizontului A/C — și carbonatate în care carbonații se întîlnesc de la suprafața solului în cantități relativ mari, (7—8% între 0—15 cm) din care cauză au o reacție pronunțat alcalinică (8—8,2).

3. **Soluri entohidromorfe.** Din această grupă au fost întîlnite lăcoviști și soluri saline.

După caracterele morfologice, regim hidric și salinizare au fost separate următoarele lăcoviști:

Lăcoviști cernoziomice. Sînt extrem de răspîndite în partea centrală a cîmpiei De regulă apar pe locurile ceva mai lăsate ale teritoriilor cu apa freatică la adîncimi mai mici de 3 m (2—3 m), cu excepția unei suprafețe cu drenaj foarte redus de la est de Cioranca unde apare pe teren perfect plan și orizontal.

Sînt soluri dezvoltate în zona cernoziomului levigat sau a cernoziomului, cu apa freatică slab mineralizată la adîncimi cuprinse între 1—2 m, deci întregul profil se află aproape permanent în zona franjei capilar-freatice, iar oglinda apei freatice urcă periodic în profil pînă la baza orizontului A, dar niciodată pînă la suprafață.

În aceste condiții orizonturile superioare au caractere clare de cernoziom iar cele inferioare destul de apropiate de ale lăcoviștilor, fără să apară însă un orizont de glei tipic datorită texturii relativ ușoare a depozitelor (luturi mijlocii sau luturi nisipoase, variației nivelului și circulației apei freatice).

Au un orizont de 58—66 cm divizibil într-un A′ de 39—45 cm, lut mediu, brun-negricios, grăunțos bine definit, slab compact și A″(g) de 19—21 cm lut mediu, brun închis cenușiu; spre bază cu slabă nuanță castanie, se rupe în bulgări mici friabili ce se desfac în elemente grăunțoase mari, uneori apar pete ruginii rare. Printr-un suborizont de tranziție A/Cg castaniu închis cu pete rare limonii și vineții, se trece în orizontul Cg, care apare la adîncimi variabile, 75—80 cm, gălbui-albicios cu reflexe vineții-albăstrui și pete limonii rare, aspect marnos datorită acumulării în cantitate foarte mare a $CaCO_3$. Perioade destul de îndelungate din an acest orizont se găsește în apa freatică. Efervescența cu HCl apare la adîncimi variabile,

Institutul Geologic al României

25—50 cm, în cazul cînd carbonaţii apar de la suprafaţă au fost separate lăcovişti cernoziomice carbonatice.

Lăcoviştile sînt foarte răspîndite. Se întîlnesc mai în toate depresiunile din partea centrală a cîmpiei. Ocupă fie întreg fundul depresiunii, fie numai marginile acesteia în cazul cînd pe centru apar mlaştini. Adesea apar în complex cu lăcoviştile cernoziomice, în lăsăturile microreliefului suprafeţelor ocupate de acestea.

Sînt soluri dezvoltate în condiţiile unei ape freatice slab mineralizate şi la adîncimi în jur de 1 m (0,8—1,2 m). Regimul hidric este caracterizat prin prezenţa periodică (în perioadele umede ale anului) a pînzei apei freatice la suprafaţă. Perioadele de submersiune sînt relativ scurte şi au loc mai ales primăvara cînd solul are regim de semimlaştină. Vegetaţia naturală este cea de fîneaţă încheiată, *Trifolium pratense*, *Poa pratensis*, *Plantago lanceolata*, etc.

Au un orizont Ag de 40—42 cm, lut mediu, brun-negricios, grăunţos mare, jilav, slab compact; printr-un suborizont de tranziţie A/G negricios-gălbui cu bobine mici, pete ruginii şi vineţii numeroase, se trece în orizontul de glei la 60—70 cm, care datorită aerisirii apelor freatice şi circulaţiei lor nu este tipic, ci gălbui-vineţiu-albicios cu pete vineţii-cenuşii, îmbibat cu apă, bobine mici. Apa freatică nemineralizată apare la 80—100 cm. Efervescenţa cu HCl de la suprafaţă, majoritatea lăcoviştilor de aci fiind carbonatice.

În cazurile cînd s-au constatat eflorescenţe de săruri solubile în profil au fost separate lăcovişti carbonatice salinizate. De subliniat că în toate aceste cazuri salinizarea este foarte slabă, încît nu se observă nici o modificare în vegetaţie.

Solurile saline formează adevărate aureole în jurul lacurilor de tasare sărate, Plaşcu, Chichineţu, Colţea. Suprafaţa lor variază în cursul anului în funcţie de extinderea lacurilor. Primăvara, de ex. în jurul lacului Chichineţu dispar aproape complet fiind acoperite cu apă.

În schimb vara, în special spre sfîrşit, cînd apele lacurilor se retrag, suprafaţa lor creşte, iar în anii uscaţi cînd unele lacuri seacă, tot fundul depresiunii este acoperit cu o pulbere albă de săruri solubile.

Au fost separate în complex soloneţuri solonceacoide şi solonceacuri care se zonează în aceeaşi ordine de la margine spre interior.

4. **Soluri autolitomorfe (nisipoase).** Aceste soluri constituie după cum se ştie o categorie de soluri aparte; textura grosieră a depozitelor pe care se formează imprimă anumite particularităţi procesului de pedogeneză ce capătă expresie atît în morfologia profilului de sol cît şi în proprietăţile sale fizico-chimice.

Nisipurile reliefului eolian din dreapta Călmăţuiului sînt în majoritate fine şi coezive (legate), fapt ce explică lipsa nisipurilor zburătoare şi relativa stabilitate a solurilor. Analiza granulometrică indică următoarele valori: nisip fin şi grosier aproape 82% (din care nisip fin 74% şi nisip grosier 8%), praf 8%, argilă 10 %.

Institutul Geologic al României

Învelișul de soluri reflectă influențe legate atît de compoziția granulometrică a rocei mame cît și de caracterul eolian al reliefului (dune mai mult sau mai puțin dezvoltate).

Astfel solurile neafectate de eroziune de pe relieful eolian au caracter de cernoziom profund levigat (datorită permeabilității ridicate a depozitului și lipsei de carbonați) în timp ce pe depozitele cu textură mijlocie din același areal se formează cel mult cernoziomuri incipient levigate, iar către est slab decarbonatate. Zonalitatea solurilor, care se observă pe depozitele mijlocii, este absentă în cazul nisipurilor.

Pe arealele cu relief de dune puternic dezvoltate au loc procese intense de eroziune, eoliană în special; învelișul de cernoziom, profund levigat, nisipos, este întrerupt de apariții de nisipuri solificate, soluri cernoziomice nisipoase, etc.

În zonele cu dune joase, de fapt cele mai întinse, eroziunea are loc mai puțin intens și afectează numai coamele dunelor, astfel că aci domină cernoziomurile profund levigate nisipoase neerodate și slab erodate.

În depresiunile dintre dune, mai ales la periferia sudică a reliefului eolian, unde apa freatică este la adîncimi reduse, 2—3 m, apar cernoziomuri nisipoase de fineață sau chiar soluri cernoziomice nisipoase-nisip lutoase de fineață. În situațiile cu relief eolian slab vălurit frecvența acestor soluri este atît de ridicată încît a trebuit să fie separate în complex cu cernoziomurile nisipoase.

Solul dominant al reliefului eolian este cernoziomul profund « levigat » nisipos, care are un orizont A de 39—41 cm, nisip—legat sau rar nisip lutos, nestructurat în primul caz, sau aglomerări grăunțoase friabile în al doilea. Prin intermediul unui suborizont A/B, brun închis, nestructurat, ușor legat, se trece într-un orizont B lung de peste 100 cm ce se poate subîmpărți în B′ și B″. B′ nisip ușor legat de oxizi de fier, brun-brun castaniu cu nuanță roșcată iar B″ castaniu cu nuanță roșcată, mai puțin legat, trecerea spre nisipul de la bază se face pe nesimțite.

Uneori, mai ales la periferia sudică a reliefului eolian, la 100—150 cm se trece în nisipuri loessice cu carbonați (uniform răspîndiți).

Conținutul în humus al orizontului A este redus, în jur de 2%, iar grosimea de acumulare a acestuia destul de mare (peste 1% humus între 63 — 75 cm). Reacția este slab acidă, 6,4—6,5 în stratul arat și 5,7—6 imediat sub acesta, menținîndu-se constant sub 7 pe întregul profil pînă la 200 cm (6,8 între 180—200 cm). Conținutul în fosfor total redus, 0,089% în stratul arat, de asemeni și în azot.

Capacitatea totală de schimb cationic, redusă 16—18 me la 100 g sol în orizontul A, iar gradul de saturație (V) între 86—88%.

Concluzii de ordin practic. Pe baza condițiilor de sol, rocă, relief și adîncime a apei freatice, putem schița următoarea raionare agropedoameliorativă (care se suprapune în linii mari pe cea geomorfologică) a teritoriului dintre Ialomița și Călmățui cuprins în cercetările noastre.

Institutul Geologic al României

C. Oancea și I. Munteanu

HARTA APEI FREATICE
INTERFLUVIUL IALOMIȚA–CĂLMĂȚUI

0 2 4 Km

Gheraseni
Sălcioara
Caragelele
Largu
Ruseţu
Jugureanu
Mehreanu
Călțuna
Limpezișu
Brebu
Brădeanu
Florica
Pogoanele
Căldărăști
Căldărușanca
Smîrdan
Tătaru
Padina
Florica
Ciocile
Girbavi
Grîndu
Nicolești
Griviţa
Cocora
URZICENI
Mircea cel Bătrîn
Broșteni Noi
Sărăteni
Gheorghe Doja
Ciochina

LEGENDĂ

- 0 – 2
- 2 – 3
- 3 – 5
- 5 – 7,5
- 7,5 – 10
- 10 – 15
- izofreate
- hidroizohipse

Des. Moldovan V. și Cozma E.
Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

C. Oancea și I. Munteanu

HARTA SOLURILOR
INTERFLUVIUL IALOMIȚA - CĂLMĂȚUI

0 2 4 Km

L U N C A C Ă L M Ă Ț U I U L U I

Gherăseni · Sălcioara · Coragelele · Lărgu · Rușețu · Călțuna · Mohreanu · Jugureanu · Limpezișu · Brebu · Brădeanu · Floricica · Pogoanele · Căldărăști · Căldărușanca · Smirdan · Tătaru · Padina · Ciocile · Florica · Nicolești · Grivița · Girbovi · Grindu · Cocora · Mircea cel Bătrîn · URZICENI · Broștenii Noi · Sărățeni · Gheorghe Doja · Ciochina

L U N C A I A L O M I Ț E I

LEGENDĂ

CERNOZIOMURI LEVIGATE

1 Cernoziom mediu levigat
2 Cernoziom slab levigat, mijlociu humifer
3 Cernoziom levigat nisipos

CERNOZIOMURI

4 Cernoziom carbonatic
5 Cernoziom slab decarbonatat
6 Cernoziom normal decarbonatat (cernoziom ciocolatiu)
7 Cernoziom adînc decarbonatat, mijlociu humifer (cernoziom incipient levigat)

CERNOZIOMURI LEVIGATE DE FÎNEAȚĂ

8 Cernoziom mediu levigat de fîneață
9 Cernoziom slab levigat de fîneață, mijlociu humifer
10 Cernoziom levigat de fîneață

CERNOZIOMURI DE FÎNEAȚĂ

11 Cernoziom de fîneață, adînc decarbonatat
12 Cernoziom de fîneață normal decarbonatat, mijlociu humos
13 Cernoziom de fîneață carbonatat,
14 Sol cernoziomic de fîneață levigat
15 Sol cernoziomic de fîneață
16 Sol cernoziomic de fîneață, solonețizat
17 Sol cernoziomic de fîneață carbonatat

LĂCOVIȘTI

18 Lăcoviște cernoziomică
19 Lăcoviște cernoziomică - carbonatată
20 Lăcoviște carbonatată
21 Lăcoviște carbonatată salinizată (?)
22 Mlaștini și lacuri

COMPLEXE DE SOLURI

23 Nisipuri, nisipuri slab solificate, cernoziomuri levigate erodate și cernoziomuri levigate nisipoase (?)
24 Cernoziomuri levigate și cernoziomuri levigate erodate
25 Cernoziomuri slab levigate de fîneață și cernoziomuri decarbonatate de fîneață
26 Cernoziomuri decarbonatate de fîneață și cernoziomuri carbonatate de fîneață
27 Cernoziomuri levigate de pantă
28 Solonceacuri și soloneturi

Des. Moldovan V. și Cozma E.
Imprim. Atel. Inst. Geol.

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. XLVIII

Institutul Geologic al României

1. *Sectorul nordic* cu relief eolian nisipos este caracterizat prin predominarea cernoziomurilor levigate nisipoase, apariţia de suprafeţe cu eroziune eoliană activă şi apa freatică la adîncimi relativ mari pe o însemnată parte a teritoriului.

Din complexul de măsuri ce se impun în acest raion, mai importante sînt cele care asigură protecţia solului împotriva eroziunii eoliene, reţinerea umezelii şi adăugarea de îngrăşăminte organice şi minerale (azotate şi fosfatice în special).

Datorită texturii predominant nisipoase cele mai îndicate culturi pentru acest raion sînt vita de vie, tutunul şi pepenii. Cît priveşte culturile cerealiere se recomandă cele cu perioade scurte de vegetaţie care să ajungă la maturitate cu umezeala din iarnă şi cea din ploile de primăvară.

Irigarea este posibilă prin aspersiune, atît datorită permeabilităţii depozitelor cît şi caracterului ondulat al reliefului.

2. *Sectorul central* caracterizat prin dominarea solurilor influenţate de apa freatică, cernoziomuri levigate, cernoziomuri şi soluri cernoziomice de fîneaţă, cu relieful său practic plan, face parte din cele mai valoroase teritorii agricole din Cîmpia romînă de est. Aci, practic nu sînt necesare măsuri de ameliorare a solului, este nevoie doar de a se păstra fertilitatea naturală a acestuia.

Pentru asigurarea unei rentabilităţi maxime se impune folosirea raţională a diferitelor soluri. Astfel cernoziomurile de fîneaţă sînt indicate în special pentru plantele din cultura mare de cîmp, în timp ce solurile cernoziomice de fîneaţă pentru culturi intensive şi plante tehnice pretenţioase la umezeală.

Irigatul este în general puţin necesar, făcut însă în a doua jumătate a verii şi combinat cu adausuri de îngrăşăminte minerale, poate da mari sporuri de recoltă.

3. *Sectorul sudic*, deşi cu apa freatică la adîncimi de peste 5 m, datorită învelişului de sol format în cea mai mare parte din cernoziomuri levigate şi cernoziomuri, cît şi reliefului practic plan, prezintă condiţii deosebit de favorabile pentru culturile agricole. Ca şi în sectorul central nu sînt necesare măsuri speciale de ameliorare a solurilor, fertilitatea naturală a acestora fiind destul de ridicată. Pentru asigurarea de recolte mari însă, la culturile pretenţioase la umezeală, irigatul este deosebit de necesar.

ПОЧВЫ МЕЖДУРЕЧИЯ ЯЛОМИЦА-КЭЛМЭЦУЙ

К. ОАНЧА, И. МУНТЯНУ

(Краткое содержание).

Низменность Яломица — Кэлмэцуй, хотя и является переходным сектором между южным участком (Бэрэганул де Суд) и северным участком (Бэрэганул де Норд), восточной Ромынской Равнины, представляет целый ряд физико-географических особенностей, ясно отличающихся от последних, как

Institutul Geologic al României

для примера, выявление растянутой семиендорейковой площади, сопутствуемой многочисленными озерами оседания и чрезмерно широким развитием эоло-песчанистого рельефа.

В целом, равнина между Яломица и Кэлмэцуй представляется, как растянутая плоская площадь, слегка наклоненная к югу и востоку и образовавшаяся из озеро — речных, эолово- реконструированных отложений. На основании особенностей мезомикрорельефа и гидрогеологических условий, авторами были выделены три сектора, чередующиеся с севера на юг: северный сектор с дюнным рельефом (поле Албешти — Скэрлэтешти), центральный семиендорейковый сектор с озерами, прудами и падинами (поле Падина) и южный сектор со слабо — волнистым рельефом) поле к северу от Яломицы).

Наибольшая часть области принадлежит зоне лесостепи. Растительность степи (*Stipa capillata*, *Artemisia austriaca* и т.д.) сосредоточена на склонах больших долин и на полянах полевых лесов. Они распространены по участкам и составлены из *Q. pedunculiflora.*

Почвенное перекрытие составлено, в преобладающем порядке, из выщелоченных черноземов и черноземов, чередующихся, зонально, с запада на восток. Первые представлены, в особенности, слабо выщелоченными черноземами, а остальные- нормальным черноземом (шоколадным) или глубоко декарбонатированным (начально выщелоченным).

Появление песков эолового рельефа в северной половине и подпочвенной воды на небольшой глубине — в центральной зоне, определяет значительные изменения на наибольшей части равнины в зональном развитии почв. Таким образом пески благоприятствуют проникновению средне выщелоченного чернозема, много на восток, в то время, как наличие подпочвенного покрова малой глубины, способствует зональному развитию выщелоченных черноземов (на лессовых отложениях) в западной части, будучи ограничено на поверхностях с подпочвенной водой на глубине более 5—6 м.

С песками эолового рельефа связаны комплексы различных черноземов северной части и появление эоловой эрозии.

Самой главной особенностью почвенного покрова Равнины Яломица — Кэлмэцуй является преобладание почв подчиненных наличию подпочвенной воды. Таким образом выщелоченные черноземы и черноземы, в большинстве случаев, подпочвенно влажны. Также, особенно распространены черноземные луговые почвы и черноземные лэковишти.

Почвы Равнины Яломица — Кэлмэцуй, в отношении плодородия, особенно ценны. Мелиоративные мероприятия, необходимы только для песчанных черноземов и для площадей, подвергнутых эоловой эрозии, с северной стороны.

Institutul Geologic al României

LES SOLS DE LA PLAINE INTERFLUVIALE IALOMIŢA — CĂLMĂŢUI

PAR

C. OANCEA I. MUNTEANU

(Résumé)

Quoique secteur de transition entre le compartiment sud (Bărăgan du sud) et le compartiment nord (Bărăgan du nord) de la Plaine Roumaine Orientale, la plaine Ialomiţa—Călmăţui accuse plusieurs caractères physico-géographiques qui la distinguent nettement des ces compartiments, comme par exemple: l'apparition d'une vaste étendue semi-endoréique accompagnée de nombreux lacs de tassement et le large développement du relief éolien sableux.

En général, la plaine interfluviale Ialomiţa—Călmăţui est une vaste surface plane, à pendage léger vers le sud et l'est; elle est formée de dépôts lacustres-fluviatiles remaniés par le vent. Tenant compte des caractéristiques du méso- et du microrelief, ainsi que des conditions hydrogéologiques on sépare trois secteurs qui se succèdent du nord vers le sud: le secteur nord à relief de dunes (le champ Albeşti—Scărlăteşti) le secteur central semi-endoréique avec des lacs, des mares et des «padina» (le champ Padina), et le secteur sud avec un relief faiblement ondulé (le champ situé au nord de Ialomiţa) La majeure partie de la région appartient à la zone d'avant-steppe. La végétation steppique *(Stipa capillata, Artemisia austriaca* etc) est cantonnée sur les pentes des grandes vallées et dans les clairières des forêts de champ. Les forêts sont distribuées par groupes et sont formées de *Quercus pedunculiflora.*

La couverture de sol est constituée principallement par des chernozems lessivés et des chernozems qui se succèdent par zones de l'ouest vers l'est. Les premiers sont représentés particulièrement par le chernozem légèrement lessivé et les autres par un chernozem normal (chocolat) ou très décarbonaté (lévigation naissante).

L'apparition des sables dans le relief éolien du nord et la présence de l'eau phréatique à petite profondeur dans la zone centrale, déterminent des modifications importantes dans le développement zonal des sols de la plaine. Les sables favorisent la pénétration vers l'est du chernozem moyennement lessivé tandis que la nappe phréatique à petite profondeur détermine dans l'ouest le développement zonal du chernozem lessivé (sur les dépôts loessoïdes) seulement dans les aires ayant l'eau phréatique au-dessous de 5—6 m de profondeur. Aux sables du relief éolien se rattachent les complexes des différents chernozems du nord ainsi que l'apparition de l'érosion éolienne.

La particularité la plus importante de la couverture de sol dans la plaine Ialomiţa—Călmăţui est représentée par la prédominance des sols soumis à l'influence de l'eau phréatique. C'est pourquoi parmi les chernozems lessivés et les chernozems,

Institutul Geologic al României

la plupart sont phréatiques humides. Très répandus sont également les sols chernozémiques de pré et les « lacoviște » chernozémiques.

En ce qui concerne la fertilité, les sols de la plaine Ialomița—Călmățui sont particulièrement valeureux. Des mesures d'amélioration sont nécesssaire seulement pour les chernozems sableux et les zones affectées par l'érosion éolienne sur le côté nord.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

PEDOLOGIE

SOLURILE CÎMPIEI ŞI DEALURILOR ORADIEI [1])

DE

ANA CONEA, C. VOLOVICI, IULIA MUCENIC I. NIŢU [2])

Suprafaţa cercetată se suprapune zonei de contact dintre cîmpia Tisei şi dealurile vestice, în sectorul în care trei văi importante se deschid către cîmpie: valea Ierului, valea Barcăului şi valea Crişului Repede. Din punct de vedere bioclimatic, sectorul este situat la tranziţia de la silvo-stepă (corespunzătoare cîmpiei) la zona forestieră a dealurilor, cu specificul rezultat din aşezarea lui geografică la exteriorul Carpaţilor Apuseni, unde influenţele central-europene se resimt într-o măsură mai mare ca în oricare altă parte a teritoriului ţării noastre. Învelişul de sol reflectă toate aceste condiţii fizico-geografice şi se caracterizează printr-o mare varietate, solurile avînd în acelaşi timp anumite trăsături specifice, care le separă într-un facies aparte, deosebit de cel danubian sau moldav. Sectorul cercetat poate fi definit ca un sector-cheie pentru cîmpia şi marginea externă a dealurilor vestice, întrucît s-au cercetat porţiuni din diferite unităţi geomorfologice, care păstrează aproximativ aceleaşi caractere pe o bună suprafaţă, atît spre nord cît şi spre sud.

Într-adevăr, sectorul de care ne ocupăm cuprinde cîmpia Crişului Repede, marginea dealurilor limitrofe cîmpiei, partea sudică a cîmpiei Careilor şi văii Ierului, parte din luncile Barcăului şi Crişului Repede (respectiv lunca şi terasele acestui rîu de la Ineu în aval). Aceste unităţi geomorfologice se deosebesc între ele prin consituţie geologică, vîrstă, geneză, litologie şi relief (pl. I).

Dealurile Oradiei, cuprinse între lunca Crişului Repede, la sud şi terasele Barcăului la nord, aparţin ca vîrstă Pliocenului superior (« echivalente Dacianului de la sud de Carpaţi », cum precizează M. PAUCĂ în lucrările sale (9, 10) şi sînt formate dintr-o alternanţă de strate nisipoase, groase de mai mulţi metri, cu strate subţiri de argile şi marne. Sînt dealuri cu coame înguste, cu atît mai înguste cu cît

[1]) Comunicare în şedinţa din 24 martie 1961.

[2]) Au colaborat cu noi, efectuînd analizele de laborator, NICULINA BRATOSIN, ELENA BUGEAC, EUGENIA IACOB, MARCELA VASILESCU, LIDIA BALABAN, ELENA COLIOS, ADRIANA PETRESCU, FLORICA POPESCU, RODICA SAFTA şi HARETA MAC.

Institutul Geologic al României

ne apropiem de Criş, unde eroziunea foarte activă, a creat pe alocuri creste ascuţite. Ca altitudine absolută, se menţin în medie între 220—280 m. Datorită eroziunii diferenţiale, argilele, deşi în strate mai subţiri, formează aproape pretutindeni materialul parental al solurilor.

Eroziunea puternică a creat pe versanţii înclinaţi mici bazinete de recepţie torenţială, dar şi bazinete de eroziune mai largi, unele din ele, azi, cu eroziune mai puţin intensă, cu versanţi care coboară în pantă lină, numai pe alocuri cu ogaşe şi ravene, în curs de transformare în mici organisme de recepţie torenţială.

Pantele acestor dealuri sînt, de regulă, puternic înclinate. Mai ales versantul dinspre Criş (cu înclinare de 30—45%) este afectat profund de eroziune, cu frecvente prăbuşiri şi alunecări, uneori stabilizate, a căror linie de desprindere a rămas sub formă de pereţi verticali.

Numai dealurile Cetariului, acoperite cu depozite loessoide, prezintă un relief mai aşezat şi mai uniform.

Dealurile Secuenilor au un aspect de platformă slab fragmentată, cu interfluvii netede, foarte largi, care se păstrează la 170—180 m alt. abs. Pantele sînt line, mai uniforme, şi numai rareori cu alunecări stabilizate. Dealurile Secuenilor fac parte din marele bazin de scufundare neogenă al Sălajului, în care depozitele pliocene se pierd sub o cuvertură groasă de depozite cuaternare. Roca de solificare este constituită în acest caz din depozit loessoid «argilos şimicaceu», cum îl descrie M. Paucă (10), gros de 20—30 m.

Partea sudică a Cîmpiei Careilor se prezintă ca o suprafaţă larg ondulată, datorită numeroaselor depresiuni alungite care o brăzdează. Este o cîmpie drenată, acoperită cu loess.

Cîmpia Crişului Repede reprezintă un fragment din cîmpia joasă a Crişurilor, larg dezvoltată în dreptul Salontei şi pe teritoriul R. P. Ungare. Are caractere tipice de cîmpie de divagare, cu întinse suprafeţe înmlăştinite. În întreaga cîmpie, apa freatică este situată la mică adîncime, iar solurile s-au născut şi evoluează sub puternica ei influenţă (pl. II).

Valea Ierului, din care am cartat numai capătul sudic, reprezintă un larg culuar, care desparte dealurile din bazinul Sălajului de Cîmpia Nirului. Este o cîmpie mlăştinoasă, cu nenumărate urme de vechi cursuri, sub forma de meandre mai mult sau mai puţin închise. Între aceste braţe, relieful este ceva mai înalt, dar slab drenat, iar solurile evoluează şi aci sub influenţa apei freatice. Pe alocuri mlaştinile acoperă suprafeţe întinse. La sud de Diosig, pînă la frontieră (respectiv la confluenţa cu Barcăul) valea Ierului se lărgeşte, iar mlaştinile cedează locul sărăturilor.

Văile Barcăului şi Crişului sînt, într-o oarecare măsură, asemănătoare între ele. Cele două rîuri au acelaşi sistem de terase, dezvoltate pe partea stîngă, şi o luncă largă. Deosebirea constă în aceea că Barcăul, fiind indiguit de mult timp (cca 100 ani) lunca lui nu mai este supusă proceselor de revărsare şi aluvionare actuală.

Institutul Geologic al României

De-a lungul celor două rîuri, s-au deosebit următoarele nivele: terasa piemontană (alt. medie rel. 70—75 m), cu podul foarte înclinat; terasa de 35—40 m, terasa de 20—22 m, cea mai dezvoltată, terasa de 6—10 m şi terasa aluvială, care se înalţă cu 2—3 m deasupra luncii.

Luncile celor două rîuri prezintă aspecte diferite: cea a Barcăului este asemănătoare, într-o oarecare măsură, văii Ierului — luncă ieşită de sub regimul de aluvionare, în curs de drenare; cea a Crişului, rîu cu putere de eroziune şi transport mare, se caracterizează prin intense procese de revărsare şi aluvionare. La ieşirea din dealuri, Crişul şi-a format un mare con de împrăştiere, pe care actualul curs îl ocoleşte pe la nord.

Din punct de vedere climatic, regiunea se caracterizează prin temperaturi medii anuale ridicate: 10,5° la Oradea, ierni relativ blînde (temperatura medie a lunii ianuarie între —1° şi —2°) şi veri mai moderate (temperatura medie a lunii iulie în jur de 21°). Cantitatea medie anuală de precipitaţii variază în jur de 600 mm, iar repartizarea precipitaţiilor este relativ uniformă în tot cursul anului, perioadele de secetă fiind foarte rare. Din acest punct de vedere sectorul cercetat se deosebeşte atît de Cîmpia Romînă, cu verile ei călduroase, cît şi de cîmpia Moldovei, cu iernile ei reci şi cu precipitaţii în jur de 500 mm.

Pentru caracterizarea vegetaţiei ne folosim — în lipsa unui studiu detailat — de indicaţiile date de I. Şerbănescu, N. Roman şi Ştefana Roman, care au făcut pe anumite sectoare o sumară recunoaştere. În sectorul cercetat, se trece treptat de la antestepa din vest spre zona de pădure de Quercinee, reprezentată prin păduri în care predomină *Q. cerris* pe terasele Barcăului, *Q. robur* pe terasele Crişului Repede şi *Q. petraea* pe dealuri. Remarcăm degradarea înaintată a acestor păduri, datorită tăierilor neraţionale şi a păşunatului abuziv, şi o tendinţă de înlocuire cu alte specii secundare ca *Tilia tomentosa* şi *Carpinus betulus*. Vegetaţia ierboasă în dealuri indică un climat umed *(Mycelis muralis, Primula vulgaris, Carex silvatica*, etc.). Pe pantele sudice, de obicei puternic erodate, s-au întîlnit exemplare izolate de *Q. cerris, Q. robur* şi tufărişuri de *Prunus spinosa, Rosa gallica*, etc.

În luncile Barcăului, Crişului Repede, pe terasele aluviale şi în valea Ierului, compoziţia vegetaţiei arată un exces de umiditate, indicat de altfel şi de solurile puternic influenţate de apa freatică. Pîlcurile de păduri întîlnite sînt formate din *Q. robur, Ulmus foliacea, Populus tremula* şi *Prunus spinosa, Viburnum opulus, Cornus mas*, etc. în subarboret.

Destul de comune sînt zăvoaiele formate din *Populus nigra, Salix alba*, invadate de *Rubus caesius, Viburnum opulus, Humulus lupulus*, etc.

Vegetaţia ierboasă este reprezentată mai ales prin asociaţii de *Agrostis tenuis* cu multă *Glyceria aquatica* în depresiuni şi *Festuca pseudovina* pe grinduri. În valea Ierului, pe solurile cu exces de umiditate, se întîlnesc asociaţii de *Ranunculus repens*,

Institutul Geologic al României

Juncus glaucus, *Iris pseudacorus*, diferite specii de *Carex* şi *Glyceria aquatica*, în afară de mlaştinile acoperite de stuf. Vegetaţia halofilă este reprezentată prin *Puccinellia distans*, *Plantago maritima*, *Matricaria camomilla*, alături de care, pe solonețurile solodizate, apare şi *Ventenata dubia*.

* * *

Cercetări pedologice în partea de vest a ţării au fost întreprinse de colectivul Academiei R.P.R. din Timişoara, sub conducerea prof. C. V. Oprea şi C.O.T. Timişoara. Pe harta de soluri respectivă (8) sînt indicate pentru sectorul cercetat de noi următoarele unităţi de soluri: în cîmpia joasă de la sud de Criş şi în valea Ierului, lăcovişti brune şi lăcovişti asfaltoide, pe care le-am paralelizat, în legenda folosită de noi, cu lăcovişti şi soluri cernoziomice de fîneaţă; pe terasele Crişului şi Barcăului, cernoziomuri brune şi cernoziomuri brune lăcoviştite, probabil cernoziomuri şi cernoziomuri levigate freatic-umede; în dealuri, soluri brun-roşcate de pădure, care trec către est în soluri brun-roşcate de pădure podzolite. Pe o mare suprafaţă, care cuprinde luncile Barcăului, Crişului şi o parte din cîmpie, sînt separate « soluri aluvionare slab, mediu şi puternic solificate». Rezultă din această hartă, că sectorul care ne interesează ar fi cuprins în zona cernoziomului levigat (?) şi în zona solului brun-roşcat de pădure. O mare extindere ar avea-o lăcoviştile şi solurile aluviale.

Din cercetările noastre rezultă de asemeni, că zonei cernoziomului levigat îi corespunde partea vestică a cîmpiei (pl. III). Limita estică a acestei zone ar trece prin dreptul localităţilor Nojorid, Sîntandrei, Tămăşeu, Roşiori, Secueni. Partea estică a sectorului cercetat aparţine zonei solurilor brune şi podzolite de pădure. Trecerea între zona cernoziomului levigat şi zona solului brun de pădure se face treptat, acolo unde relieful se menţine aproximativ la aceeaşi altitudine sau se înalţă treptat. Dacă însă contactul este marcat printr-o denivelare, se trece brusc de la cernoziomuri levigate la soluri brune.

O largă dezvoltare o au în cîmpia joasă a Crişurilor şi în valea Ierului solurile hidromorfe şi autohidromorfe, iar de-a lungul Crişului solurile de luncă în diferite stadii de evoluţie.

În cele ce urmează vom încerca să prezentăm principalele soluri din sector cu însuşirile lor caracteristice.

Soluri automorfe. Cernoziomurile levigate prezintă un profil morfologic asemănător celorlalte soluri de acelaşi tip (din cîmpia Dunării, de exemplu). Ele prezintă însă şi anumite caractere care le diferenţiază de acestea din urmă. Mai întîi, încă pe teren îţi atrage atenţia nuanţa brună pe care o prezintă întregul profil (începînd chiar din orizontul A). Numai unele cernoziomuri foarte puternic levigate de la W de Nojorid, formate pe depozite mai fine, au un orizont A de culoare brună închisă. Datele analitice arată pentru aceste soluri, cu conţinut

Institutul Geologic al României

scăzut în humus, puţin peste 2%, care însă se menţine la aceeaşi valoare pînă la 40—50 cm, de unde scade treptat în jos.

Cernoziomurile levigate din cîmpia Oradiei nu au degradare texturală. Datele analitice (tabl. 1) indică însă un conţinut mult scăzut de argilă în stratul arat; în schimb, orizontul A (sau cel mult suborizontul A/B) conţine cea mai ridicată cantitate de argilă, pe profil, respectiv la un profil format pe loess 21, 2% argilă (<0,002 mm) în stratul arat şi 30,7% în An faţă de 24% în orizontul B, iar la un sol format pe depozite mai fine: 24,8% în Aa, 39,3% în An, faţă de 36, 6% în B (tabl. 2).

Orizontul C al cernoziomurilor levigate se întîlneşte la adîncimi variate, iar subîmpărţirea acestor soluri s-a făcut ţinînd seama şi de adîncimea levigării carbonaţilor. S-au separat cernoziomuri levigate mediu, în partea de NW a sectorului, cernoziomuri puternic levigate pe terasele inferioare ale Crişului Repede şi Barcăului şi cernoziomuri foarte puternic levigate la sud de Criş. Cantitatea de CO_3Ca acumulată în acest orizont este însă mult scăzută faţă de cea acumulată în orizontul C al cernoziomurilor levigate din Cîmpia Romînă, în jur de 8%, faţă de 13—16% la acestea din urmă. Este un caracter imprimat de materialul parental sărac în CO_3Ca. Procentul de 8% CO_3 Ca în orizontul C indicat mai sus corespunde solurilor formate pe loess, pentru că cele formate pe alte depozite sînt şi mai sărace în carbonaţi. S-au întîlnit şi cernoziomuri foarte puternic levigate, evoluate pe asemenea depozite la care carbonaţii apar la peste 2 m adîncime.

Conţinutul în azot este scăzut, mai ales în stratul arat (0,09—0,10%).

Reacţia solului este slab acidă: 6,1—6,5 în orizontul A.

Capacitatea totală de schimb cationic este mijlocie în orizontul A, dar scăzută în stratul arat: aproximativ 20 me în stratul arat, faţă de 27—28 me în orizont A, iar gradul de saturaţie mai scăzut decît la cernoziomurile levigate danubiene: 85% în orizont A la un cernoziom mediu levigat (bine înţeles şi mai scăzut în stratul arat).

Cernoziomurile levigate foarte puternic, în tranziţie spre soluri brune, se întind spre est, în continuarea cernoziomurilor levigate şi ocupă o suprafaţă mare la sud de Criş. Ca profil, aceste soluri se caracterizează printr-o mare dezvoltare a orizontului B; orizontul C, dacă se întîlneşte, apare sub 2 m adîncime. Structura orizontului A (chiar şi a orizontului B) este asemănătoare celei a cernoziomurilor levigate. Orizontul lor A este afectat, parţial sau total, de o slabă podzolire, iar culoarea lui este brună cu nuanţă cenuşie. Sub acest orizont, profilul prezintă o culoare foarte închisă (brun-negricioas), caracteristică atît părţii nepodzolite a orizontului A, cît şi suborizontului de tranziţie A/B, uneori chiar părţii superioare a orizontului B.

La vestul unităţii cu asemenea soluri s-au întîlnit soluri cu un orizont A în întregime închis la culoare (profilul fiind în rest asemănător), pe care le-am

Institutul Geologic al României

considerat cernoziomuri levigate. La unele profile s-a remarcat și o slabă pseudogleizare în orizontul B.

Conținutul în humus al acestor soluri este asemănător celui al cernoziomurilor levigate: în jur de 2% pe 40—50 cm, numai la 100 cm scăzînd sub 1%. Conținutul în particule <0,002 mm atinge procentul cel mai ridicat în A/B, la solurile formate pe depozite loessoide: 34% față de 32% în An, 30% în B_1 și 28% în stratul arat. Analiza granulometrică a unui profil de la sud de Criș arată o creștere treptată a conținutului în argilă către baza profilului (de la 32% la proba 20—40 cm la 43% la proba 180—200 cm). Nu este vorba de o diferențiere texturală rezultată în urma procesului de solificare, ci de o variație a texturii depozitului pe care s-a format solul.

Celelalte însușiri fizico-chimice sînt asemănătoare celor descrise la cernoziomurile levigate (tabl. 3 și 4).

Ținînd seama de cele spuse mai sus ne punem întrebarea dacă este vorba de soluri de tranziție sau de o categorie de soluri aparte, asemănătoare celor din Moldova, pentru care N. Florea a propus denumirea de pratoziomuri.

Solurile silvestre brune s-au întîlnit atît pe terase, cît și pe dealurile de la N de Oradea, numai pe suprafețe cultivate. Profilul lor se caracterizează morfogenetic prin existența orizonturilor A, B, D, numai uneori întîlnindu-se la adîncime mare și un orizont C. Conținutul în humus, care în stratul arat atinge (la profilul analizat) aproape 2%, scade în orizontul An la 1,4%; reacția solului este slab acidă (pH=6,4) iar gradul de saturație asemănător celui al cernoziomurilor levigate din sector: 84% în An. Sînt soluri fără acumulare de argilă în orizontul B; particule <0,002 mm 38% în An, 34% în B (tabl. 5).

Solurile silvestre brune podzolite sînt formate sub pădure de *Q. cerris* și *Q. petraea* și se caracterizează prin existența orizonturilor A, B, D. Orizontul A se subîmparte în A_1 și $A_1 A_2$, mai clar sau mai slab exprimat în funcție de stadiul de podzolire. Nu au un orizont de acumulare a carbonaților. S-au subîmpărțit în:

Soluri silvestre brune podzolite slab, cu următoarele caractere morfologice și însușiri fizico-chimice principale (tabl. 6):

Orizontul A, în general nedivizat, dar în care pudrarea cu silice a elementelor structurale este evidentă în întreg orizontul. Valorile pH coboară în orizontul A sub 6, iar gradul de saturație sub 70%. Au o capacitate totală de schimb în orizonturile superioare scăzută (15—17 me, chiar 12 me în stratul arat) și un conținut de humus scăzut de la suprafață (dacă nu sînt sub pădure).

Soluri silvestre brune podzolite mediu, cu un orizont A divizat în A_1 de culoare cenușie-castanie, structurat în grăunți friabili, și $A_1 A_2$ cenușiu-albicios, fără structură sau structurat în bulgărași friabili. Conținutul în humus, ridicat la suprafață dacă solul este sub pădure, scade repede în jos. Au o

Institutul Geologic al României

reacţie acidă: 5,1—5,2 în A, o capacitate totală de schimb cationic scăzută în acelaşi orizont: 14 me în A_1, 12 me în A_2, un grad de saturaţie scăzut: 49% în A_1, 45% în A_2, şi o diferenţiere texturală pronunţată (raportul dintre conţinutul de particule <0,002 din B şi A este aproape 2 (tabl. 7).

Solurile silvestre brune podzolite puternic, care prezintă un profil foarte asemănător solurilor podzolice. Ele s-au întîlnit pe o mică suprafaţă, astfel încît nu insistăm asupra lor.

Mare parte a solurilor brune podzolite sînt pseudogleizate, mai ales cele formate pe depozitele cu textură fină ale teraselor Crişului.

Din caracterizarea sumară făcută mai sus, constatăm că solurile automorfe din cîmpia şi dealurile vestice prezintă unele caractere care le deosebesc de cele din alte părţi ale ţării. Subliniem ca un caracter general tendinţa accentuată de debazificare a tuturor acestor soluri, începînd cu cernoziomurile levigate. Gradul lor de saturaţie este mai scăzut faţă de cel al solurilor de tipuri corespunzătoare din sudul sau estul ţării. Aceasta se datorează atît rocilor sărace în CO_3Ca, pe care se formează, cît şi regimului hidric al solului, determinat de un climat relativ umed tot timpul anului.

Se constată de asemeni o înălbire la suprafaţă a tuturor solurilor cultivate, iar datele analitice indică o sărăcire a stratului arat în humus, azot, baze de schimb, etc. intensa şi străvechea cultivare a acestor soluri pare să fie cauza principală a acestui fenomen, cu tot gunoiul de grajd pe care localnicii îl transportă anual pe ogoare.

În ceea ce priveşte cernoziomurile levigate, este sigur că ele formează un facies vestic în cadrul ţării noastre, facies în care influenţa central-europeană se reflectă în profil, aşa cum am arătat mai sus.

Solurile autohidromorfe şi hidromorfe. Cernoziomurile levigate de fîneaţă (freatic umede) s-au întîlnit pe terasele inferioare ale rîurilor şi mai ales în depresiunea Ierului, unde sînt dominate în învelişul de sol. Ele au evoluat sub influenţa apei freatice situată azi la 2,5—5 m adîncime şi prezintă un profil asemănător cu al cernoziomu- rilor levigate, de care se deosebesc prin regimul hidric, prin gleizarea orizontului C şi prin unele însuşiri fizico-chimice (tabl. 8).

Conţinutul în humus este puţin mai ridicat decît la cernoziomurile levigate (2,7%), dar încadrîndu-se tot în categoria solurilor sărace în humus. Humusul este antrenat însă adînc pe profil: 1,3% humus la 65—80 cm. Reacţia solului este neutră în orizontul A, conţinutul în azot mai ridicat (0,16%), iar cantitatea de CO_3Ca acumulată în orizontul C mai mare: 14%, faţă de 8% la cernoziomurile levigate din sector, dar inferioară celei acumulate în cernoziomurile de fîneaţă levigate din Cîmpia Romînă.

Capacitatea de schimb cationic este moderată, gradul de saturaţie 85% în orizontul A.

Institutul Geologic al României

Cernoziomurile levigate de fîneață sînt solurile autohidromorfe din zona de cernoziom levigat a sectorului, iar lăcovi ş tile solurile hidromorfe din aceeași zonă, răspîndite mai ales în cîmpia joasă a Crișului și în valea Ierului. (vezi însușirile fizico-chimice în tabl. 9). S-au separat și stadii de tranziție: semilăcovişti și soluri cernoziomice de fîneață, primele cu apa freatică între 1—2 m, ultimele între 2—3 m.

Alături de acestea apar și soluri halohidromorfe: soloneţuri, majoritatea cu coloane la adîncime medie, cu orizontul A solodizat. Aparţin tipului de salinizare sodică (tabl. 10). Prin evoluție, soloneţurile acestea trec în solodii, care ocupă porțiunile mai joase ale depresiunilor.

În zona de pădure s-au întîlnit ca soluri autohidromorfe soluri silvestre brune freatic umede, iar ca soluri hidromorfe soluri dernogleice (pe unele văi secundare și soluri humicogleice). Mai ales în lunca Barcăului au o largă răspîndire solurile gleice, uneori podzolite. Ca stadiu de tranziție s-au separat soluri brune semigleice podzolite sau nu (tabl. 11). Este interesant de remarcat că la solurile brune semigleice din lunca Barcăului s-a întîlnit la o anumită adîncime un orizont în care s-au acumulat cantități mici de CO_3Ca, din apa freatică (tabl. 12).

Solurile aluviale, în diferite stadii de evoluție s-au întîlnit numai în lunca Crișului, formate pe aluviuni necarbonatice. Aceste soluri au fost subîmpărțite în: soluri brune aluviale, uneori slab podzolite și cernoziomuri aluviale, ca cele mai evoluate soluri de luncă, în al căror profil orizonturile genetice caracteristice tipului sînt bine diferențiate, dar solul prezintă variația texturală în suprafață și pe profil, caracteristică solurilor de luncă; soluri aluviale (slab și mediu evoluate), soluri aluviale stratificate, frecvent împrospătate cu aluviuni, iar în albia majoră propriu-zisă a rîului aluviuni recente. Tot în categoria solurilor de luncă au fost incluse și solurile dernogleice și dernosemigleice din lunca drenată a Barcăului.

* * *

Din cercetările noastre rezultă următoarea raionare agro-pedoameliorativă (pl. IV):

Zona cernoziomului levigat. 1. *Raionul de cîmpie loessică drenată Tacota*, caracterizat prin dominanța cernoziomurilor mediu levigate cu textura lutoasă și un relief slab vălurit, ceea ce face posibilă aplicarea pe scară largă a mecanizării, fără alte măsuri de ameliorare.

2. *Raionul de cîmpie piemontană drenată Roit-Nojorid*, în care domină cernoziomurile levigate mediu, puternic și foarte puternic, însă cu textură fină. Relieful permite de asemenea integrala mecanizare a lucrărilor. Din cauza texturii fine, lucrările arătorii trebuie să se facă în perioada de umiditate optimă. Pentru ridicarea fertilității solurilor este necesară aplicarea de îngrășăminte organice și minerale,

Institutul Geologic al României

3. *Raionul de cîmpie joasă mlăştinoasă (cuprinzînd valea Ierului şi lunca Barcă ului*). Varietatea solurilor întîlnite (cernoziomuri levigate freatic umede, semilăcovişti, lăcovişti, solodii, în zona cernoziomului levigat, şi soluri dernogleice, dernosemigleice, în zona solului brun de pădure) este strîns legată de configuraţia microreliefului şi de influenţa apei freatice situată la mică adîncime. Sînt frecvente mlaştinile şi bălţile. Din această cauză şi cultivarea raţională necesită în primul rînd măsuri de drenare a întregii văi şi apoi aplicarea diferenţiată atît a măsurilor de ameliorare cît şi a celor agrotehnice, ţinîndu-se seama de starea actuală a solurilor, de însuşirile lor fizico-chimice. Mecanizarea se poate aplica pe suprafeţe restrînse. Este indicată mai ales cultura plantelor legumicole.

4. *Raionul de cîmpie joasă aluvială a Crişului Repede*, care are în linii generale condiţii asemănătoare celor descrise mai sus. Cuprinde cîmpia dintre Criş şi Barcău şi terasele inferioare ale acestor rîuri. Şi aici se impun măsuri de drenare şi aplicarea unei agrotehnici diferenţiate. În ceea ce priveşte solurile aluviale, este necesară în prim rînd scoaterea lor de sub regimul de revărsare şi aluvionare.

Z o n a s o l u l u i s i l v e s t r u b r u n. 1. *Raionul dealurilor joase slab fragmentate ale Secuenilor* cuprinde dealurile Secuenilor şi terasele de confluenţă dintre Barcău şi Ier. Textura mijlocie şi relieful cu coame largi şi netede permite o mai largă mecanizare a lucrărilor agricole iar viile şi livezile găsesc condiţii foarte bune de dezvoltare. Este necesară şi aici aplicarea de îngrăşăminte organice şi minerale.

2. *Raionul dealurilor joase puternic fragmentate ale Oradiei* se caracterizează prin marea energie de relief şi printr-o eroziune înaintată a solurilor (pl. V), însoţită de frecvente alunecări. Extinderea mare a viticulturii şi pomiculturii fără a se lua măsurile de protecţie a solului a dus la degradarea unei mari suprafeţe. Se impun măsuri energice de combatere a eroziunii prin terasări, pentru refacerea solului şi asigurarea unor producţii sporite. Se recomandă păstrarea sectoarelor împădurite de pe pantele nordice şi coeam.

3. *Raionul teraselor Barcăului* cuprinde terasele de pe stînga rîului, pe care se întîlnesc soluri brune de pădure în diferite stadii de podzolire, ca şi soluri hidromorfe (dernogleice şi dernosemigleice). Culturile agricole ocupă şi aici primul loc, suprafeţele cu păduri şi fîneţe fiind restrînse. Pentru îmbunătăţirea proprietăţilor fizico-chimice se recomandă aplicarea de îngrăşăminte în doze mai mari. Nu se recomandă adîncimea stratului arat la solurile podzolite pentru a nu se aduce la suprafaţă materialul nefertil din suborizontul cu acumulare de sillice, decît dacă se iau măsurile agro-ameliorative corespunzătoare.

4. *Raionul teraselor Crişului* prezintă condiţii fizico-geografice asemănătoare. Solurile sînt însă intens pseudogleizate, de aceea în acest raion se impun şi măsuri de drenare pentru îndepărtarea surplusului de apă.

5. *Raionul luncilor Barcăului şi Crişului.* Cele două lunci au caractere diferite: lunca Barcăului este parţial drenată şi are soluri în general cu textură fină, cu exces

Institutul Geologic al României

de umezeală o bună parte din an, pe alocuri chiar mlăştinoase; lunca Crişului este încă supusă inundaţiilor temporare, solurile sînt mai tinere şi au textura mai grosieră. Se recomandă a fi extinse culturile legumicole odată cu aplicarea măsurilor de drenare, scoaterea de sub regimul de inundaţii, etc.

BIBLIOGRAFIE

1. Cernescu N. Facteurs de climat et zones de sols en Roumanie. *Inst. Geol. Rom. Stud. techn. econ.*, seria C, nr. 2, Bucureşti 1934.
2. Cernescu N. Clasificarea solurilor hidromorfe (cu exces de umiditate). *Cercetări de pedologie*. Bucureşti 1958.
3. Chiriţă C. Pedologie generală. Bucureşti 1955.
4. Dissescu C. Cap. Climatologie, în *Manualul inginerului agronom*, I, Bucureşti 1952.
5. Ionescu—Sişeşti Gh. şi Staicu Ir. Agrotehnica, Bucureşti 1958.
6. Oprea C. V. Lăcoviştile din cîmpia de vest a R.P.R. Vol. omagial acad. Ionescu—Sişeşti Gh, pag. 553—559, Bucureşti 1961.
7. Oprea C. V. Contribuţii la cunoşterea perioadelor caracteristice de geneză şi evoluţie a solului din cîmpia de vest a R.P.R. *Studii şi cercetări ştiinţifice, seria Şt. agricole*, III, 3—4, Timişoara 1956.
8. Oprea C. V., Drăgan I., Crişan I. şi Opriş L. Fondul pedologic al părţii de vest a ţării şi valoarea lui agricolă, *Stud. Cerc. şt.* IV. 1—2, 1957.
9. Paucă M. Geologia regiunii Tătăraş—Suplac (reg. Bihor). *An. Com. Geol.*, XXV, Bucureşti 1953.
10. Paucă M. Neogenul din bazinele externe ale Munţilor Apuseni. *An. Com. Geol.*, XXVII, Bucureşti 1954.
11. Staicu Ir., Oprea C. V. şi Mureşanu L. P. Noi contribuţii la cunoaşterea sărăturilor în cîmpia de vest a R.P.R. *Stud. Cerc. şt., seria Şt. agricole*, III, 3—4, Timişoara, 1956.
12. * * * Monografia R.P.R. Edit. Acad. R.P.R. Bucureşti 1960.

ПОЧВЫ РАВНИНЫ И ХОЛМОВ ОРАДИИ.

А. КОНЯ, Ч. ВОЛОВИЧЬ, Ю. МУЧЕНИК, Н. НИЦУ

(Краткое содержание).

Исследуемая область расположена при контакте между равниной Тисса и западными холмами Р.Н.Р. на уровне г. Орадия. Она характеризуется, климатически, годичной температурой = 10,°5 и Рм, около 600 мм. Зима теплая, лето умеренное, а атмосферные осадки распределяются равномерно в течении всего года. Заметны климатические центрально европейские вияния.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 1

Cernoziom mediu levigat, lutos

P. 131—5068/3, 1:25.000, N Diosig, loc plan, cultivat Colectat şi descris de C. Volovici.

Analişti: Cationi schimbabili şi P_2O_5, E. Bugeac; humus şi CO_3Ca, M. Dobrescu; analiza granulometrică, Al. Dimitriu.

Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°.

Orizontul			Aa	An	A/B	B_1	B_2	C_1	C_2	C_2
Adîncimea în cm			0—13	25—45	46—66	67—87	90—110	120—140	150—170	180—200
Apa higroscopică în %			1,6	2,4	2,3	2,1	2,0	1,8	1,8	2,0
Fracţiuni granulometrice în %	Argilă (< 0,002 mm)		21,0	30,6	26,7	24,3	—	20,0	—	22,6
	Praf (0,002—0,02 mm)		21,3	20,3	19,5	21,9	—	20,7	—	26,9
	Nisip fin (0,02—0,2 mm)		56,8	48,9	52,2	55,1	—	50,3	—	45,8
	Nisip grosier (0,2—2 mm)		0,1	0,0	0,0	0,1	—	0,1	—	0,1
	Argilă fină (< 0,001 mm)		18,6	28,4	23,9	21,5	—	17,6	—	19,3
	Argilă fizică (< 0,01 mm)		30,9	40,6	36,4	34,4	—	29,9	—	35,3
	recalcularea la partea sticatică	< 0,002 mm	21,2	39,7	27,2	24,0	—	22,0	—	23,7
		0,002—0,02 mm	21,5	20,3	19,6	21,6	—	22,7	—	28,2
		0,02—0,2 mm	57,2	49,0	53,2	54,3	—	55,2	—	48,0
		0,2—2 mm	0,1	0,0	0,0	0,1	—	0,1	—	0,1
		< 0,001 mm	18,7	28,5	24,3	21,2	—	19,6	—	20,3
		< 0,01 mm	31,2	40,8	37,0	33,9	—	32,9	—	37,0
Humus în %			2,0	1,9	1,1	1,1	0,8	0,8	—	—
Azot total în %			0,09	0,11	—	—	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)			14,9	11,9	—	—	—	—	—	—
CO_3Ca în %			—	—	—	—	—	8,3	7,3	5,7
pH în suspensie apoasă			6,2	6,5	6,9	6,9	—	8,4	—	8,5
P_2O_5 total în %			0,13	0,12	—	—	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca^{++}	11,58	18,74	17,60	16,98	—	14 62	—	—
		Mg^{++}	2,95	3,69	3,64	3,34	—	1,89	—	—
		K^{+}	0,25	0,35	0,26	0,25	—	0,24	—	—
		Na^{+}	0,61	0,83	0,77	0,81	—	0,77	—	—
		H^{+}	4,51	4,11	3,09	2,55	—	—	—	—
		T	19,90	27,72	25,36	23,93	—	17,52	—	—
	Procente din T	Ca^{++}	58,2	67,6	69,4	71,0	—	83,4	—	—
		Mg^{++}	14,9	13,3	14,4	13,9	—	10,8	—	—
		K^{+}	1,3	1,3	1,0	1,1	—	1,4	—	—
		Na^{+}	3,0	3,0	3,0	3,3	—	4,4	—	—
		H^{+}	22,6	14,8	12,2	10,7	—	—	—	—
Gradul de saturaţie (V) în %			77,4	85,2	87,8	89,3	—	100,0	—	—

Descrierea profilului:

Aa	0—13 cm	lut mediu, castaniu cenuşiu, pulverulent şi bulgări, rădăcini, uscat;
At	13—21 cm	lut mediu, brun castaniu, tasat, compact, uscat, trecere netă;
An	21—45 cm	lut mediu, brun închis, grăunţi mici şi medii, rădăcini, reavăn, trecere treptată;
A/B	45—67 cm	lut mediu, brun cu pete mai închise, nuciform, reavăn, rădăcini, trecere treptată;
B_1	67—87 cm	lut mediu, brun cu pete castanii, prismatic-columnoid, slab compact, rare, rădăcini, reavăn, trecere treptată;
B_2	87—115 cm	lut mediu, castaniu cu pete brune, bulgări alungiţi, reavăn, trecere clară;
C_1	115—147 cm	lut mediu, castaniu gălbui cu pete mai închise, bulgări friabili, reavăn, acumulări de carbonat de calciu sub formă de vinişoare şi concreţiuni tari rare, trecere treptată;
C_2	147—210 cm	lut mediu, gălbui cu pete castanii, aspect loessic, reavăn, bulgări friabili acumulare maximă de CO_3Ca sub forma de vinişoare şi concreţiuni.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 2

Cernoziom foarte puternic levigat, lut argilos (Pratoziom?)

P. 100—5267/2, 1:25.000, E Roit, teren plan, cultivat.

Colectat şi descris de I. NIŢU.

Analişti: Cationi schimbabili, LIDIA BALABAN; P_2O_5, E. BUGEAC; humus, M. DOBRESCU; analiza granulometrică, AL. DIMITRIU.

Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°.

Orizontul			Aa	An	A/B	B_1	B_3	B_4
Adîncimea în cm			0—15	20—40	40—60	65—85	125—150	190—210
Apa higroscopică în %			1,8	2,8	3,3	3,1	3,6	3,8
Fracţiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	24,9	39,3	41,5	36,9	41,9	44,3
		Praf (0,002—0,02 mm)	30,2	25,7	25,6	28,0	27,2	25,6
		Nisip fin (0,02—0,2 mm)	44,5	34,8	31,9	36,0	30,0	31,1
		Nisip grosier (0,2—2 mm)	0,9	0,1	0,1	0,1	0,3	0,5
		Argilă fină (< 0,001 mm)	21,4	53,8	38,3	33,5	38,5	40,6
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	39,3	52,4	54,3	51,0	56,3	57,3
	recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	24,8	39,3	41,9	36,6	42,2	43,7
		0,002—0,02 mm	30,0	25,6	25,8	27,7	27,3	25,2
		0,02—0,2 mm	44,8	34,9	32,2	35,6	30,1	30,6
		0,2—2 mm	0,4	0,2	0,1	0,1	0,4	0,5
		< 0,001 mm	21,3	53,8	38,7	33,1	38,7	40,0
		< 0,01 mm	39,1	52,5	54,8	50,5	56,6	56,4
Humus în %			2,1	2,4	2,0	1,3	0,7	0,7
Azot total în %			0,10	0,11	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)			14,8	15,0	—	—	—	—
pH în suspensie apoasă			6,1	6,5	6,9	7,1	7,3	7,2
P_2O_2 total în %			0,12	0,11	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca^{++}	11,72	18,30	21,79	20,40	22,08	21,79
		Mg^{++}	2,82	4,68	5,40	5,18	5,26	5,39
		K^{+}	0,27	0,34	0,41	0,35	0,35	0,32
		Na^{+}	0,32	0,29	0,41	0,34	0,43	0,40
		H^{+}	4,84	4,87	4,09	3,71	3,43	3,56
		T	19,97	28,48	32,10	29,98	31,55	31,36
	Procente din T	Ca^{++}	58,7	64,3	67,8	68,1	70,00	69,2
		Mg^{++}	14,1	16,4	16,8	17,3	16,7	17,2
		K^{+}	1,4	1,2	1,3	1,2	1,1	1,0
		Na^{+}	1,6	1,0	1,3	1,1	1,3	1,3
		H^{+}	24,2	17,1	12,8	12,3	10,9	11,3
Gradul de saturaţie (v) în %			75,8	82,9	87,2	87,7	89,1	88,7

Descrierea profilului:

Aa	0— 16 cm	lut mediu, castaniu brun, pulverulent şi bulgări mici, uscat, multe rădăcini;
An	16— 40 cm	lut argilos, brun închis, grăunţi colţuraţi medii, stabili, uscat, uşor compact;
A/B	40— 60 cm	lut argilos, brun, nuciform şi bulgări mici ce se desfac în grăunţi mari, compact, uscat, trecere treptată;
B_1	60— 90 cm	lut argilos, brun cu pete castanii, prismatic, compact, uscat, fisurat, trecere treptată;
B_2	90—120 cm	lut argilos, castaniu închis cu nuanţă roşcată, argilă, prismatic, compact, reavăn, trecere treptată;
B_3	120—155 cm	lut argilos, castaniu închis mai roşcat, bulgări mari, jilav, compact, trecere treptată;
B_4	155—210 cm	lut argilos, castaniu roşcat închis cu rare pete cenuşii, jilav.

Separaţii ferimanganice şi bobovine mici în orizontul B.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 3

Sol brun de pădure în tranziție spre cernoziom foarte puternic levigat, lut argilos (Pratoziom?)

P. 1—5268/1, 1:25.000, S Nojorid, teren plan înalt, cultivat.

Colectat și descris de I. NIȚU.

Analiști: Cationi schimbători și P_2O_5, E. IACOB; humus, M. DOBRESCU; analiza granulometrică, AL. DIMITRIU.

Rezultatele sînt exprimate față de solul uscat la 105°.

Orizontul			Aa	An	A_5B	B_1	B_3	B_5
Adîncimea în cm			0—1	20—40	41—55	55—70	100—120	180—200
Apa higroscopică în %			2,3	2,8	3,5	4,0	4,3	4,9
Fracțiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	23,5	32,7	36,3	39,1	39,4	45,0
		Praf (0,002—0,02 mm)	31,7	29,1	29,5	28,6	32,0	27,0
		Nisip fin (0,02—0,2 mm)	42,6	40,0	36,9	34,9	30,8	30,0
		Nisip grosier (0,2—2 mm)	0,5	0,3	0,1	0,1	0,6	0,7
		Argilă fină (< 0,001 mm)	20,6	26,5	27,6	35,0	35,7	41,1
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	37,7	44,9	50,6	53,2	54,7	58,2
	recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	23,2	32,0	35,3	38,1	38,4	43,9
		0,002—0,2 mm	32,9	28,5	28,7	27,8	31,1	26,3
		0,02—0,2 mm	43,4	39,2	35,9	34,0	29,9	29,2
		0,2—2 mm	0,5	0,3	0,1	0,1	0,6	0,6
		< 0,001 mm	21,0	25,9	26,8	34,1	34,7	40,1
		< 0,01 mm	38,4	43,9	49,2	52,0	53,4	56,9
Humus în %			2,6	2,2	2,0	1,7	0,8	0,7
Azot total în %			0,13	0,11	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)			13,3	13,1	—	—	—	—
pH în suspensie apoasă			6,3	6,7	6,7	6,8	6,9	6,8
P_2O_5 total în %			0,14	0,12	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca++	11,30	14,35	16,97	19,16	19,45	20,81
		Mg++	3,39	3,48	4,95	5,85	6,26	6,79
		K+	0,26	0,23	0,31	0,35	0,32	0,33
		Na+	0,25	0,29	0,40	0,49	0,51	0,54
		H+	3,92	3,76	3,99	4,17	3,44	3,91
		T	19,12	22,11	26,62	30,02	29,98	32,38
	Procente din T	Ca++	59,1	64,1	63,7	63,8	64,9	64,2
		Mg++	17,7	17,2	18,6	19,5	20,9	21,0
		K+	1,4	1,1	1,2	1,1	1,0	1,0
		Na+	1,3	1,3	1,5	1,7	1,8	1,7
		H+	20,5	16,3	15,0	13,9	11,4	12,1
Gradul de saturație (V) în %			79,5	83,7	85,0	86,1	88,6	87,9

Descrierea profilului:

A	0— 18 cm	lut mediu, castaniu cenușiu, pulverulent și bulgări, uscat;
An	18— 41 cm	lut argilos, brun, grăunți colțurați medii, uscat, compact, fisurat, trecere treptată;
/AB	41— 55 cm	lut argilos, brun închis, nuciform și grăunți mari, foarte compact, uscat trecere treptată;
B_1	55— 72 cm	lut argilos, brun închis, prismatic, foarte compact, uscat, fisurat, trecere treptată;
B_2	72— 93 cm	lut argilos, brun castaniu, bulgări mari, foarte compact, uscat, trecere treptată;
B_3	93—129 cm	lut argilos, castaniu închis, ușor roșcat cu pete cenușii, columnoid, reavăn, compact, trecere treptată;
B_4	129—170 cm	lut argilos, castaniu cu nuanță roșcată cu pete multe cenușii vineții și ruginii, pe fețele verticale ale agregatelor structurale, umed, trecere treptată;
B_5	170—240 cm	lut argilos, castaniu roșcat închis cu pete cenușii și multe pete ruginii umed, trecere treptată;
	240—300 cm	lut argilos, castaniu cu nuanță roșcată, umed, nu face efervescență.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 4

Sol brun de pădure în tranziție spre cernoziom foarte puternic levigat, lutos

P. 67—5068/3, 1:25.000, NE Roșiori, pantă lină vestică, cultivat.

Colectat și descris de C. VOLOVICI.

Analiști: Cationi schimbabili și P_2O_5, M. VASILESCU; humus și CO_3Ca, M. DOBRESCU; liza granulometrică, AL. DIMITRIU.

Rezultatele sînt exprimate față de solul uscat la 105°.

Orizontul			Aa	An	A/B	B_1	B_2	B_3	C
Adîncimea în cm			0—13	20—40	50—70	85—105	125—145	155—175	180—200
Apa higroscopică în %			2,8	3,4	3,6	3,5	2,8	3,1	3,2
Fracțiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	27,6	32,0	34,2	30,7	25,0	—	23,4
		Praf (0,002—0,02 mm)	21,9	22,3	21,4	22,7	25,4	—	29,4
		Nisip fin (0,02—0,2 mm)	48,4	45,4	44,0	47,2	47,4	—	44,4
		Nisip grosier (0,2—2 mm)	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	—	0,1
		Argilă fină (< 0,001 mm)	25,1	29,3	30,9	27,5	23,8	—	21,7
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	37,3	37,1	44,0	41,5	37,5	—	38,3
	Recalculate la parta silicatică	< 0,002 mm	28,1	32,0	34,4	30,4	25,5	—	24,0
		0,002—0,02 mm	22,3	22,4	21,4	22,6	26,0	—	30,4
		0,02—0,2 mm	49,1	45,5	44,1	46,9	48,4	—	45,5
		0,2—2 mm	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	—	0,1
		< 0,001 mm	25,5	29,4	31,0	27,3	24,4	—	22,2
		< 0,01 mm	37,9	37,2	44,1	41,2	38,4	—	39,2
Humus în %			2,6	1,8	1,6	1,2	1,5	—	—
Azot total în %			0,13	0,11	—	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)			12,9	11,6	—	—	—	—	—
CO_3Ca în %			—	—	—	—	—	—	0,8
pH în suspensie apoasă			6,3	6,8	7,1	7,4	7,3	6,8	8,1
P_2O_5 total în %			0,17	0,14	—	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca^{++}	15,10	17,15	—	18,50	—	17,10	—
		Mg^{++}	4,02	4,45	—	4,91	—	3,04	—
		K^{+}	0,41	0,34	—	0,30	—	0,24	—
		Na^{-}	0,48	0,41	—	0,52	—	0,61	—
		H^{+}	3,43	3,12	—	2,62	—	2,74	—
		T	23,44	25,47	—	26,83	—	23,73	—
	Procente din T	Ca^{++}	64,5	67,3	—	69,0	—	72,0	
		Mg^{++}	17,1	17,5	—	18,3	—	12,8	
		K^{+}	1,7	1,3	—	1,1	—	1,0	
		Na^{+}	2,1	1,6	—	1,9	—	2,6	
		H^{+}	14,6	12,3	—	9,7	—	11,6	
Gradul de saturație (V) în %			85,4	87,7	—	90,3	—	88,4	

Descrierea profilului:

Aa 0— 13 cm lut mediu, brun castaniu, pulverulent și bulgărași, multe rădăcini, trecere netă;

An 13— 48 cm lut mediu, brun, grăunți medii și mici, colțurați, reavăn, rădăcini, rar separațiuni punctiforme ferimanganice, trecere treptată;

A/B 48— 72 cm lut argilos, brun castaniu închis, nuciform, jilav, separații punctiforme ferimanganice mai frecvente, rădăcini rare, trecere treptată;

B_1 72—116 cm lut argilos, brun castaniu, prismatic, slab compact, umed, (ține apă), separațiuni punctiforme ferimanganice, trecere treptată;

B_2 116—150 cm lut mediu, castaniu cu pete brune, bulgări alungiți (prismatic-columnoid), umed, separații ferimanganice, crotovine, trecere clară;

B_3 150—177 cm lut mediu, castaniu gălbui cu reflexe roșcate și pete brune, bulgări alungiți friabili, umed, crotovine, separații ferimanganice și mici bobovine, trecere clară;

C 177—222 cm lut mediu, castaniu gălbui, bulgări friabili, umed, separații ferimanganice și bobovine, CO_3Ca acumulat sub formă de vinișoare și concrețiuni.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 4

Sol brun de pădure în tranziție spre cernoziom foarte puternic levigat, lutos

P. 67—5068/3, 1:25.000, NE Roșiori, pantă lină vestică, cultivat.

Colectat și descris de C. VOLOVICI.

Analiști: Cationi schimbabili și P_2O_5, M. VASILESCU; humus și CO_3Ca, M. DOBRESCU; liza granulometrică, AL. DIMITRIU.

Rezultatele sînt exprimate față de solul uscat la 105°.

Orizontul			Aa	An	A/B	B_1	B_2	B_3	C
Adîncimea în cm			0—13	20—40	50—70	85—105	125—145	155—175	180—200
Apa higroscopică în %			2,8	3,4	3,6	3,5	2,8	3,1	3,2
Fracțiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	27,6	32,0	34,2	30,7	25,0	—	23,4
		Praf (0,002—0,02 mm)	21,9	22,3	21,4	22,7	25,4	—	29,4
		Nisip fin (0,02—0,2 mm)	48,4	45,4	44,0	47,2	47,4	—	44,4
		Nisip grosier (0,2—2 mm)	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	—	0,1
		Argilă fină (< 0,001 mm)	25,1	29,3	30,9	27,5	23,8	—	21,7
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	37,3	37,1	44,0	41,5	37,5	—	38,3
	Recalculate la parta silicatică	< 0,002 mm	28,1	32,0	34,4	30,4	25,5	—	24,0
		0,002—0,02 mm	22,3	22,4	21,4	22,6	26,0	—	30,4
		0,02—0,2 mm	49,1	45,5	44,1	46,9	48,4	—	45,5
		0,2—2 mm	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	—	0,1
		< 0,001 mm	25,5	29,4	31,0	27,3	24,4	—	22,2
		< 0,01 mm	37,9	37,2	44,1	41,2	38,4	—	39,2
Humus în %			2,6	1,8	1,6	1,2	1,5	—	—
Azot total în %			0,13	0,11	—	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)			12,9	11,6	—	—	—	—	—
CO_3Ca în %			—	—	—	—	—	—	0,8
pH în suspensie apoasă			6,3	6,8	7,1	7,4	7,3	6,8	8,1
P_2O_5 total în %			0,17	0,14	—	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca^{++}	15,10	17,15	—	18,50	—	17,10	—
		Mg^{++}	4,02	4,45	—	4,91	—	3,04	—
		K^{+}	0,41	0,34	—	0,30	—	0,24	—
		Na^{+}	0,48	0,41	—	0,52	—	0,61	—
		H^{+}	3,43	3,12	—	2,62	—	2,74	—
		T	23,44	25,47	—	26,83	—	23,73	—
	Procente din T	Ca^{++}	64,5	67,3	—	69,0	—	72,0	
		Mg^{++}	17,1	17,5	—	18,3	—	12,8	
		K^{+}	1,7	1,3	—	1,1	—	1,0	
		Na^{+}	2,1	1,6	—	1,9	—	2,6	
		H^{+}	14,6	12,3	—	9,7	—	11,6	
Gradul de saturație (V) în %			85,4	87,7	—	90,3	—	88,4	

Descrierea profilului:

Aa	0— 13 cm	lut mediu, brun castaniu, pulverulent și bulgărași, multe rădăcini, trecere netă;
An	13— 48 cm	lut mediu, brun, grăunți medii și mici, colțurați, reavăn, rădăcini, rar separațiuni punctiforme ferimanganice, trecere treptată;
A/B	48— 72 cm	lut argilos, brun castaniu închis, nuciform, jilav, separații punctiforme ferimanganice mai frecvente, rădăcini rare, trecere treptată;
B_1	72—116 cm	lut argilos, brun castaniu, prismatic, slab compact, umed, (ține apă), separațiuni punctiforme ferimanganice, trecere treptată;
B_2	116—150 cm	lut mediu, castaniu cu pete brune, bulgări alungiți (prismatic-columnoid), umed, separații ferimanganice, crotovine, trecere clară;
B_3	150—177 cm	lut mediu, castaniu gălbui cu reflexe roșcate și pete brune, bulgări alungiți friabili, umed, crotovine, separații ferimanganice și mici bobovine, trecere clară;
C	177—222 cm	lut mediu, castaniu gălbui, bulgări friabili, umed, separații ferimanganice și bobovine, CO_3Ca acumulat sub formă de vinișoare și concrețiuni.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 5

Sol brun de pădure format pe depozit bistratificat

P. 50—5168/1, 1:25.000, S Biharia, terasa Crişului, teren plan, cultivat
Colectat şi descris de I. NIŢU

Analişti: Cationi schimbabilii, FL. POPESCU; P_2O_5, R. SAFTA; humus, M. DOBRESCU; analiza granulometrică, AL. DIMITRIU.

Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°.

Orizontul			Aa	An	A/B	B_1	B_3	C
Adîncimea în cm			0—17	20—40	50—68	70—90	130—160	170—190
Apa higroscopică în %			2,5	3,9	4,0	3,8	4,6	4,8
Fracţiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	28,4	39,9	37,0	33,7	42,2	40,9
		Praf (0,002—0,02 mm)	26,4	23,5	24,5	26,0	25,4	23,2
		Nisip fin (0,02—0,2 mm)	43,9	39,7	39,6	38,6	30,9	31,9
		Nisip grosier (0,2—2 mm)	0,1	0,05	0,05	0,09	0,5	0,8
		Argilă fină (< 0,001 mm)	24,8	35,3	31,1	28,8	38,4	37,0
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	40,8	50,5	47,9	46,1	53,8	51,6
	Recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	28,6	38,7	36,4	34,2	42,6	42,2
		0,002—0,02 mm	26,8	22,8	24,4	26,4	25,6	24,0
		0,02—0,2 mm	44,5	38,4	39,1	39,3	31,2	33,0
		0,2—2 mm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,6	0,8
		< 0,001 mm	25,2	34,2	30,7	29,3	38,8	38,2
		< 0,01 mm	41,3	48,9	47,1	47,0	54,4	53,5
Humus în %			1,9	1,4	1,0	0,7	0,3	—
Azot total în %			0,10	0,09	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)			13,1	11,5	—	—	—	—
CO_3Ca în %			—	—	—	—	—	3,2
pH în suspensie apoasă			5,7	6,4	—	7,1	7,2	—
P_2O_5 total în %			0,08	0,07	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Miliechivali	Ca^{++}	9,62	18,75	—	20,22	26,42	
		Mg^{++}	3,25	4,90	—	4,32	3,49	
		K^+	0,27	0,32	—	0,26	0,26	
		Na^+	0,39	0,41	—	0,51	0,58	
		H^+	5,75	4,58	—	3,00	3,22	
		T	19,28	28,96	—	28,31	33,97	
	Procente din T	Ca^{++}	49,9	64,7	—	71,5	77,8	
		Mg^{++}	16,9	16,9	—	15,2	10,3	
		K^+	1,4	1,1	—	0,9	0,7	
		Na^+	2,0	1,4	—	1,8	1,7	
		H^+	29,8	15,9	—	10,6	9,5	
Gradul de saturaţie (V) în %			70,2	84,1	—	89,4	90,5	

Descrierea profilului:

Aa	0— 18 cm	lut argilos, castaniu gălbui, pulverulent afînat, multe rădăcini, uscat;
An	18— 45 cm	lut argilos, brun, grăunţi colţuraţi, la uscare se reuneşte în bulgări şi devine compact, fisurat;
A/B	45— 68 cm	lut argilos, brun castaniu, nuciform şi bulgări mici, compact, reavăn;
B_1	68— 96 cm	lut argilos, castaniu brun, prismatic-columnoid, foarte compact, reavăn;
B_2	96—126 cm	lut argilos, castaniu cu pete brune, prismatic, şi bulgări alungiţi, mici pete ruginii şi negre, reavăn;
B_3	126—165 cm	lut argilos-argilă, castaniu roşcat, bulgări, jilav, pete mici ruginii şi negre mai dese;
C	165—190 cm	lut argilos-argilă, castaniu deschis-roşcat, CO_3Ca acumulat sub forma de pete mari, concreţiuni şi vinişoare.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 6

Sol brun de pădure slab podzolit, lutos, slab pseudogleizat

P. 02—5168/1, 1:25.000, NNE Cetariu, loc plan înalt, cultivat

Colectat şi descris de I. NIŢU

Analişti: Cationi schimbabili şi P_2O_5, R. SAFTA; humus, M. DOBRESCU; analiza granulometrică, AL. DIMITRIU.

Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°.

Orizontul			Aa	An	A/B	B_1	B_2	B_4
Adîncimea în cm			0—15	15—30	35—53	60—80	90—110	180—200
Apa higroscopică în %			1,4	1,9	2,3	3,2	3,7	4,1
Fracţiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	17,3	23,7	27,3	32,7	35,4	39,3
		Praf (0,002—0,02 mm)	32,0	30,8	31,4	28,6	27,9	25,8
		Nisip fin (0,02—0,2 mm)	50,2	43,6	38,8	38,5	37,7	35,4
		Nisip grosier (0,2—2 mm)	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5
		Argilă fină (< 0,001 mm)	14,5	20,2	24,1	29,6	31,7	35,6
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	31,6	38,3	42,7	46,6	47,9	51,2
	recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	17,4	24,2	28,0	32,7	35,0	39,0
		0,002—0,02 mm	32,1	31,3	32,2	28,6	27,6	25,5
		0,02—0,2 mm	50,4	44,4	39,7	38,6	37,3	35,0
		0,2—2 mm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5
		< 0,001 mm	14,5	20,6	24,7	29,6	31,4	35,3
		< 0,01 mm	31,7	39,0	43,9	46,6	47,3	50,8
Humus în %			1,8	1,4	1,0	1,1	0,6	0,6
Azot total în %			0,09	0,08	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)			13,4	11,3	—	—	—	—
pH	în suspensie apoasă		5,5	6,0	6,2	6,5	6,7	6,1
	în suspensie salină		3,9	4,2	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Mil.ivali	Ca++	4,75	8,08	9,80	14,02	16,72	17,08
		Mg++	1,83	2,21	3,27	4,84	6,97	6,40
		K+	0,23	0,20	0,28	0,26	0,30	0,29
		Na+	0,38	0,30	0,49	0,42	0,51	0,70
		H+	5,15	4,64	3,77	4,39	4,25	4,58
		T	12,34	15,43	17,61	23,93	28,75	29,05
	Procente din T	Ca++	38,5	52,0	55,6	58,6	59,3	58,7
		Mg++	14,8	14,2	18,6	20,2	22,7	22,0
		K+	1,9	1,3	1,6	1,1	1,1	1,1
		Na+	3,1	2,0	2,8	1,8	1,8	2,4
		H+	41,7	30,5	21,4	18,3	15,1	15,8
Gradul de saturaţie (V) în %			58,3	69,5	78,6	81,7	84,9	84,2

Descrierea profilului:

Aa 0— 15 cm lut mediu, cenuşiu albicios, pulverulent şi bulgări, uscat, rădăcini, multă silice, trecere clară;

An 15— 34 cm lut mediu, castaniu cenuşiu, grăunţi friabili, pudrat cu silice, uscat, rădăcini, trecere treptată;

A/B 34— 55 cm lut argilos, castaniu deschis, nuciform, mic prismatic, slab pudrat cu silice, uscat, moderat compact, rare rădăcini, trecere treptată;

B_1 55— 84 cm lut argilos, brun cu slabă nuanţă cenuşie, mic prismatic, foarte compact, uscat, fisurat;

B_2 84—130 cm lut argilos, castaniu închis cu multe pete castaniu roşcate, bulgări, reavăn, compact;

B_3 130—165 cm lut argilos, castaniu închis roşcat, pete cenuşii pe feţele verticale, jilav, compact;

B_4 165—200 cm lut argilos, castaniu roşcat cu pete cenuşii mai frecvente. Separaţii ferimanganice şi bobovine de la suprafaţă.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 7

Sol brun de pădure mediu podzolit, lutos, slab pseudogleizat

P. 01—5168, 1:25.000, N. Tăutelec, loc plan, pădure de *Quercus robur* şi *Q. cerris*

Colectat şi descris de C. VOLOVICI

Analişti: Cationi schimbabili, A. PETRESCU; P_2O_5, R. SAFTA; humus, M. DOBRESCU; analiza granulometrică, AL. DIMITRIU.

Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°.

Orizontul			A_0A_1	A_1	A_1A_2	A_2/B	B/A_2	B_1	B_2	B_4
Adîncimea în cm			0—3	3—10	10—24	24—42	42—59	65—85	100—120	180—200
Apa higroscopică în %			2,2	1,7	1,5	1,9	3,4	3,9	3,8	3,9
Fracţiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	—	17,5	20,0	24,2	34,3	36,5	34,1	37,5
		Praf (0,002—0,02 mm)	—	30,9	33,5	31,1	27,1	27,1	28,9	26,1
		Nisip fin (0,02—0,2 mm)	—	46,4	46,7	42,8	38,6	34,6	34,6	33,0
		Nisip grosier (0,2—2 mm)	—	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,7
		Argilă fină (< 0,001 mm)	—	14,0	15,2	19,7	29,3	33,2	30,4	32,6
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	—	31,5	35,5	38,9	47,5	48,8	47,8	49,6
	recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	—	18,5	19,9	24,7	34,2	37,1	34,9	38,5
		0,002—0,02 mm	—	32,6	33,4	31,6	27,1	27,5	29,5	26,8
		0,02—0,2 mm	—	48,7	46,5	43,5	38,5	35,2	35,4	33,9
		0,2—2 mm	—	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,8
		< 0,001 mm	—	14,7	15,2	20,0	29,2	32,7	31,1	33,5
		< 0,01 mm	—	33,2	35,3	39,6	47,4	49,6	48,9	50,9
Humus în %			6,7	2,8	1,7	1,0	0,9	—	0,6	—
Azot total în %			0,26	0,13	0,08	—	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)			17,7	14,8	14,8	—	—	—	—	—
CO_3Ca în %			—	—	—	—	—	—	—	—
pH	în suspensie apoasă		5,6	5,1	5,2	5,3	5,6	5,8	6,1	6,1
	în suspensie salină		4,5	—	3,6	—	—	—	—	—
P_2O_5 total în %			0,09	0,08	—	—	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca^+	—	4,21	3,30	5,34	12,15	15,46	—	17,29
		Mg^{++}	—	2,08	1,72	2,46	4,59	5,45	—	5,04
		K^+	—	0,21	0,15	0,21	0,32	0,35	—	0,26
		Na^+	—	0,39	0,25	0,35	0,26	0,44	—	0,49
		H^+	—	7,10	6,51	5,73	6,34	5,31	—	4,21
		T	—	13,99	11,93	14,09	23,66	27,01	—	27,29
	Procente din T	Ca^{++}	—	30,1	27,7	37,9	51,4	57,2	—	63,4
		Mg^{++}	—	14,9	14,4	17,5	19,4	20,2	—	18,5
		K^+	—	1,5	1,3	1,5	1,3	1,3	—	0,9
		Na^+	—	2,8	2,1	2,5	1,1	1,6	—	1,8
		H^+	—	50,7	54,5	40,6	26,8	19,7	—	15,4
Gradul de saturaţie (V) în %			—	49,3	45,5	59,4	73,2	80,3	—	84,6

Descriera profilului:

A_0A_1 0— 3 cm litieră, frunziş semidescompus, pîslă de rădăcini şi muşchi;

A_1 3— 10 cm lut mediu, cenuşiu albicios, grăunţi friabili, foarte multe rădăcini, uscat, multă silice;

A_1A_2 10— 24 cm lut mediu, cenuşiu albicios, şistos, uscat, foarte multă silice, rădăcini mai puţine, lemnoase, uşor compact;

A_2B 24— 42 cm lut mediu, cenuşiu castaniu cu pete albicioase şi slabă nuanţă roşcată spre bază, lut mediu, bulgări mici friabili, foarte multă silice, uşor compact, rădăcini lemnoase, uscat;

B/A_2 42— 59 cm lut argilos, brun castaniu cu slabă nuanţă roşcată şi foarte multe pete cenuşii de silice sub formă de scurgeri din orizontul superior, nuciform-mic prismatic, uscat, foarte compact, numeroase rădăcini lemnoase, trecere treptată;

B_1 59— 97 cm lut argilos, brun închis cu nuanţă roşcată şi rare pete cenuşii sub formă de limbi verticale, prismatic, extrem de compact, uscat, rădăcini lemnoase, trecere treptată;

B_2 97—127 cm lut argilos, brun castaniu cu pete castanii gălbui, prismatic, uscat, extrem de compact, rare rădăcini lemnoase, trecere treptată;

B_3 127—163 cm lut argilos, castaniu brun cu pete castanii gălbui şi slabă nuanţă roşcată, prismatic, uscat, foarte compact, rare rădăcini lemnoase, trecere treptată;

B_4 163—200 cm lut argilos cu nuanţă roşcată mai evidentă şi mai puţin compact. Separaţii ferimanganice în întreg profilul.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 8

Cernoziom mediu levigat de fineață (freatic umed), lutos

P. 202—5068/3, 1:25.000, W Diosig, teren plan, cultivat.

Colectat și descris de I. NIȚU.

Analiști: Cationi schimbabili și extr. apos, N. BRATOSIN; humus și CO_3Ca, M. DOBRESCU; analiza granulometrică, AL. DIMITRIU.

Rezultatele sînt exprimate față de solul uscat la 105°.

Orizontul			Aa	An	A/B	B	C_1	C_2	Cg/D
Adîncimea în cm			0—20	25—45	45—65	65—80	120—145	150—180	180—200
Apa higroscopică în %			2,0	2,4	2,7	2,3	1,8	2,4	2,1
Fracțiuni granulometrice în %	Argilă (< 0,002 mm)		25,0	30,1	32,4	28,1	20,5	—	23,8
	Praf (0,002—0,02 mm)		20,8	19,9	19,9	20,9	19,3	—	26,2
	Nisip fin (0,02—0,2 mm)		52,7	49,0	46,0	50,3	46,7	—	40,0
	Nisip grosier) (0,2—2 mm)		0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	—	0,7
	Argilă fină (< 0,001 mm)		21,8	27,2	28,7	24,8	17,4	—	20,2
	Argilă fizică (< 0,01 mm)		34,9	40,3	42,7	34,5	29,9	—	37,1
	recalculate la partea sili-atică	< 0,002 mm	25,3	30,4	32,9	28,2	23,7	—	26,2
		0,002—0,02 mm	21,1	20,1	20,2	21,1	22,2	—	29,0
		0,02—0,2 mm	53,5	49,4	46,7	50,6	54,0	—	44,0
		0,2—2 mm	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	—	0,8
		< 0,001 mm	22,1	27,5	29,2	25,0	20,1	—	22,3
		< 0,01 mm	35,4	40,6	43,4	37,8	34,6	—	41,0
Humus în %			2,7	2,5	2,4	1,8	0,8	—	0,4
Azot total în %			0,16	0,14	—	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)			10,6	12,0	—	—	—	—	—
CO_3Ca în %			—	—	—	—	14,6	14,3	11,9
pH în suspensie apoasă			6,8	7,2	7,2	7,4	8,4	—	8,5
P_2O_5 total în %			0,13	0,12	—	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca^{++}	15,10	18,69	19,65	18,91	—	—	—
		Mg^{++}	3,21	3,15	2,90	2,55	14,39	—	—
		K^+	0,51	0,35	0,38	0,35	0,26	—	—
		Na^+	0,36	0,47	0,37	0,34	0,32	—	—
		H^+	3,35	4,20	3,81	3,29	—	—	—
		T	22,53	26,86	27,11	25,44	14,97	—	—
	Procente din T	Ca^{++}	67,0	69,6	72,5	74,3		—	—
		Mg^{++}	14,0	11,7	10,7	10,0	96,1	—	—
		K^+	2,4	1,3	1,4	1,4	1,7	—	—
		Na^+	1,7	1,8	1,4	1,3	2,2	—	—
		H^+	14,9	15,6	14,0	13,0	—	—	—
Gradul de saturație (V) în %			85,1	84,4	86,0	87,0	100,0	—	—
Săruri solubile determinate în extras apos 1:5	în $\frac{g}{me}$ la 100 g sol	Reziduu fix	—	—	—	—	0,06	0,07	0,06
		Total săruri {	—	—	—	—	0,05	0,06	0,05
			—	—	—	—	1,37	1,49	1,41
		CO_3^{--} {	—	—	—	—	0,001	0,001	0,001
			—	—	—	—	0,02	0,02	0,02
		HCO_3^- {	—	—	—	—	0,03	0,03	0,03
			—	—	—	—	0,53	0,45	0,45
		Cl^- {	—	—	—	—	0,003	0,003	0,005
			—	—	—	—	0,08	0,08	0,14
		SO_4^{--} {	—	—	—	—	0,003	0,012	0,006
			—	—	—	—	0,07	0,24	0,12
		Ca^{++} {	—	—	—	—	0,01	0,01	0,01
			—	—	—	—	0,50	0,49	0,38
		Mg^{++} {	—	—	—	—	0,001	0,001	0,002
			—	—	—	—	0,09	0,11	0,20
		Na^+ {	—	—	—	—	0,002	0,002	0,002
			—	—	—	—	0,07	0,09	0,09
		SO_4^{++} insolubil	—	—	—	—	0,002	0,001	0,002
		$Cl : SO_4$	—	—	—	—	1,2	0,3	1,1
		Na : Ca + Mg	—	—	—	—	0,1	0,2	0,2
	în % din suma me	CO_3^{--}	—	—	—	—	1,2	1,4	1,4
		HCO_3^-	—	—	—	—	38,8	28,9	31,8
		Cl^-	—	—	—	—	6,1	5,4	9,6
		SO_4^{--}	—	—	—	—	5,1	15,7	8,6
		Ca^{++}	—	—	—	—	36,9	34,2	27,4
		Mg^{++}	—	—	—	—	6,8	8,0	14,6
		Na^+	—	—	—	—	5,1	6,4	6,6

Aa	0— 22 cm	lut mediu, brun castaniu, pulverulent, reavăn, afînat, multe rădăcini;
An	22— 45 cm	lut mediu, brun închis, grăunți mici și medii colțurați stabili, reavăn;
A/B	45— 65 cm	lut mediu, brun-brun închis, nuciform și mic grăunțos, ușor compact, jilav;
B_1	65— 83 cm	lut mediu, brun, mic prismatic, compact, rare pete ruginii și mici separații ferimanganice spre bază, jilav-umed;
B_2	83—114 cm	lut mediu, brun castaniu, bulgări alungiți, compact, umed, cu separații ferimanganice mai numeroase și mici pete regiunii;
C_1	114—150 cm	lut mediu, castaniu gălbui, acumulări vermiforme de CO_3Ca, umed, crotovine;
C_2	150—180 cm	lut mediu, gălbui-castaniu, umed, acumulări vermiforme și concrețiuni mari și friabile de CO_3Ca; crotovine;
Cg/D	180—200 cm	lut mediu, gălbui, cu slabe pete cenușii și ruginii, umed, vinișoare și pungi mari de CO_3Ca, crotovine.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 9

Lăcoviște carbonatică, lut-argilos

P. 10—5167/4, 1:25.000 W Borș, loc plan lăsat, cultivat

Colectat și descris de I. NIȚU.

Analiști: Cationi schimbabili și extr. apos, N. BRATOSIN; humus și CO_3Ca, M. DOBRESCU; analiza granulometrică, AL. DIMITRIU.

Rezultatele sînt exprimate față de solul uscat la 105°.

Orizontul			Aa	Ang	A/G
Adîncimea în cm			0—15	18—38	45—65
Apa higroscopică în %			3,1	3,2	2,6
Fracțiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	31,7	29,4	30,8
		Praf (0,002—0,02 mm)	19,3	28,7	19,8
		Nisip fin (0,02—0,2 mm)	30,0	31,9	42,7
		Nisip grosier (0,2—2 mm)	5,9	5,7	0,1
		Argilă fină (< 0,001 mm)	27,7	28,4	27,8
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	41,3	42,3	40,4
	recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	36,4	42,8	33,0
		0,002—0,02 mm	22,0	25,3	21,2
		0,02—0,2 mm	34,6	35,6	46,8
		0,2—2 mm	6,8	6,4	0,1
		< 0,001 mm	32,0	31,6	29,8
		< 0,01 mm	47,5	47,5	43,2
Humus în %			4,3	3,2	1,7
Azot total în %			0,28	0,22	—
C:N (raport între atom-g)			10,3	9,5	—
CO_3Ca în %			8,9	9,4	6,4
pH în suspensie apoasă			8,1	8,3	8,3
P_2O_5 total în %			0,14	0,12	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca^{++}	21,98	22,50	20,42
		Mg^{++}	6,32	5,33	3,80
		K^+	0,76	0,39	0,33
		Na^+	0,58	0,51	0,47
		H^+	—	—	—
		T	29,64	28,73	25,02
	Procente din T	Ca^{++}	74,2	78,2	81,6
		Mg^{++}	21,3	18,7	15,2
		K^{++}	2,5	1,3	1,3
		Na^{++}	2,0	1,8	1,9
		H^+	—	—	—
Gradul de saturație (V) în %			100	100	100

Orizontul			Aa	Ang	A/G
Adîncimea în cm			0—15	18—38	45—65
Apa higroscopică în %			3,1	3,2	2,6
Săruri solubile determinate în extras apos 1:5	în $\frac{g}{me}$ la 100 g sol	Reziduu fix	0,11	0,09	0,08
		Total săruri	0,08	0,08	0,07
			2,22	2,08	1,94
		HCO_3^-	0,04	0,04	0,04
			0,58	0,68	0,64
		Cl^-	0,004	0,004	0,007
			0,13	0,13	0,22
		SO_4^{--}	0,14	0,01	0,004
			0,29	0,22	0,09
		Ca^{++}	0,01	0,01	0,01
			0,74	0,55	0,49
		Mg^{++}	0,002	0,002	0,002
			0,22	0,20	0,14
		Na^+	0,005	0,006	0,01
			0,21	0,28	0,35
		K^+	0,002	0,001	0,001
			0,05	0,02	0,02
		SO_4^{--} insolubil	0,002	0,001	0,001
		$Cl : SO_4$	0,4	0,6	2,4
		$Na : Ca + Mg$	0,2	0,4	0,6
	în % din suma me	K^+	2,2	1,0	1,0
		HCO_3^-	29,3	33,0	33,6
		Cl^-	6,3	6,1	11,6
		SO_4^{--}	14,4	10,9	4,8
		Ca^{++}	30,1	26,4	24,6
		Mg^{++}	8,9	9,4	6,9
		Na^+	8,8	13,2	17,5

Descrierea profilului:

Aa 0— 15 cm lut argilos, brun închis cu slabă nuanță cenușie (la uscare este brun-cenușiu), bulgări și pulverulent, jilav, rădăcini, trecere clară;

Ang 15— 40 cm lut argilos, brun negricios cu mici pete ruginii grăunți medii colțurați reuniți în agregate mai mari bulgăroase, umed, rădăcini, bobovine, trecere treptată;

A/G 40— 68 cm lut mediu, brun închis cu pete ruginii mai frecvente, bulgări plastici, foarte umed — îmbibat cu apă, cu numeroase bobovine, cochilii de melci. Apa s-a ridicat în profil la 68 cm.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 10

Soloneț solodizat cu coloane la adîncime medie

P. 28—5068/3; 1:25.000, N. Parhida, lăsătură, islaz cu *Statice gmelini, Festuca pseudovina, Puccinellia distans*

Colectat și descris de: ANA CONEA

Analiști: Cationi schimbabili și extr. apos, E. COLIOS; P_2O_5, D. MANES; humus și CO_3Ca M. DOBRESCU; analiza granulometrică, AL. DIMITRIU

Rezultatele sînt exprimate față de solul uscat la 105°.

		Orizontul	A	B					
		Adîncimea în cm	0—6	6—18	20—38	45—60	80—100	110—130	135—155
		Apa higroscopică în %	1,7	2,1	2,6	2,4	2,1	2,3	2,3
Fracțiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	15,1	29,3	30,9	—	28,2	—	28,4
		Praf (0,002—0,02 mm)	26,2	22,6	25,9	—	21,0	—	24,5
		Nisip fin (0,02—0,2 mm)	50,8	42,3	36,9	—	37,6	—	45,5
		Nisip grosier (0,2—2 mm)	1,8	3,3	1,9	—	0,0	—	0,1
		Argilă fină < 0,001 mm	10,8	26,1	23,0	—	25,3	—	25,0
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	28,6	37,8	45,2	—	39,6	—	40,7
	recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	16,1	30,1	32,3	—	32,5	—	28,9
		0,002—0,02 mm	28,0	23,0	27,1	—	24,2	—	24,9
		0,02—0,2 mm	54,0	43,4	38,6	—	43,3	—	46,2
		0,2—2 mm	1,9	3,5	2,0	—	0,0	—	0,1
		< 0,001 mm	11,6	26,7	24,0	—	29,1	—	25,4
		< 0,01 mm	30,6	38,8	47,2	—	45,6	—	41,4
		Humus în %	6,4	1,2	0,8	0,7	0,7	—	0,3
		Azot total în %	0,36	1,12	—	—	—	—	—
		C:N (raport între atom-g)	12,1	10,2	—	—	—	—	—
		CO_3Ca în %	—	1,4	2,9	1,6	16,0	10,6	—
		pH în suspensie apoasă	6,9	9,2	9,7	9,3	9,4	—	8,7
		P_2O_5 total în %	0,13	0,11	—	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca^{++} Mg^{++}	10,80	11,94	9,23	9,78	—	13,29	—
		K^+	0,41	0,68	0,85	0,62	—	0,35	—
		Na^+	2,63	6,57	13,24	10,47	—	4,22	—
		H^+	4,26	—	—	—	—	—	—
		T^+	18,10	19,19	23,32	20,87	—	17,86	—
	Procente din T	Ca^+ Mg^{++}	59,6	62,3	39,7	46,8	—	74,4	—
		K^+	2,3	3,5	3,6	3,0	—	2,0	—
		Na^+	14,5	34,2	56,7	50,2	—	23,6	—
		H^+	23,6	—	—	—	—	—	—
		Gradul de saturație (V) în %	76,4	100,0	100,0	100,0	—	100,0	—
Săruri solubile determinate n extras apos 1:5	în $\frac{g}{me}$ la 100 g sol	Reziduu fix	0,12	1,85	0,39	0,36	0,2	—	0,09
		Total săruri	0,04	0,32	0,38	0,38	0,20	—	0,08
			1,05	8,58	9,66	10,02	5,21	—	1,91
		CO_3^{--}	—	0,01	0,02	0,02	0,01	—	—
			—	0,41	0,77	0,66	0,19	—	—
		HCO_3^-	0,01	0,15	0,18	0,16	0,09	—	0,04
			0,23	2,50	3,00	2,60	1,46	—	0,69
		Cl^-	0,001	0,01	0,02	0,01	0,02	—	0,005
			0,07	0,36	0,45	0,31	0,57	—	0,16
		SO_4^{--}	0,01	0,04	0,06	0,06	0,02	—	0,005
			0,25	0,85	0,31	0,26	0,37	—	0,10
		Ca^{++}	0,002	0,005	0,00	0,002	0,007	—	0,005
			0,10	0,28	0,00	0,10	0,35	—	0,26
		Mg^{++}	urme	0,002	urme	urme	0,001	—	urme
			—	0,18	—	—	—	—	—
		Na^+	0,01	0,09	0,10	0,12	0,05	—	0,02
			0,40	4,00	5,13	5,08	2,18	—	0,70
		$Cl : SO_4$	0,28	0,42	1,42	0,25	1,59	—	1,52
		$Na : Ca + Mg$	—	8,70	—	—	4,88	—	—
	în % din suma me	CO_3^{--}	—	5,0	8,4	6,8	3,7	—	—
		HCO_3^-	20,5	30,5	33,3	27,0	28,3	—	36,2
		Cl^-	6,4	4,4	5,0	3,2	11,0	—	8,4
		SO_4^{--}	23,1	10,1	3,3	13,0	7,0	—	5,4
		Ca^{++}	10,2	3,2	—	1,0	6,8	—	13,5
		Mg^{++}	—	2,0	—	—	1,7	—	—
		Na^+	39,8	44,8	50,0	49,0	41,5	—	30,5

Descrierea profilului:

A 0— 6 cm lut-lut nisipos, cenușiu albicios, pulverulent și foios, uscat, multe rădăcini;

B 6— 19 cm lut mediu, cenușiu închis, columnar, foarte compact, fisurat, bobovine multe, pete ruginii, uscat;

19— 41 cm lut argilos, brun închis cu scurgeri cenușii, grăunți mari, compact, fisurat, mari puține bobovine, pete ruginii;

41— 65 cm lut argilos-lut, brun-brun închis cu scurgeri cenușii, bulgări și grăunți mari, compact, reavăn, concrețiuni mici de CO_3Ca, separații ferimanganice mici și dese;

65— 80 cm lut argilos-lut, castaniu închis cu pete și scurgeri brune, umed, bulgări, compact, concrețiuni de CO_3Ca și multe separații ferimanganice mici;

80—105 cm lut argilos-lut, castaniu cu pete și scurgeri brune, compact, jilav, umed, acumulări mici de CO_3Ca, separații punctiforme ferimanganice, gleizat;

105—155 cm lut mediu, castaniu gălbui cu pete și scurgeri brune, rare pete cenușii, acumultări mari de CO_3Ca, îmbibat cu apă, bobovine și multe separați ferimanganice mici.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 11

Sol brun de pădure semigleic, slab podzolit, butos

P. 02—5168/3, 1:25.000, SE Oşorhei, teren plan, cultivat.

Colectat şi descris de I. NIŢU

Analişti: cationi schimbabili, M. VASILESCU; humus, M. DOBRESCU; analiza granulometrică, AL. DIMITRIU.

Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°.

Orizontul			Aa	An	AB	B_1g	B_2G	G_0
Adîncimea în cm			0—15	20—40	40—60	65—85	120—140	200—230
Apa higroscopică în %			1,5	1,5	3,0	4,0	4,0	4,0
Fracţiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	17,4	19,0	32,8	38,5	38,9	40,8
		Praf (0,002—0,02 mm)	35,5	38,3	32,1	29,7	28,2	26,3
		Nisip fin (0,02—0,2 mm)	43,8	44,2	36,8	33,6	30,6	32,8
		Nisip grosier (0,2—2 mm)	2,3	2,0	1,1	0,6	2,4	1,2
		Argilă fină (< 0,001 mm)	14,4	16,0	29,2	32,5	34,2	37,4
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	33,2	35,3	48,1	53,0	52,7	53,0
	recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	17,7	18,4	31,9	37,6	38,9	40,4
		0,002—0,02 mm	35,8	37,0	31,2	29,1	28,2	26,0
		0,02—0,2 mm	44,2	42,7	35,8	32,8	30,5	32,4
		0,2—2 mm	2,3	1,9	1,1	0,5	2,4	1,2
		< 0,001 mm	14,4	16,0	29,2	32,5	34,2	39,4
		< 0,01 mm	33,5	34,0	46,9	51,6	52,7	52,4
Humus în %			2,5	1,2	0,9	0,7	0,7	0,7
Azot total în %			0,13	0,08	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)			12,6	9,5	—	—	—	—
pH în suspensie apoasă			5,9	6,1	6,0	6,0	5,9	6,1
P_2O_5 total în %			0,16	0,12	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca^{++}	8,30	6,81	—	16,40	17,30	—
		Mg^{++}	2,48	1,85	—	5,84	5,83	—
		K^+	0,30	0,19	—	0,42	0,50	—
		Na^+	0,53	0,41	—	0,67	0,71	—
		H^+	4,04	3,92	—	5,92	4,65	—
		T	15,65	13,18	—	29,25	28,99	—
	Procente din T	Ca^{++}	53,0	51,7	—	56,1	59,7	—
		Mg^{++}	1,8	14,0	—	19,9	20,1	—
		K^+	1,9	1,5	—	1,5	1,7	—
		Na^+	3,4	3,1	—	2,3	2,4	—
		H^+	25,9	29,7	—	20,2	16,1	—

Descrierea profilului:

Aa 0— 15 cm lut mediu, cenuşiu, pulverulent şi bulgări mici, reavăn;

An 15— 40 cm lut mediu, castaniu cenuşiu, bulgări şi pulverulent, compact, uscat;

A/B 40— 64 cm lut argilos, castaniu cu slabă nuanţă roşcată, bulgări mici, slab pudrat cu silice în partea superioară a orizontului, uscat, bobovine şi separaţii ferimanganice;

B_1g 64—115 cm lut argilos, castaniu închis, roşcat mai intens spre ruginiu, pete cenuşii şi ruginii, prismatic alungit, reavăn, compact, bobovine şi separaţii ferimanganice frecvente;

B_2G 115—180 cm lut argilos, marmorat, castaniu roşcat cu pete mari cenuşii, bulgări, jilav, compact, bobovine şi separaţii ferimanganice;

Go 180—230 cm lut argilos, ruginiu cu pete cenuşii închise, puternic gleizat, îmbibat cu apă, bobovine mari slab consolidate.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 12

Sol brun de pădure semigleic, tînăr

P. 19—5068/3, 1:25.000, E Roşiori, lunca Barcăului, teren lăsat, cultivat

Colectat şi descris de I. NIŢU

Analişti: Cationi schimbabili şi extr. apos, E. IACOB; humus şi CO_3Ca, M. DOBRESCU; analiza granulometrică. AL. DIMITRIU.

Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°.

			Adîncime în cm	0—14	16—30	35—55	60—80	80—100	110—140	145—175
			Apa higroscopică în %	4,4	4,5	4,4	3,5	2,9	2,7	1,5
Fracţiuni granulometrice în %			Argilă (< 0,002 mm)	49,7	50,5	49,8	37,5	30,0	—	—
			Praf (0,002—0,02 mm)	15,5	15,0	13,5	13,0	9,2	—	—
			Nisip fin (0,02 —0,2 mm)	24,0	25,8	29,1	37,0	43,3	—	—
			Nisip grosier (0,2—2 mm)	3,8	4,3	6,8	11,2	16,1	—	—
			Argilă fină (< 0,001 mm)	45,9	46,5	45,7	35,0	27,7	—	—
			Argilă fizică (< 0,01 mm)	58,8	59,4	56,8	45,8	34,7	—	—
	Recalculate la partea silicatică		< 0,002 mm	53,5	52,9	50,1	38,2	30,4	—	—
			0,002—0,02 mm	16,6	15,6	13,6	13,1	9,3	—	—
			0,02—0,2 mm	25,8	27,0	29,4	37,3	44,0	—	—
			0,2—2 mm	4,1	4,5	6,9	11,4	16,3	—	—
			< 0,001 mm	49,4	48,6	46,1	35,2	28,2	—	—
			< 0,01 mm	63,2	62,1	57,2	46,1	35,2	—	—
Humus în %				6,4	4,1	1,7	—	0,3	—	0,1
Azot total în %				0,41	0,29	—	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)				10,4	9,8	—	—	—	—	—
CO_3Ca în %				—	—	—	1,5	1,1	0,3	0,0
pH în suspensie apoasă				5,3	5,9	6,7	7,9	8,0	7,8	7,6
P_2O_5 total în %				0,21	0,14	—	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali		Ca^{++}	28,21	26,45	25,87	—	16,42	—	—
			Mg^{++}	9,50	11,60	11,41	—	9,14	—	—
			K^+	0,65	0,43	0,39	—	0,21	—	—
			Na^+	0,51	0,41	0,66	—	0,35	—	—
			H^+	9,67	7,79	4,32	—	—	—	—
			T	48,54	46,68	42,65	—	26,12	—	—
	Procente din T		Ca^{++}	58,1	56,7	60,6	—	63,0	—	—
			Mg^{++}	19,6	24,8	26,7	—	34,9	—	—
			K^+	1,4	0,9	0,9	—	0,8	—	—
			Na^+	1,0	0,9	1,6	—	1,3	—	—
			H^+	19,9	16,7	10,2	—	—	—	—
Gradul de saturaţie (V) în %				80,1	83,3	89,7	—	100,0	—	—
Săruri solubile determinare în extras apos 1:	în $\frac{g}{me}$ la 100 g sol		Reziduu fix	0,16	—	0,17	—	0,06	—	0,04
			Total săruri	0,03	—	0,07	—	0,08	—	0,03
				0,67	—	1,52	—	1,44	—	0,79
			HCO_3^-	0,006	—	0,005	—	0,03	—	0,01
				0,16	—	0,10	—	0,53	—	0,20
			Cl^-	0,006	—	0,005	—	0,03	—	0,01
				0,18	—	0,18	—	0,15	—	0,11
			SO_4^{--}	0,006	—	0,02	—	0,003	—	0,001
				0,13	—	0,52	—	0,06	—	0,02
			Ca^{++}	0,006	—	0,007	—	0,01	—	0,004
				0,33	—	0,41	—	0,56	—	0,24
			Mg^{++}	0,001	—	urme	—	0,002	—	0,000
				0,06	—	—	—	0,13	—	0,04
			Na^+	0,005	—	0,01	—	0,002	—	0,005
				0,14	—	0,28	—	0,02	—	0,18
			K^+	0,001	—	0,01	—	0,000	—	0,000
				0,02	—	0,03	—	0,001	—	0,001
			SO_4^{--} insolubil	0,007	—	0,000	—	0,007	—	0,000
			$Cl : SO_4^{--}$	1,4	—	0,3	—	0,3	—	5,6
			Na : Ca + Mg	0,3	—	0,7	—	0,03	—	0,6
	în % din suma me		K^+	1,9	—	2,2	—	0,1	—	0,1
			HCO_3^-	13,6	—	6,4	—	35,7	—	30,0
			Cl^-	20,9	—	11,0	—	9,9	—	17,0
			SO_4^{--}	15,5	—	32,6	—	4,4	—	3,0
			Ca^{++}	30,0	—	28,3	—	39,1	—	27,0
			Mg^{++}	5,7	—	—	—	9,4	—	4,6
			Na^+	12,4	—	19,5	—	1,4	—	18,3

0— 14 cm argilă uşoară, brun cenuşiu, pulverulent şi grăunţos, umed, multe rădăcini rare bobovine;

14— 34 cm argilă uşoară, brun cenuşiu închis, tendinţă de structurare în grăunţi colţuraţi, umed, uşor compact, mici bobovine;

34— 56 cm argilă uşoară, castaniu închis — brun, bulgări mici alungiţi, compact, mai multe bobovine şi separaţii ferimanganice; rar mici concreţiuni de CO_3Ca fără ca masa orizontului să facă efervescenţă;

56— 80 cm lut argilos cu material grosier, cenuşiu cu pete castanii-gălbui, bulgări, umed, bobovine medii şi separaţii punctiforme ferimanganice, rare concreţiuni, gleizat;

80—106 cm lut mediu, cenuşiu gălbui, umed gleizat, multe bobovine şi pete ruginii, concreţiuni de CO_3Ca mai mari, însă masa orizontului nu face efervescenţă;

106—140 cm lut nisipos, cenuşiu cu pete mari ruginii închise şi gălbui, umed, puternic gleizat, multe bobovine;

140—180 cm nisip, cenuşiu albicios cu pete mari ruginii închise, umed, la bază îm biba cu apă, puternic gleizat, Apa freatică la 180 cm.

Institutul Geologic al României

ANA CONEA, C.VOLOVICI, IULIA MUCENIC, I.NIȚU

CÎMPIA ȘI DEALURILE ORADIEI

SCHIȚĂ GEOMORFOLOGICĂ

0 2 4 Km

LEGENDA

I *Dealurile Oradiei*
II " *Secuenilor*
III *Cîmpia Careilor*
IV " *Crișului Repede*
V *Valea Ierului*
VI *Văile Barcăului* (VIa) *și Crișului* (VIb)

1 *terasă aluvială*
2 " *inferioară*
3 " *medie*
4 " *superioară*
5 " *piemontană*
6 *limită de mari unități naturale*
7 *coame de deal*
8 *bazinete de eroziune*
9 *văi*
10 *pante sculpturale*
11 *alunecări stabilizate*
12 " *puternice*
13 *cursuri părăsite*
14 *mlaștini*

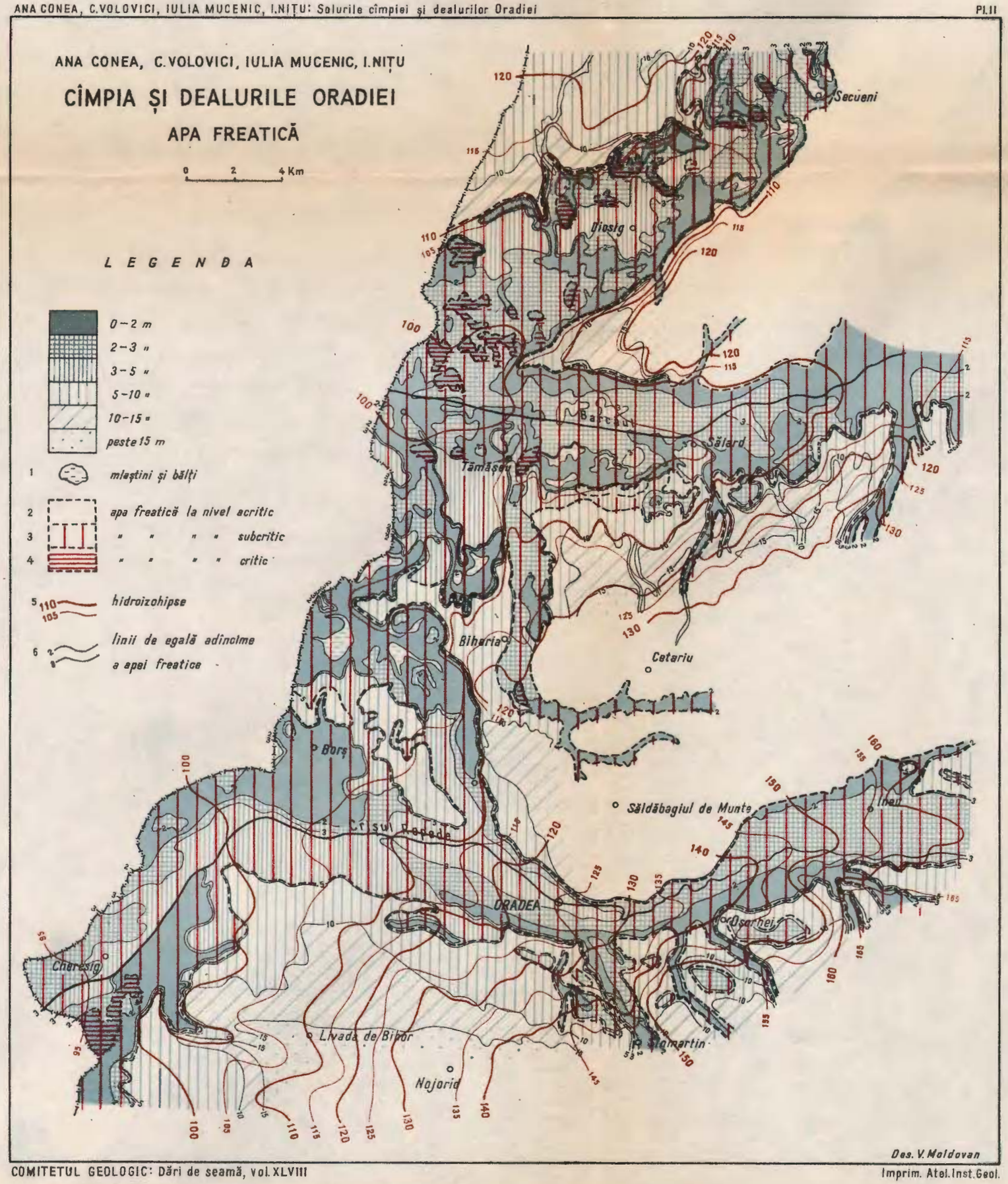
Săcueni
Diosig
Parhida
Barcăul
Sălard
Biharia
Inf. Cetariu
Bors
Săldăbagiul de Munte
Olneu
Crișul Repede
ORADEA
Cheresig
Livada de Bihor
Sînmartin

Des. V. Moldovan

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă, Vol. XLVIII

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României



Imprim. Atel. Inst. Geol.

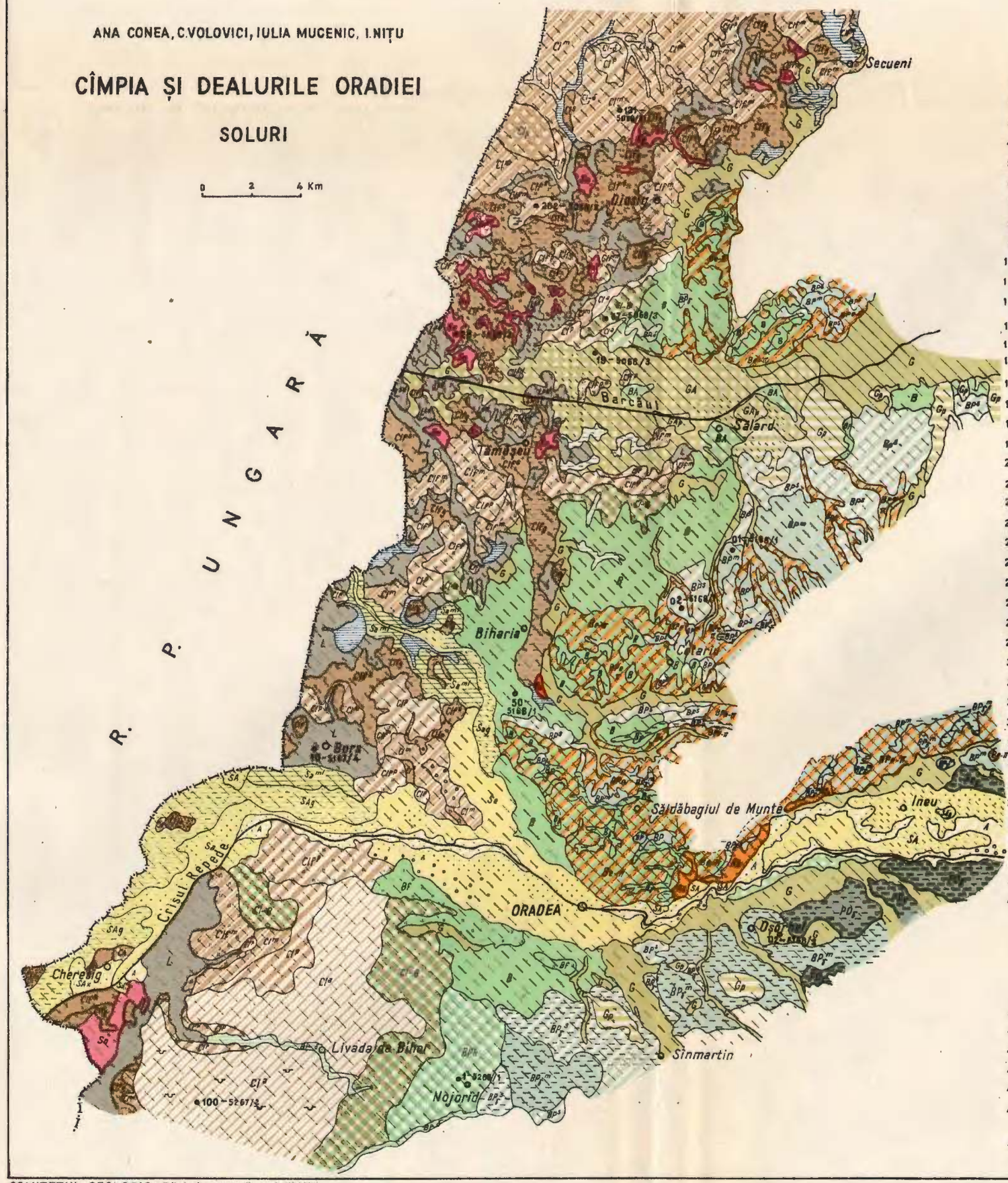
Institutul Geologic al României

ANA CONEA, C.VOLOVICI, IULIA MUCENIC, I.NIȚU

CÎMPIA ȘI DEALURILE ORADIEI

SOLURI

0 2 4 Km



L E G E N D A

1		Sol podzolic pseudogleizat (Sol silvestru brun pseudogleizat, puternic podzolit)
2	BP^m	Sol silvestru brun mediu podzolit
3	BP^m_p	" " " " " pseudogleizat
4	BP^s	" " " slab podzolit
5	BP^s_p	" " " " " pseudogleizat
6	BPh	" " " " " , cu orizont B întunecat
7		Soluri silvestre brune, podzolit, erodate moderat sau puternic (pe pante)
8	B	Sol silvestru brun
9	B_p	" " " pseudogleizat
10	B_{fr}	" " " freatic umed
11		Soluri silvestre brune erodate moderat sau puternic (pe pante)
12		" " " podzolite pseudogleice de depresiune
13		Cernoziomuri levigate în tranziție spre soluri brune
14	Cl_p	Cernoziom levigat podzolit
15	Cl^{fp}	Cernoziom levigat foarte puternic
16		" " puternic
17	Cl^m	" " mediu
18	Cl^s	" " slab
19	Clf^p	" freatic umed levigat puternic
20	Clf^m	" " " "
21	Clf^s	" " " "
22	Clf_g	Soluri cernoziomice levigate de fineață
23		Cernoziomuri levigate de depresiune
24	Cl/n	" " pe substrat nisipos
25	Cl/p	" " " " cu pietriș
26	Rs	Regosoluri
27	G	Soluri dernogleice și dernosemigleice
28	Gp	" " " " podzolite
29	L	Lăcoviști
30		" solodizate
31	Sd	Solodii
32		Soloneturi solodizate
33	BA	Soluri silvestre brune de luncă (pe aluviuni fără carbonați)
34	CA	Cernoziomuri de luncă (pe aluviuni fără carbonați)
35	GA	Soluri dernogleice și dernosemigleice aluviale (pe aluviuni fără carbonați)
36	SA	Soluri aluviale (pe aluviuni fără carbonați)
37	SA_g	" " gleizate (pe aluviuni fără carbonați)
38	SA^{ml}	" " semimlăștinoase (pe aluviuni fără carbonați)
39	SA_k	" " carbonatice
40	A	Aluviuni fără carbonați
41		Mlaștini
42		Pietriș la zi

Textura în orizontul superior al solului

43	nisip
44	nisip lutos
45	lut nisipos
46	lut mediu
47	lut argilos
48	argilă

49 ●1 Amplasarea profilelor de sol analizate

Des. V. Moldovan

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă, vol. XLVIII

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

ANA CONEA, C.VOLOVICI, IULIA MUCENIC, I.NIȚU

CÎMPIA ȘI DEALURILE ORADIEI

EROZIUNEA SOLURILOR

0 2 4 Km

LEGENDA

1 *Eroziune neapreciabilă*
2 *" moderată*
3 *" puternică*
4 *" foarte puternică*
5 *" excesivă*
6 *Predomină eroziunea în suprafață*
7 *" " " adîncime*
8 *Predomină alunecările : a) stabilizate ; b) nestabilizate* (a. b.)

Săcueni
Diosig
Parhida
Barcăul
Sălard
Tămășeu
Biharia
Cetariu
Borș
Episcopia Bihorului
Săldăbagiul de Munte
Ineu
Crișul Repede
ORADEA
Oșorhei
Cheresig
Livada de Bihor
Sînmartin
Nojorid

Des. V. Moldovan
Imprim. Atel. Inst. Geol.
COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă, vol. XLVIII

Institutul Geologic al României

ANA CONEA, C.VOLOVICI, IULIA MUCENIC, I.NIȚU

CÎMPIA ȘI DEALURILE ORADIEI

RAIONARE AGRO-PEDOAMELIORATIVĂ

0 2 4 Km

LEGENDA

Zona cernoziomului levigat

1 *Raionul de cîmpie loessică drenată Tecota*

2 " " " *piemontană drenată Roit-Nojorid*

3 " " " *joasă mlăștinoasă (a Ierului)*

4 " " " " *aluvială a Crișului Repede*

Zona solului silvestru brun

5 *Raionul dealurilor joase slab fragmentate ale Secuenilor*

6 *Raionul dealurilor puternic fragmentate ale Oradiei*

7 *Raionul teraselor Barcăului*

8 " " *Crișului Repede*

9 " *luncilor : a) Barcăului b) Crișului Repede*

Săcueni
Diosig
Parhida
Barcăul
Sălard
Tămaseu
Biharia
Cetariu
Borș
Episcopia Bihorului
Săldăbagiul de Munte
Ineu
Crișul Repede
ORADEA
Osorhei
Cheresig
Livada de Bihor
Sinmartin
Nojorid

Des. V. Moldovan

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

Растительность переходит от лесостепной до дубового леса Qurcinee (O. cerris при переходе, Q. petraea в собственно лесной зоне).

Область, с педологической точки зрения, приналежит зоне выщелоченных черноземов и зоне бурых лесных почв.

Выщелочные черноземы — бедны гумусом, текстурально не деградированы и омываются CO_3 Ca, иногда до глубины более 2 м. (см. таблицы 1 и 2). Переход к бурым почвам проходит через категорию почв с глубоким профилем, с горизонтом A, будучи подвергнуты легкому оподзолению (см. таблицы 4 и 5).

Бурые лесные почвы,(см. аналитические данные на таблице 6) выявлены только под культурами.

Под лесами — почвы слабо оподзоленные (см. таблицу 7 или средне оподзоленные см. табл. 8).

Как выщелоченные черноземы, так и лесные почвы, имеют подчеркнутое стремление дебазифицироваться в горизонте A. Степень их насыщенности более понижена, по сравнению с почвами того же типа остальной територии P.H.P., являющаяся следствием, как первичного материала бедного в CO_3Ca, так и в особенности, водного режима почвы, обусловленного, относительно влажным климатом во все время года. Оне составляют своеобразную фацию, с центрально европейским влиянием на западе территории P.H.P.

В зоне выщелоченных черноземов, были выявлены выщелоченные подпочвенно влажные черноземы, составляющие часть серии автогидроморфных почв, с горизонтом C — оглеенных (см. аналитические данные таблица 8).

Гидроморфные почвы представлены черными перегнойно оглеенными почвами (лэковишти, см. таблицу 9), а галоморфные почвы — натриевыми солонцами (таблица 10).

В зоне лесных почв выявлены, соответственно, бурые подпочвено влажные почвы и дерного — глеевые почвы, переход между этими двумя почвами составляют бурые полуоглеенные почвы (см. табл. 11 и 12).

LES SOLS DE LA PLAINE ET DES COLLINES D'ORADEA

PAR

ANA CONEA, C. VOLOVICI, IULIA MUCENIC, I. NIŢU

(Résumé)

Le secteur étudié est situé dans la zone de contact entre la plaine de Tisa et les collines occidentales de la Roumanie, sur la ligne de la ville d'Oradea. Du point de vue climatique il est caractérisé par la température moyenne annuelle =10°,5 et

Institutul Geologic al României

la moyenne des précipitations d'environ 600 mm. La végétation passe de l'avant-steppe à la forêt de Quercinés (Quercus cerris à la transition, Quercus petraea dans la zone de forêt propement dite.) Du point de vue pédologique, le secteur appartient à la zone du chernozem lessivé et du sol brun de forêt.

Les chernozems lessivés sont pauvres en humus, sans dégradation texturale et à lévigation de CO_3Ca parfois jusqu'à plus de 2 m de profondeur (tableaux 1 et 2). La transition vers les sols bruns est réalisée par une catégorie de sols à profil profond, ayant l'horizon A affecté par une podzolisation légère (tableaux 4 et 5).

Les sols sylvestres bruns (v. données analytiques du tableau (6) apparaissent seulement sous les cultures. Sous les forêts ils sont faiblement (tab. 7) ou moyennement (tab. 8) podzolisés.

Autant les chernozems lessivés que les sols sylvestres accusent une tendance accentuée de débasification dans l'horizon A. Leur degré de saturation est plus réduit comparé à celui des sols du même type dans le reste du territoire de la Roumanie, comme suite de matériel parental pauvre en CO_3 Ca ainsi que surtout du régime hydrique du sol, déterminé par un climat relativement humide durant toute l'année. Ils constituent un faciès spécial, occidental à influence européenne centrale, du territorie de la Roumanie.

De la série des sols autohydromorphes, dans la zone du chernozem lessivé, nous avons rencontré des chernozems lessivés à nappe phréatique, avec l'horizon C à gley (v. données analytiques tab. 8). Les sols hydromorphes sont représentés par des sols noirs à gley humique (« lacoviște ») (tab. 9) et ceux hydromorphes par des solonetz sodiques (tab. 10).

Dans la zone des sols de forêt on rencontre des sols bruns phréatiques humides et des sols à gley, la transition entre ces deux types se faisant par des sols bruns semi-gleyiques (tab. 11 et 12).

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

PEDOLOGIE

DETERMINAREA CALCIULUI, SODIULUI ŞI POTASIULUI CU AJUTORUL FOTOMETRULUI CU FLACĂRĂ ŞI INTERFERENŢELE RECIPROCE ÎN ANALIZA EXTRASELOR DIN SOLURILE NECARBONATATE[1])

DE

D. TODOR

Fotometria cu flacără se bazează pe fotometrarea radiaţiilor elementelor prezente în flacără. În această metodă de determinare analitică, soluţia de analizat se pulverizează cu ajutorul unor pulverizatoare de construcţie specială în flacăra unui arzător de gaz, obţinîndu-se o radiaţie luminoasă. Această radiaţie se separă cantitativ la lungimea de undă specifică fiecărui element, cu ajutorul unor filtre de interferenţă monocromatorii. Radiaţia trecută prin filtru cade pe o celulă fotoelectrică şi dă naştere unui curent, a cărui intensitate este proporţională cu cantitatea radiaţiei.

Pentru ca o substanţă să emită radiaţii, adică să devină o sursă de lumină, trebuie în prealabil să se dea atomilor ei o cantitate suficientă de energie, adică atomii trebuie să fie excitaţi. Cea mai simplă metodă de excitaţie constă în încălzirea substanţei la o temperatură destul de înaltă, cînd energia de agitaţie termică furnizează energia de excitaţie.

Gradul de excitaţie şi deci caracterul spectrului de emisie obţinut, este determinat de temperatura flăcării. Temperatura flăcării are un rol important; pe măsură ce ea se reduce, energia de excitaţie scade, spectrul de emisie obţinut devine mai simplu, mai sărac în linii şi în aceeaşi măsură domeniul spectrului accesibil se deplasează dinspre radiaţii cu lungimi de undă mai mici, spre cele cu lungimi de undă mai mari.

De aceea fotometria cu flacără se aplică în mod avantajos în cazul elementelor mai uşor excitabile, a căror energie de excitaţie este în jur de 5 e.V. sau mai mică, ceea ce corespunde metalelor alcaline şi alcalino-pămîntoase.

[1]) Comunicare în şedinţa din 3 iunie 1961.

Institutul Geologic al României

Temperatura flăcării decide toate procesele care decurg în flacără și anume: evaporarea, disocierea, excitația, ionizarea, asociația, autoabsorbția și difuzia. La rîndul ei, temperatura flăcării depinde de calitatea gazului utilizat și de raportul de amestecare cu aerul sau oxigenul. Temperatura trebuie să fie suficient de ridicată pentru a provoca evaporarea picăturilor de ceață și excitația elementelor. Picăturile trebuie deci să nu fie mari pentru ca evaporarea lor completă să se producă încă în prima zonă de ardere. De asemenea este necesar ca gradul de disociere în flacără al substanței de analizat să fie mare, pentru ca atomii metalici să poată fi excitați cu ușurință. Cele mai potrivite combinații sînt solurile care au un grad mare de disociere în flacără.

Dar temperatura flăcării nu trebuie să fie nici prea înaltă încît să provoace o disociere avansată a atomilor metalici, deoarece emisia atomilor scade în felul acesta.

Cantitatea de radiație luminoasă utilă din punct de vedere a fotometriei cu flacără depinde de numărul de atomi prezenți în spațiul util al flăcării și care au fost excitați la același nivel de energie. Randamentul flăcării, adică raportul numeric dintre atomii excitați la același nivel energetic și atomii neexcitați, are o importanță foarte mare; de aceea se pot face determinări corespunzătoare numai între anumite limite de concentrație.

Gazele combustibile folosite în fotometrie cu flacără sînt: hidrogenul, acetilena, propanul și gazul de iluminat. Cei mai mulți cercetători folosesc acetilena deoarece, avînd o temperatură de ardere mai ridicată, mărește domeniul de aplicabilitate a fotometriei cu flacără, deși interferențele reciproce cresc la temperatură mare.

În extrasele de sol cu acetat de amoniu pentru determinarea bazelor schimbabile, cationii principali sînt: Ca^{++}, Mg^{++}, Na^{+}, și K^{+}, iar în cantitate foarte mică Fe^{+++}, Al^{+++}, Mn^{++}, etc. depinzînd de tipul de sol.

La determinarea sodiului și potasiului cu fotometru cu flacără și avînd în general în soluție ionul calciu în exces față de sodiu și potasiu, acesta duce la interferența calciului asupra sodiului în special, mărindu-i emisia.

O serie întreagă de cercetători au arătat această interferență a calciului asupra sodiului în flacăra de aer-acetilenă. LANGE (1) recomandă o metodă pentru îndepărtarea influenței calciului (în cazul cînd în soluție se determină numai sodiu și potasiu) prin adăugare de $AlCl_3$, aceasta avînd un efect neînsemnat asupra sodiului și potasiului dar micșorînd în mod considerabil emisia calciului.

Alți cercetători (1) propun o reducere a interferenței prin diluare avansată, dar această metodă nu este practică, dacă elementul căutat este în cantitate mică.

Cînd se pulverizează soluția unui element în flacără se obține spectrul său, care poate fi simplu sau complex. Din acest spectru se selecționează cu ajutorul filtrelor în mod normal numai o singură linie, de obicei pe cea mai caracteristică și mai intensă. Dacă în soluție sînt prezente și alte elemente se va produce o creștere

Institutul Geologic al României

generală a fondului flăcării de-a lungul întregului spectru, ceea ce poate duce la o modificare a intensităţii emisiei; se produce astfel interferenţe între diferite elemente.

Interferenţa calciului asupra sodiului în flacăra de aer-acetilenă, este destul de mare.

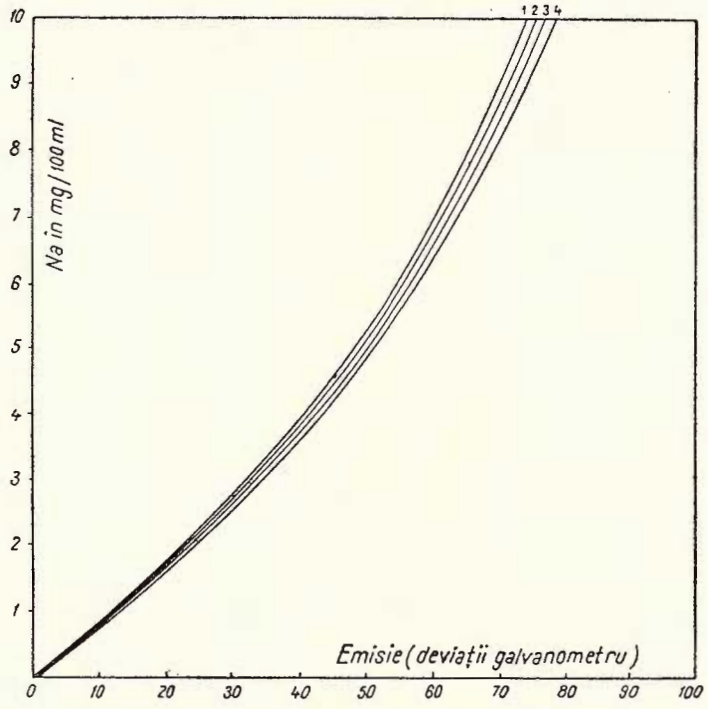


Fig. 1. — Curbele de interferenţă a Ca++ asupra Na+ în flacără aer-acetilenă.

1, soluţie de Na+ lipsită de ioni de Ca^{++}; 2, soluţie de Na^{+} cu 6 mg Ca^{++} la 100 ml; 3, Soluţie de Na^{+} cu 12 mg Ca^{++} la 100 ml; 4, Soluţie de Na^{+} cu 18 mg Ca^{++} la 100 ml.

Din datele din tabelul nr. 1 reiese că cu cît concentraţia ionului calciu creşte, cu atît se măreşte şi emisia ionului sodiu. Trasînd grafic vom obţine o serie de curbe (fig. 1).

Datele experimentale din tabelul 1 arată o influenţă a calciului asupra sodiului în flacăra de aer-acetilenă, mărindu-i emisia proporţional cu creşterea cantităţii de calciu.

Tabelele 2 şi 3 arată că influenţa calciului asupra potasiului şi a sodiului şi potasiului asupra calciului este foarte mică putînd fi considerată neglijabilă (în limita erorilor experimentale).

Institutul Geologic al României

Efectuînd aceleași determinări și pe amestec combustibil aer-propan, după cum reiese din datele tabelului 4 și 5, interferențele determinate de calciu sînt foarte

TABELUL 1

Influența Ca asupra Na în flacără aer-acetilenă

Nr. crt.	mg Na/100 ml	mg Ca/100 ml	Media deviațiilor la galvanometru pentru Na
1	2	—	22,5
2	2	6	23,5
3	2	12	24,5
4	2	18	25,5
5	5	—	48,0
6	5	6	49,5
7	5	12	50,5
8	5	18	51,5
9	10	—	75,5
10	10	6	77,5
11	10	12	78,5
12	10	18	79,5

TABELUL 2

Influența Ca asupra K în flacără aer-acetilenă

Nr. crt.	mg K/100 ml	mg Ca/100 ml	Media deviațiilor la galvanometru pentru K
1	2	—	11,5
2	2	6	11,5
3	2	12	12,0
4	2	18	11,5
5	4	—	23,0
6	4	6	23,2
7	4	12	23,5
8	4	18	23,0
9	7	—	37,5
10	7	6	38,0
11	7	12	38,0
12	7	18	38,0

mici, din cauza că temperatura flăcării fiind mai joasă decît la acetilenă, ionii de calciu sînt numai parțial ionizați.

Institutul Geologic al României

Se constată că în cazul folosirii amestecului combustibil aer-propan, interferenţa calciului sub concentraţia de 30 mg Ca/100 ml, asupra ionilor de sodiu

TABELUL 3

Influenţa Na şi K asupra Ca în flacără aer-acetilenă

Nr. crt.	mg Ca/100 ml	mg Na/100 ml	mg K/100 ml	Media deviaţiilor la galvanometru pentru Ca
1	0	2	2	—
2	6	2	2	178
3	12	2	2	346
4	18	2	2	505
5	0	5	4	—
6	6	5	4	178
7	12	5	4	344
8	18	5	4	502
9	0	10	7	—
10	6	10	7	177
11	12	10	7	346
12	18	10	7	505

TABELUL 4

Influenţa Ca asupra K în flacără aer-propan

Nr. crt.	mg Na pe 100 ml	mg/100 ml		Media deviaţiilor la galvanometru pentru Na
		K	Ca	
1	2	2	0	12,4
2	2	2	6	12,5
3	2	2	12	12,8
4	2	2	18	13,0
5	5	4	0	26,9
6	5	4	6	27,0
7	5	4	12	27,0
8	5	4	18	27,4
9	10	7	0	43,8
10	10	7	6	43,8
11	10	7	12	44,0
12	10	7	18	43,9

şi potasiu este foarte mică, putînd fi neglijată. Ţinînd seama de cele expuse am adoptat următoarea cale de a determina Ca, Na şi K din soluri: prima dată se

Institutul Geologic al României

determină sodiu și potasiu cu amestec combustibil aer-propan, apoi se determină calciu cu amestec combustibil aer-acetilenă.

Determinările la fotometru cu flacără executate în serie nu pot da rezultate bune decît atunci cînd condițiile reacțiilor care au loc în flacără sînt menținute identice în cadrul aceleași serii de determinări.

TABELUL 5

Influența Ca asupra Na în flacără aer-propan

Nr. crt.	mg K pe 100 ml	mg/100 ml		Media deviațiilor la galvanometru pentru K
		Na	Ca	
1	2	2	0	30,2
2	2	2	6	30,0
3	2	2	12	30,0
4	2	2	18	30,1
5	4	5	0	56,0
6	4	5	6	55,9
7	4	5	12	55,8
8	4	5	18	55,8
9	7	10	0	87,2
10	7	10	6	87,4
11	7	10	12	87,2
12	7	10	18	87,2

Cele mai mari dificultăți la determinările cu fotometru cu flacără, sînt provocate de faptul că substanțele introduse în flacără o dată cu substanța de analizat influențează în mare măsură gradul de disociere și de ionizare.

Justețea măsurătorilor cu fotometru cu flacără este periclitată cel mai des tocmai de această împrejurare. Substanțele străine pot să deplaseze echilibrele de disociere în flacără, ceea ce poate provoca micșorarea sau mărirea emisiei.

Din determinările făcute pentru calciu, sodiu și potasiu cu amestec combustibil aer-acetilenă și aer-propan reiese că o serie întreagă de ioni prezenți în extrasele de sol au influență asupra determinărilor în special asupra celor de calciu micșorîndu-i emisia.

Datele din tabelele 6 și 7 arată că ionul Al^{+++} nu are influență asupra determinărilor de sodiu și potasiu, dar provoacă o micșorare simțitoare a emisiei ionului calciu atît în cazul amestecului combustibil aer-acetilenă, cît și aer-propan; ionul Fe^{+++} micșorează foarte puțin emisia calciului, iar ionul Mn^{++} micșorează simțitor emisia ionului de calciu și mărește puțin emisia ionului de sodiu. Fosfatul micșorează foarte mult emisia calciului neavînd nici o influență asupra ionului de sodiu. Ionul magneziu în concentrația arătată nu are nici o influență.

Institutul Geologic al României

Cînd se efectuează analiza extraselor apoase de sol sau a apei din soluţii directe se constată că emisia ionului calciu este micşorată considerabil. Această micşorare a emisiei calciului se datoreşte anionilor prezenţi în soluţie (CO_3^{-2}, HCO_3^-, SO^{-2} etc.). Dacă proba se evaporă la sec, se reia cu HCl şi apoi se determină sub formă

TABELUL 6

Determinări în flacără aer-acetilenă

Nr. crt.	Ionii determinaţi mg/100 ml			Ioni prezenţi mg/100 ml	Media deviaţiilor la galvanometru		
	Na^+	K^+	Ca^{++}		Na	K	Ca
1	2	2	10	—	21,5	11,5	293
2	2	2	10	10 mg Al^{+3}	21,5	11,6	207
3	2	2	10	32 mg Al^{+3}	22,0	11,0	178
4	2	2	10	48 mg Al^{+3}	20,5	11,0	152
5	2	2	10	9 mg Fe^{+2}	22,0	12,0	285
6	2	2	10	3,7 mg Mn^{+2}	25,0	12,0	227
7	2	2	10	2 mg PO_4H_2K	22,0	—	135
8	2	2	10	5 mg Mg^{+2}	22,0	12,0	294

TABELUL 7

Determinări în flacără aer-propan

Nr. crt.	Ionii determinaţi mg/100 ml			Ioni prezenţi mg/100 ml	Media deviaţiilor la galvanometru		
	Na^+	K^+	Ca^{+3}		Na	K	Ca
1	2	2	10	—	13,3	31,0	56,4
2	2	2	10	16 mg Al^{+3}	12,6	29,1	13,4
3	2	2	10	32 mg Al^{+3}	12,4	29,0	13,0
4	2	2	10	48 mg Al^{+3}	12,1	27,9	12,0
5	2	2	10	9 mg Fe^{+3}	13,0	29,4	48,0
6	2	2	10	3,7 mg Mn^{+3}	14,6	31,1	20,0
7	2	2	10	2 mg KH_2PO_4	13,4	—	7,0
8	2	2	10	5 mg Mg^{+2}	13,1	31,0	57,0

de cloruri, rezultatele concordă cu cele obţinute prin metode chimice (datele sînt redate în tabelul 8).

Datele din tabelul 9 arată influenţa ionului SO^{--} asupra determinărilor de calciu din extrasele apoase ale solurilor cu săruri solubile. Se constată că cu cît creşte cantitatea de SO^{--} cu atît scade emisia ionului calciu.

Institutul Geologic al României

TABELUL 8

Rezultate comparative obținute la determinarea Ca din extrasele apoase de sol

Nr. crt.	Probe de apă	mg Ca/100 ml		
		Gravimetric	Fotometri înainte de tratare	Fotometric după tratare HCl
1	Rîul Ialomița	42,2	34,9	42,6
2	Izvor Orlea	47,9	15,2	48,2
3	Izvor Orlea	53,6	14,0	53,3
4	Rîul Baleea	7,9	4,5	7,6

TABELUL 9

Influența SO_4^{--} asupra determinărilor de calciu din extrasele apoase de sol

Nr. crt.	Profilul sol	Adînc.	me/100 g sol		
			SO_4^{--}	Ca^{++} determinat chimic	Ca^{++} determinat fotometric
1	P. 165 Andreșeni	18—28	26,08	12,33	7,78
2	P. 11 Stăncuța	15—34	13,62	9,35	5,37
3	P. 8 Țibănești	80—100	2,21	2,33	2,15
4		100—130	13,75	9,83	7,80
5		130—170	14,16	10,29	8,05
6		170—200	8,79	4,97	4,32
7	P. 12 Dunăre	0—20	10,37	7,66	5,42
8		20—40	14,00	9,85	6,95
9		50—70	3,44	1,84	1,37
10	P. 168	0—5	1,81	8,18	7,52
11		5—22	2,30	4,82	4,15
12		22—39	2,21	4,89	3,97
13		50—70	3,17	2,11	1,72
14		162—185	2,69	1,14	0,94

Și pH-ul soluției are influență asupra determinărilor de calciu, sodiu și potasiu, micșorînd emisia, proporțional cu creșterea aciditătii soluției.

În analiza fotometrică cu flacără ca și la celelalte metode de determinări analitice care se execută cu diferite aparate, compoziția cantitativă a soluțiilor de analizat se determină prin comparație. În cazul de față se compară constantele măsurate ale unor soluții cu compoziție necunoscută cu caracteristicile soluțiilor etalon.

Institutul Geologic al României

Aparatura folosită şi modul de lucru

S-a lucrat cu un aparat Zeiss, model III cu galvanometru cu scară metrică; presiunea amestecului combustibil a fost stabilită prin aşa zisul « punct de inversiune a aparatului »; (variind treptat presiunea aerului şi gazului combustibil pînă s-a obţinut flacăra cea mai stabilă). Astfel s-a obţinut cel mai propice amestec de 0,30 atm. pentru aer şi 40 mm coloană de apă pentru acetilenă, în cazul folosirii amestecului aer-acetilenă şi de 0,23 atm. pentru aer şi 12 mm coloană de apă pentru propan, în cazul folosirii amestecului aer-propan. Duza de pulverizare utilizată a fost cea de 0,4 mm, iar filtrele de interferenţă Ca 63 J, Na 59 J şi K 77 J, o fotocelulă de seleniu, timp de pulverizare 30 secunde.

Modul de lucru. Se deschide recipientul de aer comprimat şi cu ajutorul unui manometru se reglează la presiunea dorită, se pulverizează apoi apa distilată, se deschide recipientul de gaz cu ajutorul unui manometru aducînd debitul la presiunea de lucru şi se aprinde flacăra. Se trece la excitarea fotocelulei în cazul determinărilor de calciu (cu amestecul combustibil aer-acetilenă) cu o soluţie de 10 mg Ca/100 ml iar în cazul determinărilor de sodiu şi potasiu (cu amestecul combustibil aer-propan) cu o soluţie de 5 mg K/100 ml, timp de 20 minute.

Celulele de seleniu necesită un timp mai lung pentru a se ajunge la regimul normal de lucru; citirile nu trebuie făcute înainte ca celula să se stabilizeze, pentru a evita obţinerea unor valori eronate.

După scurgerea timpului de excitaţie se pulverizează apa şi se fac citirile.

Soluţii de lucru. 1. *Soluţie de clorură de calciu.* Se prepară o soluţie « Mamă » etalon prin dizolvarea a 2,4972 g carbonat de calciu p.a. într-o cantitate minimă de acid clorhidric diluat. Se evaporă excesul de acid pe baia de apă şi apoi cu apă distilată fierbinte se trece clorura de calciu într-un balon cotat de 1000 ml, după răcire balonul se aduce la semn. Astfel am obţinut o soluţie de 1 mg Ca/1 ml. Se face controlul gravimetric.

2. *Soluţie de clorură de potasiu.* Se dizolvă 1,907 g KCl în 1000 ml apă distilată obţinîndu-se o soluţie de concentraţie 1 mg K/1 ml.

3. *Soluţie de clorură de sodiu.* Se dizolvă 2,542 g NaCl în 1000 ml apă distilată obţinîndu-se o soluţie ce conţine 1 mg Na/1 ml.

Trasarea curbelor de etalonare. Pentru stabilirea curbelor de etalonare am ales următoarele scări etalon: pentru calciu de la 1 la 20 mg Ca/100 ml, pentru sodiu şi potasiu de la 1 la 10 mg/100 ml. Se adăugă fiecărei soluţii 0,2 ml HCl

Institutul Geologic al României

conc. la 100 ml. Adăugarea acidului în soluție este necesară deoarece extrasele de sol ce vor fi determinate conțin în ele această cantitate de acid.

Pentru soluțiile de excitație și controlul aparatului în timpul lucrului am preparat soluții lipsite de HCl ce conțin 10 mg Ca/100 ml și respectiv 5 mg K/100 ml.

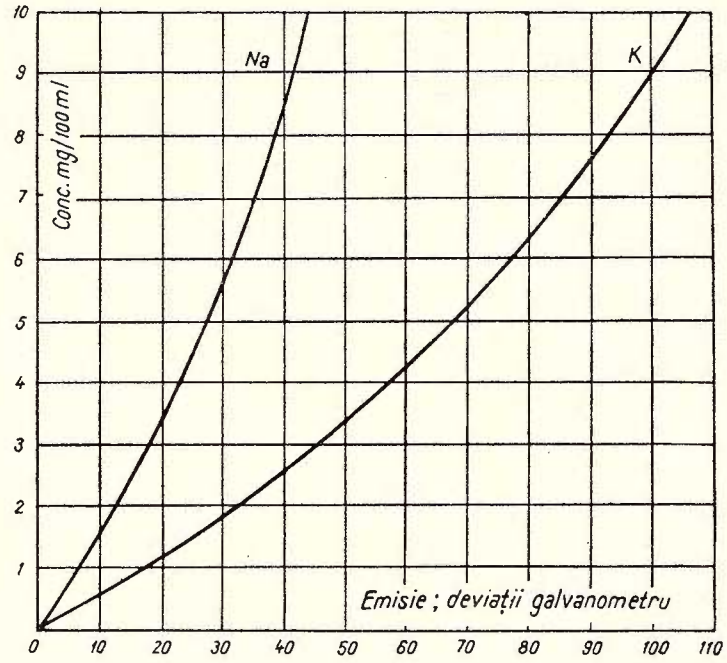


Fig. 2.

Se pulverizează soluțiile etalon, după ce în prealabil celula a fost excitată, și se fac citirile la galvanometru în serii de cîte 3—4 probe.

După fiecare serie de 3—4 probe se fac citirile pentru apă; valorile obținute pentru apă se scad din valorile deviațiilor corespunzătoare fiecărei probe din serie. Se controlează din nou dacă aparatul este în condițiile de lucru cu o soluție de control (cu soluția de excitație, trebuie să primim aceleași deviații la galvanometru ca la începutul determinărilor); dacă nu, se reglează cu ajutorul diafragmei la deviația respectivă. După aceasta se repetă citirile pentru aceeași serie încă de cîteva ori, final făcîndu-se media, se trasează apoi curba. Cu cît numărul citirilor este mai mare eroarea scade. Curbele sînt arătate în fig. 2 și 3.

Pregătirea soluțiilor de extrase de sol. Se cîntăresc 10 g sol prealabil pregătite pentru analiză, într-un Erlenmayer cu gît larg de 200 ml capacitate, se tratează

Institutul Geologic al României

cu 100 ml acetat de amoniu soluţie N cu pH 7,00 şi se agită timp de 15 minute, se lasă apoi pînă a doua zi.

Se filtrează printr-o hîrtie bandă albă de ∅ 11 mm şi filtratul se prinde într-un pahar cu capacitate de 600 ml. Se percolează cu acetat de amoniu pînă nu se

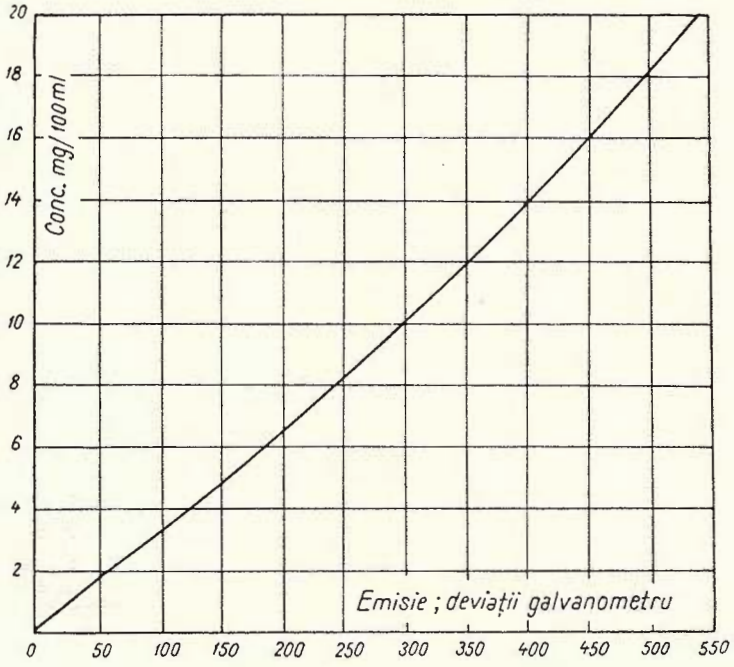


Fig. 3.

mai obţine reacţia ionului calciu cu oxalat de amoniu; se continuă percolarea încă de 12 ori, pentru a asigura spălarea completă a magneziului.

Filtratul se evaporă la sec, se calcinează uşor în pahar sau mai bine în capsulă de cuarţ pentru a se îndepărta substanţele organice; reziduul obţinut trebuie să fie de culoare albă, avînd ionii sub formă de oxizi ca R_2O_3, CaO, MgO, Na_2O şi K_2O.

Se tratează de 2 ori cu HCl conc. şi se evaporă de fiecare dată pe baie de apă la sec. Se lasă un timp la sec pe baia de apă pentru a insolubiliza silicea ce a trecut eventual din sol. Se reia cu puţin acid clorhidric şi apă fierbinte şi se filtrează într-un pahar cu capacitate de 250 ml unde se precipită sesquioxizii cu NH_4OH în prezenţă de NH_4Cl şi se separă.

Această separare de sesquioxizi este necesară din cauză că au o influenţă dăunătoare asupra determinărilor aşa cum s-a arătat.

Filtratul se evaporă la sec, se îndepărtează sărurile de amoniu prin tratare de două ori cu amestecul 3 p. HCl + 1 p. HNO_3, apoi se tratează cu HCl şi se duce din nou la sec.

Institutul Geologic al României

Reziduul din pahar se reia cu apă fierbinte și o,2 ml HCl conc. pentru fiecare ml filtrat și se filtrează într-un balon cotat de 100 ml sau 250 ml în funcție de concentrație.

Soluțiile sînt astfel pregătite pentru a se putea face determinările la fotometru cu flacără a Ca^{++}, Na^{++}, și K^{+}, iar a Mg^{+} la fotocolorimetru, parcurgînd următoarea ordine cronologică a determinărilor.

Se determină prima dată sodiu și potasiu la un fotometru cu flacără folosind amestec combustibil aer-propan, aparatul fiind excitat cu o soluție de KCl ce conține 5 mg K/100 ml.

Tot pe propan se face o singură citire pentru calciu pe filtrul respectiv pentru a vedea dacă soluția în lucru se încadrează pe curba de calciu, sau este mai concentrată, în cazul acesta se face diluția corespunzătoare, care este necesară dacă se obține pe propan o deviație mai mare de 120 diviziuni.

După determinarea sodiului și potasiului se determină calciul pe acetilenă.

Se poate lucra la două aparate, unul pe propan și celălalt pe acetilenă sau pe unul singur schimbînd gazul combustibil.

Din deviațiile obținute la galvanometru pentru sodiu, potasiu și calciu se deduc cu ajutorul curbelor etalon, concentrațiile respective a soluțiilor de analizat și se calculează apoi la suta de grame sol, exprimînd rezultatul în miliechivalenți.

Magneziul se determină ulterior la un fotocolorimetru.

Pentru a verifica precizia metodei s-au efectuat o serie de determinări, comparîndu-se metoda fotometrică cu ceva gravimetrică pentru ionul calciu; aceste rezultate sînt redate în tabelul 10.

TABELUL 10

Rezultate comparative obținute la determinarea Ca gravimetric și fotometric

Nr. crt.	mg Na/100 ml	mg K/100 ml	Media citirilor pentru Ca	mg Ca/100 ml		Eroare	
				gravi-metric	foto-metric	±	%
1	2	4	59	2,0	2,0	0	0
2	2	4	173,5	6,0	6,0	0	0
3	2	4	229,8	8,0	8,0	0	0
4	4	2	287,3	10,11	10,11	+0,11	1,10
5	4	2	388,8	14,0	13,97	−0,03	0,21
6	4	2	494,5	18,0	18,0	0	0

Pentru verificarea metodei în cazul analizelor de sol, s-au făcut o serie de determinări pe soluri diferite,rezultatele comparative sînt redate în tabelele 11, 12 și 13.

Institutul Geologic al României

TABELUL 11

Valorile calciului

Nr. crt.	Solul	Adînc. cm	me $Ca_5$100 g sol		Eroare	
			Gravi-metric	Foto-metric	±	%
1	brun-gălbui	100—120	9,58	9,72	+0,14	1,55
2	cernoziom castaniu . . .	0—10	25,16	25,87	+0,71	2,84
3	montan acid-podzolit . . .	0—7	14,69	14,80	+0,11	0,78
4	cenuşiu deschis	16—35	9,72	9,78	+0,6	0,66
5	negru de fîneaţă	40—60	21,46	21,75	+0,29	1,38
6	brun acid de pădure . . .	3—9	1,92	1,86	—0,06	3,00
7	podzol	6—25	6,74	6,70	—0,04	0,66
8	brun podzolit	45—65	20,49	20,36	—0,13	0,60

TABELUL 12

Valorile magneziului obţinute la fotocolorimetru în prezenţa de calciu şi fără calciu

Nr. crt.	Solul	Adînc.	me Mg/100 g sol		Eroare	
			cu Ca	fără Ca	±	%
1	brun-gălbui	100—120	4,16	4,04	+0,12	3
2	cernoziom castaniu . . .	0—10	3,78	3,81	—0,03	1
3	montan acid podzolit . . .	0—7	2,14	2,20	—0,06	3
4	cenuşiu deschis	16—35	1,38	1,45	—0,07	7

TABLOUL 13

Valorile potasiului şi sodiului obţinute la fotometru cu flacără în prezenţa calciului şi fără calciu

Nr. crt.	Solul	Adînc. cm	me $K_5$100 g sol		me $Na_5$100 g sol	
			cu Ca	fără Ca	cu Ca	fără Ca
1	brun-gălbui	100—120	0,57	0,60	0,38	0,37
2	cernoziom castaniu . . .	0—10	0,59	0,61	0,31	0,33
3	montan acid podzolit . . .	0—7	0,85	0,86	0,31	0,31
4	cenuşiu deschis	16—35	0,47	0,46	0,30	0,30

Din datele determinărilor redate în tabelele 10, 11, 12 şi 13 reiese că metoda este precisă şi nu dă erori care să depăşească 3%, ceea ce e suficient pentru analizele extraselor de sol. Metoda este simplă şi foarte economă, eliminînd o serie întreagă de operaţii ca: precipitări, evaporări etc., precum şi o serie de reactivi.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Spector Iacob. Mutual Interferences and Elimination of Calcium Interference in Flame Photometry. *Analytical Chemistry*, sept. 1955, vol. 27, nr. 9, pag. 1452.
2. Mavrodineanu R. Analiza spectrală cantitativă prin flacără.
3. Todor D. Fotometrie cu flacără şi aplicaţiile ei. Comunicare Comitetul Geologic, secţia A.S.I.T., 1960.
4. * * * Fotometria de flacără. Dos. 34.548. Bibl. I.D.T. (Traducere din limba maghiară).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КАЛЬЦИЯ, НАТРИЯ И КАЛИЯ С ПОМОЩЬЮ ФОТОМЕТРА С ПЛАМЕНЕМ И ВЗАИМНЫХ ИНТЕРФЕРЕНЦИЙ ПРИ АНАЛИЗЕ ОБРАЗЦОВ НЕКАРБОНАТНЫХ ПОЧВ

Д. ТОДОР

(Краткое содержание).

В настоящей работе представлены данные, касающиеся определения кальция, натрия и калия с помощью фотометра, используя фильтры взаимной интерференции на образцах, изъятых из почв без карбонатов, в пламени воздух- пропан и воздух ацетилен. Кроме этого были обсуждены взаимные интерференции между кальцием, натрием и калием в пламени обоих составов (таблица 1—5), а также и влияние других постороних ионов, находящихся в образцах почв как -то: Al^{+++}, Fc^{+++}, Mn^{++}, Mg^{++}, SO_4^{--} и PO_4^{---} (таблицы 6—8).

Затем указан метод работы при изъятии образцов, а также методика определений на фотометрах с пламенем.

Автор в заключении, подставляет, сравнительно, полученные результаты при аналитических обычных методах и применением метода фотометрии с пламенем (таблицы 9 и 10)

Institutul Geologic al României

DÉTERMINATION DU CALCIUM, DU SODIUM ET DU POTASSIUM AU MOYEN DU PHOTOMÈTRE DE FLAMME ET LES INTERFÉRENCES RÉCIPROQUES DANS L'ANALYSE DES EXTRAITS DES SOLS NON-CARBONATÉS

PAR

DUMITRU N. TODOR

(Résumé)

Le travail comprend des données sur la détermination du calcium, du sodium et du potassium au moyen du photomètre de flamme en utilisant des filtres d'interférence pour les extraits des sols non-carbonatés, avec la flamme air-propane et air-acetylène. Sont discutées les interférences réciproques entre le calcium, le sodium et le potassium dans les deux flammes (tab. 1—5) ainsi que l'influence d'ions étrangers présents dans les extraits de sol, tels que: Al^{+++}, Fe^{+++}, Mn^{++}, Mg^{++}, SO_4^{--} et PO_4^{---} (tab. 6—8).

L'auteur présente le procédé d'obtenir les extraits de sol et leur préparation pour l'analyse ainsi que la méthode de la détermination au moyen du photomètre de flamme. Suit la comparaison entre les résultats acquis par les analyses communes et ceux obtenus par la photométrie de flamme (tab. 9 et 10).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

PEDOLOGIE

RAIONAREA PEDO-GEOGRAFICĂ A REGIUNII CUPRINSĂ ÎNTRE PIATRA NEAMŢ—ROMAN—MOGOŞEŞTI—OŞLOBENI—PIATRA NEAMŢ [1])

DE

FL. PREDEL

Regiunea cercetată, în suprafaţă de 950 km², este cuprinsă între masivul muntos la vest, linia Gîrcina—Girov—Dănești—Mărgineni—Başta la sud, rîul Siret la est şi linia Mogoşeşti—Oşlobeni la nord.

Din punct de vedere geomorfologic această regiune cuprinde porţiuni din două unităţi mari de relief: Subcarpaţii Moldovei şi Podişul Moldovei. Aceste unităţi se separă după linia Bordea — Stînca Şerbeşti — Mărgineni (2,3).

Subcarpaţii cercetaţi de noi aparţin depresiunii Cracău—Bistriţa (2), iar partea cercetată din Podişul Moldovei este cuprinsă în Podişul Piemontan (3).

După aspectul reliefului şi condiţiile de pedogeneză, am deosebit în cadrul acestor unităţi mari de relief mai multe subunităţi. Astfel, în cadrul depresiunii Cracău—Bistriţa, aparţinînd Subcarpaţilor, am separat subunităţile: depresiunea Negreşti, dealurile Dărmăneşti — Căşăria, cîmpul deluros al Dochiei, dealurile Holmului, Stînca Şerbeşti şi valea Cracăului, cu terasele şi lunca Cracăului, iar în cadrul Podişului Piemontan, aparţinînd Podişului Moldovei, subunităţile: dealul Corni, Piemontul Bozieni—Războieni, podişul Climeşti, cîmpia de terase slab fragmentate, lunca Moldovei şi lunca Siretului.

Din punct de vedere climatic [2]), regiunea cercetată aparţine la două provincii climatice: Dfbk, în partea de vest şi Dfbx, în cea de est.

Temperatura [3]) mijlocie anuală este de 8°, 3 la Roman, 7°,8 la Fălticeni şi 8°,4 la Piatra Neamţ. Temperatura medie a lunii celei mai reci (ianuarie) este de

[1]) Comunicare în şedinţa din 3 iunie 1961.

[2]) Prescurtare făcută după cap. « Clima » redactat C. Sorocinsky din raportul « Cercetări pedologice în Podişul Sucevei şi Subcarpaţii Moldovei », manuscris, 1960, şi cap. « Clima » din Monografia geografică a R.P.R. Bucureşti 1960.

[3]) În grade Celsius.

Institutul Geologic al României

—4°,9 la Roman, —4°,3 la Fălticeni și —3°,3 la Piatra Neamț, iar temperatura medie a lunii celei mai calde este de 19°,9 la Roman, 18°,9 la Fălticeni și 19°,5 la Piatra Neamț.

Temperaturile minime absolute înregistrate sînt de —33°,2 la Roman, —30°,0 la Fălticeni și —29°,6 la Piatra Neamț. Temperaturile maxime absolute înregistrate sînt de 38°,2 la Roman, 37°,6 la Fălticeni și 39°,6 la Piatra Neamț.

Cantitatea medie de precipitații pe perioada 1926—1955 este de 528,6 mm la Roman, 635,0 mm la Fălticeni, 473,0 mm la Pașcani și 649 mm la Piatra Neamț. Repartizarea lor pe anotimpuri este neuniformă. Cele mai multe cad vara (40—43%), avînd un maxim în luna iunie, iar cele mai puține iarna (11,4—12,5%).

Indicele de ariditate (DE MARTONNE) este cuprins între 29 la Roman și 35 la Piatra Neamț.

Învelișul de sol, destul de neuniform, reflectă variația condițiilor naturale în care s-a format.

Dintre numeroasele soluri întîlnite, cea mai mare răspîndire o au solurile silvestre cenușii închise și tipice. Ele ocupă suprafețe mari pe piemontul Bozieni—Războieni, pe podișul Climești și pe cîmpul Brănișteni, precum și pe terasele Cracăului. Ocupînd suprafețe mai mici, aceste soluri se întîlnesc și în celelalte subunități.

Solul silvestru cenușiu închis se caracterizează printr-o relativ intensă bioacumulare de humus, spălare profundă sau mijlocie a carbonatului de calciu și o slabă-moderată migrare a substanțelor coloidale (argilei) în orizontul B.

Solul silvestru cenușiu tipic se caracterizează printr-o moderată bioacumulare, spălare profundă sau mijlocie a carbonatului de calciu și o moderată migrare a substanțelor coloidale (argilei) în orizontul B.

La tranziția cu solul silvestru cenușiu închis acest sol este mai bogat în humus și mai puțin podzolit (silicea este perceptibilă numai la uscare), iar la tranziția cu solul silvestru brun-cenușiu podzolit este mai sărac în humus (ajunge la castaniu-cenușiu) și podzolit mai mult (pungi cu silice se văd și în stare reavănă).

Solurile silvestre cenușii trec, pe locurile mai înalte și pe suprafețele plane întinse, la solurile silvestre brune-cenușii podzolite, caracterizate printr-o culoare mai deschisă — de la brun-gălbui pînă la cenușiu-gălbui — a orizontului A, printr-o slabă bioacumulare de humus, printr-o spălare adîncă sau mijlocie a carbonatului de calciu și printr-o moderată-puternică migrare a substanțelor coloidale (argilei) în orizontul B.

Gradul de podzolire al acestor soluri variază de la slab pînă la puternic, fiind în strînsă legătură cu forma de relief și cu modul de folosință. Predomină solul silvestru brun-cenușiu mediu podzolit.

Solurile silvestre brune-cenușii podzolite sînt mai răspîndite pe cîmpul Romanului și pe piemontul Bozieni—Războieni. În rest ele ocupă suprafețe mici, acoperite în general cu păduri.

Institutul Geologic al României

La rîndul lor, solurile brune-cenuşii podzolite trec spre solul podzolic. Acesta este foarte puţin răspîndit şi ocupă suprafeţele plane, înalte. Fiind format adesea pe depozite fine, este pseudogleizat.

Pe marginea culoarelor largi (valea Siretului, valea Moldovei) şi în zona depresionară a Dochiei (cîmpul Dochiei), datorită climatului mai uscat care există aici, se întîlneşte cernoziom levigat podzolit. Acest sol are profilul morfologic asemănător cernoziomului levigat [1]) (P. ENCULESCU (1) l-a separat ca cernoziom degradat), dar prezintă în stare uscată, în partea superioară a orizontului A şi mai rar în B, o slabă pudrare cu silice (mai mult grăunţi de cuarţ liber la suprafaţa agregatelor structurale). Orizontul C este la 80—100 cm, rareori mai adînc, în cîmpul Dochiei, şi între 100—150 cm, rareori mai adînc, în rest.

În depresiunea Negreşti, în dealurile Holmului şi mai puţin în dealurile Dărmăneşti—Căşăria, ocupînd atît culmi cît şi versanţi, se întîlneşte pratoziomul [2]) slab-mediu podzolit pseudogleizat.

Morfologic, acest sol prezintă un orizont A cu o relativ intensă bioacumulare de humus, cu structură grăunţoasă colţurată care aminteşte de cernoziom şi cu pudrare clară de silice (se poate separa un suborizont Aa_2 sau Aa_2B) şi un orizont B argilos, marmorat (fond castaniu cu pete brune şi vineţii), prismatic. Adîncimea de levigare a carbonaţilor este de 90—200 cm.

Pe terasa inferioară a Siretului sînt foarte răspîndite solurile autohidromorfe şi hidromorfe. Dintre acestea, un loc important îl ocupă cernoziomul levigat podzolit semigleic. Morfologic, acest sol prezintă un orizont A de 40—43 cm, brun închis, glomerular, la uscare pudrare slabă cu silice, un suborizont de tranziţie $A(a_2)B$, brun, în agregate nuciforme, la uscare pudrate slab cu silice, şi un orizont $B(a_2)$ cu slabă acumulare de argilă, castaniu cu nuanţă brună în prima parte, castaniu în a doua, uneori şi cu pete limonii şi vineţii (cenuşii) la partea inferioară, columnoid-prismatic, bobovine şi pete mici ferimanganice. În stare uscată feţele structurale sînt îmbrăcate cu peliculă de silice. Orizontul Cg este la 100—120 cm, marmorat, gălbui-vineţiu, limoniu, foarte bogat în $CaCO_3$ şi concreţiuni silico-carbonatice, septarice, colţurate. Nivelul apei freatice este la 2—3 m.

În funcţie de dezvoltarea profilului, solurile întîlnite în această regiune au fost împărţite în: soluri cu profil scurt (orizontul $C < 100$ cm) soluri cu profil mijlociu (orizontul C la 100—150 cm) şi soluri cu profil lung (orizontul $C > 150$ cm).

În cele ce urmează vom prezenta pe scurt condiţiile naturale şi solurile din fiecare subunitate de relief care reprezintă, de altfel, şi un raion agropedologic.

---

[1]) Prin cernoziom levigat se înţelege solul separat altădată ca cernoziom degradat.

[2]) Denumire introdusă de N. FLOREA.

Institutul Geologic al României

Depresiunea Cracău—Bistrița

Depresiunea Negrești este o depresiune erozivo-acumulativă creată de pîrîul Horaița și afluenții săi. Dealurile piemontane înalte de 7—800 m o limitează spre vest, iar culmea Mocirleanu și dealul Cioca—Prohalu, înalt de 510—559 m spre nord și est; spre sud, prezența dealurilor Dărmănești—Cășăria accentuează caracterul de depresiune al acestei unități.

Relieful actual, modelat în argile meoțiene (4) scoase la zi prin spălarea depozitelor de la suprafață, în alcătuirea cărora intrau probabil și pietrișuri, mărturie fiind pietrișurile de pe dealul Prohalu, este format din dealuri cu coame largi ușor bombate și cu versanți mai mult sau mai puțin înclinați, pe alocuri avînd aspect de cuestă, care converg către centrul depresiunii. Înălțimea acestor dealuri este cuprinsă între 480—500 m, iar energia reliefului este de 60—80 m.

Dealul Cioca—Prohalu are coama sub forma de plai neted întrerupt de ușoare curmături și versanții ușor asimetrici, cel dinspre depresiune mai puțin înclinat, iar cel dinspre Cracău mai înclinat și cu alunecări.

Pîrîul Horaița străbate depresiunea dinspre nord-vest spre sud-est. El are o luncă îngustă, bogată în prundiș; la sud de Negrești se întîlnește un fragment de luncă mai înaltă, pe care nisipurile și pietrișurile sînt acoperite cu un strat din material mai fin, de cca 2 m grosime.

În partea de sud depresiunea este limitată de pîrîul Almaș. Valea acestuia, largă de 600—700 m, cuprinde o luncă inundabilă avînd nisipuri și pietrișuri și o terasă de luncă, avînd depozite mijlocii și fine către confluența cu Cracăul și mai grosiere și amestecate cu pietrișuri către munte.

Vegetația ierboasă, mult răspîndită în trecut, se păstrează astăzi numai în mici petece de pășuni și fînețe. În componența floristică a acestora intră multe plante mezohidrofile.

Vegetația lemnoasă întîlnită pe dealul Cioca este alcătuită din *Fagus silvatica* și *Carpinus betulus*. Pe versantul estic al acestui deal apare și brad.

După defrișarea pădurii se instalează, formînd tufărișuri, *Betula alba*.

Solul predominant este pratoziomul slab-mediu podzolit, pseudogleizat. El ocupă culmile joase și versanții din depresiunea propriu zisă. Adîncimea de levigare a carbonaților este în jur de 100 cm.

Pe dealul Cioca întîlnim sol podzolic pseudogleizat cu profil lung ($C > 150$ cm). Pseudogleizarea este de culoare închisă, arătînd prin aceasta evoluția lui din pratoziom. Pe dealul Prohalu se întîlnește solul silvestru brun-cenușiu podzolit (puternic), în masa căruia abundă pietrișul, iar pe botul interfluviului Almaș-Horaița am separat sol silvestru brun-cenușiu podzolit pseudogleizat, cu profil mijlociu (C între 100—150 cm). Versanții sînt ocupați de solul cenușiu tipic profund slab humifer.

Institutul Geologic al României

Pe terasele de luncă ale Almaşului şi Horaiţei se întîlnesc pratoziomuri aluviale podzolite. Solurile de pe terasa Almaşului conţin în masa lor prundiş din ce în ce mai abundent spre amonte.

Pentru acest raion se recomandă cultura cerealelor, relieful permiţînd un grad destul de mare de mecanizare şi pe versanţii degradaţi, plantarea de pomi fructiferi. Măsurile agrotehnice şi îngrăşămintele se vor aplica diferenţiat, după tipul de sol.

Dealurile Dărmăneşti—Căşeria. Sub această denumire am cuprins masivul deluros situat la sud de pîrîul Almaş. Acest masiv este alcătuit spre vest din dealuri înalte (peste 570 m) avînd forme mamelonare şi spre est din dealuri puţin mai joase (sub 550 m) avînd coame cu poduri mai mult sau mai puţin întinse. Versanţii, în general simetrici, sînt destul de înclinaţi şi prezintă intense procese de pantă, în care alunecările şi prăbuşirile ocupă un loc de seamă. Energia reliefului este de 150—180 m.

Roca de solificare este alcătuită, în cea mai mare parte, din argilă, scoasă la zi de sub stratul de pietriş ce o acoperea, prin procese de denudare. Pietrişul acoperă astăzi podurile de pe dealurile Balaurul, Căşăria ş.a., precum şi unele mameloane.

Vegetaţia naturală este formată din păduri alcătuite, pe culmi şi pe versanţii cu expoziţie nordică, din *Fagus silvatica, Carpinus betulus, Quercus petraea, Betula verrucosa* etc., iar pe versanţi cu expoziţie sudică, din *Quercus petraea, Carpinus betulus*, etc.

Spre vest, vegetaţia lemnoasă este înlocuită de cea ierboasă, de silvo-fîneaţă.

Dintre soluri întîlnim mai întîi soluri silvestre brune-cenuşii podzolite (puternic) [1]) cu profil lung. Ele ocupă suprafeţele plane de pe dealurile: Balaurul, Căşăria, Osoiu, Sărata. Solul de pe primele două dealuri, avînd în masa lui cantităţi destul de mari de pietriş, este asemănător celui de pe dealul Prohalu.

Solurile silvestre brune-cenuşii podzolite (puternic) trec pe versanţi la soluri silvestre cenuşii tipice, cu profil lung.

Destul de răspîndite sînt în această subunitate pseudorendzinele şi pseudorendzinele levigate. Formarea lor este determinată de existenţa argilelor cu un conţinut mai mic sau mai mare în $CaCO_3$.

În apropierea pîrîului Almaş, în continuarea celor din depresiunea Negreşti, se întîlnesc pratoziomuri slab-mediu podzolite pseudogleizate.

Pe suprafeţele mamelonare şi pe versanţii puternic înclinaţi cu alunecări şi prăbuşiri, se întîlnesc soluri neevoluate, protoregosol şi regosol reprezentînd primul, roca afînată la zi, al doilea, un sol tînăr cu morfologia de tipul A—A/C. De cele mai multe ori aceste soluri sînt asociate şi cu soluri silvestre cenuşii şi brune-cenuşii podzolite.

---

[1]) P. Enculescu le-a considerat podzoluri (1).

Institutul Geologic al României

Acest raion este propice mai mult pentru silvicultură și mai puțin pentru agricultură. În mod experimental, ar trebui încercată plantarea pomilor fructiferi.

Cîmpul deluros al Dochiei, situat în jurul satului Dochia, este alcătuit din dealuri joase orientate nord—sud, avînd coame largi ușor boltite și versanți mai mult sau mai puțin înclinați. Înălțimea lor scade treptat de la nord și nord-est spre sud și sud-vest, fiind în jurul satului Dochia de 350 m. Văile relativ înguste și puternic coluvionate care separă aceste dealuri, au profilul transversal ușor asimetric și mlaștini destul de frecvente pe firul lor, amintind oarecum peisajul din Cîmpia Moldovei.

Roca de solificare este alcătuită dintr-o cuvertură subțire (cca 2 m) de material loessoid, ce se sprijină pe un pat de argilă; local, pe pantele și pe coamele colinelor, această argilă iese la zi sub formă de lentile.

În marginea de nord a satului Dochia, la adîncimea de 0,9 m, am întîlnit un pachet de strate în poziție aproape verticală, alcătuit din plăci subțiri de gresie silicioasă cu intercalații subțiri de $CaCO_3$ făinos.

Ca forme de relief artificiale specifice numai acestui cîmp, și a căror prezență dă unele indicații asupra trecutului acestei regiuni, se întîlnesc aici numeroase movile.

Vegetația naturală, înlocuită astăzi aproape complet de culturi, a fost cercetată mai amănunțit de P. ENCULESCU (1). Speciile citate de el aparțin stepei și antestepei, formînd așa numita insulă de stepă de la est de Piatra Neamț, considerată ca stepă edafică, determinată de rocă (1).

Solurile mult răspîndite aici sînt cernoziomul levigat podzolit și solul silvestru cenușiu închis. Alături de acestea mai întîlnim: cernoziomuri, cernoziomuri levigate, soluri silvestre cenușii închise, freatic umede, și soluri humicogleice.

Cernoziomul levigat podzolit ocupă cea mai mare parte a cîmpului, întîlnindu-se atît pe versanții cît și pe coamele colinelor.

Adîncimea de levigare a carbonatului de calciu este de 80—100 cm și numai local coboară mai mult.

Solul silvestru cenușiu închis ocupă marginea de nord și est a acestei unități. Mare parte din aceste soluri au profilul dezvoltat (C > 150 cm), dar se întîlnesc și soluri cu profil mijlociu (C între 100—150 cm).

Cernoziomul și cernoziomul levigat apar întîmplător, pe unele pante sau boturi de deal.

Solul silvestru cenușiu închis freatic umed, și solurile humicogleice sînt soluri influențate de apa freatică și se întîlnesc, primele, la contactul colinelor cu valea, celelalte, pe firul văilor.

Acest raion, fiind cel mai fertil, este foarte bun pentru cultivarea plantelor cerealiere. De-a lungul văilor se pot extinde actualele suprafețe cultivate cu legume, iar versanți mai înclinați se pot planta cu pomi fructiferi.

Dealurile Holmului reprezintă tranziția de la dealurile joase din cîmpul deluros al Dochiei, către dealurile înalte ale Cornilor din Podișul Piemontan. Sînt alcătuite

Institutul Geologic al României

din spinări mamelonare largi, a căror înălţime atinge 485—526 m. Versanţii, mai mult sau mai puţin înclinaţi, prezintă alunecări locale.

Văile care separă aceste dealuri au profilul transversal, mai mult sau mai puţin simetric. Pe firul lor apele se scurg la început pe o albie majoră îngustă şi mlăştinoasă, apoi pe o albie minoră (ravenă) din ce în ce mai adîncă către vărsare.

Roca de solificare este alcătuită în mare parte şi în strat destul de gros, din argilă. Pe mameloane, aceste argile sînt amestecate cu pietriş, calcaros sau silicios, în cantitate variabilă.

Vegetaţia naturală, observată în puţinele păşuni existente, este asemănătoare celei din depresiunea Negreşti.

Solul dominant este pratoziomul slab-mediu podzolit pseudogleizat, asemănător celui din depresiunea Negreşti, dar cu spălarea carbonaţilor mai adîncă, 140—200 cm.

Pe coamele mai înguste ale dealurilor se întîlnesc pseudorendzine cu pietriş calcaros pe profil; pe versantul estic al dealului Holm am întîlnit pseudorendzină levigată cu mînjire profundă de humus.

Acest raion, asemănător depresiunii Negreşti, are un pronunţat caracter cerealier.

Stînca Şerbeşti, reprezentînd extremitatea estică a cutărilor subcarpatice (2), este înalt de 514 m şi situat la est de satul Şerbeşti, la contactul Subcarpaţilor cu Podişul Piemontan. Este alcătuit la partea superioară din gresii calcaroase în poziţie aproape verticală, observabile în abrupturile stîncoase din partea sudică a dealului.

Aceste gresii, folosite ca materiale de construcţii, sînt acoperite cu o cuvertură subţire din material de alterare bogat în schelet.

Solul, puţin evoluat, este de tipul rendzinei şi semirendzinei, cu acumulare de humus calcic închis la culoare şi foarte bogat în schelet.

Valea Cracăului cuprinde terasele şi lunca Cracăului.

Terasele Cracăului, în număr de trei, ce se pot urmări bine la sud de pîrîul Almaş, alcătuiesc un cîmp etajat situat în mare parte pe stînga Cracăului. El este fragmentat de albiile minore ale pîraielor Almaşu şi Horaiţa care, prin materialele depuse, au modificat puţin relieful acestui cîmp.

Pe partea dreaptă a Cracăului terasele apar fragmentar: un nivel inferior la sud-est de Oşlobeni şi un nivel mediu la est de Girov.

Roca de solificare este variată. Terasa inferioară este acoperită cu material fin (argilă şi lut greu argilos), cu excepţia zonei din apropierea pîrîului Almaş unde acest material este amestecat cu pietriş şi se sprijină, la adîncimea de 60—70 cm, pe un banc de prundiş. Celelalte terase sînt acoperite de material cu aspect loessoid avînd textură fină (lut greu argilos), cu excepţia celui de pe fragmentul de terasă situat la est de Girov, care are textură mijlocie (lut mediu).

Vegetaţia naturală este complet înlocuită de culturi. Din unele indicaţii se poate considera că în trecut, pădurea de *Quercus petraea* era mult răspîndită aici.

Institutul Geologic al României

Solul dominant este solul silvestru cenușiu tipic cu profil lung (orizontul C sub 220—240 cm).

La confluența pîrîului Almaș cu Cracăul am întîlnit o suprafață mică ocupată cu sol silvestru cenușiu închis freatic umed, iar la sud de pîrîul Almaș se întîlnește pratoziom (probabil freatic umed). Acesta, în apropierea pîrîului, conține pietriș în cantități variabile. În vatra satului nou Călinești, am întîlnit cernoziom mediu levigat de fîneață.

La sud-est de Oșlobeni, pe terasa inferioară, se întîlnește pratoziom aluvial podzolit, iar la est de Giorov, pe terasa medie, cernoziom levigat podzolit, cu levigarea carbonaților la 140—150 cm.

La nord de Dobreni, pe o suprafață slab înclinată (terasă?), am întîlnit sol silvestru brun-cenușiu podzolit.

Este un raion favorabil culturilor de cereale, în care se poate aplica mecanizarea tuturor lucrărilor.

L u n c a C r a c ă u l u i cuprinde sectorul de luncă dintre Oșlobeni și Dănești. Lățimea acestei lunci crește treptat, în sensul de curgere al rîului, de la 0,2—0,3 km la 1—1,5 km. În cadrul ei se separă trei trepte: lunca inundabilă, mai mult albie minoră, destul de largă, cu mult prundiș, în care apa are curs despletit; lunca rar inundabilă, mai înaltă, cu depozite grosiere (n, nl) și fine (lga, a); lunca neinundabilă, acoperită în cea mai mare parte cu materiale fine. Aceasta avînd cam același nivel cu precedenta, este separată mai mult după gradul de evoluție al solului.

Strîns legat de prezența acestor trepte este și gradul de evoluție al solurilor. În lunca inundabilă sînt aluviuni recente sau slab solificate, formate din prundișuri și numai local, nisipuri, în lunca rar inundabilă sînt soluri aluviale carbonatice și necarbonatice, iar în lunca neinundabilă sînt cernoziomuri de luncă.

Datorită posibilităților de irigare, se recomandă în primul rînd cultura zarzavaturilor, iar suprafețele excedentare se vor cultiva cu plante din cultura mare, care de asemenea pot fi irigate.

Podișul Piemontan

Dealul Corni este situat în partea de nord-vest a Podișului Piemontan, la contactul cu Subcarpații. Se prezintă ca un masiv puternic fragmentat, cu vîrfuri semețe, înalte de 500—600 m (603 m în dealul la Movila Cireșului) și cu versanți intens degradați. Energia reliefului este de 180—200 m.

Roca de silificare este alcătuită din argilă, în partea mai joasă, și din nisipuri și pietrișuri, în partea superioară.

Vegetația naturală este formată din păduri în care predomină *Fagus silvatica, Carpinus betulus* și *Quercus petraea.*

În cercetările noastre am atins numai o mică parte a acestui deal.

Institutul Geologic al României

Ca soluri, am separat solul silvestru brun-cenuşiu podzolit pseudogleizat cu profil lung, şi complexul de soluri silvestre brun-cenuşii podzolite, protoregosoluri şi regosoluri. Primul ocupă suprafeţele plane sau uşor înclinate, iar complexul este specific coastelor puternic înclinate şi cu alunecări.

Acest raion este bun pentru silvicultură şi agricultură.

Piemontul Bozieni—Războieni. Această subunitate, cuprinsă între Valea Neagră şi valea Matca Mare, se caracterizează prin prezenţa reliefurilor structurale foarte frumoase. Întîlnim aici plaiuri (nivele structurale) mai mult sau mai puţin întinse, uneori cu aspect mamelonar, şi cueste.

Trecerea spre relieful structural (sau semistructural) se face prin intermediul unui plan de relief domol (2) modelat de văi mai mult sau mai puţin adînci şi cu mlăştinire de-a lungul lor.

În trecut — dovadă sînt văile decapitate ce se observă în cuesta dinspre Văleni,— au avut loc aici frecvente fenomene de captare.

Cuestele, orientate vest-est sau sud-vest — nord-est, sînt impunătoare şi prezintă un relief cu alunecări din ce în ce mai atenuat spre bază. Alături de alunecări mai întîlnim prăbuşiri, ogaşe şi ravene.

Pe versanţii văilor Matca Mare şi Valea Neagră, la altitudini destul de mari, se întîlnesc mici fragmente de terasă.

De-a lungul pîrîului Valea Neagră, limitată spre sud de cuesta Budeşti, se întinde o zonă depresionară cunoscută sub numele de depresiunea Bozieni (1). Spre nord, către relieful mai înalt, limita depresiunii este dată de linia de schimbare a pantei.

În afară de lunca pîrîului Valea Neagră, destul de largă şi cu lacuri de baraj pe ea, relieful depresiunii este format din terase locale (vest Bozieni şi sud Ghigoeşti) şi din culmi joase, plate, separte de văi puternic coluvionate.

În depresiunea Bozieni şi pe majoritatea planurilor înclinate din cadrul Piemontului, roca de solificare este formată din argile şi luturi grele argiloase cu aspect mai mult sau mai puţin loessoid. Pe cueste sînt frecvente, avînd local rare bolovănişuri grezoase, argilele marmorate (castaniu cu vineţiu şi gălbui).

În partea de nord-vest, suprafeţe întinse, plane sau uşor înclinate, sînt acoperite cu nisipuri şi nisipuri lutoase. Local, pe plaiurile sau mameloanele mai înalte, se întîlnesc pietrişuri. De-a lungul văilor sedimentele sînt variate.

În repartiţia vegetaţiei se observă o etajare pe verticală. În locurile cele mai înalte şi cu precădere pe depozite grosiere, întîlnim *Fagus silvatica* asociat cu *Carpinus betulus*, *Quercus petraea*, *Populus tremula* şi *Betula verrucosa*. În rest întîlnim *Quercus petraea* asociat cu *Carpinus betulus*, *Tilia* sp., etc.

Solurile cele mai răspîndite sînt solurile silvestre: brune-cenuşii podzolite şi solurile silvestre cenuşii închise şi tipice.

Solul silvestru brun-cenuşiu podzolit este mult răspîndit în partea de vest. El ocupă părţile înalte, podurile şi mameloanele, precum şi suprafeţele

Institutul Geologic al României

acoperite cu depozite grosiere. Cînd este format pe depozite fine, prezintă pseudogleizare.

Solul silvestru cenușiu-tipic ocupă culmile joase și suprafețele înclinate.

Solul silvestru cenușiu închis ocupă suprafețe mari în partea de vest a depresiunii Bozieni; în rest, ocupînd suprafețe mici, apare sporadic.

Adîncimea de levigare a $CaCO_3$ la toate aceste soluri este, de cele mai multe ori, de peste 150—200 cm.

În afara acestor soluri, am mai separat: sol podzolic pseudogleizat pe dealul Arămoaia, soluri brune-cenușii podzolite cu regosoluri și protoregosoluri pe coaste puternic înclinate cu alunecări, și soluri humicogleice, soluri aluviale și soluri mlăștinoase, pe văi.

În acest raion merg bine toate plantele din cultura mare. Pe versanții puternic înclinați se pot face plantații de pomi fructiferi, iar de-a lungul văilor se pot extinde piscicultura și legumicultura.

Podișul Climești formează partea de sud a Podișului Piemontan și este alcătuit din dealuri cu spinări largi, înalte de 370—380 m, în partea de est, și din dealuri mai înguste, înalte de 450—500 m (502 m în dealul Buclia), în partea de nord-vest (D. Mărgineni). Văile cu ușoară asimetrie care fragmentează acest podiș, sînt mai adînci și cu alunecări pe versanți în partea de vest și mai puțin adînci în partea de est.

Local, ca de exemplu pe valea Berbești, se întîlnesc mici suprafețe de terasă.

Roca de solificare este formată în mare parte din argilă. În afară de aceasta, ocupînd suprafețe mici, se întîlnesc materiale loessoide și pietrișuri, ultimile fiind situate pe dealurile din nord-vest.

Ca vegetație naturală, din care astăzi se păstrează numai mici suprafețe, podișul Climești aparține zonei de pădure în care speciile dominante sînt: *Quercus petraea, Carpinus betulus* și *Tilia* sp.; rareori întîlnim și *Fagus silvatica.*

Solul cel mai răspîndit este solul silvestru cenușiu tipic. El ocupă coamele și versanții dealurilor mai joase din partea de est și de vest. Mai puțin răspîndite sînt: solul silvestru cenușiu închis, solul silvestru brun-cenușiu podzolit și solul podzolic. Primul se întîlnește pe marginea dinspre cîmpul deluros al Dochiei, iar celelalte, fiind adesea și pseudogleizate, ocupă suprafețele mai înalte, de obicei împădurite.

Adîncimea de levigare a carbonatului de calciu la aceste soluri este, în cele mai frecvente cazuri, profundă (uneori sub 220 cm). Pe versanții puternic înclinați și intens degradați se întîlnesc regosoluri și protoregosoluri asociate cu soluri silvestre brune-cenușii podzolite sau cu soluri silvestre cenușii.

În afara dealului Mărgineni, mai accidentat și propice pentru silvicultură, restul podișului este favorabil culturilor agricole. Mecanizarea se poate face, aici, în condiții destul de bune.

Institutul Geologic al României

Cîmpia de terase slab fragmentate. Această subunitate, alcătuită dintr-o succesiune de mai multe terase, cuprinde cîmpurile Roman şi Brănişteni.

Terasele, în număr de cinci, care alcătuiesc cîmpul Romanului, sînt delimitate clar numai pe marginea dinspre Siret, cu excepţia terasei inferioare, între Tămăşeni şi Bălcescu, care, datorită puternicului con de dejecţie depus de Moldova la confluenţa cu Siretul şi probabil şi unei scufundări ce are loc în zona oraşului Roman, se separă greu de luncă. Spre Moldova, cîmpul coboară în pantă lină, uşor vălurită, pînă la terasa inferioară, singura care se delimitează clar în această parte.

Terasele, în număr de trei, care alcătuiesc cîmpul Brăniştenilor, sînt bine conturate, cu excepţia nivelului superior, care, la nord de Dulceşti, trece treptat la nivelul podişului.

În tabloul de jos este redată altitudinea relativă a teraselor ce formează cele două cîmpuri, în raport cu rîurile Siret şi Moldova.

Rîul	T_1 m	T_2 m	T_3 m	T_4 m	T_5 m	T_6 m
Cîmpul Romanului						
Siret	5—7	15—20	40—50	60—70	lipseşte	150—170
Moldova	5—7	15—20	25—30	35—40	lipseşte	110?
Cîmpul Brănişteni						
Siret	lipseşte	lipseşte	40—50	60—70	110—130	lipseşte
Moldova	lipseşte	lipseşte	20—30	50—60	90—110?	lipseşte

Din observarea acestor date reiese că terasele corespondente de pe cele două cîmpuri, au aceeaşi altitudine relativă numai în raport cu rîul Siret. Acest fapt, la care adăugăm şi orientarea lor generală, ne face să credem că la formarea teraselor din cîmpul Brănişteni, un rol important l-au avut, ca şi în cazul teraselor de pe cîmpul Roman, tot apele Siretului.

Terasele T_1 şi T_2 lipsesc în cîmpul Brăniştenilor, iar terasa T_5 lipseşte în cîmpul Romanului, ea existînd totuşi mai la nord.

Podurile teraselor, uşor înclinate în direcţia de curgere a rîului, au pe suprafaţa lor rare depresiuni, mai mici sau mai mari, şi uşoare fire de văi, care ondulează relieful acestora.

Terasa inferioară a Siretului, cuprinsă între Hălăuceşti şi Roman şi a cărei delimitare faţă de luncă este clară numai pînă la Tămăşeni, are un relief caracteristic.

Buza terasei este marcată, în mare parte, de grinduri formate din material grosier (nisip şi nisip lutos) sau material loessoid (lut uşor), şi a căror înălţime atinge cîteodată nivelul T_2. Restul podului terasei este alcătuit din suprafeţe plane (poduri)

Institutul Geologic al României

alternînd cu zone largi depresionare. Formarea acestor zone depresionare este opera mai mult a pîrîiaşelor create de puternicile izvoare ce se găsesc la ţîţîna terasei T_2 şi mai puţin a apelor Siretului, care ar fi putut rătăci în trecut pe suprafaţa acestei terase. În unele din aceste depresiuni întîlnim astăzi turbe.

Pîrîul Valea Neagră şi văile afluente lui, precum şi unele văi ce se deschid direct în lunca Siretului, fragmentează adînc cîmpul Brănişteni. La nivelul teraselor T_2 şi T_3 cîmpul Roman este scrijelat pe margini de văi scurte şi adînci, cu deosebirea celor din nord, care sînt mai lungi.

Roca de solificare, destul de uniformă pe ambele cîmpuri, este formată dintr-o pătură de material loessoid (lut mediu), care acoperă depozitele de pietrişuri de la baza teraselor.

Pe terasa inferioară a Siretului suprafeţele plane (podurile) sînt acoperite cu material loessoid (lut mediu), iar lăsăturile, cu excepţia unui strat subţire la suprafaţă care poate varia de la nisip-lutos la argilă, au material argilos.

Vegetaţia naturală, observabilă în cîteva locuri pe această cîmpie de terase, aparţine pădurii formate din *Quercus petraea*, *Acer campestre*, *Tilia* sp. etc. În pădurea din apropierea satului Muncel apar şi indivizi rari de fag, iar pădurea Codreţu de Jos, la nord de Dulceşti, este formată în mare parte din fag.

În zonele depresionare de pe terasa inferioară a Siretului, se dezvoltă o vegetaţie hidrofilă abundentă.

Solurile dominante sînt solul silvestru brun-cenuşiu podzolit şi solul silvestru cenuşiu tipic. Primul ocupă partea centrală a cîmpului Roman, înaintînd ca o limbă, spre sud şi o suprafaţă redusă în partea de nord a cîmpului Brănişteni. Al doilea ocupă cea mai mare parte a cîmpului Brănişteni şi suprafeţe mici pe cîmpul Romanului.

Alături de acestea, în partea de est a cîmpului Roman şi mai puţin în cea de vest, se întîlnesc cernoziomuri levigate podzolite şi soluri cenuşii închise.

Adîncimea de levigare a $CaCo_3$, la toate solurile de mai sus, este mijlocie (100—150 cm) şi profundă (sub 150 cm).

Pe terasa inferioară a Siretului, strîns legat de microrelief şi de apa freatică, sînt mult răspîndite solurile auto-hidromorfe şi hidromorfe. Dintre acestea, răspîndire mai mare au cernoziomul levigat podzolit freatic umed, solul silvestru cenuşiu închis şi tipic freatic umed, cernoziomul levigat podzolit semigleic (sol cernoziomic levigat, podzolit de fîneaţă), cernoziom levigat semigleic şi soluri humicogleice (lăcovişti) carbonatice.

Şi în acest raion merg bine toate plantele din cultura mare. Datorită diversităţii mari de soluri, trebuie să se aplice măsuri diferenţiate de lucrare şi îngrăşare a solului.

Lunca Moldovei cuprinde sectorul de luncă între Tupilaţi şi Roman. În cadrul acestei lunci, lată de 3—3,5 km, s-au separat trei trepte: lunca joasă inundabilă (mai mult albie minoră), cu prundiş şi nisip, prin care apele au curs despletit, lunca

Institutul Geologic al României

Ing. Fl. Predel

HARTA GEOMORFOLOGICĂ

SECTORUL

PIATRA NEAMȚ–ROMAN–MOGOȘEȘTI–OȘLOBENI



LEGENDĂ

Unități de relief

I. Depresiunea Cracău-Bistrița

A. Depresiunea Negrești
B. Dealurile Dărmănești-Căsăria
   a. Dealuri accidentate cu vîrfuri mamelonare
   b. Dealuri cu suprafețe de platformă
C. Cîmpul deluros al Dochiei
D. Dealurile Holm
E. Dealul Stînca-Șerbești
F. Valea Cracăului
   a. Terasele Cracăului
   b. Lunca Cracăului

II. Podișul Piemontan

A. Dealul Corni
B. Piemontul Bozieni-Războeni
   a. Piemontul propriu zis
   b. Depresiunea Bozieni
C. Podișul Climești
   a. Dealul Mărgineni
   b. Podișul propriu zis
D. Cîmpia de terase slab fragmentată
   a. Cîmpul Brăniștenilor
   b. Cîmpul Romanului
E. Lunca Moldovei
F. Lunca Siretului

Forme de relief

1 Culmi mai mult sau mai puțin întinse și suprafețe slab și mediu înclinate.
2 Versanți puternic înclinați intens degradați și vîrfuri mamelonare.
3 Poduri de platformă
4 Mameloane
5 Terase { a. T_1 d. T_4 / b. T_2 e. T_5 / c. T_3 f. T_6
6 Terase locale
7 Lunci { a. frecvent inundabile / b. rar inundabile / c. neinundabile
8 Șesuri aluvio-coluviale
9 Zone depresionare
10 Grinduri
11 Văi adîncite cu lunci înguste
12 Cueste și versanți puternic înclinați cu alunecări.

Pante prelungi
Conuri de dejecție
Privaluri
Alunecări
Limite de unități

COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă, vol. XLVIII

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

Ing. Fl. Predel

HARTA SOLURILOR

SECTORUL

PIATRA NEAMȚ–ROMAN–MOGOȘEȘTI–OȘLOBENI

0 2 4 Km



T = sol cu pseudogleizare

f = " " umezire freatică

s = sol cu profil scurt (C pînă la 100 cm)

m = " " " mijlociu (C între 100 și 150 cm)

l = " " " lung (C peste 150 cm)

k = sol carbonatic d = sol necarbonatic

E = sol erodat + = sol colmatat

LEGENDĂ

1	Sol podzolic
2	Sol silvestru brun cenușiu podzolit
3	Sol silvestru cenușiu tipic
4	Sol silvestru cenușiu închis
5	Protoziom podzolit slab-mediu, pseudogleizat
6	Protoziom (profund levigat)
7	Pseudorendzină levigată
8	Pseudorendzină
9	Rendzină și semirendzină
10	Cernoziom levigat podzolit
11	Cernoziom puternic levigat, mijlociu humifer
12	Cernoziom slab levigat, mijlociu humifer
13	Cernoziom decarbonatat, mijlociu humifer
14	Protoregosol și regosol
15	Soluri silvestre brune-cenușii podzolite, protoregosoluri și regosoluri
16	Cernoziom levigat podzolit semigleic (sol cernoziomic levigat de fineață podzolit)
17	Cernoziom levigat semigleic (sol cernoziomic levigat de fineață)
18	Cernoziom decarbonatat semigleic (sol cernoziomic de fineață)
19	Sol humico-gleic și lăcoviște
20	Turbă și soluri turboase
21	Aluviuni carbonatice
22	Aluviuni carbonatice înțelenite
23	Sol aluvial slab evoluat
24	Sol aluvial mediu evoluat
25	Sol aluvial mediu evoluat semigleic (gleizat)
26	Sol aluvial cernoziomic
27	Sol aluvial cernoziomic semigleic (gleizat)
28	Cernoziom de luncă
29	Cernoziom de luncă semigleic (gleizat)
30	Protoziom aluvial slab podzolit
31	Mocirlă aluvială
32	Lăcoviște aluvială
33	Lăcovișți, soluri aluviale, soluri aluviale mlăștinite
34	Soluri de mlaștină și semimlaștină

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol.

înaltă rar inundabilă, (cu 3—4 m mai înaltă decît precedenta), săpată în aluviuni predominant argiloase, şi lunca înaltă neinundabilă, separată mai mult după gradul de evoluţie al solului săpată tot în aluviuni predominant argiloase.

Lunca Siretului cuprinde sectorul de luncă de pe dreapta rîului între Mogoşeşti şi Roman. Această luncă, lată de 1—4 km, are, ca şi lunca Moldovei, trei trepte. Aceste trepte sînt asemănătoare cu cele descrise mai sus, cu deosebirea luncii joase inundabile, care, în loc de pietrişuri, are nisipuri şi mîluri.

În lunca înaltă a acestor două rîuri întîlnim numeroase privaluri.

În lunca joasă a acestor rîuri, vegetaţia este formată din zăvoaie de sălcii şi plopi, iar pe lunca înaltă rar inundabilă şi neinundabilă, din păduri alcătuite în mare parte din *Quercus robur*.

Gradul de evoluţie al solurilor este strîns legat de vîrsta treptelor separate mai sus. În lunca joasă inundabilă întîlnim aluviuni şi soluri aluviale carbonatice. În lunca înaltă, rar inundabilă, întîlnim soluri aluviale slab şi mediu evoluate, carbonatice şi necarbonatice şi soluri aluviale semigleice. Ultimele, datorită apei freatice situate la mică adîncime (1,5—3 m), au pe profil o puternică marmorare (pete castanii, vineţii, limonii şi ruginii) începînd de la adîncimea de 50—60 cm. În lunca înaltă, neinundabilă, întîlnim sol aluvial cernoziomic şi cernoziom de luncă, precum şi sol aluvial cernoziomic semigleic şi cernoziom de luncă semigleic.

Cele mai multe din aceste soluri nu au carbonat de calciu în profil sau el se întîlneşte la adîncime destul de mare. Acest fapt se datoreşte lipsei iniţiale a $CaCO_3$ din aluviunile care suportă aceste soluri.

În dreptul satului Başta, în lunca neinundabilă a Siretului (terasa inferioară ?)) am întîlnit soluri mai evoluate cernoziom levigat freatic umed, pe grinduri şi cernoziomuri semigleice (soluri cernoziomice de fîneaţă) humifere, în locurile mai joase.

Datorită posibilităţilor relativ uşoare de irigare, se recomandă extinderea legumiculturii. Restul suprafeţei poate fi cultivată cu cereale şi plante tehnice, care de asemenea pot fi irigate.

BIBLIOGRAFIE

1. Enculescu P. Studiul agrogeologic al vechii insule de stepă de la est de Piatra Neamţ (notă preliminară). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VIII (1919—1920), Bucureşti 1926.
2. * * * Geografia fizică a R.P.R. Bucureşti 1955.
3. * * * Monografia geografică a R.P.R. Bucureşti 1960.
4. * * * Harta geologică a Romîniei sc. 1:500.000.

Institutul Geologic al României

ПЕДО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТИ, РАСПОЛОЖЕННОЙ МЕЖДУ ПЯТРА-НЯМЦ-РОМАН-МОГОШЕШТИ-ОШЛОБЕНИ ПЯТРА-НЯМЦ

ФЛ. ПРЕДЕЛ

(Краткое содержание).

Исследованная область обхватывает часть впадины Кракэу-Бистрица, принадлежащей Субкарпацилор Молдовей и часть плоскогория Предгорие, составляющую часть Подишулуй Молдовей.

По внешности рельефа и педогенетическим условиям, автор выделил несколько геоморфологических подразделений, в этих больших единицах рельефа, представляющих столько же агро-педологических районов.

Исследуемая область принадлежит, с климатической точки зрения, климатическим провинциям Dfbk—в западной части и Dfbx—в восточной части.

Почвенное перекрытие, в большей своей части, составлено из темно-серых лесных и типичных почв, выщелоченных оподзоленных и слабо-средне оподзоленных псевдооглеенных пратоземов.

Кроме того были выявлены буро-серые оподзоленные лесные почвы, оподзоленные почвы, псевдорендзины, выщелоченные оподзоленные подпочвенно влажные черноземы, выщелоченные оподзоленные полуоглеенные черноземы, перегнойнооглеенные почвы (лэковишти) и др.

Впадина Негрешти. Это эрозионно-накопленная впадина, созданая ручьем Хорайца и сформировавшаяся из холмов высотой в 480—500 м., моделированных в глине.

Естественная растительность, в большей своей части, сформировалась из мезо-гидрофильных травянистых растений и, в меньшей части, из древесной растительности *Fagus silvatica, Carpinus betulus,* иногда ель и др.

Господствующая почва это слабо-средне оподзоленный псевдооглееный пратозем. Помимо этого были выявлены: оподзоленная почва, оподзоленная буро-серая лесная почва и аллювиально-оподзоленный пратозем.

Эта область благоприятна для культуры злаков и плодовых деревбев.

Холмы Дэрмэнешти-Кэшэрия. Образуют холмистый массив, высотой в 500—600 м., с более или менее растянутыми вершинами и с наклонными эродированными склонами, моделированными в глине.

Лес, перекрывающий большую часть области, составлен из *Quercues petraea, Carpinus betulus, Betula verrucosa.* На склонах с северным расположением растет и *Fagus silvatica.*

Institutul Geologic al României

Выявленные здесь почвы следующие; буро-серая оподзоленная лесная почва, типичная серая лесная почва, псевдорендзина, выщелоченная псевдорендзина, слабо-средне оподзоленный псевдооглеенный пратозем, пратореголит и реголит.

Холмистое поле Докией. Сформировано из холмов с широкими вершинами, высотой в 350—400 м., перекрытых тонким чехлом из лессовидного материала.

Естественная растительность принадлежит степи и лесостепи (1).

Почвы более распространенные-следующие: выщелоченные оподзоленные черноземы и темно-серые лесные почвы. Спорадически были выявлены: чернозем, выщелоченный чернозем, темносерая лесная подпочвенно влажная почва и перегнойноглеенные почвы.

Деалуриле Холмулуй. Это холмы с сопкообразными вершинами, высотой в 450—500 м.,—моделированны в глине.

Естественная растительность, в большей своей части, травянистая и сформировалась из мезогидрофильной растительности.

Господствующая почва-это слабо-средне оподзоленный псевдоглеенный пратозем. Местами были выявлены и псевдорендзины и выщелоченные псевдорендзины.

Этот район благоприятен для зерновой культуры.

Стынка Шербешти. Это холм, вышиной более 500 м., составлен в своей верхней части из известнякового песчаника, на котором сформировалась рендзиновая почва.

Террасы Кракэулуй. Составляют этажированное поле, сформированное из трех террас, прорытых в глинистых материалах.

Господствующая почва типично-серая лесная почва.

Холмы Корни. Это массив высотой в 500—600 м., сильно фрагментированный, моделирован в песках и глинах и перекрыт лесом с разновидностями: *Fagus silvatica, Quercus petraea, Carpinus betulus*.

Господствующая почва-это буро-серая лесная оподзоленная почва.

Предгорье Бозиени-Рэзбоени. Оно составлено из структуральных поверхностей и квест, перекрытых тяжелыми глинами, аргиллитами и иногда песками. На юге выделяется впадина Бозиени.

Естественная растительность сформирована из *Quercus petraea, Carpinus* На более высоких местах выявлен и *betulus. Fagus silvatica.*

Более распространенные почвы следующие: буро-серая оподзоленная лесная почва, темно-серая лесная почва и типично серая лесная почва.

Плоскогорье Климешти. Составлено из холмов с широкими вершинами, высотой в 350—400 м., моделированных в глине. Естественная растительность сформирована из *Quercus petraea, Carpinus betulus, Tilia sp.* иногда и *Fagus silvatica.*

Institutul Geologic al României

Выявлены следующие почвы: типично серая лесная почва, буро-серая оподзоленная лесная почва и оподзоленная почва.

Кроме холма Мэржинень-годного для лесной культуры, остальная часть плоскогория благоприятна для сельскохозяйственных культур.

Террасовая равнина — слабо фрагментирована. Она обхватывает поля Роман и Брэништени, составленные из нескольких террас, перекрытых в большей своей части лессовидными отложениями.

Выявлены следующие почвы: буро-серая оподзоленная лесная почва, темно-серая и типичная лесная почва, выщелоченный оподзоленный чернозем, выщелоченный оподзоленный подпочвенно влажный чернозем, выщелоченный оподзоленный полуглеенный чернозем, перегнойноглеенные почвы и др.

Поймы Крэкэулуй, Молдовей и Сиретулуй каждая из них представляет по три ступени: часто затопляемых, редко затоп ляемых и незатопляемых, имеющие отложения с большой текстуральной вариацией.

Выявлены следующие почвы: наносные слои, аллювиальные почвы, аллювиальные полуглеенные почвы, аллювиальные черноземные почвы, пойменные черноземы и др.

LES DISTRICTS PÉDO-GÉOGRAPHIQUES DE LA RÉGION COMPRISE ENTRE PIATRA NEAMȚ — ROMAN — MOGOȘEȘTI — OȘLOBENI — PIATRA NEAMȚ

PAR

Fl. PREDEL

(Résumé)

La région étudiée comprend une partie de la dépression de Cracău-Bistrița appartenant aux Subcarpates de la Moldavie et une partie du plateau de piedmont appartenant au Plateau Moldave.

Au point de vue climatique la région appartient aux provinces climatiques Dfbk dans l'Ouest et Dfbx dans l'Est.

Le revêtement de sol comporte en majorité des sols sylvestres gris foncé et typiques, des chernozems lessivés podzolisés et des pratozems faiblement et moyennement podzolisés à pseudogley. On rencontre aussi des sols sylvestres gris brun, podzolisés, des sols podzoliques, des pseudorendzines, des pseudorendzines lessivées, des chernozems lessivés podzolisés phréatiques-humides, des chernozems lessivés podzolisés semigleyiques, des sols de prés humides à gley (« lacoviște ») etc.

Institutul Geologic al României

L'auteur présente les conditions naturelles et les sols de chaque district agro-pédologique.

Dépression de Negreşti. C'est une dépression d'érosion accumulative, créée par le ruisseau Horaiţa et formée de hautes collines (480—500 m) modelées en argiles.

La végétation naturelle est formée, en grande partie, d'éléments herbeux méso-hydrophyles et moins de plantes ligneuses: Fagus silvatica, Carpinus betulus, parfois le sapin etc.

Domine le pratozem faiblement et moyennement podzolisé à pseudogley. On rencontre encore le sol podzolique, le sol sylvestre brun-gris, podzolisé et le pratozem alluvial podzolisé.

Les collines Dărmăneşti—Căşăria constituent un massif collinaire (altitudes 500—600 m) avec des sommets plus ou moins étendus et des versants inclinés et érodés, modelés en argile. La forêt qui revêt ce district, est formée de Quercus petraea, Carpinus betulus, Betula verrucosa. Sur les versants à exposition nord on rencontre également Fagus silvatica.

Les sols rencontrés sont les suivants: sol sylvestre brun-gris podzolisé, sol sylvestre gris typique, pseudorendzine, pseudo-rendzine lessivée, pratozem faiblement — moyennement podzolisé à pseudogley, protorégosol et régosol.

Plaine collinaire de Dochia. Elle est constituée par des collines à larges sommets éaltitudes 300—400 m) recouverts d'une mince couche de matériel loessoïde. La végétation naturelle appartient à la steppe et à l'avant-steppe.

Les sols les plus fréquents sont les suivants: chernozem lessivé podzolisé et sol sylvestre gris foncé. Sporadiquement apparaissent le chernozem, le chernozem lessivé, le sol sylvestre gris foncé phréatique-humide et les sols à gley humique.

Les collines de Holmul, représentent des collines à sommets de forme arrondie (450—500 m d'altitude,) modelés en argile. La végétation naturelle, pour la plupart herbeuse, comporte des plantes méso-hydrophyles.

Domine le pratozem faiblement-moyennement podzolisé à pseudogley. Localement on rencontre des pseudo-rendzines et des pseudo-rendzines lessivées.

La colline dite «Stînca Şerbeşti». C'est une colline à plus de 500 m d'altitude, comportant dans la partie supérieure des grès calcaires sur lesquels se sont formées les rendzines.

Les terrasses de Cracău, constituent un champ étagé formé de trois terrasses creusées dans des matériaux argileux ou limoneux. Domine le sol sylvestre gris typique.

La colline Corni représente un massif à 500—600 m d'altitude fortement morcelé, modelé en sables et argiles et couvert par des forêts de Fagus silvatica, Quercus petraea, Carpinus, betulus.

Prédomine le sol sylvestre brun-gris podzolisé.

Institutul Geologic al României

Le piedmont Bozieni-Războieni est constitué par des surfaces structurales et des cuestas recouvertes de limons argileux, d'argiles et parfois de sables.

La végétation naturelle est formée de Quercus petraea, Carpinus betulus. Dans les endroits à altitude plus élevée apparaît également Fagus silvatica.

Les sols les plus fréquents sont les suivants: sol sylvestre brun-gris podzolisé, sol sylvestre gris foncé et sol sylvestre gris typique.

Le plateau Climești est constitué par des collines à larges crêtes (altitudes 350—400 m) modelées en argiles.

La végétation naturelle est formée de Quercus petraea, Carpinus betulus, Tilia sp., parfois Fagus silvatica.

On rencontre des sols tels que: le sol sylvestre gris typique, le sol sylvestre brun-gris podzolisé et le sol podzolique.

À part la colline Mărgineni, indiquée pour la sylviculture, le reste du plateau est favorable aux cultures agricoles.

La plaine des terrasses faiblement morcelées comprend les champs Roman et Brăniștеni, formés de plusieurs terrasses, recouvertes de dépôts loessoïdes. Les sols rencontrés sont les suivants: sol sylvestre brun-gris podzolisé, sol sylvestre gris foncé et typique, chernozem lessivé podzolisé, chernozem lessivé podzolisé phréatique-humide, chernozem lessivé podzolisé semi-gleyique, sols à gley humique etc.

Les plaines inondables («lunca») du Cracău, de la Moldova et du Siret, présentent chacune trois gradins: fréquemment inondable, rarement inondable et non inondable englobant des dépôts à texture très variée.

Les sols les plus fréquents sont: alluvions, sols alluviaux, sols alluviaux semi-gleyiques, sols alluviaux à chernozem, chernozems de plaine inondable etc.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

CHIMIE

STUDIUL POSIBILITĂŢILOR DE PREPARAREA MINEREULUI SĂRAC DE FIER DE LA RUSCHIŢA [1])

DE

A. OPRESCU, M. NĂSTASE

În cadrul problemei valorificării zăcămintelor de fier din R.P.R., s-au studiat posibilităţile de preparare a minereului sărac de fier de la Ruschiţa.

Analiza chimică generală a probei medii de minereu de la Ruschiţa, pe care s-au efectuat cercetările de preparare, indică următoarele conţinuturi:

Fe_{total}	= 27,06%	SiO_2	= 14,12%
FeO	= 15,54%	Al_2O_3	= 3,24%
MnO	= 4,74%	CaO	= 15,96%
P	= 0,425%	MgO	= 3,85%
S	= 0,47%	TiO_2	= 0,75%

Din punct de vedere mineralogic, este vorba de un minereu reprezentat prin roci de contact metamorfozate, avînd ca parte utilă aproape exclusiv magnetita, celelalte minerale utile, pirita, hematita, calcopirita, blenda şi galena, intervenind în proporţie foarte redusă. Ganga este alcătuită în cea mai mare parte din cuarţ şi calcit, iar în rest din biotit, clorit, epidot şi apatit.

Magnetitul constitue mineralizaţia principală a rocii şi apare sub formă de impregnanţe fină în masa de gangă. Dimensiunile maxime ale granulelor de magnetit ating 0,56/0,40 mm ∅, apar însă în cantitate redusă şi sînt de obicei zdrobite, fisurate şi invadate de gangă. Majoritatea au dimensiuni ce variază în jur de 0,04/0,03 mm ∅, ajungînd pînă la dimensiuni pulverulente, mai mici de 0,016 mm, în acest ultim caz formînd mici agregate ce înconjoară deseori mineralele de gangă.

Din datele desprinse din analizele chimico-mineralogice efectuate, rezultă că din punct de vedere tehnologic, problemele mai dificile sînt legate de fineţea granulelor de magnetit şi de cuarţ, de modul omogen şi intim de asociere al lor, precum şi de faptul că fenomenul de martitizare afectează în mare măsură magnetitul.

[1]) Comunicare în şedinţa din 3 februarie 1961.

Institutul Geologic al României

I. Incercări de preparare

Ţinînd seama de caracteristicile chimico-mineralogice ale minereului şi întrucît partea utilă este constituită aproape exclusiv din magnetită, celelalte minerale utile intervenind într-o proporţie foarte redusă, cercetările de preparare au fost orientate pe linia încercărilor de concentrare magnetică directă şi au urmărit în esenţă determinarea dimensiunii de sfărîmare şi a condiţiilor de concentrare magnetică, care să conducă la rezultate optime.

Încercările propriu-zis de preparare, pe proba tehnologică de la Ruschiţa, cu un conţinut mediu de 27% Fe, au constat din încercări de separare magnetică pe clase, încercări pentru stabilirea condiţiilor de separare a magnetitei şi încercări pentru determinarea fineţei de măcinare necesară concentrării magnetice.

1. *Incercări de concentrare magnetică pe clase*

Încercările de concentrare magnetică pe clase s-au efectuat pe probe medii de minereu sfărîmate la 0,25 mm (cca 50% <0,075 mm) şi clasate strîns granulometric în clasele: >0,25 mm, 0,25— 0,15 mm, 0,15— 0,10 mm, 0,10— 0, 075 mm şi <0,075 mm. Încercările au fost efectuate la un separator magnetic cu disc, cu o intensitate a cîmpului magnetic de cca 1500 Oerstezi, atît pe cale uscată, cît şi pe cale umedă, la un debit de cca 820 cm^3/min.

Analizînd rezultatele obţinute la diferitele încercări de concentrare magnetică pe clase, se desprind următoarele concluzii:

Prin concentrarea magnetică uscată nu se obţin rezultate satisfăcătoare la clasele de dimensiuni mai mari, din cauza concrescenţelor mineralelor de fier cu sterilul, iar la clasa <0,075 mm (unde s-au obţinut concentrate cu 33% Fe), din cauza ineficacităţii aplicării concentrării magnetice uscate la material fin măcinat, unde există în mod normal tendinţe de floculare ale solidelor, care împiedică concentrarea magnetică uscată.

Rezultatele obţinute ca valori medii în încercările de concentrare magnetică umedă pe clase, sînt cuprinse în tabloul 1.

Din datele cuprinse în acest tablou se desprind următoarele observaţii şi concluzii:

Prin aplicarea concentrării magnetice umede, pentru clasele de material >0,075 mm, se obţin concentrate cu conţinut scăzut, care variază de la 31,35% Fe pentru clasa > 0,25 mm la max. 34, 56% Fe pentru clasa 0,10—0,075 mm, iar pentru clasa <0,075 mm concentratele obţinute au conţinut de 47,42% Fe, extracţia în metal fiind 81, 14%, iar sterilele separate avînd un conţinut de 9,90% Fe.

Chiar prin aplicarea concentrării magnetice umede, printr-o singură tratare, la clasele de dimensiuni mai mari, nu se pot obţine concentrate decît cu max.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 1

Rezultatele încercărilor de concentrare magnetică umedă pe clase

Condiţii de lucru	Clasa mm	Clasa %	Produse	Extr. în greutate $\gamma_{cl'}$ %	Extr. în greutate $\gamma_{total'}$ %	Conţinut în fier $c_{Fe'}$ %	Extr. în metal $m_{cl'}$ %
Măcinare la 0,25 mm (cca 50% < 0,075 mm) I = 3 A d = 9,5 mm H = 1500 Oe Debit cca 820 cm³/min	> 0,25	11,06	C	75,60	8,36	31,35	87,07
			B	24,40	2,70	14,46	12,93
			A	100,00	11,06	27,22	100,00
	0,25—0,15	20,76	C	74,08	15,78	32,56	87,33
			B	25,92	5,38	13,52	12,67
			A	100,00	20,76	27,62	100,00
	0,15—0,10	13,74	C	70,39	9,67	32,96	85,67
			B	29,61	4,07	13,12	14,33
			A	100,00	13,74	27,08	100,00
	0,10—0,075	5,95	C	64,53	3,84	34,56	82,75
			B	35,47	2,11	13,12	17,25
			A	100,00	5,95	26,95	100,00
	< 0,075	48,49	C	47,31	22,94	47,42	81,14
			B	52,69	25,55	9,90	18,86
			A	100,00	48,49	27,65	100,00

34,56% Fe şi aceasta datorită faptului că la aceste dimensiuni concrescenţele nu sînt desfăcute.

Rezultate bune se obţin numai pentru clasa <0,075 mm, pentru faptul că la această dimensiune, majoritatea granulelor de magnetit sînt dezasociate şi, pe de altă parte, datorită eficacităţii concentrării magnetice pe cale umedă, prin care s-au obţinut concentrate cu cca 47% Fe, faţă de numai 33% Fe cît aveau concentratele aceleiaşi clase, separate pe cale uscată.

Conţinutul scăzut în Fe al concentratelor, obţinute în special la clasele >0,075, mm face necesară retratarea concentratelor primare, pentru a obţine în procesul de separare indici superiori, privind conţinuturile şi recuperarea în metal.

Încercările de retratare au fost efectuate pe concentratele primare rezultate din clasele 0,15—0,10 mm, 0,10—0,75 mm şi <0,075 mm şi au constat din trei tratări succesive la intensitatea cîmpului magnetic de 1500 Oe şi cu un debit de apă de cca 820 cm³/min.

Prin retratarea de trei ori a concentratelor primare, rezultă că se poate obţine o îmbogăţire a concentratelor de magnetită în ceea ce priveşte conţinutul lor în fier. Totuşi, în timp ce pentru clasa < 0,075 mm, conţinutul în fier al concentratului de magnetită creşte de la cca 47% la cca 53,60%, pentru clasa imediat superioară

Institutul Geologic al României

0,10—0,075 mm, conținutul crește de la 34% Fe numai la 37% Fe și aceasta datorită faptului că peste dimensiunea de 0,075 mm, concrescențele dintre magnetită și celelalte minerale nemagnetice nu sînt eliberate decît într-o măsură foarte mică, lucru care de altfel este confimat și de analiza microscopică granulometrică.

Din ansamblul încercărilor de concentrare magnetică pe clase care au fost executate și din analiza datelor obținute, se constată că concentrarea magnetică pe cale umedă, în cîmpuri de joasă intensitate (1500 Oe), cu retratarea concentratelor primare, conduce la rezultate pozitive și concludente numai în cazul clasei de material < 0,075 mm. În aceste condiții se obțin concentrate de magnetită cu 53,60% Fe, reprezentînd ca extracție în greutate 39,70% și conducînd la o recuperare în metal de 77%, iar sterilele separate au un conținut de cca 10% Fe.

2. *Incercări pentru stabilirea condițiilor de separare a magnetitei*

Încercările pentru stabilirea condițiilor de separare a magnetitei au fost executate cu material din clasa < 0,075 mm și au urmărit stabilirea numărului de retratări, a condițiilor de funcționare ale separatorului electromagnetic și a debitului de apă.

Condițiile de lucru și rezultatele pentru aceste încercări sînt cuprinse în tablourile 2, 3, 4 și 5 și diagramele 1 și 2.

TABLOUL 2

Influența numărului de retratări

Clasa, mm	Condiții de lucru	Produse	v_{cl}, %	c_{Fe}, %	m_{cl}, %
< 0,075	Retratări = 1 d = 9,5 mm I = 3 A H = 1500 Oe Debit cca 820 cm³/min	C_f B_f A	41,72 58,28 100,00	50,97 9,64 26,88	79,10 20,90 100,00
	Retratări = 3 d = 9,5 mm I = 3 A H = 1500 Oe Debit cca 820 cm³/min	C_f B_f A	39,71 60,29 100,00	53,60 10,55 27,65	76,98 23,02 100,00
	Retratări = 1 d = 16,5 mm I = 3 A H = 1000 Oe Debit cca 820 cm³/min	C_f B_f A	42,21 57,79 100,00	50,07 9,95 26,89	78,59 21,41 100,00
	Retratări = 3 d = 16,5 mm I = 3 A H = 1000 Oe Debit cca 820 cm³/min	C_f B_f A	38,46 61,54 100,00	53,60 11,14 27,47	75,03 24,97 100,00

Institutul Geologic al României

TABLOUL 3

Rezultatele încercărilor cu varierea distanţei „d"

Clasa, mm	Condiţii de lucru	Produse	v_{cl}, %	c_{Fe}, %	m_{cl}, %
< 0,075	d = 7 mm Retratări = 1 I = 3 A H = 1850 Oe Debit cca 820 cm³/min	C	42,82	48,94	79,07
		B_1	57,18	9,70	20,93
		A	100,00	26,50	100,00
		C_f	39,39	49,25	73,20
		B_f	60,61	11,71	26,80
		A	100,00	26,50	100,00
	d = 9,5 mm Retratări = 1 I = 3 A H = 1500 Oe Debit cca 820 cm³/min	C	47,19	45,34	79,59
		B_1	52,81	10,39	20,41
		A	100,00	26,88	100,00
		C_f	41,72	50,97	79,10
		B_f	58,28	9,64	20,90
		A	100,00	26,88	100,00
	d = 16,5 mm Retratări = 1 I = 3 A H = 1000 Oe Debit cca 820 cm³/min	C	46,88	45,63	79,55
		B_1	53,12	10,35	20,45
		A	100,00	26,89	100,00
		C_f	42,21	50,07	78,59
		B_f	57,79	9,95	21,41
		A	100,00	26,89	100,00

TABLOUL 4

Rezultatele încercărilor la intensitatea curentului electric de 2 A

Clasa, mm	Condiţii de lucru	Produse	v_{cl}, %	c_{Fe}, %	m_{cl}, %
<0,075	I = 2 A Retratări = 1 d = 7 mm H = 1240 Oe Debit cca 820 cm³/min	C	40,31	50,96	74,94
		B_1	59,69	11,52	25,06
		A	100,00	27,41	100,00
		C_f	35,47	55,20	71,43
		B_f	64,53	12,14	28,57
		A	100,00	27,41	100,00

Institutul Geologic al României

TABLOUL 5

Rezultatul încercărilor la debitul de cca 1220 cm³/min

Clasa, mm	Condiții de lucru	Produse	v_{cl},%	c_{Fe},%	m_{cl},%
<0,075	Debit cca 1220 cm³/min	C	42,41	49,88	77,30
	Retratări = 1	B_1	57,49	10,48	22,70
	d = 9,5 mm	A	100,00	27,43	100,00
	I = 3 A	C_f	40,05	51,93	75,82
	H = 1500 Oe	B_f	59,95	11,07	24,18
		A	100,00	27,43	100,00

Din analiza datelor cuprinse în aceste tablouri și diagrame se desprind următoarele concluzii:

La creșterea numărului de retratări, crește puritatea concentratului, scade însă mult recuperarea în fier. Astfel, conținutul concentratului în fier crește de la

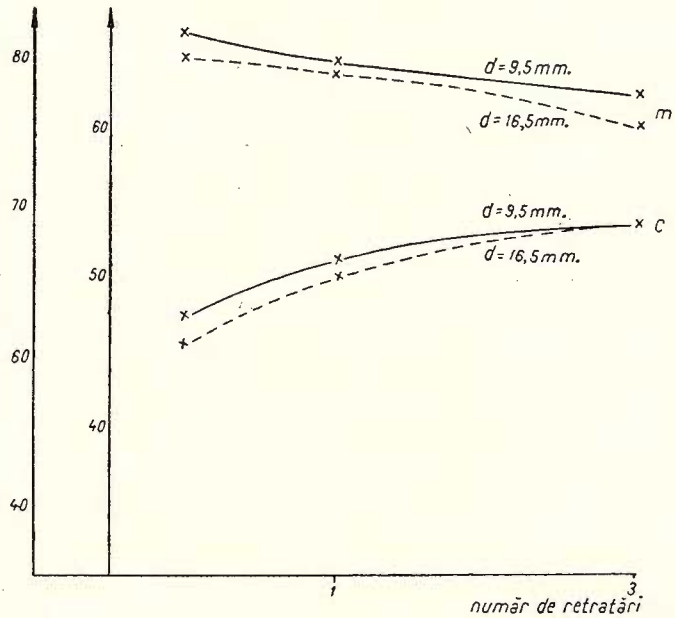


Fig. 1.

47,4% la 53,6%, iar recuperarea scade de la 81,14% la 76,98% pentru d = 9,5 mm și trei retratări, iar pentru d = 16,5 mm și o retratare, conținutul crește de la 45,6% la 53,60% Fe, recuperarea scăzînd de la 79,55% la 75%.

Institutul Geologic al României

Din diagrama 1, care arată influenţa numărului de retratări asupra conţinutului şi recuperării de fier în concentrat, s-a apreciat ca optimă o singură retratare, în care caz extracţia în fier este de 79%, iar conţinutul concentratului de 51% Fe.

Mărirea distanţei « d » dintre disc şi masa de alimentare are influenţă favorabilă asupra extracţiei în metal şi conţinutului de fier în concentratul de magnetită, dar numai pînă la o anumită valoare, peste care atît extracţia cît şi conţinutul încep să scadă. Din diagrama 2 se apreciază ca optimă distanţa d = 9,5 mm, pentru care concentratele au conţinut de 51% Fe şi extracţia în metal 79,10%.

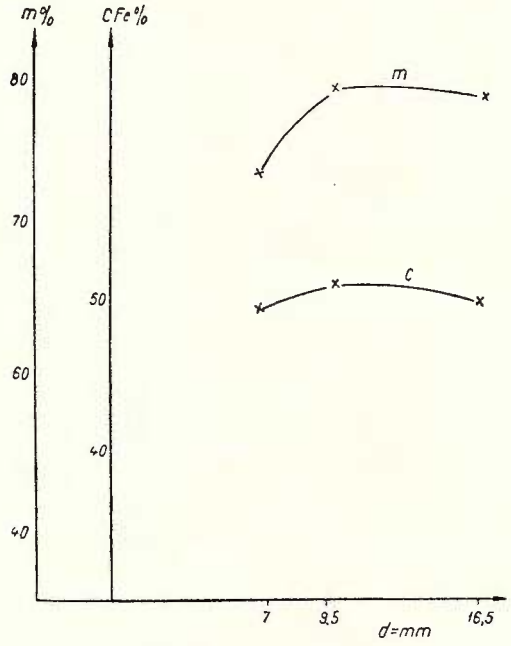


Fig. 2.

Micşorarea curentului electric de la 3 A la 2 A conduce la creşterea purităţii concentratului de la 51% Fe la 55,2% Fe, însă extracţia în metal scade brusc de la 79% la 71%. S-a apreciat ca optimă intensitatea curentului electric de 3 A.

Mărirea debitului de apă de la 820 cm^3/min la cca 1220 cm^3/min influenţează puţin puritatea concentratului, aceasta crescînd de la 51% la 52% Fe, însă recuperarea scade de la 79% la 75%. S-a apreciat ca optim debitul de cca 820 cm^3/min.

În urma încercărilor de concentrare magnetică executate cu clasa de material < 0,075 mm, s-au determinat următoarele condiţii optime de separare a magnetitei:

Număr de retratări ale concentratului = 1,

Distanţa « d » dintre disc şi masa de alimentare 9,5 mm,

Institutul Geologic al României

Intensitatea curentului electric 3 A,

Intensitatea cîmpului magnetic 1500 Oerstezi,

Concentrarea magnetică pe cale umedă cu un debit de apă de cca 820 cm^3/min.

În aceste condiții se obțin concentrate cu conținut de 51% Fe, reprezentînd ca extracție în greutate 41,70% și o recuperare în metal de 79,10%.

3. *Incercări pentru determinarea fineței de măcinare necesare concentrării magnetice*

Încercările s-au făcut pe baza rezultatelor încercărilor de concentrare magnetică pe clase expuse anterior și pe baza indicațiilor date de studiul mineralogic.

Întrucît studiul mineralogic efectuat asupra probei de la Ruschița, arată că magnetita este intim asociată cu celelalte minerale nemagnetice (majoritatea granulelor de magnetit avînd dimensiuni cuprinse între 0,04—0,03 mm), lucru de altfel confirmat și de încercările de concentrare magnetică pe clase, din care a rezultat că numai pentru clasa < 0,075 mm, unde majoritatea concrescențelor sînt eliberate, se pot obține concentrate cu conținut de cca 50% Fe, s-au executat încercări comparative de concentrare magnetică, cu minereul măcinat la fineți avansate și anume la 14,5% și 3,76% refuz pe sita de 0,08 mm.

Încercările comparative de concentrare magnetică au fost executate în condițiile optime stabilite anterior pentru clasa < 0,075 mm, variindu-se numai finețea de măcinare. Rezultatele obținute sînt cuprinse în tabloul 6.

TABLOUL 6

Rezultatele încercărilor cu variația fineței de măcinare

Condiții de lucru	Produse	v, %	$c_{Fe'}$%	m, %
Măcinare 14,5% > 0,08 mm	C	49,49	44,69	80,98
Retratări = 1	B_1	50,51	10,29	19,02
d = 9,5 mm	A	100,00	27,31	100,00
I = 3 A	C_f	46,03	47,41	79,90
H = 1500 Oe	B_f	53,97	10,17	20,10
Debit cca 820 cm^3/min	A	100,00	27,31	100,00
Măcinare 3,76% > 0,08 mm	C	45,97	45,68	79,36
Retratări = 1	B_1	54,03	10,12	20,64
d = 9,5 mm	A	100,00	26,46	100,00
I = 3 A	C_f	40,31	51,78	78,88
H = 1500 Oe	B_f	59,69	9,37	21,12
Debit cca 820 cm^3/min	A	100,00	26,46	100,00

Institutul Geologic al României

Diagrama 3 dă influenţa fineţei de măcinare asupra recuperării şi conţinutului de fier în concentratul de magnetită. Finețea influențează în special asupra purității concentratului de magnetită, aceasta creşcînd cu cresterea fineței de măcinare, datorită desfacerii concrescenţelor dintre magnetită şi celelalte minerale nemagnetice. Extracţia în metal este mai puţin influenţată de finețea de măcinare. Încercările

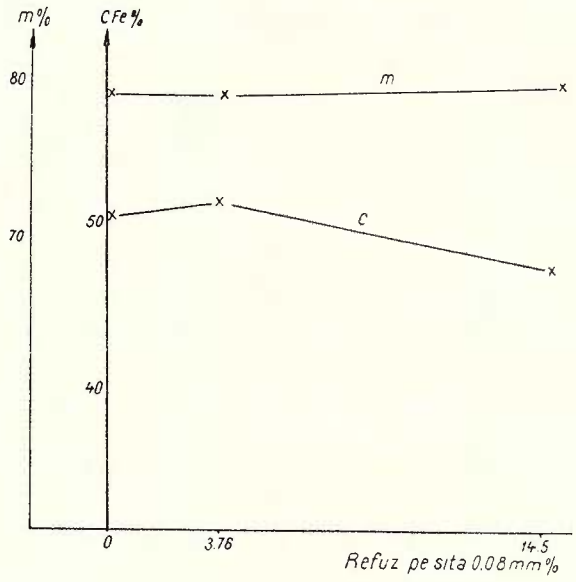


Fig. 3.

de laborator au arătat că dimensiunea optimă de măcinare a minereului în vederea concentrării magnetice este 0,08 mm (3,76% > 0,08 mm).

În urma încercărilor de concentrare magnetică directă, executate asupra probei de minereu de fier de la Ruschiţa, s-au determinat în laborator următoarele condiţii optime de concentrare a magnetitei:

Măcinare 3,76% > 0,08 mm,

Cîmp magnetic cca 1500 Oerstezi,

Număr de retratări 1,

Concentrare magnetică pe cale umedă la un debit de apă de cca 820 cm^3/min.

În aceste condiţii se obţin concentrate cu un conţinut de 52% fier, reprezentînd ca extracţie în greutate 40,30% şi conducînd la o recuperare în metal de 79%, iar sterilele separate au conţinut în fier de cca 9,30%.

În privinţa concentratelor obţinute se pot face următoarele observaţii:

Conţinutul în elemente acide şi bazice al concentratelor cu cca 50% Fe este: SiO_2 = 7,25%, Al_2O_3 = 0,87%, CaO = 8,79% şi MgO = 1,06%.

Institutul Geologic al României

Indicele de bazicitate al concentratelor crește de la 1,14, cît avea minereul înainte de a fi supus operațiilor de preparare, la 1,21. Indicele de bazicitate este supraunitar și deci minereul devine autofondant.

Conținutul în fosfor scade de la 0,425% la 0,096%, iar cel de sulf este de 0,55%.

II. Observații privitoare la aprecierea rezultatelor preparării, bazate pe conținutul în fier magnetic al probei studiate

Analiza chimică generală efectuată asupra probei de minereu de fier de la Ruschița indică pentru minereul original un conținut în fier total de 27% și de FeO de 15,54%. Rezultă că din conținutul de fier total de 27%, 12,07% este Fe'' corespunzător la 15,54% FeO, iar restul de 14,93% este Fe'''.

Presupunînd că tot Fe''' se găsește sub formă de magnetită (adică tot Fe_3O_3 este sub formă de magnetită), rezultă că conținutul de Fe_2O_3 în original este de 21,33%, iar conținutul de magnetită corespunzător în original este de 30,57%. În acest caz rezultă că în original, sub formă de magnetită este legat maximum 22,13% Fe total.

Deci, din conținutul minereului original de 27% Fe total, maximum 22,12% Fe este legat sub formă de magnetită, iar restul de 4,88% Fe este legat sub formă de alte combinații.

Acest lucru este confirmat și de studiul mineralogic, care arată că în proba respectivă fierul apare în afară de magnetită și sub formă de carbonat de fier și alte minerale de gangă conținînd fier.

Prin urmare, față de conținutul total de fier al probei, numai cel mult 22% este dat de magnetită și deci conținutul în fier valorificabil al minereului este de numai 22%.

Menționăm că pentru simplificarea și reducerea numărului de analize chimice la această problemă, toate produsele obținute prin încercările de preparare au fost analizate pentru fierul total și, prin urmare, extracțiile în metal prezentate anterior au fost calculate pe baza fierului total și de aceea ele nu au depășit cifra de 81%. În realitate, extracțiile în metal obținute prin încercările făcute, raportate la fierul util, depășesc 98%, fiind deci mult mai mari decît cele calculate pe baza fierului total.

III. Concluzii generale

În cadrul problemei « Studiul posibilităților de preparare a minereului sărac de fier de la Ruschița » cercetările de preparare s-au efectuat pe o probă de minereu avînd un conținut de 27% Fe total.

Minereul este reprezentat prin roci de contact metamorfozate. Partea utilă este constituită aproape exclusiv din magnetită, celelalte minerale utile: pirita,

Institutul Geologic al României

blenda, galena, calcopirita, intervenind în proporţie foarte redusă, iar ganga este reprezentată în cea mai mare parte prin cuarţ şi calcit.

În general, minereul prezintă indici de alterare, fenomenul de martitizare întîlnindu-se foarte frecvent.

Asociaţia mineralelor utile între ele, precum şi a mineralelor utile cu ganga, este foarte intimă. Din cauza caracterului său fin granulat, problema principală a preparării acestui minereu o constituie măcinarea fină, care ajunge pînă la dimensiuni de 0,08 mm.

Planul de încercări a fost axat, pe baza caracteristicilor chimico-mineralogice, pe linia încercărilor de concentrare magnetică directă. Încercările efectuate au urmărit determinarea dimensiunii de sfărîmare şi a condiţiilor de concentrare magnetică, care să conducă la rezultate optime.

Prin încercările de concentrare magnetică directă, executate asupra probei de minereu de fier de la Ruschiţa cu un conţinut de 27% Fe total, s-a determinat posibilitatea obţinerii prin concentrare magnetică pe cale umedă a minereului măcinat la 3,76% > 0,08 mm, a unor concentrate cu un conţinut în fier de 52%, reprezentînd ca extracţie în greutate 40,30% şi o extracţie în fier total de 79%. Sterilele separate mai conţin 9,30% Fe.

La o măcinare mai grobă, cca 15% > 0,08 mm, care este mai puţin costisitoare, s-au obţinut concentrate cu 47% Fe, recuperarea în Fe total fiind de 80%, iar extracţia în greutate de 46%. Trebuie reţinut că şi aceste concentrate cu 47% Fe pot fi valorificate în furnal.

Faţă de conţinutul total de fier al probei de 27%, numai maximum 22% Fe total este dat de magnetită, deci conţinutul în fier valorificabil este 22%. Din această cauză extracţiile în fier realizate, calculate pe baza fierului magnetic, depăşesc 98%, fiind deci în realitate mult mai mari decît cele prezentate în studiu, care au fost calculate pe baza fierului total din probă.

Concentratele obţinute conţin: $SiO_2 = 7{,}25\%$, $Al_2O_3 = 0{,}87\%$, $CaO = 8{,}79\%$, $MgO = 1{,}06\%$, $P = 0{,}096\%$ şi $S = 0{,}55\%$. Indicele de bazicitate al concentratelor este 1,21. Indicele de bazicitate fiind supraunitar, minereul devine autofondant.

Prin urmare, prin prepararea prealabilă a minereului sărac de fier de la Ruschiţa, se obţin concentrate îmbogăţite în fier şi care corespund calităţii cerute pentru prelucrarea în furnale.

BIBLIOGRAFIE

1. Fişman M. A. Tehnologhia poleznih iskopaemîh, *Mettalurghizdat*. Moskva 1949.
2. Gründer W. Arbeitsmethoden im Aufbereitungslaboratorium. Hermann Hubener Verlag. Abt. Technischer Verlag Wimelmshaven. Goslar 1957.

Institutul Geologic al României

3. Iudenici G. I. Obogaşcenie rud cernîh metallov, Gonti, 1948.
4. Mitrofanov S. I. Issledovanie rud na obogatimost. *Mettalurghizdat*, 1954.
5. Runolinna Urmas. Dry Magnetic Separation of Finely Ground Magnetite. *International Mineral dressing congress* III, 1, Stockholm 1957.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ОБОГАЩЕНИЯ РУДЫ БЕДНОЙ ЖЕЛЕЗОМ РУШКИЦА

А. ОПРЕСКУ, М. НАСТАСЕ

(Краткое содержание).

В связи с проблемой «информационное исследование относительно возможностей обработки железной бедной руды Рушкица», опыты по обработке были проведены на пробном образце руды, с валовым содержанием железа в 27 %.

Руда представлена метаморфизованными контактными породами. Полезные ископаемые составлены, почти исключительно, из магнетита, остальные минералы (пирит, обманка, галенит, халькопирит) выявлены в очень сокращенной пропорции, а пустая порода представлена, в большей своей части, кварцем и кальцитом.

Руда, в общем, представляет индексы выветривания, явление мартитизации, встречается очень часто.

Ассоциирование полезных ископаемых между собой, а также и минералов с пустой породой — очень интимно. По причине тонкозернистого своего характера, главной задачей обработки этой руды является тонкозернистое размалывание, достигающее размеров в 0,08 мм.

План испытаний был подержан, на основании химико- минералогических характеристик по линии испытаний прямой магнитной концентрации. Проведенные испытания преследовали как цель определение размеров размельчания и условий магнитной концентрации, могущей привести к наилучшим результатам.

При помощи испытаний прямой магнитной концентрации, проведенной над пробными образцами бедной железом руды Рушкица, с содержанием в 27 % валового железа, была установлена возможность получения, через влажную магнитную концентрацию размолотой руды в 3,76 $>$ 0,08 мм, а некоторых концентратов с содержанием в 52% железа, представляющим выработку тяжестью в 40,30%, валовой выработки железа в 79 %.

Выделенные пустые породы содержат еще 9,37 % железа.

Institutul Geologic al României

При более грубозернистом размалывании, приблизительно, 15 %, > 0,08, стоющие значительно меньше, была получена концентрация в 47% железа, валовая рекуперация — составляет 80%, а выработка тяжестью в 46%. Необходимо подчеркнуть что и эти концентрации в 47% железа могут быть валорифицированы в печи.

На основании валового содержания железа в пробном образце в 27%, только максимум 22% валового железа выработано из магнетита, таким образом, содержание валорифицированного железа составит 22%. По этой причине реализированные выработки железа, высчитанные на основании магнитного железа, превосходят 98%, будучи в действительности значительно больше, нежели результаты представленные в отчете, которые были высчитаны на основании валового железа из пробного образца.

Полученные концентрации содержат:

$$SiO_2 = 7{,}25\%;\ Al_2O_3 = 0{,}87\%;\ CaO = 8{,}79\%;\ MgO = 1{,}06\%;$$
$$P = 0{,}096\%;\ S = 0{,}55\%.$$

— Основной идекс концентратов составляет 1,21. — Этот основной индекс будучи сверх единичным, руда становится автошлакообразующей.

Таким образом, через предварительную обработку бедной железом руды Рушкица, получаются концентраты обогащенные железом, соответствующие требуемому качеству для обработки в печи.

ÉTUDE SUR LES POSSIBILITÉS DE PRÉPARER LE MINERAI PAUVRE EN FER DE RUSCHIŢA

PAR

A. OPRESCU, M. NĂSTASE

(Résumé)

Les essais de préparation ont été effectués sur un échantillon de minerai, ayant une teneur de 27% Fe total.

Le minerai est représenté par des roches de contact métamorphisées. La partie utile est constituée presque exclusivement de magnétite, le reste des minéraux utiles (pyrite, blende, galène, chalcopyrite) intervenant en proportion très réduite et la gangue comportant principalement du quartz et de la calcite. En général, le minéral accuse des traces d'altération, le phénomène de martitisation étant très fréquent. Les minéraux utiles sont intimement associés aux minéraux de gangue. Étant donné

Institutul Geologic al României

le caractère finement grenu, le problème principal de la préparation est constitué par le broyage fin qui atteint jusqu'à 0,08 mm de dimension.

Le plan des essais s'est appuyé sur les caractéristiques chimico-minéralogiques suivant les essais de concentration magnétique directe. Le but des expériences a été la détermination de la dimension de broyage et des conditions de concentration magnétique afin d'obtenir des résultats optima. Par les essais de concentration magnétique directe, effectués sur l'échantillon de minerai pauvre en fer, de Ruschița, (27% Fe total) nous avons déterminé la possibilité d'obtenir par la concentration magnétique humide du minerai broyé à 3,76% > 0,08mm — des concentrations à 52% Fe représentant une extraction par poids de 40,30% et une extraction en Fe total de 79%. Les stériles séparés contiennent encore 9,37% Fe.

Si le broyage est plus grossier, environ 15% > 0,08 mm, et donc moins coûteux, on obtient des concentrés à 47% Fe, la récupération en Fe total étant 80% et l'extraction par poids 46%. Il faut retenir que même ces concentrés à 47% Fe peuvent être mis en valeur dans les hauts fourneaux.

Dans l'échantillon ayant 27% Fe total, seulement maximum 22% Fe total provient de la magnétite et par conséquent 22% Fe peut être mis en valeur. C'est pourquoi les extractions en fer — calculées au moyen du fer magnétique — dépassent 98% étant en réalité beaucoup plus élevées que celles calculées à l'aide du fer total de l'échantillon.

Les concentrés obtenus contiennent: $SiO_2 = 7{,}25\%$; $Al_2O_3 = 0{,}87\%$; $CaO = 8{,}79$; $MgO = 1{,}06$; $P = 0{,}096\%$; $S = 0{,}55\%$. L'indice de basicité des concentrés est 1,21. Vu qu'il est surunitaire, le minerai devient autofondant.

Par la préparation préliminaire du minerai pauvre en fer, de Ruschița, on obtient des concentrés enrichis en Fe et d'une qualité correspondant à l'usinage dans les hauts fourneaux.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

PEDOLOGIE

ANEXA I

OBSERVAŢII PEDOLOGICE GENERALE ÎN PODIŞUL SUCEVEI [1])

DE

N. FLOREA, N. MUICĂ

Spaţiul geografic cuprins între Cîmpia Moldovei spre est, Obcinile Moldovei spre vest, o linie convenţională între Băile Strunga şi N Bacău spre sud, iar spre nord continuîndu-se peste frontieră, Podişul Sucevei constituie o unitate fizico-geografică şi pedologică bine deosebită de cele din vestul şi estul său, dar apropiată de cele din sudul şi nordul său, spre care se trece pe nesimţite.

Înălţimea sa medie este de cca 450 m; nu lipsesc însă nici înălţimi mai mari, care depăşesc 520 m (Dragomirna — Vărăria, Tudora = 590 m, Teişoara, etc.) şi nici forme depresionare mai mult sau mai puţin clare (depresiunea Rădăuţi = 360—370 m, depresiunea Liteni = 350—380 m), în afara luncilor largi ale rîurilor (Siret, Suceava).

Relieful de cueste al acestei întinderi este destul de pronunţat: povîrnişuri structuralo-erozive, aproape plane, înclinate slab spre sud, şi povîrnişuri erozive, împotriva înclinării stratelor, abrupte, cu faţa vălurită de alunecări puternice, orientate spre nord. Culmile dealurilor, cînd mai înguste, cînd mai largi, se transformă uneori în adevărate « podişuri », platforme structurale (Dragomirna—Vărăria, Dealul Mare—Cetate, Dealul Rău—Liteni, etc.), care în trecut trebuie să fi avut întinderi mult mai mari.

Văile subsecvente sînt pronunţat asimetrice, pe cînd cele consecvente şi obsecvente sînt simetrice.

Luncile rîurilor mai mari, care vin din munţi (Siret, Suceava, Moldova) sînt largi şi puternic aluvionate; acelea ale apelor care izvorăsc din interiorul podişului sînt mai reduse, mai slab aluvionate şi mai înţelenite.

[1]) Comunicare în şedinţa din 13 mai 1960.

Institutul Geologic al României

Rocile de suprafață care constituie roca-mamă a solului, sînt exclusiv sedimentare și nu prea variate: pe micile petece de platformă se mai găsește pe alocuri stratul grezo-calcaros, uneori microconglomeratic, sau de calcare oolitice; cea mai mare parte însă o formează rocile cu textură medie și grea (argile și luturi de obicei cu carbonați) cu slabe intercalații nisipoase, care se observă clar, uneori pe coastă (povîrniș morfologic) în capul stratelor; uneori, în masa argilelor sau luturilor apar pietrișuri rulate. Se mai întîlnesc și nisipuri formate prin decimentarea gresiei, iar pe unele povîrnișuri structurale apar slabe formațiuni loessoide variate ca grosime, care stau peste argile impermeabile.

Pentru o caracterizare climatică a acestui spațiu nu dispunem de date culese din locuri reprezentative, căci atît stațiunea Suceava, cît și stațiunea Rădăuți, sînt situate în locuri depresionare sau alături de văi largi, care modifică local din condiții.

Temperatura medie anuală este de 7,8°C la Suceava și 7,9°C la Rădăuți; media lunii celei mai calde este de 19°C la ambele localități, iar a lunii celei mai reci de—4,8° la Suceava și—3°C la Rădăuți.

Media anuală a precipitațiilor atinge 576 mm la Suceava și 633 mm la Rădăuți.

Indicii de ariditate (DE MARTONNE) (32,4 la Suceava și 35,4 la Rădăuți) corespund unei zone umede.

Vegetația naturală a acestui spațiu geografic, pădurea, ocupă în prezent suprafețe relativ restrînse, în special pe locurile mai înalte și mai aproape de munte (Obcine). Odinioară însă, pădurile acopereau aproape întreaga întindere a podișului. Prin unele locuri, ca pe la Suceava și Liteni, precum și între Dornești și Siret, despăduririle s-au făcut foarte demult; pe altele însă, în special în apropierea pădurilor existente, unde relieful este mai monoton și condițiile favorabile culturilor, despăduririle sînt recente.

Alcătuirea învelișului vegetal permite deosebirea a trei fîșii distincte ce se succed de la est spre vest:

a) O fîșie estică, de o parte și de alta a văii Siretului, unde pădurile sînt alcătuite din *Quercus robur* și *Q. petraea* cu *Carpinus betulus* pentru părțile mai joase ale dealurilor, la care se adaugă *Fagus silvatica, Betula verrucosa* pentru părțile înalte; pe alocuri apar păduri numai de *Fagus*;

b) O fîșie centrală săracă în păduri, cu asociații de *Festucetum pseudovine*[1]), în care apare local și *Stipa*[2]).

c) O fîșie vestică, cea mai interesantă, formată din amestec de *Fagus silvatica* cu *Abies alba, Picea excelsa, Betula verrucosa, Quercus robur*, uneori *Pinus silvestris*; sub pădure *Asarum europeum, Carex silvatica*, iar în rariști *Rumex acetosella, Agrostis* sp.

---

[1]) RĂVĂRUȚ și colab. Contribuții la studiul pajiștilor naturale din reg. Suceava, I.C.A.R. 1957.

[2]) TR. SĂVULESCU, citat după RĂVĂRUȚ.

Institutul Geologic al României

Solurile

Solurile Podişului Sucevei au constituit obiectul mai multor studii, în care au fost în special discutate solurile de culoare închisă ce apar pe suprafeţe mari în Depresiunea Liteni şi între Dorneşti şi Siret, soluri ce au fost interpretate din punct de vedere genetic în mod diferit. G. MURGOCI şi colaboratorii lui (P. ENCULESCU, EM. PROTOPOPESCU-PAKE) le trec pe harta solurilor ţării ca cernoziomuri degradate, ce formează insule înconjurate de soluri brun-roşcate de pădure şi podzoluri. Apariţia acestor insule de cernoziomuri degradate, asociate de P. ENCULESCU cu insulele de antestepă din acest podiş, are un caracter intrazonal legat de « subsolul de marnă al regiunii ».

Mai tîrziu, G. OBREJANU şi colaboratori (N. STÎNGĂ) consideră aceste soluri drept cernoziomuri levigate cu degradare texturală, la care remarcă uneori podzolire; în acelaşi timp însă, autorii menţionaţi accentuează faptul că aceste cernoziomuri levigate apar într-o zonă mai umedă decît zona corespunzătoare cernoziomurilor levigate din restul ţării. Aceiaşi cercetători semnalează de asemenea răspîndirea largă a lăcoviştilor pe pante şi lunci, în cadrul Depresiunii Liteni.

N. BUCUR, în lucrările sale, consideră că solurile de pădure din Moldova aparţin tipului sol cenuşiu de pădure şi că majoritatea solurilor de culoare închisă discutate mai sus aparţin solurilor cenuşii închise de pădure (în cea mai mare parte regradate).

În harta solurilor din Monografia geografică a ţării, solurile de culoare închisă au fost trecute printre solurile cenuşii (închise) de pădure; în aceeaşi hartă solurile brun-roşcate de pădure nu mai apar în podişul Sucevei, fiind înlocuite cu soluri cenuşii de pădure şi soluri brune de pădure.

În cele ce urmează vom face o scurtă prezentare a solurilor principale din acest podiş şi a repartiţiei lor pe baza unor cercetări de recunoaştere efectuate în anul 1959.

Solurile principale întîlnite în Podişul Sucevei pot fi grupate astfel: pratoziomuri, soluri silvestre podzolite, soluri podzolice, soluri podzolice gălbui (pal), soluri humicogleice (lăcovişti silvestre) şi soluri dernopseudogleice.

Pratoziomuri. S-a propus (N. FLOREA) să se denumească pratoziom tipul de sol automorf sau autohidromorf de culoare închisă, ce caracterizează anumite regiuni cu climă umedă, cum sînt unele părţi ale Podişului Sucevei (Depresiunea Liteni, sectorul Dorneşti—Siret, etc.). Prin analiza condiţiilor de geneză şi evoluţie a solurilor de culoare închisă din Podişul Sucevei, a condiţiilor pedogenetice şi a însuşirilor pe care le au aceste soluri, autorii au ajuns la concluzia că ele au un specific deosebit ce îndreptăţeşte separarea lor ca un tip genetic aparte, neputîndu-se încadra nici la cernoziomuri levigate, nici la soluri cenuşii închise de pădure.

Institutul Geologic al României

Pratoziomurile amintesc prin unele caractere morfologice ale profilului lor de cernoziomurile levigate și anume prin culoarea orizontului superior, structura acestuia, conținutul ridicat în humus, etc. În schimb, caracterele orizontului B (dezvoltarea mare a acestuia, structura, neoformațiile, etc.) și lipsa orizontului C sau adîncimea mare la care apare de obicei acest orizont, arată clar că aceste soluri s-au format în condiții climatice mult mai umede decît cele corespunzătoare cernoziomului levigat. Formarea lor nu a putut avea loc decît sub acțiunea vegetației de fîneață vreme îndelungată, în condițiile unui regim hidric transpercolativ; aceasta explică formarea orizontului gros de humus (care invadează și o bună parte din orizontul B) și conținutul ridicat de humus.

Pratoziomurile s-au format în mod obișnuit pe depozite lutoase sau luto-argiloase de diferite origini, avînd uneori aspect loessoid; aceste depozite trec adesea spre bază în depozite mai grele.

Pratoziomurile tipice au orizontul cu carbonați la adîncimi de peste 160—200 cm și nu prezintă podzolire, deși culoarea lor se deschide mult în stare uscată. Se deosebesc însă și pratoziomuri podzolite care prezintă pudrare cu cuarț în orizontul A și în prima parte a orizontului B; destul de răspîndite sînt pratoziomurile pseudogleizate a căror apariție este legată de prezența rocilor-mame cu textură mai fină (mai ales spre bază). În Depresiunea Liteni are o răspîndire destul de mare o formă de trecere între pratoziom și cernoziom levigat, denumită pratoziom cernoziomic.

Dăm în cele ce urmează descrierea și datele analitice referitoare la două profile de pratoziomuri:

Pratoziom cernoziomic podzolit, profil 4/4976 sud de Suceava (la vest de cota 408 m):

A 0— 42 cm, lut cu nisip grosier, brun închis negricios (culoarea se deschide la uscare), structură grăunțoasă colțurată, afînat, pudrare cu SiO_2 vizibilă în stare uscată; trece treptat;

A/B 42— 55 cm, lut cu nisip grosier, brun închis cu slabă nuanță castanie, pudrare și pete de SiO_2, structură alunar-nuciformă, mici separații ferimanganice rare, poros, slab compact, trece clar;

B 55—110 cm, lut—lut argilos cu nisip grosier, brun-castaniu cu pete negricioase datorită scurgerilor de humus, structură columnoid-prizmatică, separații mici și pete ferimanganice, compact, trece net;

C sub 110 cm, se schimbă roca, trecînd la o argilă cu carbonați și concrețiuni de CO_3Ca.

Datele analitice referitor la acest profil sînt prezentate în tabloul 1.

Pratoziom pseudogleizat, profil 10, sud-est de Dornești, regiunea Suceava:

A 0— 42 cm, lut argilos, negricios, structură grăunțoasă medie colțurată stabilă, poros, afînat, trece treptat;

AB 42— 60 cm, argilă ușoară — lut argilos, brun închis castaniu, nuciform, slab compact, la uscare se observă slabă pudrare cu cuarț, apar mici bobovine;

Institutul Geologic al României

TABLOUL 1

Date analitice

Solul: Pratoziom cernoziomic podzolit.
Profil Nr. 4/4976, sud Suceava la vest de cota 408 m.
Recoltat de: N. Muică.
Analizat de: Vasilca Năstăsache şi Al. Dimitriu.
Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°

Orizontul			A			A(2)B	B		C
Adîncimea în cm			0—14	14—21	23—40	42—55	55—65	65—80	110—130
Apa higroscopică în %			2,90	2,95	3,35	3,90	4,98	3,97	4,59
Fracţiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	25,8	26,0	27,4	31,0	33,9	30,8	34,9
		Praf (0,002—0,02 mm)	17,0	16,6	15,2	17,2	19,9	17,6	24,5
		Nisip fin (0,02—0,2 mm)	45,0	43,0	43,1	41,5	41,0	42,5	16,7
		Nisip grosier (0,2—2 mm)	10,7	11,2	11,6	9,6	6,7	10,2	4,6
		Argilă fină (< 0,001 mm)	24,2	24,1	26,0	29,6	31,8	29,4	30,8
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	34,0	34,8	35,9	40,9	44,0	40,0	45,9
	recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	26,2	26,9	28,1	31,3	33,4	30,4	43,2
		0,002—0,02 mm	17,3	17,1	15,6	17,3	19,6	17,5	30,4
		0,02—0,2 mm	45,6	44,4	44,3	41,7	40,4	42,0	20,7
		0,2—2 mm	10,9	11,6	12,0	9,7	6,6	10,1	5,7
		< 0,001 mm	24,6	24,9	26,7	29,8	31,3	29,0	38,2
		< 0,01 mm	34,5	36,0	36,8	41,1	43,4	39,4	56,7
Humus în %			3,24	3,00	2,52	1,90	1,27	0,85	—
Azot total în %			0,172	0,154	0,124	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)			12,7	13,2	13,7	—	—	—	—
CO_3Ca în %			—	—	—	—	—	—	19,03
pH	în suspensie apoasă		5,8	5,9	6,2	6,3	6,5	6,6	8,2
	în suspensie salină		4,6	4,6	—	4,8	—	—	—
P_2O_5 total în %			0,144	0,090	—	— —	—	—	—
Cationi schimbabili	Mili-vali	Ca^{++}	14,54	15,77	18,10	19,17	19,91	15,14	19,10
		Mg^{++}	3,05	3,17	2,76	2,46	2,57	1,71	4,39
		K^{+}	0,45	0,37	0,41	0,48	0,55	0,40	0,59
		Na^{+}	0,19	0,23	0,28	0,22	0,36	0,26	0,55
		H^{+}	3,36	5,96	4,61	4,16	3,59	2,38	0
		T	24,59	25,50	26,16	26,49	26,98	19,89	24,63
	Procente din T	Ca^{++}	59,1	61,8	69,2	72,4	73,8	76,1	77,6
		Mg^{++}	12,4	12,4	10,5	9,3	9,5	8,6	17,8
		K^{+}	1,8	1,5	1,6	1,8	2,1	2,0	2,4
		Na^{+}	0,8	0,9	1,1	0,8	1,3	1,3	2,2
		H^{+}	25,9	23,4	17,6	15,7	13,3	12,0	0
Gradul de saturaţie (V) în %			74,1	76,6	82,4	84,3	86,7	88,0	100

Institutul Geologic al României

TABLOUL 2

Date analitice

Solul Pratoziom pseudogleizat
Profil Nr. 10, sud-est de Dornești, reg. Suceava.
Recoltat de: N. Muică
Analizat de: Margareta Nicolau, V. Iosof, Al. Dimitriu și Hareta Mac.
Rezultatele sînt exprimate față de solul uscat la 150°

Orizontul			A			AB	$B_{2\gamma}$ a		B_2	B_3	C
Adîncimea în cm			0—14	14—25	25—40	45—60	60—80	80—100	100—120	135—150	155—160
Apa higroscopică în %			3,33	3,71	3,69	4,03	5,53	5,63	5,49	5,20	4,88
Fracțiuni granulometrice în %	Argilă (< 0,002 mm)		34,0	31,9	37,6	40,4	50,7	49,3	48,9	48,1	45,5
	Praf (0,002—0,02mm)		25,5	29,6	25,4	26,2	22,2	23,9	24,1	24,1	23,1
	Nisip fin (0,02—0,2 mm		34,1	31,1	32,2	29,1	24,6	25,3	26,4	26,8	27,8
	Nisip grosier (0,2—2 mm)		0,6	0,8	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,8
	Argilă fină (< 0,001 mm)		28,6	30,6	31,8	35,4	47,6	45,5	44,1	42,6	39,9
	Argilă fizică (< 0,01 mm)		47,6	50,9	52,2	55,7	63,6	63,1	62,9	63,5	58,4
	recalculat la partea silicatică	(< 0,002 mm	36,1	34,2	39,3	42,0	51,8	49,8	49,0	48,3	46,6
		0,002—0,02 mm	27,1	31,7	26,4	27,2	22,6	24,2	24,1	24,2	24,0
		0,02—0,2 mm	36,2	33,3	33,6	30,2	25,1	25,5	26,4	26,9	28,5
		0,2—2 mm	0,6	0,8	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,8
		< 0,001 mm	30,4	32,8	33,2	36,8	48,6	46,0	44,2	42,8	40,9
		< 0,01 mm	50,5	54,5	54,5	58,0	65,0	64,0	63,0	63,5	59,9
Humus în %			5,62	5,64	5,19	3,57	2,45	1,30	0,82	0,65	0,68
Azot total în %			0,249	0,251	—	0,149	0,112	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)			14,0	14,1	—	14,6	14,8	—	—	—	—
CO_3Ca în %			—	—	—	—	—	—	—	0	2,50
pH	în suspensie apoasă		5,6	5,6	5,7	5,6	5,8	6,0	6,5	6,8	8,0
	în suspensie salină		4,3	—	4,4	4,2	4,1	—	—	—	—
P_2O_5 total în %			0,151	0,155	—	0,155	—	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca++	18,95	19,30	—	20,42	23,16	—	25,40	—	26,68
		Mg++	2,71	2,77	—	2,96	3,92	—	4,95	—	6,02
		K+	0,42	0,32	—	0,43	0,68	—	0,54	—	0,47
		Na+	0,25	0,27	—	0,37	0,34	—	0,38	—	0,58
		H+	10,49	10,13	—	9,35	8,76	—	3,90	—	0
		T	32,83	32,79	—	33,54	36,85	—	35,17	—	33,75
	Procente din T	Ca++	57,7	58,8	—	60,1	62,6	—	72,2	—	79,1
		Mg++	8,2	8,5	—	8,8	10,1	—	14,1	—	17,8
		K+	1,3	1,0	—	1,3	1,9	—	1,5	—	1,4
		Na+	0,8	0,8	—	1,1	0,9	—	1,1	—	1,7
		H+	32,0	30,9	—	28,7	24,5	—	11,1	—	0
Gradul de saturație (V) în %			68,0	69,1	—	71,3	75,5	—	88,9	—	100
Aluminiu mobil, în me			0,11	—	—	0,24	0,29	—	—	—	—

Institutul Geologic al României

$B_3\gamma$a60—100 cm, argilă ușoară, brun (castaniu) închis cu reflexe cenușii cu pete castanii ruginii și cenușii vinețiu, bobovine, prizmatic, compact, trecere clară;
$B_2\gamma$ 100—130 cm, argilă ușoară, culoare castanie cu marmorare evidentă ce slăbește spre bază, bobovine, prizmatic, compact, trecere clară;
B_3 130—155 cm, argilă ușoară de culoare castanie, nuciform—prizmatic, compact;
C 155 cm — peste 180 cm, argilă ușoară — lut argilos castanie gălbui (deschis) cu slabe depuneri de carbonați; efervescență moderată în masă.

În tabloul 2 sînt redate rezultatele analizei acestui sol.

Datele analitice referitoare la pratoziomuri arată că aceste soluri au un conținut relativ ridicat de humus și de substanțe nutritive; reacția lor este mai acidă (sub 6) decît la cernoziomurile levigate, și gradul de saturație mai scăzut (65—75%). În unele soluri apare diferențiere texturală evidentă între A și B, alteori nu; fără a infirma posibilitatea migrării argilei în aceste soluri, trebuie să remarcăm că cel mai adesea diferența texturală dintre orizonturi se datorește mai ales neuniformității rocii-mame, care atrage după sine adeseori stagnarea apei în profil, determinînd un regim hidric deosebit în aceste soluri și provocînd pseudogleizarea.

Solurile silvestre podzolite ocupă suprafețe întinse pe terasele și culmile podișului din stînga și dreapta Siretului și, în petece izolate, în regiunile depresionare ale podișului; caracterizează pădurile de foioase. Problema apartenenței acestor soluri la solurile cenușii sau brune de pădure nu a putut fi rezolvată prin cercetările de recunoaștere efectuate, astfel că asupra lor nu insistăm; se pare însă că aceste soluri silvestre podzolite formează o serie continuă (N. Florea) ai cărei termeni inferiori slab podzoliți, caracteristici pădurilor de foioase în care domină stejarul, corespund solurilor cenușii de pădure, în timp ce termenii superiori ai seriei, puternic podzoliți, de obicei sub păduri cu fag, sînt mai apropiați de solurile brune de pădure podzolite.

O situație aparte o prezintă solurile silvestre podzolite cu orizont B de culoare închisă, ce apar pe suprafețe nu prea mari sub pădurile păstrate în zona depresionară a podișului. Asocierea acestor soluri cu pratoziomuri și prezența coloritului închis în orizontul B (considerat ca un caracter relict în sol), ar constitui o dovadă că aceste soluri de pădure provin din pratoziomuri.

Ca exemplu de astfel de sol poate fi prezentat profilul 18/4976 din pădurea Mihoveni (cota 458), regiunea Suceava. Pădurea este alcătuită din *Carpinus betulus Fagus silvatica*, *Quercus robur*, *Corylus avellana*, *Pinus silvestris*, *Abies alba*; sub pădure se întîlnește *Asarum europaeum*, *Asperula odorata*, *Apokeris faetida*, *Hepatica nobilis*, etc.

Profilul solului se prezintă astfel:

A_0A_1 0— 2 cm, lut ușor, cenușiu închis, glomerular, friabil;
A_1 2— 7 cm, lut ușor — lut, cenușiu bruniu (castaniu), glomerular friabil, mici separați ferimanganice;

Institutul Geologic al României

A_2A_1 7— 17 cm, lut uşor — lut, castaniu gălbui cenuşiu cu pete albicioase murdare, grăunţos cu tendinţă de şistozare, foarte friabil, separaţii ferimanganice, mici bobovine, afînat trecere clară;

A_1B 17— 31 cm, lut, bruniu ruginiu cu pete cenuşii (pudrare silicioasă) şi pete castanii, compactizat, agregate nuciform-alunare friabile, separaţii ferimanganice, rare şi mici bobovine;

B_1a_2 31—110 cm, lut, brun cenuşiu cu pudrare de silice, pete şi reflexe ruginii şi castanii-gălbui, prizmatic, compact;

B_2 110—165 m, lut — lut argilos, castaniu-gălbui cu scurgeri brune închis, pete ruginii, separaţii ferimanganice, prizmatic-columnoid slab exprimat, trecere netă prin efervescenţă;

C sub 165 cm, lut castaniu-gălbui cu vinişoare albe de CO_3Ca.

Profilul solului se prezintă astfel:

Datele analitice (tab. 3) arată o puternică diferenţiere texturală, o reacţie acidă şi un grad de saturaţie scăzut, mai ales în A_2A_1.

Solurile podzolice (secundare) ocupă areale reduse, pe suprafeţele plane sau slab înclinate ale culmilor din stînga şi dreapta Siretului, mai ales în partea nordică a sectorului, sub pădure de *Fagus silvatica*, *Quercus petraea*, *Carpinus betulus* şi adeseori cu covor discontinuu de muşchi. Se pot întîlni pe diferite roci de solificare. În general, sînt totdeauna pseudogleizate puternic (cu excepţia celor formate pe depozite nisipoase). Corespund solurilor dernopodzolice din U.R.S.S.

Profilul solului se prezintă astfel:

A_0, un strat subţire de litieră în curs de descompunere; uneori poate să apară un strat de muşchi (în acest caz lipseşte de obicei A_1);

A_2 de 3—10 cm, cenuşiu cu pete gălbui, adeseori cu nuanţă brunie, glomerular, friabil, separaţii ferimanganice şi bobovine mici şi medii, trecere netă;

A_2 de 8—13 cm, cenuşiu deschis uneori slab gălbui sau cu nuanţă castanie, peste albicioase, făinos, adeseori şistuos, bobovine mici frecvente, trecere netă;

A_2B de 15—20 cm, mai argilos, cenuşiu deschis, cu pete gălbui castanii, alunar-nuciform, bobovine mici şi medii, trecere clară;

Ba_2 de 10—20 cm, castaniu cu pete castanii-ruginii şi mai rar cenuşii, prizmatic, compact, bobovine mici frecvente, pudrare silicioasă pe feţele structurale, trecere treptată;

B(g) de 30—130 cm, argilozitate maximă, castaniu-ruginiu, adeseori marmorat cu pete cenuşii-vineţii şi castanii-ruginii, prizmatic, foarte compact, separaţii ferimanganice şi bobovine mici şi medii; trecere netă;

C, orizontul cu carbonaţi apare de la diferite adîncimi, uneori de la 80 cm dacă roca este o argilă cu carbonaţi sau o marnă, alteori la peste 160—200 cm.

Cîteva date analitice referitoare la un sol podzolic pseudogleizat de la vest de Zamostea (regiunea Suceava) sînt prezentate în tabloul 4.

Solurile podzolice gălbui, semnalate pentru prima dată în această parte a ţării cu prilejul acestor cercetări, formează zona cea mai vestică a Podişului Sucevei,

Institutul Geologic al României

TABLOUL 3

Date analitice

Solul: Sol silvestru mediu-puternic potzolit cu orizont B de culoare închisă.
Profil Nr. 18/4976, Pdd. Mihoveni, cota 458, Suceava.
Recoltat de: N. MUICĂ
Analizat de: MARIA CNMSTANTINESCU, V. IOSOF şi AL. DIMITRIU.
Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°.

Orizontul			A_0A_1	A_1	A_1A_2	A_2B	B_1a_2		B_2	C	
Adîncimea în cm			0—2	2—6	8—15	17—30	30—50	70—90	110—130	160—180	180—200
Apa higroscopică în %			—	2,05	1,50	1,64	2,12	3,24	3,38	2,71	—
Fracţiuni granulometrice în %	Argilă (< 0,002 mm)		—	16,3	16,3	20,0	25,4	34,3	32,4	25,6	—
	Praf (0,002—0,02 mm)		—	21,0	22,2	21,8	19,5	18,1	19,8	19,0	—
	Nisip fin (0,02—0,2 m m)		—	57,4	59,5	56,0	53,3	47,2	48,0	48,5	—
	Nisip grosier (0,2—2 mm)		—	0,7	0,8	0,7	0,6	0,3	0,4	0,4	—
	Argilă fină (< 0,001 mm)		—	13,6	13,4	16,6	21,7	31,6	29,2	22,3	—
	Argilă fizică (< 0,01 mm)		—	28,4	28,6	32,6	34,7	42,8	43,6	35,8	—
	recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	—	17,1	16,5	20,4	25,8	34,3	32,2	27,4	—
		0,002—0,02 mm	—	22,0	22,4	22,2	19,7	18,1	19,7	20,3	—
		0,02—0,2 mm	—	60,2	60,3	56,7	53,9	47,2	47,7	51,9	—
		0,2—2 mm	—	0,7	0,8	0,7	0,6	0,4	0,4	0,4	—
		< 0,001 mm	—	14,3	13,5	16,9	22,0	31,6	29,0	22,9	—
		< 0,01 mm	—	29,7	29,0	33,0	35,2	42,8	43,4	38,4	—
Humus în %			15,52	4,57	2,60	1,67	1,42	0,98	0,82	—	—
Azot total în %			—	0,264	0,132	0,088	—	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)			—	11,7	13,3	12,9	—	—	—	—	—
CO_3Ca în %			—	—	—	—	—	—	—	7,70	7,58
pH	în suspensie apoasă		6,2	5,1	4,7	5,2	5,5	5,8	6,0	8,1	—
	în suspensie salină		—	4,0	3,4	—	3,9	—	—	—	—
P_2O total în %			—	0,117	0,079	—	—	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca^{++}	—	7,82	2,71	5,85	9,45	14,94	16,77	15,85	—
		Mg^{++}	—	2,38	1,33	1,57	1,80	2,30	2,44	1,85	—
		K^+	—	0,38	0,19	0,20	0,29	0,47	0,43	0,45	—
		Na^+	—	0,21	0,13	0,18	0,23	0,24	0,25	0,69	—
		H^+	—	8,78	8,63	6,41	6,28	4,98	5,05	0	—
		T	—	19,57	13,05	14,21	18,05	22,93	24,94	18,84	—
	Procente din T	Ca^{++}	—	40,0	20,7	41,2	52,4	65,2	67,2	84,0	—
		Mg^{++}	—	12,1	10,2	11,0	10,0	10,0	9,8	9,9	—
		K^+	—	1,9	2,0	1,4	1,6	2,0	1,7	2,4	—
		Na^+	—	1,1	1,0	1,3	1,2	1,1	1,0	3,7	—
		H^+	—	44,9	66,1	45,1	34,8	21,7	20,3	0	—
Gradul de saturaţie (V) în %			—	55,1	33,9	54,9	65,2	78,3	79,7	100	—

Institutul Geologic al României

TABLOUL 4

Date analitice

Solul podzolic pseudogleizat
Profil: Nr. 314080, vest Zamostea reg. Suceava
Recoltat de: N. FLOREA
Analizat de: NICULINA BRATOSIN, V. IOSOF şi AL. DIMITRIU
Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°

Orizontul	A_1	0—3		A_2Bg	Bg	
Adîncimea în cm	0—3	3—8	8—16	25—40	45—60	65—80
Apa higroscopică în %	2,99	1,48	1,61	2,82	3,79	—
Humus în %	13,63	4,67	1,66	0,87	—	—
Azot total în %	0,389	0,123	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)	23,6	25,6	—	—	—	—
CO_3Ca în %	—	—	—	—	—	0
pH în suspensie apoasă	4,7	4,8	5,0	5,4	5,6	5,8
pH în suspensie salină	3,7	3,4	3,6	3,5	3,5	3,6
P_2O_5 total în %	0,117	0,248 (?)	—	—	0,077	—
Cationi schimabili H^+	17,53	11,27	10,26	9,87	9,87	8,14
Milivali T	27,14	15,92	14,56	25,66	31,45	30,84

la contactul cu regiunea muntoasă (obcine); reprezintă o zonă specifică Moldovei de Nord, legată de climatul mai rece şi pădurea de amestec (conifere cu fag), care coboară în această parte a ţării pînă sub 500 m (alt. abs.), dînd o notă cu totul aparte peisajului acestei regiuni. Această zonă este o prelungire a unui spaţiu mai mare de acest fel din R.S.S. Ucraineană.

Ceea ce caracterizează aceste soluri, diferenţiindu-le de cele precedente, este culoarea lor gălbuie pală (de unde şi denumirea de « palevîe podzolistîe pocivî » dată de pedologii ruşi şi sovietici), legată probabil de o hidratare mai înaintată a oxizilor de fier ce iau naştere în sol în procesul de alterare şi solificare. Rocile pe care se formează sînt în general mijlocii şi grele, ceea ce condiţionează o anumită pseudogleizare a solului, de obicei mai slabă însă decît la solurile podzolice secundare, formate pe rocă similară.

Cele mai tipice soluri podzolice gălbui apar în nordul ţării la vest de Horodnic, sub pădure alcătuită din *Fagus silvatica, Abies alba, Tillia cordata, Betulus verrucosa, Picea excelsa, Carpinus betulus, Quercus robur*; sub pădure este un covor de muşchi discontinuu sau prin poieni apar *Veronica officinalis, Rumex acetosela, Agrostis* sp., *Epilobium montanum*, etc.

Institutul Geologic al României

Profilul unui podzol gălbui (pal) (nr. 25 b, vest Horodnic, cota 500 m) se prezintă astfel:

A_1 0— 2 cm moder spre humus brut;
A_2 2—18 cm, lut, gălbui-cenuşiu (nuanţa gălbuie este mai pronunţată în partea inferioară), grăunţos pulverulent (făinos), separaţii ferimanganice, trecere clară;
A_2B 18—35 cm, lut, cenuşiu cu pete castanii-ruginii, bobovine foarte frecvente, nuciform nestabil, poros, trecere clară.
Ba_2 35—80 cm, lut — lut argilos, cenuşiu-castaniu cu pete ruginii-gălbui, separaţii ferimanganice, columnar-prizmatic spre nuciform, foarte pronunţată pudrare cu silice pe feţele structurale trecere treptată;
$B\gamma$ 80—180 cm, lut argilos, marmorat, vineţiu-cenuşiu cu ruginiu-castaniu şi gălbui, pete şi separaţii concreţionare mici ferimanganice, prizmatic, compact;
D sub 180 cm, se trece repede la un nisip lutos-nisip, castaniu, fără carbonaţi.

În tabloul 5 sînt date rezultatele analizei acestui sol.

Mai spre sud, la vest de Ilişeşti, tot sub pădure de amestec (fag şi conifere) nuanţa gălbuie a acestor soluri este mai slabă, totuşi evidentă.

În tabloul 6 sînt prezentate o serie de date analitice ale unui podzol gălbui (pal) de la vest de Ilişeşti (profil 17/4976), iar în tabloul 7 datele analitice referitor la un sol podzolic gălpui (pal) de la vest de Ilişeşti (profil 36/4976). Caracterele morfologice ale ultimului profil sînt următoarele:

A_1 litieră subţire;
A_1 0—6 cm, lut uşor, cenuşiu, glomerular friabil, separaţii ferimanganice, afînat, trece clar;
A_2 6—16 cm, lut uşor—lut, cenuşiu-găkbui deschis, şistuos, foarte friabil (făinos), mici bobovine;
A_2B 16—34 cm, lut—lut uşor, gălbui-cenuşiu cu pete castanii, pudrare cu silice sub formă de pete pe suprafaţa agregatelor structurale nuciforme, slab compact, mici bobovine;
$B\ a_2$ 34—55 cm, lut, castaniu cu nuanţă ruginie şi pete ruginii, nuciform-prizmatic, pudrare cu silice pe suprafaţa agregatelor structurale, mici bobovine şi separaţii ferimanganice, compact;
$B_1\gamma$ 55—120 cm, lut argilos — lut, pestriţ, castaniu pătat cu cenuşiu-vineţiu, prizmatic, bobovine, foarte compact;
$B_2\gamma$ 120—162 cm, lut, castaniu cu pete gălbui-ruginii şi cenuşii-vineţii, mici bobovine prizmatic compact;
C 162—220, cm, lut—lut argilos, castaniu-gălbui cu pete şi vinişoare albe rare de CO_3Ca; efervescenţă în toată masa solului.

Datele analitice referitoare îa solurile podzolice gălbui (tabl. 5, 6 şi 7) arată o puternică diferenţiere texturală între orizontul A şi B (indicele de diferenţiere texturală (1,5—3). Reacţia este puternic acidă (pH în apă 4—5, iar în KCl 3—4,5), iar gradul de saturaţie foarte scăzut (10—30%). Aluminiul mobil este prezent, iar Mg schimbabil este adesea foarte scăzut. Sînt sărace în humus şi azot (cu excepţia orizontului A_1, care însă este de obicei subţire), precum şi în celelalte substanţe nutritive.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 5

Date analitice

Solul podzol gălbui (pal)

Profil: Nr. 24 b K/XXXIII, cota 500 m vest Horodnic Suceava

Recoltat de: N. MUICĂ

Analizat oe: MARGARETA NICOLAU, V. IOSOF, AL. DIMITRIU, HARETA MAC şi MARGARETA DOBRESCU

Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°

Orizontul			A_2,	A_2''	A_2B	Ba_2	$B\gamma$		D
Adîncimea în cm			2–4	7–17	22–35	40–60	80–100	120–140	165–185
Apa higroscopică în %			2,24	21,97	2,46	2,11	2,75	3,25	1,10
Fracţiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	17,6	20,6	26,4	25,9	29,5	29,9	9,9
		Praf(0,002–0,02 mm)	29,2	30,6	29,5	28,9	27,7	18,6	5,0
		Nisip fin (0,02–0,2 mm)	40,1	41,2	38,4	38,7	37,4	42,8	40,8
		Nisip grosier (0,2–2 mm)	8,8	8,5	7,3	7,8	7,7	11,1	44,1
		Argilă fină (< 0,001 mm)	14,3	16,9	22,9	22,3	26,3	28,1	9,1
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	33,6	37,2	42,6	42,0	45,6	41,3	11,9
	recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	18,4	20,4	26,0	25,6	28,9	29,2	9,9
		0,002–0,02 mm	30,5	30,3	29,0	28,5	27,1	18,1	5,0
		0,02–0,2 mm	42,0	40,9	37,8	38,2	36,5	41,8	40,9
		0,2–2 mm	9,1	8,4	7,2	7,7	7,5	10,9	44,2
		< 0,001 mm	15,0	16,8	22,5	22,0	25,6	27,4	9,0
		< 0,01 mm	35,2	36,8	42,0	41,5	44,5	40,3	11,9
Humus în %			7,10	1,65	0,80	0,61	0,58	0,41	—
Azot total în %			0,192	0,057	0,040	—	—	—	—
C:N (raport între atom-g)			25,1	19,6	13,5	—	—	—	—
CO_3Ca în %			—	—	—	—	—	—	0
pH		în suspensie apoasă	4,2	4,2	4,6	4,9	5,4	5,6	6,0
		în suspensie salină	3,0	3,1	3,3	—	3,6	—	—
P_2O_3 total în %			0,143	0,141	—	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Procente din T	Ca	1,31	0,41	1,06	2,52	7,85	11,30	4,02
		Mg	0,30	0,20	0,89	1,07	1,78	4,79	1,51
		K	0,13	0,08	0,15	0,17	0,31	0,33	0,11
		Na	0,25	0,19	0,23	0,19	0,30	0,34	0,24
		H	16,82	13,60	12,82	8,86	6,18	3,78	1,15
		T	18,81	14,48	15,15	12,81	16,42	20,54	7,03
	Milivali	Ca	6,9	2,8	7,0	19,6	47,9	55,0	57,2
		Mg	1,6	1,4	5,9	8,5	10,8	23,3	21,4
		K	0,7	0,6	1,9	1,3	1,9	1,6	1,6
		Na	1,3	1,3	1,6	1,5	1,8	1,7	3,4
		H	89,5	93,9	84,6	69,1	37,6	18,4	16,4
Gradul de saturaţie (V) în %			10,5	6,2	15,4	30,9	62,4	81,6	83,6
Aluminiu mobil, în me			7,06	4,62	—	1,98	1,20	—	—

Institutul Geologic al României

TABLOUL 6

Date analitice

Solul: podzol gălbui (pal) pseudogleizat.
Profil Nr. 17/4976, vest Ilişeşti, reg. Suceava.
Recoltat de: N. Muică.
Analizat de: Dorothea Manes, V. Iosof, Hareta Mac şi Margareta Dobrescu
Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°

Orizontul			A_0	A_2		A_2B	B_γ		C	
Adîncimea în cm			0—2	2—8	8—16	20—37	40—55	55—75	100—120	160—180
Apa higroscopică în %				1,34	1,29	2,18	3,95	3,88	3,03	2,34
Fracţiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	—	15,4	15,8	24,4	38,9	37,1	28,3	20,6
		Praf (0,002—0,02 mm)	—	22,5	23,1	22,4	17,3	18,7	23,0	15,4
		Nisip fin (0,02—0,2 mm)	—	57,4	58,0	51,4	43,2	41,8	43,9	57,4
		Nisip grosier (a,2—2 mm)	—	2,9	2,9	2,7	1,7	1,8	1,6	1,3
		Argilă fină (< 0,001 mm)	—	13,0	12,6	20,2	35,5	33,5	26,3	20,1
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	—	29,1	29,7	38,8	49,8	48,6	39,1	30,5
	Recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	—	15,7	15,8	24,2	38,5	37,3	29,2	21,8
		0,002—0,02 mm	—	22,9	23,2	22,1	17,2	18,8	23,8	16,2
		0,02—0,2 mm	—	58,5	58,1	51,0	42,7	42,1	45,5	60,6
		0,2—2 mm	—	2,9	2,9	2,7	1,6	1,8	1,5	1,4
		< 0,001 mm	—	13,2	12,7	20,0	35,1	33,7	27,1	21,2
		< 0,01 mm	—	29,6	29,8	37,7	49,3	48,6	40,4	32,2
Humus în %			24,00	1,67	1,30	0,61	—	0,32	0,33	—
Azot total în %			—	0,061	—	0,037	—	—	—	—
C:N(raport între atom-g)			—	18,5	—	11,2	—	—	—	—
CO_3Ca în %			—	—	—	—	—	0	6,39	4,78
pH		în suspensie apoasă	—	4,6	4,9	5,4	5,5	5,6	8,1	8,1
		în suspensie salină	—	3,0	3,4	3,6	3,6	—	7,2	—
P_2O_5 total în %			—	0,031	—	0,030	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca++	—	1,68	2,57	7,28	14,26	15,67	14,71	10,75
		Mg++	—	1,47	1,69	2,49	3,81	3,87	2,11	2,42
		K+	—	0,12	0,19	0,37	0,78	0,75	0,56	0,34
		Na+	—	0,15	0,14	0,24	0,33	0,33	0,26	0,30
		H+	—	7,97	5,77	4,15	4,96	3,78	0	0
		T	—	11,39	10,36	14,53	24,14	24,10	17,64	14,81
	Procente din T	Ca++	—	14,7	24,8	50,1	59,1	64,2	83,4	77,9
		Mg++	—	12,9	16,3	17,2	15,8	15,9	12,0	17,5
		K+	—	1,1	1,8	2,5	3,2	3,0	3,1	2,4
		Na+	—	1,3	1,4	1,6	1,4	1,4	1,5	2,2
		H	—	70,0	55,7	28,6	20,5	15,5	0	0
Gradul de saturaţie (V) în %			—	30,0	44,3	71,4	79,5	84,5	100	100
Aluminiu mobil, în me			—	4,62	2,80	0,89	—	—	—	—

Institutul Geologic al României

TABLOUL 7

Date analitice

Solul: podzolic gălbui (pal).
Profil Nr. 36/4976, vest Ilişeşti, reg. Suceava.
Recoltat de N. Muică.
Analizat de: Vasilica Năstăsache, Al Dimitriu, Hareta Mac şi Margareta Dobrescu,
Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°

Orizontul			A_1	A_2	A_2B	Ba_2	$B\gamma$		C
Adîncimea în cm			0—4	7—13	17—33	35—50	60—80	126—140	165—185
Apa higroscopică în %			1,91	1,03	1,25	2,28	3,61	2,95	3,05
Fracţiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	12,2	13,6	17,2	27,1	35,1	27,0	29,0
		Praf (0,002—0,02 mm)	22,6	23,8	22,8	21,1	20,4	13,4	18,9
		Nisip fin (0,02—0,2 mm)	57,4	60,4	58,0	50,0	43,6	55,0	42,5
		Nisip grosier (0,2—2 mm)	2,8	3,4	3,6	2,7	2,1	2,0	2,2
		Argilă fină (< 0,001 mm)	10,0	10,6	14,3	24,6	32,7	25,0	26,4
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	24,9	26,8	30,5	39,4	47,0	35,2	39,2
	recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	12,9	13,5	16,9	26,9	34,6	27,8	31,3
		0,002—0,02 mm	23,8	23,5	22,4	20,9	20,2	13,8	20,4
		0,02—0,2 mm	60,4	59,7	57,0	49,5	43,1	56,4	46,0
		0,2—2 mm	2,9	3,3	3,7	2,7	2,1	2,0	2,3
		< 0,001 mm	10,5	10,4	14,1	24,4	32,2	25,6	28,6
		< 0,01 mm	26,2	26,4	30,0	39,0	46,4	36,2	42,3
Humus în %			7,60	1,72	0,85	—	0,61	—	—
Azot total în %			0,207	0,064	—	—	0,047	—	—
C:N (raport între atom-g)			24,8	18,2	—	—	8,8	—	—
CO_3Ca în %			—	—	—	—	—	0	8,95
pH		în suspensie apoasă	5,5	4,8	5,0	5,3	5,6	6,4	8,2
		în suspensie salină	4,5	3,5	3,6	—	3,7	—	—
P_2O_5 total în %			0,085	0,036	0,027	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca^{++}	10,03	1,26	2,85	—	13,09	13,14	13,30
		Mg^{++}	2,68	1,03	1,38	—	3,86	3,31	3,56
		K^+	0,32	0,23	0,23	—	0,57	0,42	0,58
		Na^+	0,23	0,13	0,19	—	0,23	0,27	0,49
		H^+	7,31	6,17	4,83	—	5,62	2,46	0
		T	20,57	8,82	9,48	—	23,37	19,60	17,93
	Procente din T	Ca^{++}	48,7	14,3	30,0	—	56,0	67,0	74,2
		Mg^{++}	13,0	11,7	14,6	—	16,5	16,9	19,9
		K^+	1,6	2,6	2,4	—	2,4	2,1	3,2
		Na^+	1,1	1,5	2,0	—	1,0	1,4	2,7
		H^+	35,6	69,9	51,1	—	24,1	12,6	0
Gradul de saturaţie (V) în %			64,4	30,1	49,0	—	75,9	87,4	100
Aluminiu mobil în me			0,94	2,92	1,04	—	2,06	—	—

Institutul Geologic al României

Solurile humicogleice. Solurile humicogleice sau lăcoviştile silvestre (din zona forestieră) apar în Podişul Sucevei atît pe lunci, cît şi pe unele pante în general cu înclinare mică (şi în partea mijlocie sau inferioară a lor), în legătură cu ieşirea aproape de suprafaţă sau chiar la zi a unor strate acvifere, care umezesc puternic şi permanent solul. Lăcoviştile de pantă apar mult răspîndite în Depresiunea Liteni şi întinderea deluroasă Dornești— Siret. Sînt în general bogate în humus saturat de culoare închisă.

Dăm ca exemplu descrierea unui profil de lăcoviște levigată, bogată în humus, podzolită uşor, de pe teritoriul staţiunii agricole Suceava, pe versantul nord-estic al dealului Movile, cu înclinare de 6—8°:

A 0—31 cm, lut—lut argilos, negricios cu luciu metalic, grăunţos colţurat mic şi mediul agregatele au tendinţa de aglomerare în bulgări, reavăn, slab compact. rădăcini ierboase frecvente;

B/A 31—47 cm, lut argilos, negricios, columnoid—bulgăros mic, reavăn, compact, separaţii ferimanganice mici, trecere treptată

B ag 47—74 cm, lut argilos, brun închis, trecînd spre bază la vineţiu cu pete gălbui şi brunii, bulgăros-prizmatic, umed, separaţii ferimanganice şi bobovine medii, şi mici, crăpături, compact;

Cg 74— sub 100 cm, lut argilos, pestriţ, pete vineţii-brunii alternează cu pete gălbui-ruginii, bulgăros, concreţiuni de CO_3Ca frecvente, unele tari, altele pulverulente, din ce în ce mai umed; la cca 100 cm apare stratul acvifer.

Date analitice la lăcoviştile de pe cuprinsul staţiunii agricole Suceava se găsesc în lucrarea citată a lui Gr. Obrejanu şi colaboratori (6).

Solurile dernopseudogleice sînt soluri hidromorfe caracteristice zonei de pădure, formate însă sub influenţa unui exces de apă provenită din precipitaţii, ce stagnează mult timp în sol. Formarea lor este legată de condiţii de drenaj slab: teren orizontal sau pantă mică şi existenţa unui strat impermeabil la adîncimea redusă; în astfel de condiţii poate lua naştere o pînză de apă temporară, suspendată. Solurile dernopseudgleice se întîlnesc cel mai frecvent sub formă podzolită. Ele au fost semnalate pe suprafeţe întinse în sectorul Teodoreşti — Soloneţ.

Caracterele morfologice ale unui sol dernopseudogleic podzolit se prezintă astfel (profil 478/27/4384, pe Dealul Mocirlei, SW Fundul Herţii):

A_1 0—15 cm, lut, cenuşiu—cenuşiu închis, grăunţos mic friabil, bobovine mici, afînat, rădăcini frecvente, trecere clară;

$A_2A_1\gamma$ 15—28 cm, lut, cenuşiu deschis—cenuşiu albicios cu pete mai gălbui sau mai închise, agregate friabile sau slab şistos, bobovine mici şi medii, rar mari, afînat—slab compact, poros, umed, trecere clară;

$A_2/B\gamma$ 28—43 cm, lut—lut greu, castaniu-cenuşiu cu scurgeri cenuşii de SiO_2, care îmbracă elementele structurale, bruniu-ruginiu în interiorul agregatului, bobovine foarte frecvente, umed,agregate alunar nuciforme;

Institutul Geologic al României

B_γ 43—100 cm, argilă ușoară—lut greu, pestriță, castaniu cu pete portocalii-ruginii și pete cenușii-vineții, pe alocuri pete brune, prizmatic stabil sau bulgăros, uneori scurgeri dé SiO_2 pefețele structurale, bobovine, trecere clară;

C sub 100 cm (uneori chiar mai jos), argilă medie vineție cu multe pete gălbui sau portocalii-ruginii, efervescență în masă.

Datele analitice (tabl. 8) pun în evidență o netă diferențiere texturală între orizontul A și B_γ, care se datorește nu atît migrării argilei, cît stratificării sedimentului, așa cum arată de altfel variația conținutului de nisip pe profil. Sub 100 cm se schimbă din nou sedimentul, care trece din lut greu în argilă medie; aceasta accentuează stagnarea apei în partea superioară a profilului și împiedică spălarea completă a sărurilor din profil, astfel că apar sulfați și cloruri în mici cantități la nivelul orizontului impermeabil. Reacția și gradul de saturație în baze nu apar atît de scăzute cum ar arăta morfologia profilului.

Nu ne ocupăm în această sumară expunere de unele soluri puțin răspîndite în Podișul Sucevei, cum sînt rendzinele, solurile dernogleice, solurile primitive pe gresii (în masivul deluros Hîrlău — Dealul Mare, Dealul Rîul Mare din Depresiunea Liteni, etc.), cernoziomurile levigate, etc., și nici de solurile de luncă, care contribuie la împestrițarea învelișului de sol al Podișului Sucevei.

Din cele expuse rezultă că întregul podiș al Sucevei aparține zonei de pădure, în care solurile principale se succed în linii mari de la est la vest, paralel, cu schimbarea în același sens a reliefului, a litologiei și mai ales a climei și vegetației. În partea estică a podișului, apar soluri silvestre podzolite cu rare petece de soluri podzolice secundare. Solurile silvestre podzolite predomină de asemeni pe terasele rîurilor. În fîșia centrală a podișului predomină pratoziomurile și solurile silvestre podzolite cu orizont B de culoare închisă, la care se asociază, datorită condițiilor litologice și hidrogeologice, solurile humicogleice (lăcoviștele). În fîșia vestică a podișului, de la contactul cu regiunea muntoasă, predomină solurile podzolice gălbui, caracteristice aici pădurilor de amestec, la care se asociază pe suprafețe destul de mari, solurile dernopseudogleice.

În mod similar se zonează și producția agricolă. În fîșia estică a podișului, unde mari suprafețe sînt ocupate de păduri, există condiții favorabile pentru dezvoltarea pomiculturii și a culturii cerealelor; local este posibilă și viticultura (Cotnari). Fîșia centrală este foarte favorabilă dezvoltării agriculturii, putîndu-se cultiva cu mult succes pe lîngă cereale și unele plante tehnice, ca sfecla de zahăr, cartoful, etc. În fîșia vestică, agricultura și pomicultura găsesc condiții mai puțin prielnice, solurile necesitînd neapărat amendamente calcice și îngrășăminte; în schimb, se poate extinde mult baza furajeră necesară dezvoltării zootehnice.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 8

Date analitice

Solul de dernopseudogleic podzolit.
Profil Nr. 478/27/4384 pe Dealul Mocirlei, SW Fundul Herţii.
Recoltat de N. MUICĂ.
Anazat de: BALABAN LIDIA, BUGEAG ELENA DIMITRIU AL. şi DOBRESCU MARGARETA.
Rezultatele sînt exprimate faţă de solul uscat la 105°.

Orizontul			A_1	$A_2\gamma$	$A_2B\gamma$	B		C	
Adîncimea în cm			0—16	12—29	29—43	43—60	80—100	112—130	130—160
Apa higroscopică în %			1,39	1,48	2,36	3,14	3,03	3,59	—
Fracţiuni granulometrice în %		Argilă (< 0,002 mm)	19,1	22,2	—	37,5	36,0	46,7	—
		Praf (0,002—0,02 mm)	33,3	32,8	—	43,8	1,6	1,2	—
		Nisip fin (0,02—0,2 mm)	43,7	43,8	—	32,2	37,5	13,9	—
		Nisip grosier (0,2—2 mm)	1,4	1,6	—	0,1	0,1	0,1	—
		Argilă fină (< 0,001 mm)	15,6	18,2	—	36,5	32,8	42,4	—
		Argilă fizică (< 0,01 mm)	36,2	38,6	—	51,8	50,6	62,1	—
	recalculate la partea silicatică	< 0,002 mm	19,5	22,2	—	38,4	35,7	54,8	—
		0,002—0,02 mm	34,2	32,6	—	28,4	27,0	28,8	—
		0,02—0,2 mm	44,9	43,6	—	33,1	37,2	16,3	—
		0,2—2 mm	1,4	1,6	—	0,1	0,1	0,1	—
		< 0,001 mm	16,1	18,2	—	37,4	32,4	49,7	—
		< 0,01 mm	37,2	38,5	—	53,1	50,1	72,9	—
Humus în %			2,28	1,07	0,61	0,56	0,43	0,41	—
Azot total %			0,134	0,080	—	—	—	—	—
CN (raport între atom-g)			11,5	9,1	—	—	—	—	—
CO_3Ca în %			—	—	—	—	0	14,78	14,17
pH		în suspensie apoasă	5,6	5,8	5,5	5,4	7,5	7,8	8,1
		în suspensie salină	4,6	4,4	—	—	—	—	—
P_2O_5 total în %			0,067	0,049	—	—	—	—	—
Cationi schimbabili	Milivali	Ca^{++}	5,92	6,48	8,34	12,42	15,32	18,18	—
		Mg^{++}	2,63	3,10	4,36	6,60	7,76	10,40	—
		K^+	0,17	0,13	0,33	0,52	0,43	0,62	—
		Na^+	0,30	0,24	0,71	0,85	0,73	1,80	—
		H^+	5,74	4,84	6,32	5,67	1,56	—	—
		T	14,76	14,79	20,06	26,06	25,80	31,00	—
	Procente din T	Ca^{++}	40,1	43,8	41,5	47,7	59,4	58,5	—
		Mg^{++}	17,8	20,9	21,8	25,4	30,1	336	—
		K^+	1,2	0,9	1,7	1,9	1,6	2,0	—
		Na^+	2,0	1,6	3,5	3,3	2,8	5,9	—
		H^+	38,9	32,8	31,5	21,7	6,1	0	—
Gradul de saturaţie (V) în %			61,1	67,2	68,5	78,3	93,9	100	—
Săruri solubile determinate în extras apos 1:5	mg în me la 100 g sol	Reziduu fix (180°)	—	—	—	52	109	83	—
		Total săruri	—	—	—	21 0,72	106 2,86	42 1,28	—
		CO_3^{--}	—	—	—	0	0	0	—
		HCO_3^-	—	—	—	6 0,11	43 0,72	10 0,18	—
		Cl^-	—	—	—	3 0,10	2 0,08	3 0,10	—
		SO_4^{--}	—	—	—	5 0,11	30 0,62	15 0,33	—
		Ca^{++}	—	—	—	0,3 0,07	7 0,37	1 0,06	—
		Mg^{++}	—	—	—	urme	urme	urme	—
		Na^+	—	—	—	7 0,32	24 1,06	13 0,62	—
		SO_4^{--} insolubil	—	—	—	0,00	53,0	0,00	—
		Cl : SO^4	—	—	—	0,80	0,13	0,30	—
		Na : (Ca+Mg)	—	—	—	4,69	2,84	11,03	—
	în % din suma me	CO_3^{--}	—	—	—	—	—	—	—
		HCO_3^-	—	—	—	16,9	25,0	14,4	—
		Cl^-	—	—	—	15,4	4,0	8,3	—
		SO_4^{--}	—	—	—	17,7	21,0	27,3	—
		Ca^{++}	—	—	—	8,8	13,1	4,2	—
		Mg^{++}	—	—	—	—	—	—	—
		Na^+	—	—	—	41,2	36,9	45,8	—

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Bucur N. şi Barbu N. Complexul de condiţii fizico-geografice din « Coasta Dealul Mare-Hîrlău». *Probleme de Geografie*, I, Bucureşti 1954.
2. Bucur N. Seriile pedologice din depresiunea Ozana-Topoliţa. *Studii şi Cercet. ştiinţ. Acad. R.P.R., Filiala Iaşi*, Nr. 3—4, Anul V/1954.
3. Enculescu P. Zonele de vegetaţie lemnoasă din Romînia. *Memoriile Inst. Geol. Rom.*, I, Bucureşti 1924.
4. Enculescu P., Saidel T. şi Protopopescu-Pake Em. Privire generală asupra solului din Ardeal. *An. Inst. Geol. Rom.*, XI, Bucureşti 1926.
5. Murgoci G. M. Zonele de soluri în Romînia. *An. Inst. Geol. Rom.*, IV, 1 (1910), Bucureşti 1911.
6. Obrejanu Gr. şi colab. Studiul agropedologic al staţiunilor experimentale ale I.C.A.R., Bucureşti, Edit. Acad. R.P.R., 1958.
7. * * * Monografia geografică a R.P. Romîne, Vol. I. Geografie fizică. Bucureşti, Edit. Acad. R.P.R., 1960.

ОБЩИЕ ПЕДОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ПЛОСКОГОРИИ СУЧАВА.

Н. ФЛОРЯ, Н. МУЙКА.

(Краткое содержание).

После краткого представления физико — географических условий, характеризующих Плоскогорие Сучава (Tm = 7,8 — 7,°9; P 576 — 633 мм; 1ar = 32,4 — 35,4; лесная растительность — лиственные и смешанные леса), авторы переходят к обособлению главных типов выявленных почв: пратозем; лесная оподзоленная почва, дерново-подзолистая почва, палеводерного — подзолистая почва, перегнойно — глеевая почва, дерного-псевдоглеевая почва. Более детально представлены пратоземы, палеводерного-подзолистые и дерного — псевдоглеевые почвы, выделенные впервые в этой области.

Пратоземы — это автоморфные почвы с накоплением гумуса темного цвета, образовавшиеся под влиянием луговой растительности влажной области. Эти почвы были прежде отнесены к выщелоченным черноземам или к темно- серым лесным почвам. По характеру верхнего горизонта они аналогичны выщелоченным черноземам; пратоземы отличаются от последних по характеру горизонта B и отсутствием или глубоким залеганием горизонта с карбонатами, определяемых преобладанием нисходящего тока воды в почве (водопромывной режим). После установления леса, эти почвы переходят в лесные оподзелниые почвы с горизонтом B темного

Institutul Geologic al României

цвета. Пратоземы выявлены, в общем, во впадинах плоскогория (Впадина Литени, Тыргу Нямц, Сирет — Дорнешти).

Палево — подзолистые почвы выявлены в западной части плоскогория, при контакте с горной областью, в более холодном и влажном климате, под смешанным лесом. Особенностью последних, является бледно — желтоватый цвет верхнего горизонта, объясняемый, возможно, более повышенным положением гидратации окиси железа, порождаемой в процессе выветривания и образовании почв.

Дерного — псевдоглеевые почвы — это гидроморфные почвы, характерные для лесной зоны, образовавшейся под влиянием избытков воды, происшедших из атмосферных осадков застоявшихся много времени в почве; обычно — оподзоленные Образованию их благоприятствуют условия слабого дренажа: горизонтальные или с малым уклоном поверхности земли и наличие непроницаемого пласта на малой глубине.

Описанные почвы — характерны и по аналитическим данным.

В географическом распределении почв на Плоскогории Сучава установлена некоторая последовательность с востока на запад. В восточной части преобладают оподзоленные лесные почвы, в центральной части — пратоземы и лесные почвы с горизонтом B, темного цвета, а в западной части плоскогория — палеводерного подзолистые почвы и дерного — псевдоглеевые почвы.

OBSERVATIONS PÉDOLOGIQUES GÉNÉRALES SUR LE PLATEAU DE SUCEAVA

PAR

N. FLOREA, N. MUICĂ

(Résumé)

Après une présentation sommaire des conditions physico-géographiques du plateau de Suceava (Tm = 7,8—7,9°C; P = 576—633 mm; Iar = 32,4—35,4; végétation forestière de forêts à feuilles caduques et mixtes) les auteurs passent à la description des principaux types de sols rencontrés, tels que: pratozem, sol sylvestre podzolisé, sol podzolique, sol podzolique jaunâtre, sol humique à gley, sol à pseudogley. Une caractérisation plus détaillée est faite pour les pratozems, les sols podzoliques jaunâtres et les sols à pseudogley.

Les pratozems sont des sols automorphes à accumulation de humus, de couleur foncée, formés sous l'influence de la végétation herbeuse de prairie humide. Antérieurement ces sols étaient considérés des chernozems lessivés ou des sols sylvestres

Institutul Geologic al României

gris foncé. Par les caractères de l'horizon supérieur les pratozems ressemblent aux chernozems lessivés'mais ils en diffèrent par les caractères de l'horizon B ainsi que par l'absence ou la grande profondeur où apparaît l'horizon à carbonates déterminés par la prédominance du courant descendant d'eau dans le sol (régime hydrique transpercolatif). Après l'installation de la forêt, ces sols passent aux sols sylvestres podzolisés à horizon B de couleur foncée. En général, les pratozems sont rencontrés dans les dépressions du plateau (Dépression Liteni, Tg. Neamţ, Siret—Dornești).

Les sols podzoliques jaunâtres apparaissent dans la partie occidentale du plateau, au contact avec la région montagneuse dans un climat plus froid et plus humide, sous les forêts mixtes. Ils sont caractérisés par le coloris jaune pâle de l'horizon supérieur, dû probablement à une hydratation plus avancée des oxydes de fer formés pendant le processus d'altération et de solification.

Les sols à pseudogley sont des sols hydromorphes caractéristiques pour la zone de forêt, formés sous l'influence d'un excès en eau provenue des précipitations stagnant longtemps dans le sol; en général ils sont podzolisés. Leur formation est favorisée par les conditions un drainage faible: terrain horizontal ou en pente douce et l'existence d'une couche imperméable à une petite profondeur.

Les sols décrits sont caractérises également par des données analytiques.

La répartition géographique des sols du Plateau de Suceava accuse une succession de l'est vers l'ouest. Dans la partie E prédominent les sols sylvestres podzolisés, dans la partie centrale les pratozems et les sols sylvestres à horizon B de couleur foncée et dans la partie ouest du plateau, les sols podzoliques jaunâtres et les sols à pseudogley.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol XLVIII (1960—1961)

PEDOLOGIE

ANEXA II

CONSIDERAŢII ASUPRA DETERMINĂRII HUMUSULUI DIN SOL [1])

DE

AL. DIMITRIU

În această lucrare ne ocupăm de metodele de determinare a conţinutului de humus din soluri, caracterizîndu-le sub aspectul preciziei, simplităţii şi rapidităţii, pentru a evidenţia astfel în ce măsură satisfac cerinţele lucrărilor de cartare, caracterizare agrochimică şi agroproductivă a solurilor cercetate.

Este cunoscut că humusul are un rol deosebit în sol. Proprietăţi fizice şi fizico-mecanice ale solului, ca temperatura, culoarea, capacitatea de reţinere a apei, structura, porozitatea, şi proprietăţi fizico-chimice, ca aciditatea, capacitatea de tamponare, potenţialul redox, starea coloidală, capacitatea de schimb cationic sînt influenţate pe diferite căi de conţinutul şi natura humusului.

În literatura de specialitate există mai multe moduri de a defini substanţa organică sau humusul din sol.

a) Humusul reprezintă totalitatea substanţelor organice care au o influenţă complexă asupra solului, indiferent dacă sînt substanţe specifice (acizi huminici, acizi fulvici, humina, în general heteropolicondensate) sau substanţe nespecifice (lignina, celuloza, hemiceluloza, proteine, acizi organici, aminoacizi, ş.a.); astfel, din materialul organic total sînt excluse numai resturile vegetale şi animale nedescompuse;

b) Substanţa organică a solului, cuprinde pe lîngă humus şi resturile vegetale şi animale nedescompuse, apreciindu-se că ultimele joacă rolul important ca materie primă la formarea humusului;

c) Humusul activ reprezintă numai acel grup de substanţe humice care este considerat ca partea cea mai activă din humus.

[1]) Comunicare în şedinţa din 3 iunie 1960.

Institutul Geologic al României

Pentru determinarea humusului se deosebesc două tipuri de metode: metode directe și metode indirecte.

Metodele directe au drept obiect determinarea numai a acelui grup de substanțe care constituie partea ce mai activă din humus, *(3)* și se bazează pe izolarea acestora prin tratarea probei de sol cu soluții de extracție anorganice (hidroxid de sodiu, amoniac, carbonat de sodiu) sau soluții de extracție organice (bromură de acetil, piridină, acid formic). Prin faptul că fiecare soluție de extracție conduce la izolarea unui anumit grup de substanțe organice se obțin prin aceste metode rezultate diferite, necorelabile.

Metodele indirecte au drept obiect determinarea totalității substanțelor organice care participă la activitatea complexă asupra solului *(1)* sau a întregului material organic «peregnoi» *(2)* și evaluează conținutul de humus prin determinarea carbonului organic din proba de sol. Aceste metode dau posibilitate cunoașterii conținutului total de humus ca valoare calculată, în limitele preciziei obținute prin aplicarea factorului lui SPRENGEL (58 g carbon corespund la 100 g humus). Faptul că s-a stabilit variabilitatea valorii coeficientului lui SPRENGEL funcție de sol (WAKSMAN S. A., 21), ridică problema exprimării rezultatului analizei în carbon, iar pe de altă parte subliniază necesitatea rămînerii mai departe în atenția noastră a metodelor directe.

În această lucrare ne ocupăm de metodele indirecte, a căror utilizare este cea mai largă. Pentru a sistematiza studiul lor, considerăm că este necesar a le împărți în două categorii după constituentul din ecuația reacției de oxidare a carbonului (1) pe care îl dozează.

(1) *carbon* (humusul) + *oxigen* (oxidantul) = *bioxid de carbon*

Metodele care dozează consumul de oxigen, respectiv oxidantul, poartă denumirea de m e t o d e o x i d o m e t r i c e ; metodele care dozează bioxidul de carbon, m e t o d e g a z o m e t r i c e.

Examinînd în continuare ecuația (1), conchidem că precizia metodelor apreciată drept măsură a exactității cu care se realizează stoechiometria reacției poate să fie influențată de mai multe surse de erori.

În cazul metodelor oxidometrice: 1) oxidarea incompletă a carbonului la bioxid de carbon (eroare negativă); 2) prezența carbonului în stare parțial sau total oxidată sub forma de funcții oxigenate (funcție alcoolică, cetonică, carboxilică) în catenele laterale ale moleculelor substanței organice (eroare negativă); 3) prezența în sol a altor elemente reducătoare care intră în compoziția humusului precum și în partea minerală (hidrogen, azot, sulf, fer feros, halogenuri, carbon elementar) în afară de carbonul organic (eroare pozitivă); 4) descompunerea oxidantului (pierdere de oxigen) în condițiile termice de oxidare a carbonului (eroare pozitivă).

Institutul Geologic al României

În cazul metodelor gazometrice: 1) oxidarea incompletă a carbonului la bioxid de carbon (eroare negativă); 2) formarea suplimentară de bioxid de carbon prin acţiunea oxidantului asupra unor constituenţi anorganici: carbonul elementar, carbonat (eroare pozitivă); 3) separarea bioxidului de carbon de restul gazelor şi vaporilor rezultaţi (eroare pozitivă sau negativă).

În cuprinsul lucrării vom examina în ce măsură precizia metodelor este influenţată de aceste surse de erori, precum şi de alte surse de erori care intervin în determinare; ce posibilităţi sînt de a diminua acţiunea diferitelor surse de erori; care este precizia acestor metode şi cum trebuie ele apreciate avînd în vedere precizia, simplitatea şi rapiditatea lor pentru a fi utilizate raţional în lucrările de cartare, studiul fertilităţii şi aplicarea măsurilor agrochimice; importanţa pe care o prezintă unele metode noi.

Metodele oxidometrice în număr mare, sînt în general simple modificaţii a trei metode: metoda Schollenberger (tabl. 1), metoda Tiurin (tabl. 2) şi metoda Walkley-Black (tabl. 3). Metodele se deosebesc între ele prin cîteva elemente: procedeul de măsurare a oxigenului consumat (procedeul de titrare [1]), procedeul de fotocolorimetrare), natura oxidantului (bicromatul de potasiu, anhidrida cromică, permanganatul de potasiu), concentraţia acidului sulfuric (acid sulfuric conc.: apă = 1 : 1; 1 : 1,5; 1 : 2) şi temperatura de oxidare (temperaturi cuprinse între 95°C şi 175°C). Oricare dintre metode trebuie apreciată drept o combinaţie a acestor elemente, mai mult sau mai puţin reuşită cu privire la obţinerea preciziei, simplităţii sau rapidităţii în determinare. Cazul, de exemplu, al metodei Schollenberger (15) considerată ca cea mai precisă, avînd recuperarea medie a carbonului de 0,90 este rapidă însă complicată. Metoda cere un număr mare de operaţii pentru fiecare determinare în parte şi mai ales trebuie realizată cu stricteţe temperatura de oxidare (170°—175°C), deoarece peste 175°C se produce descompunerea termică a bicromatului (eroare pozitivă), iar sub 170°C scade recuperarea medie a carbonului la valori mai mici de 0,90 (eroare negativă).

Metoda Schollenberger (15): peste proba de sol conţinută într-o eprubetă din pirex se adaugă o cantitate fixă de bicromat de potasiu pulvis (0,1961 g) şi 10 ml acid sulfuric concentrat. Conţinutul eprubetei se agită cu un termometru şi se încălzeşte la 170°—175°C timp de 90—120 sec. prin introducerea eprubetei într-o baie de acid sulfuric încălzită în prealabil la 205°—210°C. După răcirea eprubetei în aer timp de un minut şi apoi în apă se transvasează conţinutul într-un pahar conic, se diluează cu 100 ml apă şi se procedează la titrarea excesului de bicromat cu sare Mohr.

[1]) Majoritatea metodelor oxidometrice utilizează procedeul titrimetric din care cauză sînt cunoscute în general sub denumirea de metode titrimetrice.

Institutul Geologic al României

Metoda Tiurin (18) este mai simplă decît metoda Schollenberger, însă mai puțin reproductibilă și precisă (recuperarea medie a carbonului este 0,87). Recent, STATNOV (17) a arătat că poate fi îmbunătățită precizia și în special reproductibilitatea prin înlocuirea plitei electrice cu baie de glicerină și utilizarea unui refrigerent cu reflux.

Metoda Tiurin (18): peste proba de sol conținută într-un pahar conic de 100 cmc se adaugă 10 ml 0,40—0,45 N bicromat de potasiu cu un conținut în acid sulfuric concentrat în raportul 1:1 Se fierbe 5 minute pe plită electrică, în care timp paharele sînt acoperite cu o mică pîlnie. După diluare, soluția este titrată cu sare Mohr.

Metoda Walhley-Black (22), considerată drept metoda cea mai simplă și rapidă, nu utilizează sursă externă de căldură, are însă precizia scăzută (recuperarea medie a carbonului este de 0,78 (22) și dă rezultate puțin reproductibile din cauză că temperatura de oxidare obținută prin căldura de diluare a acidului sulfuric nu constituie o temperatură de oxidare standard (temperatura variază cu concentrația acidului sulfuric, temperatura aerului, greutatea vasului). Pentru îmbunătățirea precizie s-a propus (24) încălzirea la 140°, dar prin aceasta metoda pierde simplitatea.

Metoda Walkley-Black (22): proba de sol conținută într-un pahar conic de 350 cmc este tratată cu 10 ml N bicromat de potasiu și 20 ml acid sulfuric concentrat (concentrația minimă 96%). Conținutul este agitat timp de un minut, răcit în apă și după diluare la 150 ml este titrat cu sare Mohr.

Trebuie subliniat că precizia diferitelor metode oxidometrice descrise este exprimată prin recuperarea carbonului care de fapt constituie o măsură a intensității cu care se produce oxidarea. Potrivit studiilor lui CROWTHER (6), TIURIN (19) BROWNING (4), SMITH-WELDON (16), LEE (13), WALKLEY (23) (24), WELTE (25) în procesul de oxidare ia parte carbonul organic, precum și alte elemente reducătoare din sol, iar pe de altă parte consumul de oxigen nu se găsește în relație stoechiometrică cu bioxidul de carbon rezultat datorită gradului diferit de saturare a materiei organice («valoarea de oxidare» definită de TIURIN, (19) și prezenței oxizilor superiori de mangan. Astfel, consumul de oxigen pe baza căruia este calculată recuperarea carbonului constituie o valoare reprezentativă pentru întregul proces de oxidare. Creșterea intensității oxidării corectează eroarea datorită oxidării incomplete a carbonului și prin aceasta compensația erorilor conduce la valori mai pozitive. Precizia metodelor trebuie apreciată drept rezultat al compensației empirice a tuturor erorilor care intervin în oxidare.

Metodele oxidometrice sînt aproximative. În cazul analizei solurilor înmlăștinite, cu conținut bogat în fier feros mai ales în orizontul gleic, sau în cazul solurilor saline, se produc erori mari pînă la 300%, care pot fi diminuate numai în parte (13).

Caracterul aproximativ al metodelor se evidențiază și în privința reproductibilității recuperării carbonului. SCHOLLENBERGER a găsit (15) că recuperarea carbonului

Institutul Geologic al României

TABLOUL 1

Condiţiile principale de lucru în metoda Schollenberger şi modificaţiile sale

Modificaţia	Metoda originală [1])	Schollenberger [2])	Degtjareff [3])		Allison [4])
			I	II	
Oxidantul	0,35 N $K_2Cr_2O_7$ în acid sulfuric conc	$K_2Cr_2O_7$ pulvis	1,6% CrO_3 în acid sulfuric conc.	1,6% CrO_3 acid sulfuric conc. + 0,3% apă oxigenată	$K_2Cr_2O_7$ pulvis *)
Acid sulfuric / apă	Adaus apă = zero ml	Acid sulfuric conc. 10 ml ap = zero ml	Soluţie = 10 ml Apă = zero ml	$\frac{1,6\%\ CrO_3\ ml}{0,3\%\ apă\ oxigenată} = 1$	Acid sulfuric conc. = = 10 ml apă = zero ml
Temperatura de oxidare	175°C	175°C	165°C	căldura de diluare	175°C
Timpul de încălzire	1,5 min.	1,5—2 min.	10 min.	1 min.	1,5 min.
Recuperarea medie	0,90	0,90	0,82	*)	0,87
Procedeul de măsurare a excesului de oxidant	Titrare cu sare Mohr	Titrare cu sare Mohr	Titrare cu sare Mohr	Titrare cu sare Mohr	Titrare cu sare Mohr
Observaţii				*) Valoarea nu este semnificativă potrivit criticii aduse de WALKLEX-BLACK (Soil Sci 37, 29—38 (1934)	*) $K_2Cr_2O_7$ se introduce în vasul de reacţie ca soluţie apoasă şi ulterior se aduce la sec. prin încălzire la 80—90°C.

[1]) C. J. SCHOLLENBERGER, *Soil Sci.* 24, 65—68 (1927); [2]) C. J. SCHOLLENBERGER, *Soil Sci* 31, 483—486 (1931), 59, 53—56 (1945); [3]) W. TH. DETJAREFF, *Soil Sci.* 29, 239 (1930); [4]) L. E. ALLISON, *Soil Sci.* 40, 311—32 (1935).

Institutul Geologic al României

TABLOUL 2

Condiţiile principale de lucru în metoda Tiurin şi modificaţiile sale

Modificaţia	Metoda originală [1])	P. Anne [2])		Springer — Klee [3])	Statnov [4])
		I *)	II		
Oxidantul	0,4—0,45 N $K_2Cr_2O_7$ sau CrO_3 în acid sulfuric 1:1	8% $K_2Cr_2O_7$ în apă	2% $K_2Cr_2O_7$ în apă	2 N $K_2Cr_2O_7$	0,4—0,45 N $K_2Cr_2O_7$ în acid sulfuric 1:1
Acid sulfuric / apă	1	1,5	1,5	26:20	1
Temperatura de oxidare	Temperatura de fierbere	Temperatura de fierbere**)	Temperatura de fierbere**)	Fierbere uşoară	165°C
Timpul de încălzire	5 min.	5 min.	5 min.	10 min.	10 min.
Recuperarea medie	0,87	0,97	0,95		
Procedeul de măsurare a excesului de oxidant	Titrare cu sare Mohr	Titrare cu sare Mohr	Titrare cu sare Mohr	Titrare (se adaugă sulfat feros în exces şi se titrează invers cu o,1 N $K_2Cr_2O_7$)	Titrare cu sare Mohr
Observaţii		*) Metoda a fost utilizată de ANSTETT *VI-e Congr. Intern. Soc. du sol.*, Paris 1956, vol. B, 693—699) pentru determinarea C_5N. **) Soluţia avînd concentraţia mai ridicată, fierberea se produce la o temp. mai ridicată decît în cazul soluţiei folosite în metoda Tiurin originală (1)			Utilizează drept catalizator 2—3 picături sol. 10% $CuSO_4$

[1]) I. V. TIURIN, *Pocivovedenie* 26, 36—47 (1931) (după E. M. CROWTHER (7);

[2]) P. ANNE, *Annales Agronomiques*, A 2, 161—172 (1945); 4) V. I. STATNOV *Pocivovedenie* 9, 95—100 (1956); 3) U. SPRINGER — J. KLEE, *Z. Pflanzenernähr., Dung. ,Bodenkunde*, 64, 1—26 (1954) (după *Z. anal. Chem.* 144, 232 (1955).

Institutul Geologic al României

TABLOUL 3

Condiţiile principale de lucru în metoda Walkey-Black şi modificaţiile sale

Modificaţia	Metoda originală [1]	A. WAKLEY [2]	V. NOVAK-PELIŞEK [3]	KELLEY-THOMAS [7]	E. R. GRAHAM [5]	F. ALTEN şi col. [8]	T. GOGOAŞĂ [9]
Oxidantul	N $K_2Cr_2O_7$	N $K_2Cr_2O_7$	N $K_2Cr_2O_7$	N $K_2Cr_2O_7$	N $K_2Cr_2O_7$	2 N $K_2Cr_2O_7$	N $K_2Cr_2O_7$
Acid sulf. conc. apă	2	2		2	2	0,2 *)	2
Temperatura de oxidare	Căldura de diluare	Căldura de diluare	140°C	încălzire pe baie de apă	Căldură de diluare	încălzire pe baie de apă	încălzire pe baie de apă
Timpul de încălzire	1 min.	30 min. *)	5 min.	15 min.	10 min. *)	90 min.	15 min. (30 min. *)
Recuperarea medie	0,76	0,77	0,81	— *)	0,90 **)		0,86
Procedeul de măsurare a excesului de oxidant	Titrare cu sare Mohr	Titrare cu sare Mohr	Titrare cu sare Mohr	Titrare cu sare Mohr	Colorimetrie	Titrare iodometrică	Titrare cu sare Mohr
Observaţii		*) Se agită 1 min. şi se lasă în repaus 30 min. sub acţiunea căldurii produse; vezi de asemenea modificaţia Novak-Pelişek, la care timpul de încălzire este de 10 min [3]		*) Recuperarea medie apare supraunitară	*) Se agită 10 sec. şi se lasă în continuare 10 min. sub acţiunea căldurii produse. **) Valoarea este afectată de eroarea procedeului colorimetric utilizat (COROLAN, [6])	*) Peste proba de sol se adaugă mai întîi 5 ml H_2SO_4 conc. şi după 5—10 min. 25 ml. sol. 2 $NK_2Cr_2O_7$	*) Corespunzător texturii probei.

[1]) A. WALKLEY-BLACK T. A., *Soil Sci*, 27, 29—38 (1934); 2) A. WALKLEY, *Journ. Agr. Sci*, 25, 598—609 (1935); [3]) V. NOVAK-J. PELIŞEK, *Transac. Second Commision and alkali subcomm, intern. Soc. Soil. Sci*; [4]) E. M. CROWTHER, *Third .Intern. Cong. Soil. Sci.* 1935, vol. 1, 125; 5) E. R. GRAHAM *Soil Sci*, 65, 181—183 (1948); 6) R. COROLAN, *Soil Sci.*, 66, 241—249 (1948; 7) C. W. KELLEY-R. G. THOMAS, *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 7, 201 (1942) (constituie o variantă a modificaţiei Thomas-Williams, *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, 1, 243—254, (1937); 8) F. ALTEN-B.WANDROWSKI-E. KNIPPENBERG, *Ergebn. Agrikulturchemie*, 4, 61 (1931) (după *Z. anal. Ch.*, 122, 455 (1941); 9) T. GOGOAŞĂ, *D. S. Comit. geol.*, XLII (1954—1955), Bucureşti, 1959.

Institutul Geologic al României

în cazul metodei elaborate de el variază între 0,86—0,96, iar pentru metoda Walkley-Black, de ex., între 0,70—0,86. În general, limitele de recuperare definesc un domeniu de 0,10—0,15 unităţi (6); aceasta se datoreşte în deosebi — potrivit celor menţionate mai sus — variaţiei naturii humusului şi argilozităţii solului care are influenţă asupra oxidării incomplete a carbonului, şi de asemenea variaţiei gradului de saturare a materiei organice de la un tip de sol la altul sau chiar în cazul aceluiaşi tip de sol de la un orizont la altul, influenţînd prin aceasta consumul stoechiometric de oxigen. Din acest motiv, utilizarea coeficienţilor medii de recuperare în scopul de a corecta rezultatele de analiză la valori apropiate de rezultatele combustiei uscate conduc la abateri nesistematice de la o probă de sol la alta. Astfel este subliniat încă o dată caracterul aproximativ al metodelor oxidometrice. Menţionăm că însăşi coeficientul mediu de recuperare variază de la o regiune de soluri la alta. Citäm în privinţa metodei Walkley-Black (22): BROWNING găseşte coeficientul 0,85 (4); SMITH şi WELDON — 0,74 (16); BACKER — 0,79 (3); CROWTHER — 0,78 (6); WALKLEY-BLACK — 0,75 (22).

Precizăm cele menţionate mai sus în cazul metodei Th. Gogoaşă (o variantă a metodei Walkley-Black) utilizată în laboratoarele Comitetului Geologic. Considerăm că este util ca totodată să facem şi unele recomandaţii asupra utilizării acestei metode.

Metoda Walkley-Black modificată de T.GOGOAŞĂ (11). Proba de sol (0,3—0,6 g) mojarată este introdusă într-un vas conic de 500 cmc, peste care se adaugă 10 ml N bicromat de potasiu şi 20 ml acid sulfuric concentrat. Mixtura se încălzeşte pe baie de apă (încălzită în prealabil la fierbere) timp de 15—20 min. pentru solurile cu textură uşoară şi medie, sau 30 min. pentru solurile cu textură fină. Apoi se lasă să se răcească la temperatura ambiantă timp de 15--20 min., după care se poate accelera răcirea cu ajutorul apei. Conţinutul se diluează cu 200 ml apă şi se răceşte. Se adaugă 5 g Na sau 10 ml PO_2H_3 85%, 5—6 picături soluţie 0,05% difenilamină şi se titrează cu soluţie 0,2 N sare Mohr.

Metoda este simplă, bazată pe temperatură standard de oxidare, rapidă. Recuperarea medie este de 0,86 (coeficientul mediu de corecţie = 1,16).

În fig. 1 este prezentată variaţia recuperării carbonului în raport cu metoda Knopp pentru cîteva profile a diferite tipuri de soluri analizate prin această metodă. Se observă că aceste variaţii nu prezintă regularitate pe profil, iar pe de altă parte, abaterile de la coeficientul mediu de recuperare (eroarea de lucru a metodei ($\pm$1,3%) iau valori pînă la $\pm$10%.

În fig. 2 sînt reprezentate erorile care se produc la analiza diferitelor tipuri de sol (orizontul A) în condiţiile variaţiei excesului de oxidant. Erorile sînt evaluate în raport cu valoarea carbonului determinată la excesul de bicromat egal cu cinci unităţi. Totodată graficul ne permite să apreciem oxidabilitatea relativă a humusului

Institutul Geologic al României

de la un tip de sol la altul, în care sens considerăm că pe această bază ar putea fi definit un criteriu pentru diferenţierea oxidabilităţii humusului din diferite soluri. Din urmărirea graficului rezultă că pentru evitarea erorilor datorite variaţiei excesului de bicromat este necesar ca proba analitică de sol să fie în cantitate corespunzătoare unui exces de bicromat mai mare decît două unităţi.

Aceleaşi erori produse prin variaţia excesului de bicromat în cazul analizei cîtorva profile de diferite tipuri de sol sînt reprezentate în fig. 3. Se observă

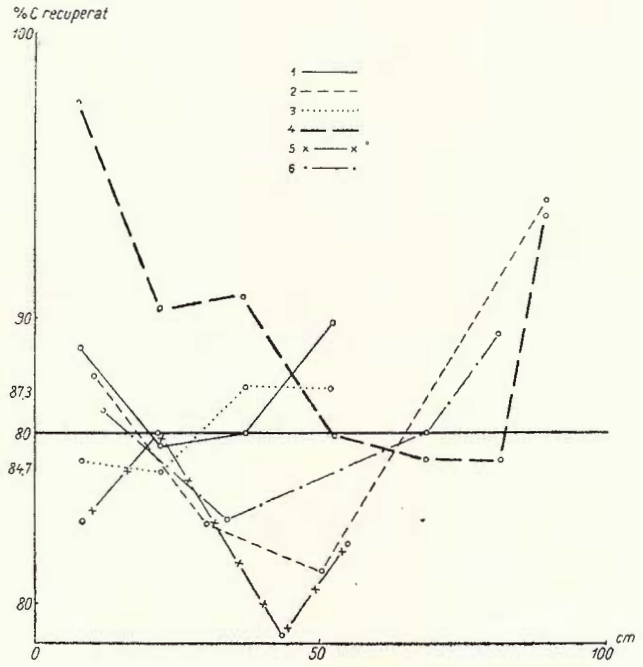


Fig. 1. — Repartiţia recuperării carbonului pe profil în cazul metodei Walkley-Black modificaţia T. Gogoaşă folosind datele autorului (11).

1, cernoziom castaniu (Covurlui); 2, cernoziom ciocolatiu (Ialomiţa); 3, cernoziom levigat slab (Covurlui): 4. cernoziom levigat mediu (Ialomiţa); 5. cernoziom f. puternic levigat (Braşov): 6, pseudorehdzină (Cluj).

că eroarea, respectiv oxidabilitatea relativă, variază pe profil de la o adîncime la alta şi chiar pentru acelaşi tip de sol de la un profil la altul (cazul solului cenuşiu).

În concluzie, materialul experimental subliniază caracterul aproximativ al metodei. Utilizarea acestei metode şi în general a oricărei metode oxidometrice este indicată mai ales pentru lucrările de caracterizare agrochimică şi agroproductivă a solurilor. Ele nu corespund preciziei cerute pentru studii de geneză din cauza erorilor mari (pînă la $\pm 10\%$) în raport cu coeficientul mediu de recuperare şi în special

Institutul Geologic al României

datorită erorii produse prin obținerea rezultatelor de analiză pe baza consumului global de oxigen.

La utilizarea metodelor oxidometrice pentru aflarea valorii C/N prin cuplare cu metoda Kjeldhal rezultă că se produc erori de $\pm 10\%$ pe seama erorii de determinare a carbonului care se propagă liniar asupra mărimii C/N, încît trebuie apreciat că valoarea reală a C/N se găsește în intervalul (C/N det. + 10%, C/N det. — 10%).

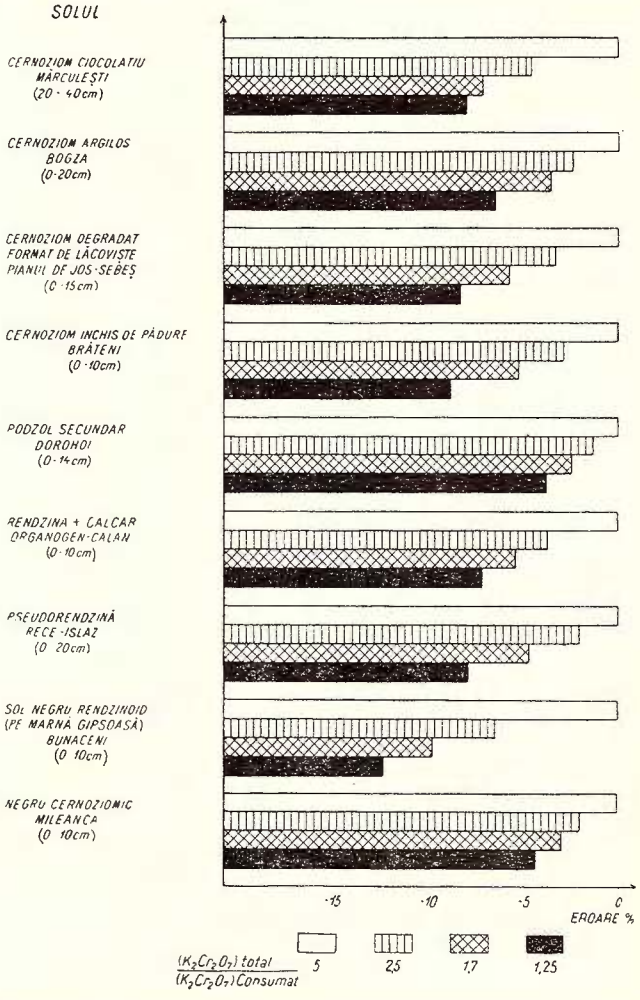


Fig. 2. — Repartiția erorilor (oxidabilitatea relativă) la diferite tipuri de sol pentru situațiile de oxidare $\frac{(K_2Cr_2O_7)\ \text{total}}{(K_2Cr_2O_7)\ \text{consumat}} = 2{,}5;\ 1{,}7;\ 1{,}25$ în raport cu valoarea humusului determinată la situația de oxidare $\frac{(K_2Cr_2O_7)\ \text{total}}{(K_2Cr_2O_7)\ \text{consumat}} = 5$ considerată drept standard.

Institutul Geologic al României

Cu alte cuvinte, valoarea C/N, respectiv valoarea carbonului determinat, trebuie apreciat că se abat de la valoarea reală cu $\pm 10\%$. Pentru determinarea C/N apare

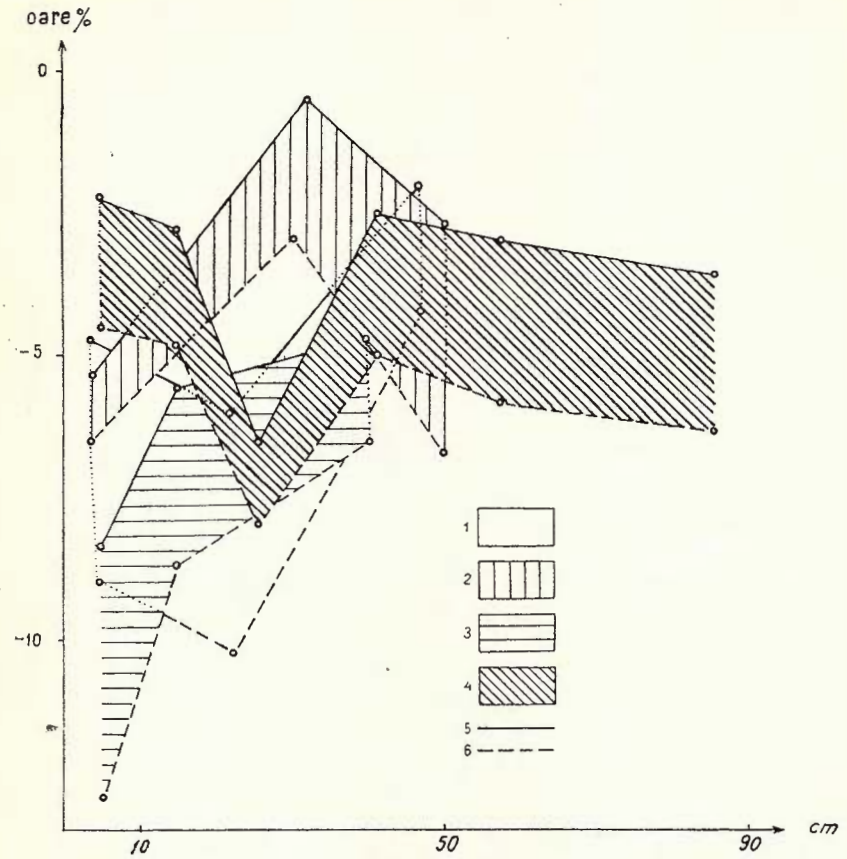


Fig. 3. — Repartiţia erorilor (oxidabilitatea relativă) pe profil la situaţiile de oxidare $\frac{(K_2Cr_2O_7)\ \text{total}}{(K_2Cr_2O_7)\ \text{consumat}} = 2$ şi 1,25, în raport cu valoarea humusului determinată la situaţia de oxidare $\frac{(K_2Cr_2O_7)\ \text{total}}{(K_2Cr_2O_7)\ \text{consumat}} = 5$ considerată standard.

1, sol cenuşiu — Brăteni (Bazinul Prutului); 2, sol cenuşiu — Havîrna (Suceava); 3, sol negru reudzinoid (pe marnă gipsoasă) — Buhăceni (Bazinul Prutului); 4, sol negru cernoziomic — Mileanca; 5, limita erorilor corespunzătoare situaţiei de oxidare $\frac{(K_2Cr_2O_7)\ \text{total}}{(K_2Cr_2O_7)\ \text{consumat}} = 2$; 6, limita erorilor corespunzătoare situaţiei de oxidare $\frac{K_2Cr_2O_7\ \text{total}}{(K_2Cr_2O_7)\ \text{consumat}} = 1{,}25$.

interesantă metoda Anstett [1]) (2) care permite determinarea directă a raportului C/N prin evaluarea carbonului şi a azotului în aceleaşi condiţii de oxidare; deter-

[1]) Proba de sol se tratează cu amestec oxidant sulfo-cromic care oxidează C la CO_2 şi N la NH_3. Din consumul de bicromat (acid cromic) se stabileşte conţinutul în C; conţinutul în N se determină în continuare prin distilarea probei în prezenţa de NaOH).

Institutul Geologic al României

minarea este simplificată fără a prejudicia precizia de determinare a fiecărei mărimi în parte și totodată devin comparabile ambele mărimi (carbonul și azotul).

Din faptul că metodele oxidimetrice determină carbonul ca mărime rezultantă a procesului de oxidare, iar metodele gazometrice ca mărime ca atare a carbonului, rezultă că metodele, neavînd o bază unică în definirea rezultatului analizei, nu pot fi comparate între ele, respectiv corelate, cum se procedează în mod nejustificat în literatură.

În concluzie, pentru studii de geneză trebuie utilizate metodele gazometrice, care sînt într-adevăr complicate, însă corespund preciziei cerute, iar în ceea ce privește lucrările de agrochimizare, metodele oxidimetrice au precizie suficientă, mai ales că erorile de luare a probelor pot lua valori de 3—5% (1).

Menționăm că pentru a satisface volumul mare de analize cerut de lucrările agrochimice, încercăm punerea la punct în laboratorul nostru a unei metode simple, rapide și cu limitele erorilor suficient de apropiate. Metoda constituie o variantă a metodei Walkley-Black (22) și se bazează pe producerea unei călduri suplimentare de diluare a acidului sulfuric care conduce la creșterea capacității de tamponare termică a mediului de reacție, în măsură de a se realiza reproductibilitatea bună a temperaturii de oxidare.

Metodele gazometrice sînt extrem de numeroase, fiind produsul cercetării pe o perioadă de aproape 100 ani (9). Unele dintre ele constituie simple inovații ale aparaturii, dar în general se evidențiază cu deosebiri esențiale între ele în ceea ce privește modul de realizare a oxidării carbonului (utilizarea de diferiți oxidanți) și corectării erorii de formare a oxidului de carbon (utilizarea catalizatorilor și combustiei suplimentare), iar pe de altă parte prin procedeul de măsurare a bioxidului de carbon (procedeu gravimetric, titrimetric) (10).

Metodele sînt precise, avînd drept sursă principală de eroare oxidarea incompletă a carbonului; erorile datorită prezenței în sol a diferitelor elemente care participă la oxidare, precum și naturii materiei organice care influențează precizia metodelor oxidimetrice, aducîndu-le în situația de metode aproximative, sînt anihilate datorită aparaturii și condițiilor energice de oxidare. Pentru aceste metode se poate considera că precizia este o măsură a intensității oxidării, iar recuperarea carbonului are semnificația de unitate absolută a preciziei.

Menționăm că determinarea humusului în prezența carbonatului impune distrugerea în prealabil a carbonatului sau la corectarea valorii bioxidului de carbon cu bioxidul de carbon corespunzător conținutului în carbonat determinat într-o probă separată; ultima rezolvare este cea mai indicată.

Neajunsul acestor metode constă în faptul că sînt complicate, se bazează pe aparatură specială pentru a realiza oxidarea humusului cît și măsurarea bioxidului de carbon, necesită aplicarea unei corecții pentru conținutul de carbonați și cere mult timp pentru o analiză. Ne-am împăca cu caracterul complicat al acestor metode

Institutul Geologic al României

dacă ar fi rapide, întrucît au precizie apropiată de a combustiei uscate; de exemplu, metoda Knopp prezintă erori de maximum 4% (fig. 4). Considerăm în acest sens că este interesantă metoda Van Slyke modificată de noi: durata unei analize este de 60 minute prin utilizarea unui procedeu gravimetric de măsurare a bioxidului de carbon (7) sau de 40 minute în cazul unui procedeu titimetric (8).

Metoda Van Slyke modificată. Proba de sol în cantitate de 2—8 g corespunzător conţinutului în humus şi carbonat este tratată în vid de 20—30 mm Hg cu 15 ml

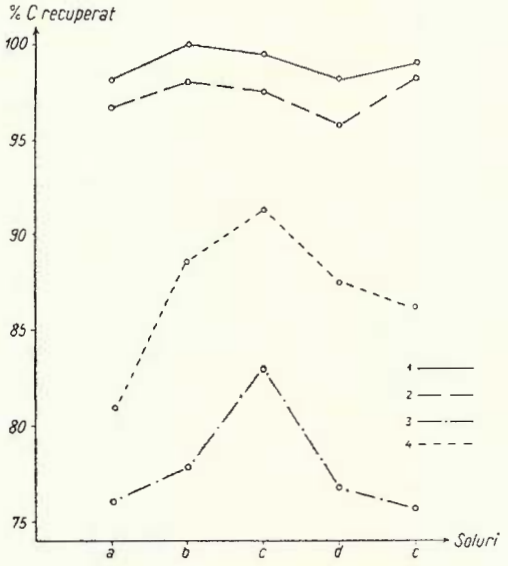


Fig. 4. — Studiul asupra recuperării carbonului în raport cu valoarea carbonului determinată prin combustia uscată (metoda Dennstedt) în cazul unor metode oxidimetrice şi gazometrice pentru diferite tipuri reprezentative de sol.

1, metoda Van Slyke modificată (7); 2, metoda Knopp; 3, metoda Walkley-Black (22); 4, metoda Walkley-Black modificată T. Gogoaşă (11); a) cernoziom ciocolatiu (lut) — Mărculeşti (20—40 cm); b) rendzină pe calcar organogen (lut nisipos) — Călan (0—10 cm); c) pseudorendzină (argilă) — Rece Islaz (0—20 cm); d) cernoziom argilos (argilă) — Bogza (0—15 cm); e) cernoziom degradat pe lăcoviştе (lut argilos) — Sebeş (0—15 cm).

« mixtură anhidră » şi încălzită la fierbere timp de 10—15 minute. După terminarea combustiei, bioxidul de carbon este antrenat în curent de aer şi prins în soluţie de hidroxid de potasiu 45% aflat în fiole tarate (procedeul gravimetric) (7) sau în volum cunoscut de soluţie 0,1 N NaOH cu conţinut de 20% $BaCl_2.2H_2O$ (procedeul titrimetric) (8).

Din examinarea planşei IV rezultă că metoda Van Slyke modificată prezintă erori de maximum 2%.

Institutul Geologic al României

VAN WESEMAEL şi LEHR (20) apreciază metoda Van Slyke-Folch modificaţia McCready-Hassid (14) drept « metodă absolută ».

Nu am luat în discuţie metoda de combustie uscată (metoda standard) întrucît perspectivele de a fi utilizată sînt prea mici în raport cu dezvoltarea pe care o au în prezent metodele de combustie umedă examinate.

BIBLIOGRAFIE

1. ALLISON L. E. Organic soil carbon by reduction of CrO_3. *Soil Sci.*, vol. 40, p. 311, 1935.
2. ANSTETT A. Sur une méthode rapide de détermination du rapport C/N dans les sols, les amendements organiques et les végétaux. *VIe Congr. Internat. Sci. Sol*, vol. B, p. 693—699, Paris, 1956.
3. BACKER G. O. A study of the practicability of the Walkley and Black method for determining soil organic mater. *Soil. Sci.*, 41, p. 47—51, 1936.
4. BROWNING G. M. A comparison of the dry combustion and the rapid dichromate titrimetric methods for determination of organic matter in soils. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, 3, p. 150—161, 1938.
5. COROLAN R. Modification of Graham's method for determining soil organic matter by colorimetric analysis. *Soil. Sci.*, vol. 66, nr. 4, p. 241—249, 1948.
6. CROWTHER E. M. Reports of the organic carbon comitte. *Trans. third Internat. Cong. Soil Sci.*, 1, p. 123—127, 1935.
7. DIMITRIU AL. Metoda rapidă de determinare a carbonului organic din soluri. Procedeu gaz-absorbtiv gravimetric. *D. S. Comit. Geol.*, XLIV (1956—1957).
8. DIMITRIU AL. Metoda rapidă şi precisă de determinare a carbonului organic din soluri. Procedeu gaz-absorbtiv titrimetric. *D. S. Comit. Geol.*, XLV (1957—1958).
9. DIMITRIU AL. Determinarea carbonului organic cu privire specială la soluri. *Conferinţa naţională a chimiştilor analişti din R.P.R.*, III, Bucureşti 1958.
10. DIMITRIU AL. Studiu asupra preciziei metodelor gazometrice şi gaz-absorbtive de determinare a bioxidului de carbon. *D. S. Comit. Geol.*, XLVII (1959—1960).
11. GOGOAŞĂ TH. Dozarea titrimetrică a humusului din sol. *D. S. Comit. Geol.*, XLII (1954—1955), Bucureşti 1959.
12. GRAHAM E. R. Determination of soil organic matter by means of a photoelectric colorimetric. *Soil. Sci.*, vol. 65, nr. 2, p. 181—183, 1948.
13. LEE C. K. The determination of organic matter in paddy soils. The reliability of rapid titration methods. *Ind. Eng. chem. Anal. Ed.* V, 11, p. 428—9, 1939.
14. MCCREADY R. M. and HASSID W. Z. Semimicrodetermination of carbon using the Van Slyke-Folch oxidation mixture. *Ind. Eng. chem. Anal. Ed.* vol. 15, p. 506, 1934.
15. SCHOLLENBERGER C. J. The determination of soil organic matter. *Soil. Sci.* vol. 59, p. 53—56 1945.
16. SMITH H. W. and WELDON M. D. A comparison of some methods for the determination of soil organic matter. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, vol. 5, p. 177—182, 1940.
17. STATNOV V. I. K ispolzovaniu metoda I. V. Tiurina pri obemnom opredelenii gumusa s pomosciu hromovoi kislotî. *Pocivovedenie*, vol. 9, p. 95—100, 1956.

Institutul Geologic al României

18. Tiurin I. V. Novoe vidoizmenenie abemnovo metoda opredelenia gumusa pomosciu hromovoi kislotî. *Pocivovedenie*, 5—6, p. 36—47 (1931).
19. Tiurin I. V. A method for the simultaneous determination of organic carbon and the "oxidation value" of soil organic matter. *Transac. Third Int. Cong. Soil Sci.*, 1, p. 111—113, 1935.
20. Van Wesemael J. Ch., Lehr J. J. The applicability of the dichromate method for the determination of soil organic matter. *VIe Congr. Internat. Sci. Sol.*, vol. B, p. 593—601, Paris 1956.
21. Waksman S. A. Humus origin, chemical composition and importance in nature. London 1936.
22. Walkley A. and Black T. A. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification on the chromatic acid titration method. *Soil Sci.*, vol. 37, p. 29—38, 1934.
23. Walkley A. An examination of methods for determining organic carbon and nitrogen in soils. *J. Agr. Sci.*, vol. 25, p. 598—609, 1935.
24. Walkley A. A critical examination of a rapid method for determination organic carbon in soils. Effect of variations in digestion conditions and of inorganic soil constituents. *Soil. Sci.*, vol. 63, nr. 4, p. 251—265, 1947.
25. Welte E. Zur Bestimmung der Kohlenstoffe auf oxidimetrischem Wege. *Z. Pflanzernährung, Düngung, Bodenkunde*, vol. 70, nr. 1 p. 26—23, 1955.

СООБРАЖЕНИЯ, КАСАЮЩИЕСЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГУМУСА В ПОЧВЕ

АЛ. ДИМИТРИУ

(Краткое содержание)

Обсуждается, в общем, проблема определения гумуса в почве; методы классифицированы в двух больших классах: прямые методы (гумус определяется как таковой, обработкой аналитической пробы почвы с анорганической или органической средой экстракции) и косвенные методы (гумус определяется исчислением, на основании органического углерода из аналитической пробы почвы, используя коэфициент Спренгеля).

Косвенные методы составляют, собственно, предмет настоящей работы. Соответственно методу определения углерода (см. уровнение 1) методы классифицированы в двух группах: оксидиметрические методы (органический углерод принят, как главный реактив восстановитель почвы) и газометрические методы (определяется угольный ангидрид, полученный через окисление органического углерода). Описываются затем источники погрешностей и на этом основании характеризуется точность каждой группы методов.

Специально обсуждается приблизительный характер оксидиметрических методов, учитывая источники погрешностей этих методов: методы имеют достаточную точность для удовлетворения требований только агрохимических

Institutul Geologic al României

работ. Обсуждения пополнены опытным материалом (диаграммы нр. 1, 2 и 3), полученные по случаю применения метода Т. Гогоашэ (13).

Даются указания для использования газометрических методов генетических исследований, с какой целью представлен метод Ван Слайк — Фолх, измененный автором (7) (8).

В диаграмме пр. 4 изображена рекуперация углерода по сравнению со значением определенным сухим сгоранием (метод Деннстедт) для нескольких показательных образцов почвы, в случае использования некоторых оксидиметрическх методов (метод Уалклей + Блэк (22) (и модификация Т. Гогоашэ (11) и некоторых газометрических методов (метод Кнопп и модификации метода Ван Слайк-Фолх (7)).

Автор подчеркивает что рекуперация углерода имеет специальное значение в корреляции одной группы методов к другой: для газометрических методов рекуперация углерода выражает, абсолютно, точность определення, а для оксидиметрических методов, составляет только меру интенсивности с какой происходит окисление и этим самым, косвенно, выражена точность определения. Точность оксидиметрических методов составляет результат эмпирической компенсации погрешностей, которые могут быть обнаружены при окислении. Повышение интенсивности процесса окисления вводит предпочтительную поправку погрешности, происшедшей по причине неполного окисления углерода, так что компенсация погрешностей ведет к более положительным значениям рекуперации.

В заключении автор приводит то обстоятельство, что оксидиметрические методы определяют углерод, как статистическую величину процесса окисления, а газометрические методы-величину, как таковую, углерода, из которых явствует что они не имеют единой общей основы в определении результатов анализа и потому не может быть проведена корреляция между ними.

CONSIDÉRATIONS SUR LA DÉTERMINATION D'HUMUS DANS LE SOL

PAR

AL. DIMITRIU

(RÉSUMÉ)

L'auteur traite du problème de la détermination d'humus dans le sol; il groupe les méthodes par deux catégories, notamment: des méthodes directes (l'humus est déterminé par le traitement de l'échantillon de sol avec des milieux d'extraction anorganique au organique) et des méthodes indirectes (l'humus est déterminé par

Institutul Geologic al României

calcul basé sur le carbone organique de l'échantillon de sol, et en utilisant le coefficient de Sprengel).

Les méthodes indirectes constituent l'objet proprement dit de cette étude. Suivant la détermination du carbone (voir équation 1) les méthodes sont classifiées en deux groupes: des méthodes oxydimétriques (le carbone organique considéré comme principal agent réducteur du sol) et des méthodes gazométriques (on détermine le bioxyde de carbone résulté de l'oxydation du carbone organique). Sont décrites les sources d'erreurs et c'est ainsi que l'on obtient la précision de chaque groupe.

On discute particulièrement le caractère approximatif des méthodes oxydimétriques, en indiquant les sources d'erreurs; les méthodes sont suffisamment précises pour être utilisées dans les travaux agrochimiques. La discussion est complétée par des données expérimentales (graphiques 1, 2, 3) acquises par la méthode Th. Gogoaşă (11).

Pour les recherches sur la genèse on recommande l'emploi des méthodes gazométriques, notamment de la méthode Van Slyke-Folch modifiée par l'auteur (7) (8).

Sur le graphique 4 est représentée la récupération du carbone par rapport à la valeur déterminée par combustion sèche (méthode Dennstedt) pour quelques échantillons de sol suivant les méthodes oxydimétriques [méthode Walkley-Black (22)] et la modification TH. GOGOAŞĂ (11) ainsi que les méthodes gazométriques [méthode Knopp et méthode Van Slyke-Folch modifiée (7)].

Il faut souligner que la récupération du carbone a une signification différente d'un groupe à l'autre: pour les méthodes gazométriques la récupération du carbone exprime d'une manière absolue la précision de la détermination tandis que pour les méthodes oxydimétriques elle marque seulement l'intensité d'oxydation et donc elle n'exprime qu'indirectement la précision de la détermination. La précision des méthodes oxydimétriques représente le résultat de la compensation empirique des erreurs qui interviennent dans l'oxydation; l'intensité accrue du processus d'oxydation apporte une correction à l'erreur, grâce à l'oxydation incomplète du carbone, de sorte que la compensation des erreurs mène à des valeurs plus positives de la récupération.

Vu que les méthodes oxydimétriques déterminent le carbone en tant que valeur statistique du processus d'oxydation et que les méthodes gazométriques indiquent le carbone en tant que valeur réelle il en résulte que les méthodes n'ayant pas une base unique pour la définition du résultat analytique, ne sauraient être correlées.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

PEDOLOGIE

ANEXA III

DETERMINAREA POLAROGRAFICĂ A FIERULUI ŞI MANGANULUI DIN SOLURI ŞI SEDIMENTE [1])

DE

VASILE IOSOF

Mc. HARGUE (2), LEEPER (4), ROBICHET (9) subliniază în articolele lor importanţa deosebită a fierului şi manganului în problemele legate de geneza şi fertilitatea solului.

Rezolvarea unor astfel de probleme reclamă însă numeroase date analitice de laborator. Aceste date nu pot fi obţinute uşor prin metodele clasice de analiză, deoarece în general metodele clasice cer un volum mare de muncă şi au totodată o sensibilitate redusă.

Pentru a veni în sprijinul acestor cercetări, am elaborat o metodă polarografică de determinare, care, pe lîngă faptul că are o mare sensibilitate, este şi foarte expeditivă.

La stabilirea condiţiilor optime de lucru am avut în vedere următoarele:

În general, concentraţia fierului în sol este mult mai mare decît a manganului; de aceea, determinarea polarografică concomitentă a acestor elemente nu este posibilă decît în cazul cînd se pot realiza condiţii ca potenţialul de depolarizare al manganului să fie mai pozitiv decît al fierului. Pentru rezolvarea unor situaţii similare, în literatura de specialitate au fost propuse mai multe variante de lucru. Variantele utilizează diferite soluţii de bază, în prezenţa cărora manganul formează combinaţii chimice mai uşor electroreductibile decît fierul. Astfel, VERDIER (3) recomandă mediul alcalin de tartrat. Complexul de mangan format dă o treaptă de oxidare anodică la —0,4 V faţă de E.C.S., în timp ce complexul feric de tartrat formează o treaptă de reducere la —0,9 V faţă de E.C.S.

REYNOLDS şi SHALGOSKY (8) utilizează o soluţie de manitol 15% în hidroxid de sodiu 10 M. Treapta manganului este situată în acest mediu la —0,38 V iar a fierului la —1,18 V faţă de E.C.S.

[1]) Comunicare în şedinţa din 3 iunie 1960.

Institutul Geologic al României

MOJZIS (5) propune trietanolamina în mediu alcalin. Manganul formează în aceste condiţii un complex care dă o treaptă de oxidoreducere la —0,49 V, în timp ce fierul dă o treaptă de reducere la —1,08 V faţă de E.C.S.

NOVAK, KUTA şi RÎHA (6) utilizează această soluţie de bază la determinarea fierului şi manganului din minereuri. Cuprul şi plumbul formează de asemeni trepte în acest domeniu şi stînjenesc determinarea. Pentru eliminarea interferenţei lor propun cementarea cu zinc metalic. Influenţa calciului şi magneziului nu este luată în considerare în această metodă, deşi aceste elemente, dacă sînt prezente în soluţia de analiză, precipită în mediu alcalin ca hidroxizi, care, datorită fenomenelor de absorbţie superficială, eronează rezultatele. Deci, în aceste situaţii trebuie împiedicată precipitarea lor pentru a obţine rezultate corecte. Pentru înlăturarea acestui neajuns PLEVA (7) modifică soluţia de bază folosită de NOVAK, KUTA şi RÎHA, adăugînd complexon III. Prin această modificare metoda are posibilităţi mult mai largi de aplicare.

Din analiza metodelor de mai sus reiese că pentru determinarea fierului şi manganului din soluri, mediul cel mai adecuat este mediul alcalin de trietanolamină — complexon III, deoarece potenţialele de depolarizare a acestor elemente sînt foarte diferite, iar calciul şi magneziul ce însoţesc permanent fierul şi manganul în soluri sînt împiedicate să precipite în prezenţa complexonului. Cuprul şi plumbul, fiind prezenţi în sol în cantităţi cu totul neglijabile în raport cu fierul şi manganul, practic nu influenţează determinările.

Reactivii necesari:

1. Soluţie de complexon III 0,25 M,
2. Soluţie de trietanolamină 0,5 M,
3. Soluţie de hidroxid de sodiu 3 M.

Modul de lucru. Pentru determinarea polarografică a fierului şi manganului, probele de sol trebuie prelucrate iniţial, conform scopului urmărit, astfel: în cazul determinării fierului şi manganului total proba de sol se dezagregă fie prin topire alcalină cu carbonat de sodiu, fie prin dezagregare umedă cu acid fluorhidric-sulfuric fie cu acid percloric-clorhidric. În cazul determinării fierului şi manganului solubil în acid clorhidric, trecerea în soluţie se face prin fierbere în acid clorhidric şi azotic conform metodei internaţionale Bemmelen-Hissink.

În cazul determinărilor oxizilor liberi de fier şi mangan, trecerea în soluţie se face conform metodei GH. GÂŢĂ şi E. GÂŢĂ (1) prin electroreducere în mediul-tampon de acid oxalic—oxalat de potasiu.

Prin oricare procedeu au fost trecuţi în soluţie ionii de fier şi mangan, ei se convertesc în cloruri şi se realizează o concentraţie finală a soluţiei în acid clorhidric de 0,5—1 M.

Institutul Geologic al României

Pentru determinarea polarografică propriu-zisă, se pipetează din soluţiile obţinute aduse la balon cotat cîte 10 m lsoluţie în baloane cotate de 25 ml, în care se adaugă apoi 10 ml soluţie de trietanolamină 0,5 M — complexon III 0,25 M, iar după omogenizare se adaugă 5 ml hidroxid de sodiu 5 M. Final se agită energic 15—20 sec. pentru oxidarea fierului şi manganului şi se completează balonul la semn cu apă distilată. După aproximativ o oră, o parte din soluţie se trece într-un vas tip Novak şi după îndepărtarea oxigenului prin barbotarea unui gaz inert (N,H) treptele manganului şi fierului se înregistrează pentru primul între 0—0,8 V iar pentru al doilea între 0,6—1,4 V. Sensibilitatea se alege astfel ca treptele obţinute să fie cît mai mari.

Concentraţia în fier şi mangan se stabileşte apoi pe baza unei curbe de etalonare, executată cu probe-etalon în aceleaşi condiţii. Concentraţia în fier şi mangan a probelor-etalon se stabileşte prin metodele clasice.

Rezultate experimentale. Pentru stabilirea condiţiilor de determinare polarografică a fierului şi manganului din sol am verificat iniţial limitele de aplicabilitate a metodei polarografice pe soluţii etalon de fier şi mangan cu concentraţii cuprinse în 0,5—300 gama/ml, în prezenţa unor cantităţi variabile de calciu şi magneziu.

Aceste soluţii au fost analizate polarografic în mediu de trietanolamină 0,02 M —complexon III 0,1 M şi hidroxid de sodiu 1 M.

Verificînd limitele de aplicabilitate a metodei se constată că limitele optime de lucru sînt cuprinse între 2—200 gama/ml pentru fier şi 2—100 gama/ml pentru mangan. La concentraţii mai mici curentul rezidual are o mare influenţă şi chiar după corecţia pentru curentul rezidual, precizia determinării este scăzută. Pe de altă parte, forma treptelor se înrăutăţeşte mult şi face greoaie interpretarea lor.

Precizia metodei polarografice s-a verificat comparativ cu metoda colorimetrică pentru mangan şi volumetrică prin titrare cu permanganat pentru fier. Totodată au fost analizate probe de sol în care Fe şi Mn solubil au fost extrase cu acid clorhidric, azotic conform metodei internaţionale şi Mn activ a fost extras cu acetat de amoniu cu 0,2% hidrochinonă, conform metodei Scherman (10).

Rezultatele obţinute sînt redate în tablourile 1—4.

Tabloul I scoate în evidenţă că metoda polarografică este mult mai sensibilă şi mai exactă decît metoda volumetrică pentru determinarea fierului, în special la concentraţii mici şi foarte mici de fier. Eroarea de determinare nu depăşeşte în nici un caz ± 3%. Din tabloul 2 reiese că metoda polarografică este la fel de sensibilă şi exactă ca metoda colorimetrică pentru determinarea manganului, are însă avantajul că nu necesită o prelucrare chimică prealabilă pentru obţinerea unor date cantitative. Rezultatele comparative din tablourile 3 şi 4 obţinute pe probe de sol, din care s-a extras manganul şi fierul prin diferite metode de extracţie, arată că

Institutul Geologic al României

TABLOUL 1

Rezultate experimentale obținute prin metoda volumetrică și polarografică pe soluții sintetice de fier

Metoda polarografică			Metoda volumetrică		
Feμ g/ml conținut	Feμ g/ml găsit	Eroare %	Eroare %	Feμ g/ml găsit	Feμ g/ml conținut
2,26	2,22	−1,8	—	—	2,26
3,38	3,48	+2,9	—	—	3,38
4,50	4,48	−0,5	+5,0	4,77	4,50
6,76	6,68	−1,8	+2,4	6,92	6,76
9,00	9,01	0	−1,1	8,90	9,00
13,51	13,30	−1,5	+3,0	13,95	13,51
22,52	22,72	+0,9	−2,3	22,00	22,52
33,78	34,28	+1,2	+2,7	32,91	33,78
42,79	42,84	+0,1	−0,5	42,60	42,79
49,54	50,18	+1,1	+0,2	49,62	49,54

TABLOUL 2

Rezultate experimentale obținute prin metoda colorimetrică și polarografică pe soluții sintetice de mangan

Metoda polarografică			Metoda colorimetrică		
Mnμ g/ml conținut	Mnμ g/ml găsit	Eroare %	Eroare %	Mnμ g/ml găsit	Mnμ g/ml conținut
1,86	1,85	−0,5	−1,1	1,83	1,86
2,32	2,38	+2,6	−1,1	2,28	2,32
3,72	3,83	+2,9	−0,7	3,69	3,72
7,40	7,54	+1,9	−0,5	7,35	7,40
13,89	13,92	+0,2	+1,8	13,61	13,89
17,59	17,58	0	−0,2	17,50	17,59
20,36	20,60	+0,9	−0,2	20,21	20,36

Institutul Geologic al României

TABLOUL 3

Rezultate experimentale obţinute la determinarea fierului şi manganului solubil, după metoda Bemmelen-Hissink asupra unui profil de sol brun podzolit pseudogleizat de la Baia Mare

Adîncimea în cm	Polarografic Fe_2O_3 %	Volumetric Fe_2O_3 %	Polarografic MnO %	Colorimetric MnO %
0—18	5,48	5,42	0,096	0,094
18—35	5,85	5,76	0,118	0,117
40—55	6,10	5,98	0,093	0,090
60—75	6,72	6,79	0,115	0,110
80—95	6,68	6,61	0,096	0,092
105—120	7,95	8,00	0,162	0,154

TABLOUL 4

Determinări de mangan activ din sol extras prin metoda Sherman cu acetat de amoniu cu 2% hidrochinonă

Adîncimea în cm	Polarografic Mn p.p.m.	Colorimetric Mn p.p.m.
0—18	160	154
18—35	190	178
40—55	177	171
60—75	269	274
80—95	234	225
105—112	314	306

rezultalele polarografice sînt concordante cu rezultatele obţinute prin metodele volumetrică şi colorimetrică, însă rapiditatea şi simplitatea metodei polarografice propuse îndreptăţeşte să fie utilizată cu precădere în aceste genuri de lucrări.

BIBLIOGRAFIE

1. GÂŢĂ GH. şi GÂŢĂ EL. *D. S. Inst. Geol.*, XLVI (1958—1959), sub tipar.
2. MC.HARGUE J. S. *Soil Sci*, 60, 115—119, 1945.
3. KOLTHOFF I. M., LINGANE J. J. *Polarography*, II, 469—472, New-York 1952.

Institutul Geologic al României

4. Leeper G. W. *Soil Sci*, 63, 79—95, 1947.
5. Mojzis J. Sbornik I mezinarodniho polarografickeho sjezdu v. Praze I, vol. III, 464—469, 1951.
6. Novak J. V. A., Kutan J. a Rîha J. *Chem. Listy* 47, 649—651, 1953.
7. Pleva M. *Chem. Listy* 49, 262—264, 1955.
8. Reynalds G. F. and Shalgosky H. I. *Anal. Chim. Acta*, 10 (273), 1954.
9. Robichet O. *Annales Agronomiques*, 4, 1—10, 1957.
10. Scherman G. D., Mc Harque J. S. and Hdgkiss N. S. *Soil Sci.*, 54, 253—259, 1942.

ПОЛЯРИЗАЦИОНОГРАФИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ПОЧВАХ

ИОСОФ ВАСИЛЕ

(Краткое содержание).

В настоящей работе автор предлагает метод для поляризационографического определения железа и марганца в почвах. Полученный раствор через дезагрегацию пород или экстракцию проводится под формой хлоридов, а в конце прибавляется хлористоводородная кислота до выполнения концентрации в 0,5—1 М.

Из хлористоводородного раствора высачивается пипетской соответствующая часть и выполняется, через добавление триетаноламины 0,5 М и комплексона III—0,25 М, окончательная концентрация в 0,02 М триетаноламина и 0,1 М комплексона 111, затем прибавляется гидроокись натрия до выполнения концентрации в 1 М.

Проба хорошо взбалтывается и перемешивается.

Переливается затем часть этого раствора в сосуд Новак и после удаления кислорода барботированием водородного потока, регистрируется степень марганца между 0—0,8 V, а железа между 0,6—1,4 V.

По высоте полученных степеней высчитывается концентрация железа и марганца, сравнением с эталонной кривой, выполненной на тех же условиях.

Точность метода для железа — ± 2%, а для марганца — ± 3%

Из проведенных опытов явствует, что поляризационографический метод чувствителен и точен и может быть применен с успехом в серийных анализах, необходимых для педологических исследований.

Institutul Geologic al României

DÉTERMINATION POLAROGRAPHIQUE DU FER ET DU MANGANÈSE DANS LES SOLS

PAR

IOSOF VASILE

(Résumé)

L'auteur propose une méthode de détermination polarographique du fer et du manganèse dans les sols. La solution obtenue par désagrégation ou extraction passe sous forme de chlorures et à la fin on y ajoute de l'acide chlorhydrique jusqu'à la réalisation d'une concentration de 0,5 M — 1 M.

De la solution chlorhydrique on prend avec une pipette une partie aliquote convenable et ensuite par adjonction de triétanolamine 0,5 M et du complexon III 0,25 M on obtient une concentration finale de 0,02 M en triétanolamine et de 0,1 M en complexon III; on y ajoute l'hydroxyde de sodium jusqu'à la réalisation d'une concentration 1 M. On agite jusqu'à ce que la solution devient homogène. Une partie de cette solution on la fait passer dans un vase Novak et par l'élimination de l'oxygène par le barbotage d'un courant d'hydrogène on enrégistre l'intervalle du manganèse entre O et 0,8 V et celui du fer entre 0,6 et 1, 4 V.

Au moyen des maximums des intervalles obtenus on peut calculer la concentration en fer et en manganèse par comparaison avec une courbe-étalon construite dans les mêmes conditions.

La méthode accuse une précision de $\pm$ 2% pour le fer et $\pm$ 3% pour le manganèse.

Des expériences effectuées il en résulte que la méthode polarographique est sensible et précise et qu'elle peut être appliquée avec succès dans les analyses en série nécessaires dans les recherches pédologiques.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961

PEDOLOGIE

ANEXA IV

STUDIUL ASUPRA PRECIZIEI METODELOR GAZOMETRICE ŞI GAZ-ABSORBTIVE DE DETERMINARE A BIOXIDULUI DE CARBON, FOLOSITE ÎN ANALIZA CARBONAŢILOR ŞI CARBONULUI ORGANIC

I. METODELE GAZOMETRICE, CU PRIVIRE SPECIALĂ LA METODA SCHEIBLER [1])

DE

AL. DIMITRIU

Precizia metodelor de determinare a carbonului organic şi carbonaţilor depinde pe de o parte de gradul de realizare cantitativă a reacţiei de oxidare a carbonului, respectiv a reacţiei de descompunere a carbonaţilor, şi pe de altă parte de precizia cu care este determinat bioxidul de carbon dezvoltat. Ultimul aspect este comun atît pentru determinarea carbotului organic cît şi pentru determinarea carbonaţilor. Lucrarea prezentă completează studiul făcut în lucrările anterioare (1, 3) şi are drept obiect examinarea surselor de erori care acţionează asupra preciziei de determinare a bioxidului de carbon în cazul metodelor utilizate în mod curent, metoda Scheibler şi Knopp, precum şi a altor metode care sînt în atenţia multor laboratoare din ţara noastră: metoda Van Slyke-Folch, McCready-Hassid, Rice. Precizia metodei alcalimetrului de determinare a carbonaţilor şi a metodei titrimetrice de determinare a humusului au constituit obiectul unor lucrări separate (1, 2), întrucît acestea diferă principial de celelalte metode.

Pentru sistematizarea problemei, lucrarea a fost împărţită în două: prima parte se referă la precizia metodelor gazometrice, de care ne ocupăm în comunicarea de faţă, iar a doua parte, la precizia metodelor gaz-absorbtive, care va fi comunicată ulterior.

În general, determinarea cantităţii unui corp în stare gazoasă, spre deosebire de determinarea cantităţii unui corp în stare solidă sau lichidă, constituie o pro-

[1]) Comunicare în şedinţa din 3 iunie 1960.

Institutul Geologic al României

blemă mai complicată. În cazul corpurilor în stare solidă sau lichidă determinarea cuprinde efectuarea operației de cîntărire a corpului, operație a cărei precizie este influențată de un număr restrîns de surse de erori (eroarea balanței, temperatura camerei, tensiunea de vapori a corpului), care de altfel se propagă în mod direct asupra măsurătorii, și acțiunea lor poate fi corectată imediat. La determinarea cantității corpurilor în stare gazoasă nu este posibilă însă cîntărirea corpului și se procedează, în baza relației: masa = volum × densitate (1), la măsurarea volumului pe care-l ocupă corpul respectiv; în acest caz, determinarea este indirectă și supusă unui număr mai mare de surse de erori. În adevăr, folosirea relației (1) obligă să se introducă în calcul densitatea d pe care o are gazul în condițiile de presiune p și temperatură t la care ocupă volumul v sau densitatea d_o a gazului în stare normală (la 0°C și 760 mm Hg) și în mod corespunzător, volumul redus v_o al volumului v măsurat cu, care este corelat prin legea generală a gazelor $pv = p_o v_o (1 + \alpha t)$ (2). Potrivit ultimului mod de calcul, care este utilizat în mod obișnuit, relația (1) devine:

$$\text{masa} = v_o d_o = \frac{pv}{p_o (1 + \alpha t)} d_o \text{ grame} \qquad (3)$$

unde: $p_0 = 760$ mm Hg,

α = coef. de dilatare cubică a gazului.

Ecuația descrie de fapt în mod explicit funcția:

$$\text{masa} = f \text{ (volum, presiune, temperatură)}, \qquad (4)$$

scoțînd în evidență analistului că determinarea masei unui gaz este influențată de trei variabile independente: volum, presiune, temperatură.

Aici trebuie arătat că, pe baza cunoașterii aprofundate a relațiilor dintre volum și presiune, această funcție a fost valorificată în scop analitic într-o formă simplă, redusă numai la două variabile. Astfel, se procedează fie la măsurarea volumului la presiune constantă, folosindu-se presiunea drept parametru al determinării, fie la măsurarea presiunii la volum constant, folosindu-se volumul drept parametru al determinării. În aceasta constă principiul de determinare adoptat de metodele gaz-volumetrice, respectiv de către metodele gaz-manometrice ale căror expresii matematice constituie cazuri particulare ale ecuației (3) și constau în:

$$\text{masa} = \frac{V}{(1 + \alpha t)} \cdot \frac{p_{\text{const.}}}{760} d_o \text{ grame} \qquad (3a)$$

respectiv,

$$\text{masa} = \frac{p}{(1 + \alpha t)} \frac{v_{\text{const.}}}{760} \cdot d_o \text{ grame} \qquad (3b)$$

Necesitatea de a se cunoaște riguros sursele de erori care intervin în metodele de determinare a bioxidului de carbon ne-a determinat să efectuăm studiul de față,

Institutul Geologic al României

dînd o atenţie deosebită metodei Scheibler folosită în multe laboratoare şi pentru care lipseşte un îndreptar pentru obţinerea analizelor de calitate.

Considerăm că precizia metodelor este influenţată de două surse de erori principale: e r o r i d e c i t i r e, proprii principiului fiecărei metode în parte şi e r o r i d e m a n i p u l a r e a b i o x i d u l u i d e c a r b o n, proprii atît metodelor gaz-volumetrice, cît şi metodelor gaz-manometrice, ca rezultat al proprietăţilor fizico-chimice ale bioxidului de carbon. Remarcăm că modul în care acţionează

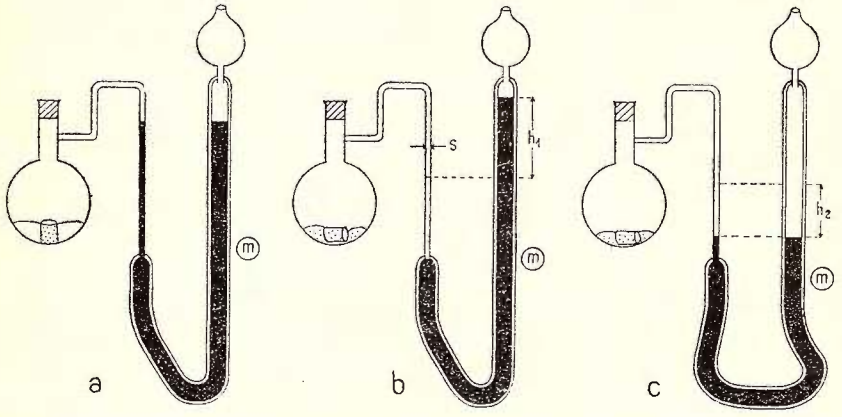


Fig. 1.—Reprezentarea schematică a diferitelor etape de lucru în realizarea echilibrului de presiune.

erorile de citire este descris de ecuaţiile metodelor (3 a, respectiv 3 b) şi de aceea examinarea lor comportă o tratare matematică detaliată a procesului fizic care stă la baza determinării, iar pentru sursele de erori de manipulare este necesară examinarea interacţiei fizico-chimice a bioxidului de carbon cu substanţele care compun sistemul în care se face determinarea.

Erori de citire

Metodele gaz-volumetrice. Procesul fizic pe care se bazează metodele gaz-volumetrice constă în următoarele (fig. 1): bioxidul de carbon este dezvoltat într-un volum V aflat la presiunea atmosferică Pat (fig. 1a) şi exercită o presiune anumită care deranjează echilibrul de presiuni a sistemului descris de ecuaţia $P = P_{at}$ (8). Restabilirea echilibrului în sistem se realizează prin deplasarea în sens pozitiv a coloanei de Hg din manometrul deschis m (fig. 1 b) care produce pe de o parte, pe seama denivelării h_1, o presiune hidrostatică h_1, iar pe de altă parte, datorită creşterii volumului v cu $1/2 h_1 s$ cm³ (s = secţiunea coloanei), micşorarea presiunii P în raportul $\frac{V}{v + \frac{h_1 s}{2}}$

Institutul Geologic al României

şi stabilirea presiunii bioxidului de carbon H. În aceste condiţii, echilibrul de presiuni este descris de ecuaţia:

$$P \frac{v}{v + \frac{h_1 s}{2}} + H = P_{at} + h_1 \qquad (6)$$

Examinînd această ecuaţie se observă că presiunea la care se găseşte bioxidul de carbon, adică presiunea H, nu are o valoare constantă, încît această stare de echilibru nu permite aplicarea ecuaţiei caracteristice metodelor gaz-absorbtive (ecuaţia 3 a) şi de aceea se procedează la realizarea unei alte stări de echilibru convenabile. Pentru aceasta se anulează presiunea hidrostatică h_1 (fig. 1 c), ceea ce are drept efect creşterea volumului $\left(v + \frac{h_1 s}{2}\right)$ cmc cu $h_2 s$ cmc, respectiv micşorarea presiunii P în raportul $\frac{v}{v + hs}$ $\left(\text{unde } hs = \frac{h_1 s}{2} + h_2 s\right)$ şi stabilirea presiunii de bioxid de carbon H'. În această situaţie echilibrul de presiuni este descris de ecuaţia

$$P \frac{v}{v + hs} + H' = P_{at}. \qquad (7)$$

Ecuaţia arată că suma presiunii parţiale a aerului şi a bioxidului de carbon care acţionează în volumul $(v + hs)$ cmc are valoarea presiunii atmosferice. Pe de altă parte, comparînd această ecuaţie cu ecuaţia (8), se observă imediat că presiunea parţială $P \frac{v}{v + hs}$ constituie de fapt o transcriere a presiunii aerului de la volumul v, la volumul $(v + hs)$. Potrivit acestor precizări, dacă luăm în consideraţie artificiul matematic că în condiţiile volumului $(v + hs)$ aerul ar continua să ocupe numai volumul v, rezultă că aerul va exercita o presiune egală cu presiunea atmosferică (conform ecuaţiei 5), iar volumul hs ar fi ocupat numai de bioxidul de carbon la o presiune H'' constantă, egală cu presiunea atmosferică (conform ecuaţiei 6). Acest artificiu aplicat echilibrului de presiuni descris de ecuaţia (6) avînt sensul fizic menţionat, dificil de imaginat de altfel, stă la baza metodelor gaz-volumetrice. Introducerea valorilor de mai sus în ecuaţia caracteristică (3 a) acestor metode, conduce la expresia care se utilizează în mod obişnuit în calcule:

$$CO_2 = V_0 d_0 = \frac{hs\, P_{at}}{(1 + \alpha t)\, 760} d_0 \text{ grame} \qquad (8)$$

Pentru transcrierea acestei ecuaţii în cazul metodei Scheibler, de care ne ocupăm în mod deosebit, trebuie să avem în vedere că în echilibrul de presiuni intervine de asemenea tensiunea de vaporti f_1 a apei folosite drept lichid de închidere şi a tensiunii de vapori f_2 a soluţiei de HCl care serveşte la descompunerea carbonaţilor

Institutul Geologic al României

(fig. 2). În aceste condiţii, ecuaţiile echilibrului de presiuni stabilite anterior devin:

$$[P_{at} - (f_1 + f_2)] + f_1 + f_2 = P_{at} \qquad (5\ a)$$

$$[P_{at} - (f_1 + f_2)] \frac{v}{v + \frac{h_1 s}{2}} + H + f_1 + f_2 = P_{at} + h_1 \qquad (6\ a)$$

$$[P_{at} - (f_1 + f_2)] \frac{v}{v + hs} + H' + f_1 + f_2 = P_{at} \qquad (7\ a)$$

Este interesant de examinat ecuaţia (5 a). Această ecuaţie descrie starea de echilibru la timpul iniţial de determinare, adică înainte de a se produce degajarea bioxidului de carbon (descompunerea carbonaţilor) şi evidenţiază faptul că datorită acţiunii tensiunilor de vapori f_1 şi f_2, presiunea aerului în aparat este mai mică decît presiunea atmosferică cu valoarea acestor tensiuni. Evident că aceeaşi situaţie fiind întîlnită şi în ecuaţia (7 a), care descrie starea de de echilibru la timpul final de determinare, face ca presiunea bioxidului de carbon H'' aferentă volumului *hs* să fie mai mică decît presiunea atmosferică cu valoarea $(f_1 + f_2)$ şi în consecinţă în ecuaţia (8) se va utiliza mărimea $P_{at} - (f + f_2)$, în loc de P_{at} [1]). Ecuaţia (8) devine:

$$CO_2 = \frac{hs \cdot [P_{at} - (f_1 + f_2)]}{(l + \alpha\, t\ 760} \cdot d_o \text{ grame} \qquad (8\ a)$$

Aceasta este ecuaţia pe care se bazează metoda Scheibler, avîndu-se în vedere numai erorile de citire. În mod obişnuit, calcularea cantităţii de bioxid de carbon se efectuează folosindu-se tabele constituite pe baza celor trei mărimi: volumul *hs* cmc de bioxid de carbon, temperatura de lucru *t* şi presiunea atmosferică P_{at}.

Discuţii. Prin examinarea ecuaţiei (8 a) rezultă că precizia de determinare a bioxidului de carbon este influenţată de următoarele surse de erori:

---

[1]) Prin folosirea legii gazelor: $pv = p_1 v_1$ se poate demonstra matematic acest rezultat.

Stabilim ecuaţia: $H'(v + hs) = H''.\ hs$ (a) care ne dă posibilitatea să aflăm mărimea lui H'' în dependenţă de Pat, f_1 şi f_2.

Potrivit ecuaţiei (7 a) rezultă că:

$$H' = Pat - [Pat - (f_1 + f_2)] \frac{v}{v + hs} - f_1 - f_2$$

respectiv,

$$H'(v + hs) = Pat\,(v + hs) - Pat.\ v + (f_1 + f_2)\, v - f_1\,(v + hs) - f_2\,(v + hs)$$

După efectuarea operaţiilor algebrice şi reducerea termenilor, ecuaţia devine:

$$H'(v + hs) = Pat\ hs - (f_1 + f_2)\ hs$$

În baza ecuaţiei (a), rezultă că

$$H'' = Pat - (f_1 + f_2).$$

Institutul Geologic al României

Citirea presiunii atmosferice P_{at}. Presiunea atmosferică este citită la un barometru cu mercur. Pentru determinări precise trebuie corectate indicațiile citite pentru că dimensiunile coloanei de mercur, ale scării de sticlă sau ale scării de alamă variază cu temperatura. Corecția se efectuează cu ajutorul formulei

$$B_o = \frac{1 + \beta\, t}{1 + \gamma\, t} \cdot B \text{ mm Hg}$$

în care B reprezintă indicația (mm Hg) citită la barometru, B_o — indicația corectată, β — coeficientul de dilatare liniară a scării de alamă (19.10^{-6}) sau al scări de sticlă (8.10^{-6}), iar γ — coeficientul de dilatare cubică a mercurului (182.10^{-6}). În multe cărți de analize de gaze se găsesc întabelate corecțiile calculate pentru trei presiuni diferite și temperaturile întîlnite frecvent. Corecțiile cresc cu temperatura, avînd valori de aprox. 1 mm Hg la 10°C și de aprox. 4 mm Hg la 35°C.

Neglijarea în calcule a tensiunilor de vapori f_1 *și* f_2. În unele laboratoare se neglijează în calcule mărimea tensiunilor f_1 și f_2 și prin aceasta se produc erori importante în analiza carbonaților.

Trebuie arătat că în mod obișnuit bioxidul de carbon determinat este exprimat fie în grame CO_2 la 100 grame de probă (CO_2%), fie în grame $CaCO_3$ la 100 grame de probă ($CaCO_3$%) încît este necesar să examinăm acțiunea sursei de erori și asupra acestor mărimi.

Faptul că atît CO_2%, cît și $CaCO_3$% sînt mărimi corelate cu CO_2 grame prin factorii de conversie: $\frac{100}{\text{a grame probă}}$, respectiv $2{,}27 \cdot \frac{100}{\text{a grame probă}}$, în care coeficientul 2,27 reprezintă raportul molecular dintre $CaCO_3$ și CO_2 [1]), rezultă că

[1]) Ecuațiile pe baza cărora se calculează CO_2% și $CaCO_3$ derivă din ec. (8), respectiv ec. (8 a) și sînt următoarele:

$$CO_2 = \frac{hs.\ Pat.\ d_o}{(1 + \alpha t)\, 760} \cdot \frac{100}{a \text{ grame probă}} \% \qquad (9)$$

respectiv,

$$CO_2 = \frac{hs\,[Pat. - (f_1 + f_2)]\, d_o}{(1 + \alpha t)\, 760} \cdot \frac{100}{a \text{ grame probă}} \% \qquad (9\ a)$$

și

$$CaCO_3 = \frac{hs.\ Pat.\ d_o}{(1 + \alpha t)\, 760} \cdot \frac{100 \,.\, 2{,}27}{a \text{ grame probă}} \% \qquad (10)$$

respectiv,

$$aCO_3 = \frac{hs\,[Pat - (f_1 + f_2)]\, d_o}{(1 + \alpha t)\, 760\,.} \cdot \frac{100 \,.\, 2{,}27}{a \text{ grame probă}} \% \qquad (10\ a)$$

erorile relative generate de această sursă de erori sînt constante, indiferent de modul de exprimare a rezultatelor de analiză, pe cînd erorile absolute sînt mai mari în

Institutul Geologic al României

cazul exprimării procentuale, fiind multiplicate cu factorii de conversie respectivi. În tabloul 1 sînt figurate valorile calculate ale erorilor relative şi absolute, avîndu-se în vedere condiţiile experimentale care se întîlnesc în practica determinărilor.

Din tabloul 1 rezultă că erorile relative au valori cuprinse între 4,5 şi 8% pentru intervalul de temperatură (20—28°C), cresc odată cu temperatura t la care se face determinarea şi, evident, nu depind de volumul *hs* cmc citit. Deasemeni, rezultă că erorile absolute afectează a doua cifră semnificativă a rezultatelor de analiză, avînd valori de ordinul unităţilor în cazul analizei probelor cu conţinut ridicat în carbonat.

Citirea temperaturii t. Temperatura t corespunde temperaturii pe care o are bioxidul de carbon la atingerea stării de echilibru a presiunilor descrise de ecuaţia (7). În calcule se ia valoarea temperaturii camerei şi se recomandă în literatura termostatarea manometrului (în cazul metodei Scheibler, manometrul funcţionează ca biureta de gaz) şi a balonului de reacţie.

Variaţia temperaturii influenţează precizia de determinare, acţionînd asupra volumului *hs* cmc, ocupat de bioxidul de carbon, cît şi asupra tensiunilor de vapori f_1 şi f_2, în limitele descrise de binomul de dilatare $(1 + \alpha t)$. În tabloul 2a sînt figurate erorile absolute $\Delta\ CaCO_3\%$ produse pe seama creşterii volumului *hs* cmc, iar în tabloul 2b, pe seama creşterii tensiunilor de vapori f_1 şi f_2, datorită creşterii temperaturii în cursul determinării. Erorile generate trebuie luate în consideraţie drept suma celor două categorii de erori. După cum rezultă din tabloul 2a şi 2b, erorile nu depăşesc 0,6 $CaCO_3\%$ pentru o variaţie de temperatură de 2°C chiar pentru cazul extrem de analize (*hs* = 50 cmc şi a = 0,5 grame). De aceea apreciem că pentru micşorarea erorilor datorită temperaturii este suficient să se lucreze într-o cameră expusă mai puţin variaţiilor de temperatură, încît temperatura în momentul citirii manometrului să fie cît mai apropiată de temperatura iniţială şi să fie respectat un timp de 10 minute de la agitarea balonului de reacţie R (vezi planşa) pînă la aducerea coloanelor la $h_1 = 0$ pentru a se asigura egalizarea temperaturii bioxidului de carbon cu temperatura din cameră.

Citirea volumului hs cmc. Citirea volumului *hs* cmc poate fi controlată prin reintroducerea apei în manometru şi aducerea din nou a coloanelor la $h_1 = 0$; pentru micşorarea erorii de citire la biuretă se recomandă ca apa să fie colorată cu heliantină sau bicromat de potasiu.

Dezvoltarea gazelor H_2S, Cl_2. În echilibrul de presiuni (ecuaţia 7) care stă la baza ecuaţiilor folosite în calcularea rezultatelor de analiză, intervine numai presiunea parţială a aerului şi a bioxidului de carbon, încît la analiza probelor cu conţinut în sulfuri sau oxizi de fier şi mangan la care se dezvoltă H_2S, respectiv Cl_2, este necesar

Institutul Geologic al României

a se anula prezența acestor gaze, care dezvoltă presiuni suplimentare, în care scop se utilizează reactivi corespunzători (1).

Metodele manometrice. Bioxidul de carbon dezvoltat într-un volum determinat V, exercită presiunea H asupra coloanei de mercur din manometru deschis și produce denivelare h; bioxidul de carbon ocupă în continuare volumul V.

Echilibrul de presiuni este descris de ecuația: $h = H + f_2$ mm Hg (11)

h = presiunea hidrostatică a coloanei h de mercur;
H= presiunea parțială a bioxidului de carbon;
f_2 = tensiunea de vapori a lichidului de reacție.
Potrivit legii generale a gazelor

$$HV = 760\ V_o\ (1 + at) \qquad (12)$$

și urmînd raționamentele folosite în cazul metodelor gaz volumetrice, rezultă că

$$CO_2 = \frac{(h - f_2)\ V}{760\ (1 + \alpha t)}\ d_o \text{ grame} \qquad (13)$$

Aceasta este ecuația pe care se bazează și metoda manometrică Van Slyke-Folch (8), avîndu-se în vedere numai erorile de citire, cu deosebirea că f_2 corespunde tensiunii unei soluții de lactat de sodiu, în locul lichidului de reacție.

Discuții. Sursele de erori constau potrivit ecuației (13) în citirea coloanei de mercur, etalonarea volumului V, determinarea temperaturii t, și presiunii f_2; spre deosebire de metodele volumetrice, presiunea atmosferică nu intervine. Considerăm că nu este cazul să examinăm acțiunea acestor surse de erori deoarece în laboratoarele din țara noastră încă nu este folosită vreo metodă manometrică la analiza carbonaților și carbonului organic. Am considerat că pentru unitatea lucrării este suficient a prezenta doar principial metoda manometrică.

Erori de manipulare a bioxidului de carbon

În general, determinarea bioxidului de carbon însumează trei operații fizico-chimice: *a)* dezvoltarea bioxidului de carbon prin descompunerea carbonaților, respectiv oxidarea carbonului; *b)* manipularea bioxidului de carbon dezvoltat în vederea determinării ca atare a întregii cantități de bioxid de carbon dezvoltate și *c)* determinarea propriu-zisă. De exemplu, în cazul metodei manometrice Van Slyke-Folch de determinare a carbonului organic (7), aceste procese sînt distincte și constituie trei operații succesive în mersul analizei: compustia carbonului, separarea ca atare a bioxidului de carbon dezvoltat de celelalte gaze prin absorbție în hidroxid și extracția ulterioară a bioxidului de carbon prin adaus de acid, și determinarea

Institutul Geologic al României

manometrică a bioxidului de carbon. În cazul metodei Scheibler, manipularea bioxidului de carbon dezvoltat nu este obiectul unei operaţii aparte, însă intervine în lanţul de erori ale metodei cu anumite erori bine definite.

Erorile de manipulare a bioxidului de carbon au semn negativ, acţionînd în sensul micşorării cantităţii de bioxid de carbon. Aceste erori constau în pierderile mecanice şi în solubilizarea bioxidului de carbon în lichidul de reacţie şi în lichidul de închidere.

Pierderile mecanice constituie erori grosolane şi se produc datorită lipsei de etanşeitate a spaţiului în care este acumulat bioxidul de carbon dezvoltat.

Solubilizarea bioxidului de carbon este influenţată de natura lichidului, presiunea bioxidului de carbon şi temperatura de lucru. Solubilizarea conduce la o eroare sistematică, care poate fi corectată, însă este dificil de stabilit coeficientul de corecţie datorită influenţei complexe a factorilor de mai sus. Cercetările descrise în literatură arată preocuparea de a se micşora solubilitatea bioxidului de carbon astfel ca eroarea să devină neglijabilă; pentru aceasta se aleg lichide şi condiţii de lucru astfel ca solubilitatea bioxidului de carbon să fie cît mai redusă.

În ceea ce priveşte lichidul de închidere, este apreciat mercurul, însă dificultăţile întîlnite la manipulare a făcut pe unii cercetători să propună diverse soluţii saline (tabl. 4), dintre care unele sînt vîscoase sau toxice şi în general nu reuşesc să înlocuiască mercurul. Considerăm că rezolvarea cea mai interesantă şi eficace dată pînă în prezent a fost adoptată în construcţia aparatului Scheibler model R.D.G. şi constă în izolarea bioxidului de carbon dezvoltat de lichidul de închidere printr-o pungă de cauciuc; bioxidul de carbon nu vine în contact direct cu lichidul de închidere. şi în consecinţă se utilizează apa distilată drept lichid de închidere.

Pentru micşorarea solubilităţii bioxidului de carbon în soluţia de acid utilizată la descompunerea carbonaţilor sînt descrise în literatură mai multe rezolvări, dintre care menţionăm următoarele:

a) Micşorarea solubilităţii bioxidului de carbon prin încălzirea soluţiei de acid, ceea ce atrage totodată creşterea capacităţii de descompunere a carbonatului;

b) Extragerea bioxidului de carbon dizolvat prin dezvoltare la cald de hidrogen în masa soluţiei de acid, ca rezultat al reacţiei dintre soluţia de acid cu un adaus de aluminiu pulvis (metoda Lunge-Rittener);

c) Micşorarea solubilităţii bioxidului de carbon prin creşterea concentraţiei saline a soluţiei de descompunere de HCl sau de $HCOl_4$ prin adaus de $CaCl_2$, respectiv Ca $(ClO_4)_2$ (8).

Dintre aceste rezolvări, numai ultima preconizată de GEILMANN şi DREES (8) este simplă, conduce la obţinerea de rezultate precise şi de aceea vom insista asupra ei; celelalte rezolvări complică prin controlul temperaturii şi mai ales prin aparatură

Institutul Geologic al României

suplimentară. Astfel, în cazul metodei Lunge-Rittener, bioxidul de carbon este determinat prin diferență din două citiri de volum corespunzătoare presiunii date de CO_2+H_2 și presiunii date de H_2, ceea ce obligă la completarea aparatului cu o pipetă Hempel E pentru absorbția bioxidului de carbon (fig. 2). Facem observația că în condiții de dizolvare cantitativă a adausului de aluminiu, respectiv de dezvol-

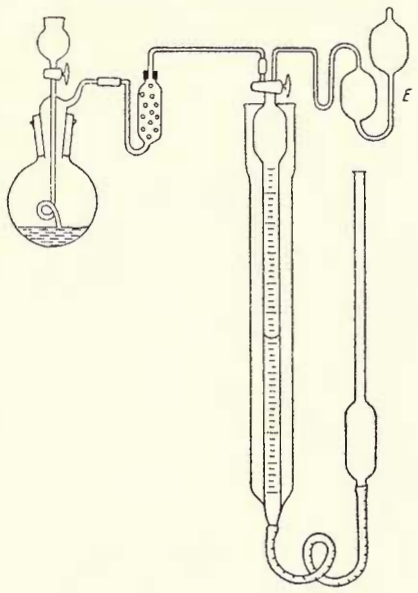


Fig. 2. — Aparatul gaz-volumetric Lunge-Rittener.

tare a unei cantități cunoscute de hidrogen, ar fi posibil să se introducă în calcul o corecție pentru presiunea dată de H_2 și ar exclude folosirea pipetei Hempel.

Menționăm că rezolvarea dată de GEILMAN și DREES constă în utilizarea unei soluții de 20% HCl sau 20% $HClO_4$, care conțin $CaCl_2$, respectiv $Ca(ClO_4)_2$ (la 3 ml acid se daugă 4 g $CaCl_2$. $6H_2O$, respectiv 2 g $Ca(ClO_4)_2$). Autorii recomandă drept cea mai bună soluție un amestec de 2 p. soluție apoasă saturată de $NaClO_4$ și 1 p. $HClO_4$ 50—60%. Rezultatele obținute de autori (tabloul 5) în cazul analizării spatului dublu de Islanda prin utilizarea de HCl, respectiv de $HClO_4$ fără conținut de săruri și de HCl, respectiv $HClO_4$ cu conținut de săruri, arată că erorile absolute sînt reduse în general la —0,5 cmc în cazul soluției de HCl, ce conține săruri, iar pentru soluția salină de $HClO_4$ eroarea este de numai —0,2 cmc. Rezultatele obținute de autori pentru diverse materiale carbonatate (tabl. 6) sînt în general precise cu excepția magnezitului, — carbonatul cel mai rezistent la descompunere cu acid, pentru care obțin totuși recuperare de 90% bioxid de carbon.

Institutul Geologic al României

Subliniem că precizia rezultatelor este datorită aplicării corecţiei asupra solubilităţii bioxidului de carbon şi mai ales creşterii capacităţii de descompunere a carbonatului prin utilizare de soluţii de acid concentrate.

Discuţii. Potrivit sublinierilor de mai sus rezultă că ecuaţia (8 a) care descrie metoda Scheibler trebuie completată cu termenul: $i_{HCl\ 1:3}$ cmc CO_2 (volum redus la 0° şi 760 mm Hg) dizolvaţi într-un volum dat de soluţie HCl 1:3. Ecuaţia (8 a) devine:

$$CO_2 = \left[\frac{hs \cdot [P_{at.} - (f_1 + f_2)]}{(1 + \alpha t)\ 760} + i_{HCl\ 1:3}\right] d_o \text{ grame.}$$

Aceasta este ecuaţia completă care trebuie folosită în calcule pentru a se obţine rezultate precise la nivelul posibilităţilor metodei Scheibler.

În continuare, revine că şi ecuaţia (13) a metodei Van Slyke-Folch trebuie completată cu termeni bazaţi pe solubilitatea bioxidului de carbon. Discuţia amplă asupra stabilirii ecuaţiei complete se găseşte în lucrări mai vechi ale lui VAN SLYKE şi colaboratori (5, 6).

În privinţa metodei Scheibler facem observaţia că este indicat să se utilizeze soluţiile de acid preconizate de GEILMANN şi DREES, întrucît valoarea *i* este micşorată, iar pe de altă parte conduc la creşterea capacităţii de descompunere carbonatului.

BIBLIOGRAFIE

1. DIMITRIU AL. Metodă rapidă şi precisă pentru determinarea carbonaţilor din soluri şi roci. *Stud. Cercet. Chimie*, anul VII, 3, p. 375–387, 1959.
2. DIMITRIU AL. Consideraţii asupra determinării humusului din sol. *D. S. Com. Geol.*, XLVII (1959–1960) (sub tipar).
3. DIMITRIU AL. Determinarea carbonului organic cu privire specială la soluri. *Conferinţa naţională a chimiştilor analişti din R.P.R.*, III, Bucureşti 1958.
4. GEILMANN W. u. DREES G. Zur Bestimmung der Kohlensäure în Carbonate. *Z. anal. Ch.* 136, p. 262–269, 1952.
5. VAN SLYKE D. D. a NEILL J. M. The determination of gases în blood and other solutions by vacuum extraction and manometric measurement, I. *J. biol. Chem.* LXI, p. 523–573, 1924.
6. VAN SLYKE D. D. a. SENDROY J. Carbon dioxide factors for the meanometric blood gaz-apparatus. *J. biol. Chem.* 73, 127, 1927.
7. VAN SLYKE D. D. a FOLCH J. Manometric carbon determination. *J. biol. Chem.* 136, 509–541, 1940.
8. *** Official and tentative methods of analysis of the association of officia agricultural chemistry, p. 184–186, Washington 1935.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 1

Erorile introduse în determinarea bioxidului de carbon prin neglijarea în calcule a tensiunilor de vapori f_1 și f_2.

hs cmc	Pres. atmosferică (valoare corectată) mm Hg	*t*°C	CO_2g calculat		Eroare %	*a* grame probă	CO_2% calculat		Eroare abs. CO_2 %	$CaCO_3$% calculat		Eroare abs. $CaCO_3$%
			cu ec. (8)	cu ec. (8 a)			cu ec. (9)	cu ec. (9 a)		cu ec. (10)	cu ec. (10 a)	
5	765	20	$0{,}93.10^{-2}$	$0{,}89.10^{-2}$	4,5		0,93	0,89	0,04	2,10	2,00	0,10
		25	0,91.	0,86.	5,8	1	0,91	0,86	0,05	2,04	1,96	0,08
		28	0,90.	0,84.	7,1		0,90	0,84	0,06	2,04	1,90	0,14
	740	20	0,90.	0,86.	4,6		0,90	0,86	0,04	2,04	1,96	0,08
		25	0,88.	0,83.	6,0	1	0,88	0,83	0,05	2,00	1,90	0,10
		28	0,87.	0,81.	7,4		0,87	0,81	0,06	2,00	1,82	0,18
20	765	20	3,71.	3,53.	4,9		3,71	3,53	0,18	8,40	8,02	0,38
		25	3,64.	3,44.	5,8	1	3,64	3,44	0,20	8,27	7,82	0,45
		28	3,61.	3,36.	7,4		3,61	3,36	0,25	8,18	7,63	0,55
	740	20	3,59.	3,43.	4,6		3,59	3,43	0,16	8,14	7,76	0,38
		25	3,54.	3,32.	6,6	1	3,54	3,32	0,22	8,03	7,57	0,46
		28	3,50.	3,25.	7,7		3,50	3,25	0,25	7,94	7,38	0,56
50	765	20	9,28.	8,89.	4,4		18,58	17,78	0,80	42,15	40,35	1,80
		25	9,11.	8,60.	5,9	0,5	18,23	17,20	1,03	41,37	39,03	2,34
		28	9,02.	8,42.	7.2		18,05	16,81	1,24	40,97	38,16	2,81
	740	20	9,00.	8,60.	4,6		18,01	17,20	0,79	40,80	39,03	1,77
		25	8,82.	8,32.	6,0	0,5	17,63	16,61	1,02	40,00	37,70	2,30
		28	8,75.	8,12.	7,7		17,50	16,24	1,26	39,71	36,91	2,80

Institutul Geologic al României

TABLOUL 2

Influența variației temperaturii asupra preciziei de determinare

a) Dilatarea cubică

Presiunea mm Hg	Temperatura °C	Δt °C	$\Delta CaCO_3\%$
760	19,0	0	0
	19,5	0,5	0,08
	20,0	1,0	0,15
	20,5	1,5	0,22
	21,0	2,0	0,29
	26,0	0	0
	26,5	0,5	0,07
	27,0	1,0	0,14
	27,5	1,5	0,21
	28,0	2,0	0,28

Obs. Calculele au fost făcute pentru $hs = 50$ cmc și $a = 0,5$ grame.

b) Creșterea presiunii de vapori

t°C	Δf_1 mm Hg	Δf_2 mm Hg	H'' $-(\Delta f_1+\Delta f_2)$ mm Hg	Δt °C	$\Delta CaCO_3\%$
19	0	0	760,0	0	0
20	1,0	0,8	758,2	1	0,11
21	2,2	1,8	756,0	2	0,26
22	3,3	2,8	753,9	3	0,37
26	0	0	760,0	0	0
27	1,5	1,1	757,4	1	0,17
28	3,1	2,4	754,5	2	0,37

Obs. H'' = presiunea parțială a bioxidului de carbon;

Δf_1 și Δf_2 au fost calculate pe baza valorilor f_1 din literatură și a valorilor f_2 din tabloul 3;

% $CaCO_3$ a fost calculat pentru $hs = 50$ cmc și $a = 0,5$ grame.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 3

Presiunile de vapori f_2 a soluțiilor apoase de HCl

t°C	10% HCl			20% HCl		
	f_{HCl} mm Hg	f_{H_2O} mm Hg	f_2 mm Hg	f_{HCl} mm Hg	f_{H_2O} mm Hg	f_2 mm Hg
19		13,8	13,8			
20	0,0039	14,6[a]	14,6	0,21	10,3[a]	10,5
21		15,6	15i6			
22		16,6	16,6			
25	0,0068	20,0[a]	20,0	0,32	14,1[a]	14,4
26		21,2	21,2			
27		22,3	22,3			
28		23,6	23,6			

Obs.: Valorile *a* sînt luate din *International Critical Tables*, III, p. 301, New-York 1928; celelalte valori sînt calculate cu ajutorul ecuației lui ANTOINE: $\log p = A - B/t + c$ (valorile A și B sînt luate din *I.T.C.*, iar *c* a fost calculat pe baza valorilor *p*, A, B și *t*).

TABLOUL 4

Solubilitatea bioxidului de carbon în diferite soluții folosite drept lichid de închidere

Soluția	Solubilitatea la 25°C cmc CO_2/cmc soluție	Observații	Autorul
50% glicerină	0,54	Este toxică	M. J. BURGESS and R. V. WHEELER [1]) K. A. KOBE and E. MASSON [2])
22% NaCl	0,35	Prin evaporare depune pe pereți cristale de NaCl	G. HOFFMAN [3])
5% H_2SO_4 + 20% Na_2SO_4	0,27	La 15°C depune $Na_2SO_4 \cdot 10\ H_2O$	K. A. KOBE și col. [4])
4,1% hiposulfit de sodiu	0,125	Este utilizabilă numai în absența gazelor oxidante	A. KALLENBACH [5])

[1]) *J. Chem. Soc.* (London), 97, 1923 (1910).
[2]) *Anal. Chem.*, 18, 79 (1946).
[3]) *Z. angew. Chemie*, 39, 23 (1926).
[4]) *Ind. Eng. Chem. Anal.*, Ed. 7, 37 (1935); 10, 76 (1938).
[5]) *Archiv. für Eisenhüttenwesen*, 21, 13 (1950).

Institutul Geologic al României

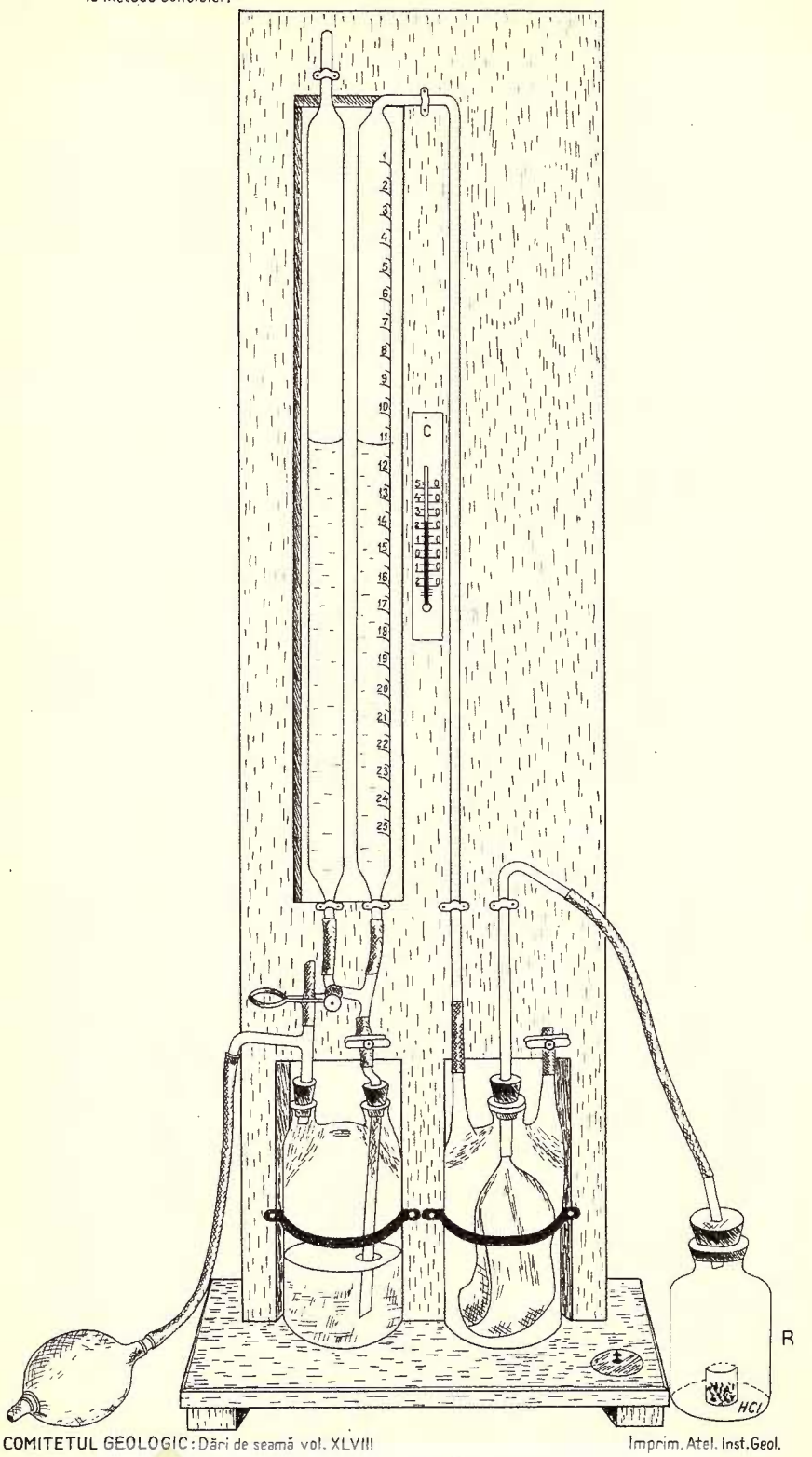


Fig. 2
Aparatul gaz-volumetric Scheibler

Institutul Geologic al României

TABLOUL 5

Influenţa concentraţiei saline a soluţiilor de acid asupra preciziei de determinare

(după W. GEILMANN and G. DREES) (5)

Acidul		Cîntărit[1]) mg	Sarea adăugată	CO_2 ml		
	ml			Cerut	Găsit	Eroare
HCl	3,0	200,0	—	44,3	42,7	−1,6
HCl	5,5	300,0	—	66,5	63,5	−3,5
HCl	3,0	100,4	4 g $CaCl_2.6H_2O$	22,2	21,7	−0,5
HCl	3,0	200,0	4 g $CaCl_2.6H_2O$	44,3	43,9	−0,4
HCl	3,0	400,0	4 g $CaCl_2.6H_2O$	88,7	88,2	−0,5
$HClO_4$	3,0	93,6	—	20,8	20,6	−0,2
$HClO_4$	3,0	193,0	—	43,0	42,8	−0,2
HCl_4	3,0	244,0	—	54,0	53,5	−0,7
$HClO_4$	3,0	71,2	2 g $Ca(ClO_4)_2$	15,9	15,8	−0,1
$HClO_4$	3,0	171,0	2 g $Ca(ClO_4)_2$	43,0	42,8	−0,2
$HClO_4$	3,0	199,0	2 g $Ca(ClO_4)_2$	44,2	44,0	−0,2

[1]) A fost analizat spatul dublu de Islanda.

TABLOUL 6

Precizia de determinare în cazul unor metode gaz-volumetrice de analiză a carbonaţilor

(după W. GEILMANN şi G. DREES) (5)

Proba	CO_2 %				
	Cerut	Găsit prin			
		Metoda gaz-volumetrică Geilmann-Drees		Metoda gaz-volumetrică Lunge-Rittener	
Spat de Islanda	43,93	43,9	44,0	43,9	43,85
Smithsonit	21,32	21,2	21,4	21,3	21,25
Calcar [1])	43,65	43,3	43,2	43,7	43,7
Rocă silicioasă	35,48	35,3	35,4	35,6	35,4
Calcar	25,73	25,6	25,7	25,7	25,6
Coral	42,15	42,1	42,0	42,1	42,1
Dolomit	46,12	46,1	46,0	45,8	46,1
Magnezit [2])	46,05	42,05	42,4	45,9	46,1

[1]) Conţine mult magneziu.

[2]) Conţine carbonat de calciu.

Institutul Geologic al României

ИССЛЕДОВАНИЯ, КАСАЮШИЕСЯ ТОЧНОСТИ ГАЗОМЕТРИЧЕСКИХ И ГАЗОАБСОРБЦИОННЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УГОЛЬНОГО АНГИДРИДА, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ПРИ АНАЛИЗЕ КАРБОНАТОВ И ОРГАНИЧЕСКИХ УГЛЕРОДОВ.

I. ГАЗОМЕТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ, КАСАЮЩИЕСЯ, СПЕЦИАЛЬНО, МЕТОДА ШАЙБЛЕР

АЛ. ДИМИТРИУ

(Краткое содержание)

Автор детально анализирует источники погрешностей, влияющих на точность газометрических методов, уделив особенное внимание методу Шайблера; на этом основании он затем рекомендует различные мероприятия для сокращения погрешностей.

На точность методов влияют два источника главных ошибок: погрешности при отсчете, свойственные принципу определения газо-объемных методов, соответственно газо- манометрических методов и погрешности по манипуляции угольного ангидрида (общего для обоих методов), как результат физико — химических свойств углекислоты.

Для проверки погрешностей при отсчете (способ действия которых описан в уравнениях характерных методам) был проанализирован, математически, детально физический процесс, который служит основой каждого метода, взятого в частности, и были установлены уравнения.

Таким образом автор обсудил следующие источники погрешнотей: определение атмосферного давления, нерадивость в исчислении давления водяных паров (закаточная жидкость) и водного раствора хлористоводородной кислоты (реактивная жидкость) отсчет температуры, отсчет объема hs смк и наличие газов H_2S, CI_2.

Для анализирования источника погрешностей манипуляции угольного ангидрида были исследованы различные физико-химические взаимодействия между угольным ангидридом и веществами, составляющими систему, в которой производится определение.

Взяты на учет и проанализированы следующие источники погрешностей: механические потери и растворимость угольного ангидрида в закаточной и реактивной жидкостях.

Таким образом была установлена для каждого источника погрешностей, частично, область воздействия, на основании количественных данных, полученных автором или взятых из литературы по специальности и сделаны полезные рекомендации для аналитической практики по снижению погрешностей.

Institutul Geologic al României

ÉTUDE SUR LA PRÉCISION DES MÉTHODES GAZOMÉTRIQUES ET GAZOABSORBTIVES DE DÉTERMINATION DU BIOXYDE DE CARBONE, UTILISÉES DANS L'ANALYSE DES CARBONATES ET DU CARBONE ORGANIQUE. I. MÉTHODES GAZOMÉTRIQUES AVEC APERÇU SPÉCIAL SUR LA MÉTHODE SCHEIBLER

PAR

AL. DIMITRIU

(Résumé)

L'auteur étudie en détail les sources d'erreurs qui actionnent sur la précision des méthodes gazométriques insistant particulièrement sur la méthode Scheibler.

En prenant comme base ces données il présente différents procédés pour diminuer les erreurs.

La précision des méthodes est influencée par deux sources d'erreurs principales: les erreurs de lecture, propres à la détermination par les méthodes gaz-volumétriques, respectivement les méthodes gaz-manométriques et les erreurs de manipulation du bioxyde de carbone (communes pour les deux méthodes) comme résultat des propriétés physico-chimiques du bioxyde de carbone.

Afin d'examiner les sources d'erreurs de lecture (dont le mode d'action est décrit dans les équations caractéristiques des méthodes) on a effectué l'analyse mathématique de detail du processus physique qui réside à la base de chaque méthode séparemment et l'on en a établi les équations. Sont discutées les sources d'erreurs suivantes: détermination de la pression atmosphérique, omission dans les calculs des tensions des vapeurs d'eau (liquide de fermeture) et de la solution aqueuse de l'acide chlorhydrique (liquide de réaction), lecture de la température *t*, lecture du volume *hs cmc* et présence des gaz H_2S, Cl_2.

Afin d'examiner les sources d'erreurs de manipulation du bioxyde de carbone, l'on a étudié les diverses actions physico-chimiques entre le bioxyde de carbone et les substances qui composent le système dont on fait la détermination. Sont discutées les sources d'erreurs suivantes: pertes mécaniques et solubilisation du bioxyde de carbone dans le liquide de fermeture et le liquide de réaction.

On établit pour chaque source d'erreur son domaine d'action à l'aide des données quantitatives obtenues par l'auteur ou prises dans la littérature de spécialité et l'on fait des recommandations pour la diminution des erreurs.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVII (1959—1960)

CHIMIE

ANEXA V

SEPARAREA CROMATOGRAFICĂ A ACIDULUI CLORHIDRIC GAZOS DE CLORUL MOLECULAR [1])

DE
MILTIADE N. FILIPESCU, MIHAI AURELIAN

În ultimii ani s-a introdus în ţara noastră metoda cartării gazelor şi metoda bituminologică, ca metode geochimice pentru prospectarea zăcămintelor de petrol. Gazele care se obţin în lucrările de cartare au un conţinut în hidrocarburi care variază de cele mai multe ori între $10^{-2\%}$ — $10^{-5\%}$ în volume. Analiza unor probe de gaze cu un conţinut în hidrocarburi atît de scăzut, nu se poate executa prin metodele obişnuite de analiză a gazelor, ci trebuiesc utilizate metode şi aparte cu o sensibilitate mult mai mare.

Lucrările noastre s-au îndreptat în direcţia elaborării unei metode, care să ne permită determinarea hidrocarburilor în gazele recoltate, în cazul cînd se găsesc în concentraţiile arătate mai sus.

Metoda imaginată de noi se bazează pe microclorurarea hidrocarburilor gazoase parafinice din gazul de analizat şi dozarea nefelometrică a acidului clorhidric care ia naştere. Din cantitatea de acid clorhidric obţinută se calculează conţinutul în hidrocarburi al gazului supus analizei. Metoda are o mare sensibilitate putîndu-se doza cu ajutorul ei cantităţi de hidrocarburi pînă la 2×10^{-4} cm^3 hidrocarburi conţinute în 50 cm^3 gaz.

În articolul de faţă vom arăta unul din aspectele microclorurării hidrocarburilor cu ajutorul clorului molecular şi anume: acel al separării excesului de clor, de acidul clorhidric format în timpul clorurării.

Soluţiile posibile în rezolvarea acestei probleme, erau două: prima, microdozarea directă a acidului clorhidric în prezenţa clorului molecular, iar a doua separarea mai întîi a acidului clorhidric de clor şi apoi microdozarea lui.

[1]) Comunicare în şedinţa din 27 mai 1960.

Institutul Geologic al României

Prima soluție, aceea a dozării acidului clorhidric în prezența clorului, nu a dat rezultate, metodele clasice fiind mult prea puțin sensibile pentru cazul de față. De asemenea, metodele nefelometrice pentru dozarea ionului clor, nu pot fi utilizate în prezența clorului molecular. Din aceste motive am fost nevoiți să ne oprim la cea de a doua soluție, a separării mai întîi a acidului clorhidric de clorul molecular și apoi dozarea lui nefelometrică.

În privința separării clorului molecular de acidul clorhidric, literatura este foarte săracă. Singura indicație în legătură cu această separare, am găsit-o în tratatul de chimie analitică a lui TREADWELL (3), care arată că prin agitarea unui amestec de clor și acid clorhidric cu mercur, clorul se separă de acidul clorhidric și se combină cu mercurul sub formă de clorură mercuroasă:

$$2Hg + Cl_2 \longrightarrow Hg_2Cl_2$$

acidul clorhidric rămînînd neatacat.

Această observație ne-a condus, în prima fază a cercetărilor noastre, la punerea la punct a unei metode pentru separarea celor două gaze. Modul de lucru era următorul: în tubul de sticlă în care se făcea clororarea (reactor) și în care se găsea clorul și acidul clorhidric, se introduceau cîteva grame de mercur. Se agită pînă la dispariția completă a clorului și după aceea se extrăgea acidul clorhidric rămas cu soluție diluată de acid azotic. În felul acesta se obținea acidul clorhidric în soluție, iar clorul sub formă de clorură mercuroasă. După separarea prin filtrare a calomelului și a mercurului neracționat, acidul clorhidric se doza nefelometrict.

Tratamentul cu mercur și separarea clorurii mercuroase de mercurul neintra. în reacție, sînt operații cu acțiune toxică, mai ales cînd se lucrează în serie, care cer mare atenție din partea chimistului. În ultimii 2 ani, în laboratorul nostru s-au manifestat, la unii din chimiști care utilizau această metodă, intoxicații cu mercur, din fericire fără urmări grave.

Acest motiv în primul rînd și în al doilea rînd dorința de a perfecționa metoda, ne-a făcut să căutăm un mijloc mai ușor și mai rapid pentru separarea celor două gaze. Soluția am găsit-o prin introducerea unei noi metode fizice la separarea celor două gaze: metoda cromatografică.

În urma unei serii de încercări făcute de noi, pentru separarea clorului de acidul clorhidric gazos, s-a observat următoarele: dacă într-un tub de sticlă, ai cărui pereți sînt umectați, se introduce un amestec de clor și acid clorhidric și se încearcă eluarea acestor gaze cu ajutorul unui curent de bioxid de carbon, clorul este eluat în întregime, în timp ce acidul clorhidric este reținut cantitativ pe pereții tubului de sticlă. În felul acesta se obține o separare cantitativă a celor două gaze, fiecare din ele putînd fi apoi dozate separat.

Această observație ne-a condus la punerea la punct a unei metode cantitative de separare a celor două gaze. Medota se bazează pe solubilitatea diferită a acidului clorhidric, clorului și bioxidului de carbon în apă. Acidul clorhidric, la presiunea

Institutul Geologic al României

obţinută şi la 20°C, este aproape de 200 de ori mai solubil în apă decît clorul molecular.

Schiţa instalaţiei utilizată în încercările noastre, se vede în fig. 1. Instalaţia se compune dintr-un tub cu bioxid de carbon, un ventil de reducerea presiunii, o clemă cu şurub (1) pentru reglarea debitului de bioxid de carbon, un reometru (2) pentru măsurarea debitului de bioxid de carbon care intră în aparat, un tub de

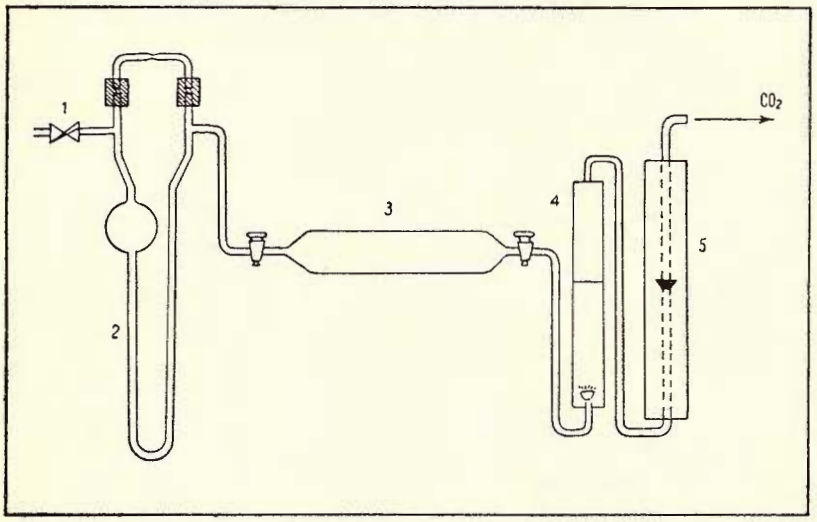


Fig. 1. Aparat pentru separarea acidului clorhidric gazos de clorul molecular.
1, clemă pentru reglarea debitului de bioxid de carbon; 2, reometru pentru măsurarea debitului de bioxid de carbon la intrarea în aparat; 3, reactor; 4, vas de prindere pentru clor; 5, rotametru pentru măsurarea debitului de bioxid de carbon la ieşire.

sticlă (reactor) (4) a cărui dimensiuni poate să varieze după nevoi, cu diametrul în jurul a 25—30 mm şi lung 200—250 mm, prevăzut la un capăt cu un robinet cu două căi, iar la celălalt capăt cu un robinet cu o singură cale. Acest tub se vede în fig. 2. Un vas de prindere (3), în care se prinde clorul eluat. Vasul este construit dintr-un tub de sticlă vertical cu diametrul de 10 mm şi lungimea de 300 mm, prevăzut la partea de jos cu un tub subţire pentru intrarea clorului şi un filtru poros pentru pulverizarea gazului, care intră în acest tub. La partea de sus, vasul este prevăzut cu un tub pentru ieşirea gazelor. Şi însfîrşit, ultima piesă a instalaţiei, un rotametru (5) pentru măsurarea debitului de bioxid de carbon care iese din aparat. Legăturile între toate piesele instalaţiei s-au făcut prin racorduri de sticlă şi tuburi de cauciuc.

În instalaţia de mai sus s-au făcut încercări cu fiecare din cele două gaze: mai întîi cu clorul şi apoi cu acidul clorhidric, apoi cu amestecuri din ambele gaze, Procedeul de lucru a fost următorul: cîte un cm^3 de clor sau acid clorhidric s-a

Institutul Geologic al României

introdus în coloana de sticlă (4). Pentru introducerea gazelor în tub, s-au procedat în felul următor: tubul se spală și se umple cu amestec oxidant de acid cromic și se lasă 24 de ore; se spală și se clătește cu apă distilată de mai multe ori și apoi se umple cu apă distilată. Se golește și se lasă să se scurgă apa din el 5 minute, pentru ca în felul acesta pe pereții reactorului să rămînă cantități mici de apă; după acest timp se introduce gazul sau gazele respective. Gazul din tub a fost apoi eluat cu ajutorul unui gaz purtător în diferite condiții de lucru, variind eluantul, debitul și timpul de eluare, precum și forma și mărimea reactorului. Gazul eluat a fost prins în vasul de prindere (4). S-a determinat apoi în gazul rămas în tub după eluare, și în gazul eluat, clorul și acidul clorhidric. La dozare, s-au utilizat metodele clasice, cînd cantitatea de clor sau acid clorhidric era mai mare de 0,1 cm^3 și metodele colorimetrice sau nefelometrice cînd aceste cantități erau mai mici. Rezultatele acestor încercări au fost trecute în tabloul 1, pentru încercările cu clor, în tabloul nr. 2 pentru acele cu acid clorhidric și în tabloul 3 cele cu amestec de acid clorhidric și clor. Din cercetarea tablourilor se pot trage următoarele concluzii:

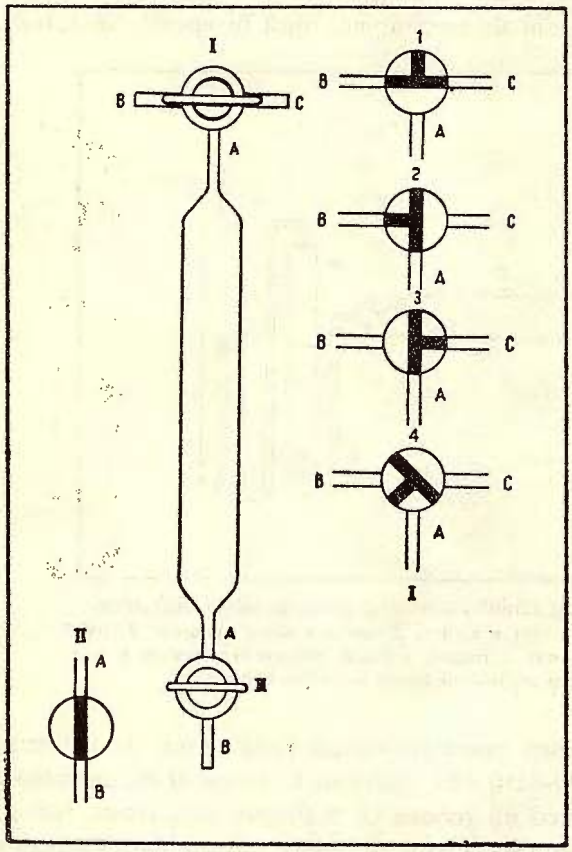


Fig. 2. — Reactor.

1. Clorul se eluează atît cu aer cît și cu bioxid de carbon, însă eluarea cu bioxid de carbon este cantitativă.

2. Prin variația debitului gazului transportor și timpului de eluare, s-a ajuns la condițiile optime de eluarea clorului; debit 80 cm^3/minut, timp de eluare 6 minute.

3. Acidul clorhidric nu se eluează nici cu aer și nici cu bioxid de carbon în condițiile noastre de lucru.

Institutul Geologic al României

4. În amestec, clorul și acidul clorhidric, se comportă la fel ca și în cazul cînd sînt singure.

Pentru a stabili cantitatea maximă de acid clorhidric care poate fi reținută pe pereții de sticlă umectați ai tubului de sticlă, cantitatea pe care am numit-o capacitate de absorbție a tubului, s-au făcut următoarele încercări: în tuburi de forme și volume diferite, cu pereții umezi sau uscați, s-au întrodus cantități diferite de acid clorhidric gazos, s-au eluat apoi cu bioxid de carbon în condițiile stabilite: timp de 6 minute, cu un debit de 80 cm^3/minut. S-a determinat acidul clorhidric rămas în tub și acidul clorhidric eluat. Cantitatea de acid clorhidric rămas în tub, s-a împărțit prin suprafața interioară a tubului exprimată în cm^2. Rezultatele au fost trecute în tabloul 4. Din această tabelă se vede, în primul rînd, că tuburile de sticlă uscate nu rețin acidul clorhidric și că fenomenul reținerii se datorește numai absorbției acidului clorhidric de către apa care se găsește pe pereții reactorului.

Cantitățile de acid clorhidric absorbite pe cm^2 de suprafață, variază în limite strînse între 0,12—0,3 cm^3/cm^2, ceea ce conduce la capacități de absorbție destul de mari; astfel un tub de sticlă cu un volum de 240 cm^3, poate reține pînă la 70 cm^3

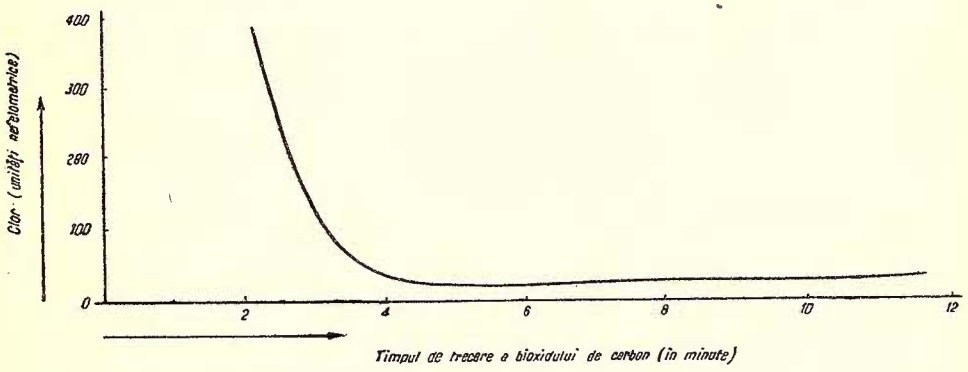


Fig. 3. — Eluarea clorului cu bioxid de carbon la un debit de 80 cc/minut.

HCl, iar un alt tub, cu un volum de 125 cm^3, reține pînă la 30,4 cm^3. Aceasta înseamnă că se poate lucra și cu cantități mult mai mari de HCl; depinde de suprafața interioară a tuburilor.

Pentru a se vedea mai clar comportarea clorului la eluare s-au trasat diagramele din figurile 3, 4 și 5.

În diagrama din fig. 3 se vede variația cantității de clor rămasă în tub prin eluare cu bioxid de carbon în funcție de timp. Se vede că în primele 4 minute deplasarea clorului din reactor este aproape completă, 99,6.

Institutul Geologic al României

În diagrama din fig. 4 se dă cantitatea de clor rămasă în tub după 6 minute de eluare cu debite diferite de bioxid de carbon. La debite sub 80 cm³/minut, eluarea nu este completă. Peste această valoare eluarea este cantitativă.

În diagrama din fig. 5 se dă cantitatea de clor eluată în funcție de timp, la diferite debite: curba 1 reprezintă cantitatea de clor eluat în funcție de timp, la un debit de 40 cm³/minut. Curba 2 ne arată clorul eluat la un debit de 80 cm³/minut,

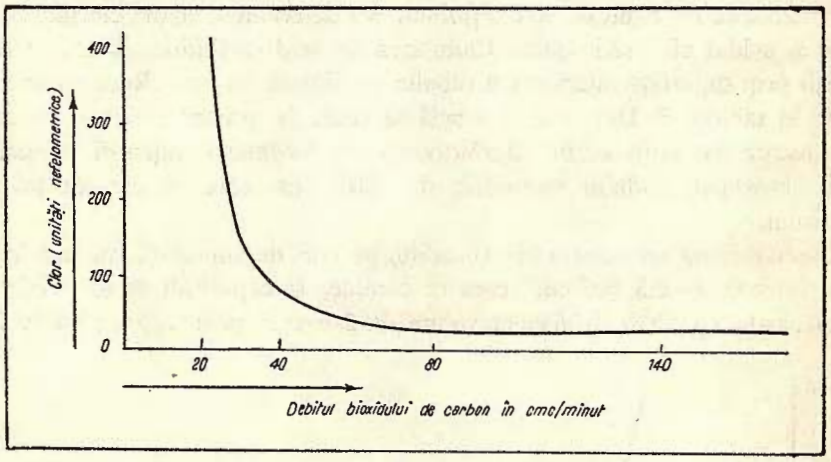


Fig. 4. — Eluarea clorului timp de 6 minute.

iar curba 3 cantitatea de clor la un debit de 140 cm³/minut. Eluarea cea mai bună se obține cu un debit de 140 cm³/minut, curba de eluare fiind aproape simetrică. Rezultatele bune se obțin și la un debit de 80 cm³, cînd după 3 minute eluarea clorului este completă. Rezultate slabe se obțin la eluare cu un debit de 40 cm³/minut. În acest caz după 6 minute eluarea clorului nu este completă.

În metoda noastră de lucru pentru separarea clorului de acid clorhidric, ne-am oprit la un debit de bioxid de carbon de 80 cm³/ minut, acesta fiind debitul minim necesar pentru o eluare completă a clorului.

În încercările descrise mai sus, dozarea acidului clorhidric s-au făcut în felul următor: cantitățile mai mari de 0,1 cm³ au fost dozate după metoda Volhard. Pentru cantități mai mici, pînă la 0,0004 cm³, s-a recurs la metoda nefelometrică cu azotat de argint a lui A. E. Lamb (2), care a fost adaptată la mijloacele noastre de lucru.

Determinările nefelometrice s-au făcut cu fotometrul Pulfrich, adaptat pentru astfel de determinări.

Calculul cantităților de acid clorhidric s-a făcut cu ajutorul unei curbe de talonare construită în prealabil, cu ajutorul unor soluții de clorură de sodiu de concentrații cunoscute.

Institutul Geologic al României

Prin această metodă s-au putut determina pînă la 0,0004 cm^3 sau 0,6 γ HCl.

Pentru determinarea clorului molecular s-au utilizat următoarele metode: pentru cantităţi de clor mai mari de 0,1 cm^3, metoda clasică; absorbţie în soluţie de iodură de potasiu şi determinarea iodului pus în libertate cu soluţii de tiosulfat.

Pentru cantităţi de clor sub 0,1 cm^3, s-au utilizat, în primele încercări, metoda utilizată de DRAGT şi MELLON (1), cu o-tolidină (dimetil 3—3' diamino — 4—4'

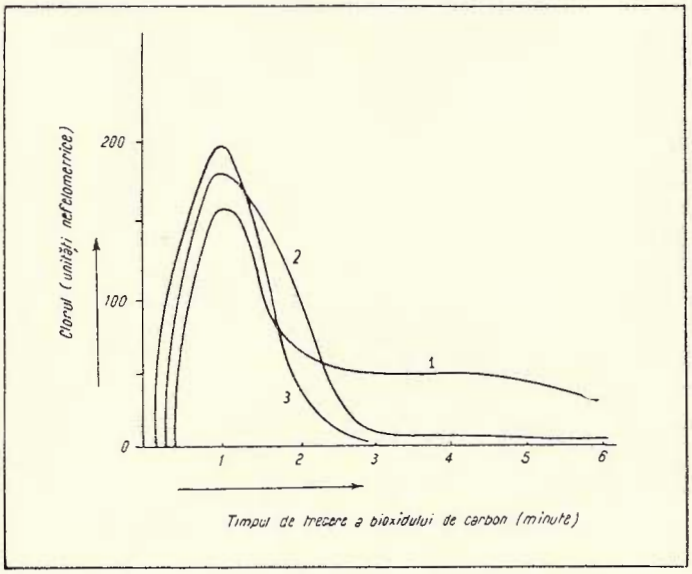


Fig. 5. — Eluarea clorului cu bioxid de carbon la debite diferite: 1, debit 40 cc/minut; 2, debit 80 cc^3minut; 3, debit 140 cc/minut.

difenil). Aceasta dă o coloraţie galbenă cu clorul în soluţie acidă. Metoda este extrem de sensibilă însă nu este destul de rapidă pentru lucrările noastre, de aceea am recurs la o metodă mai puţin exactă, însă mai rapidă: determinarea nefelometrică a clorului în soluţie, prin tratare cu azotat de argint.

TREADWELL (3) arată că reacţia dintre clor şi azotat de argint, nu duce la transformarea completă a clorului în clorura de argint, deoarece se mai formează, pe lîngă clorura de argint, şi cloratul de argint:

$$3Cl_2 + 6AgNO_3 + H_2O \longrightarrow AgCl + AgClO_3 + NO_3H$$

Din aceste motive reacţia dintre clorul molecular şi azotatul de argint, nu poate fi folosită în scopuri analitice.

Această afirmaţie este valabilă în cazul determinării clorului gravimetric sau titrimetric, cînd cantitatea de clor se determină din cantitatea de clorură de argint obţinută. În cazul metodelor nefelometrice, se stabileşte o legătură directă între

Institutul Geologic al României

cantitatea de clor din soluție și mărimea turbidității citită la nefelometru. Indiferent dacă clorura de argint reprezintă sau nu cantitatea totală de clor din soluție dacă, se lucrează în condiții identice, întotdeauna pentru o anumită cantitate de clor se obține o anumită valoare a turbidității. Construind cu ajutorul fotometrului Pulfrich, o curbă-etalon pentru soluții cunoscute de clor, se poate determina concentrația oricărei cantități de clor. Modul de lucru este același ca și la determinarea ionilor de clor: clorul molecular se prinde într-o soluție de 20 cm^3 acid azotic n/2 se trece într-un balon cotat de 25 cm^3, se adaugă 5 cm^3 NO_3Ag n/100 se lasă 30 minute pe baie la 40°, se răcește și se citește turbiditatea la fotometru Pulfrich. Cu ajutorul curbei de etalonare «clor molecular — turbiditate», se determină cantitatea de clor.

TABLOUL I

Incercări cu clor

Nr. crt.	Cantitățile de clor introduse în reactor cm^3	Eluent	Debit cm^3/ minut	Timp de eluare minute	Cantitățile de clor în cmc rămasă în reactor după eluare		Cantitățile de clor eluat	
						%		%
1	1	aer	20	6	0,6	60	0,4	40,6
2	1	aer	40	6	0,01	1	0,99	99
3	1	aer	80	6	0,004	0,4	0,996	99,6
4	1	aer	140	6	0,002	0,2	0,998	99,8
5	1	aer	80	2	0,5	50	0,5	50
6	1	aer	80	4	0,01	1	0,99	99
7	1	aer	80	6	0,004	0,4	0,996	99,6
8	1	aer	80	10	0,004	0,4	0,996	99,6
9	1	Bioxid de carbon	20	6	0,5	50	0,5	50
10	1	Bioxid de carbon	40	6	0,004	0,4	0,996	99,6
11	1	Bioxid de carbon	80	6	0,0004	0,04	0,9996	99,96
12	1	Bioxid de carbon	140	6	0,0003	0,03	0,9997	99,97
13	1	Bioxid de carbon	80	2	0,45	45	0,55	55
14	1	Bioxid de carbon	80	4	0,004	0,4	0,996	99,6
15	1	Bioxid de carbon	80	6	0,0004	0,04	0,9996	99,96
16	1	Bioxid de carbon	80	10	0,0004	0,04	0,9996	99,96

Institutul Geologic al României

TABLOUL II

Incercare cu acid clorhidric

Nr. crt.	Cantităţile de HCl introduse în reactor cm^3	Eluent	Debit cm^3/ minut	Timp de eluare minute	Cantitatea de HCl rămasă în reactor după eluare cm^3	Cantităţile de HCl eluat	% faţă de cantităţile iniţiale
17	1,0	aer	20	6	1,0		
18	1	aer	40	6	1,0		
19	1	aer	80	6	1,0		
20	1	aer	140	6	0,99	0,01	1
21	1	aer	80	2	1,0		
22	1	aer	80	4	1,0		
23	1	aer	80	6	1,0		
24	1	aer	80	10	1,0		
25	1	Bioxid de carbon	20	6	1,0		
26	1	Bioxid de carbon	40	6	1,0		
27	1	Bioxid de carbon	80	6	1,0		
28	1	Bioxid de carbon	140	6	0,98	0,02	2
29	1	Bioxid de carbon	80	2	1,0		
30	1	Bioxid de carbon	80	4	1,0		
31	1	Bioxid de carbon	80	6	1,0		
32	1	Bioxid de carbon	80	10	1,0		

TABLOUL III

Incercări cu amestec de clor şi acid clorhidric

Nr. crt.	Amestec HCl + Cl_2		Eluent	Debit cm^3/ minut	Timp de eluare minute	HCl rămas în reactor	Cl_2 rămas în reactor	HCl aluat cm^3	Cl_2 eluat cm^3
	HCl cm^3	Cl_2 cm^3							
33	1	1	bioxid de carbon	80	6	1	0	0	1
34	0,8	1	bioxid de carbon	80	6	0,8	0	0	1,01
35	0,5	1	bioxid de carbon	80	6	0,51	0	0	1,01
36	0,3	1	bioxid de carbon	80	6	0,29	0	0	1
37	0,1	1	bioxid de carbon	80	6	0,1	0	0	0,98
38	1	0,8	bioxid de carbon	80	6	1,01	0	0	0,81
39	1	0,5	bioxid de carbon	80	6	0,99	0	0	0,5
40	1	0,3	bioxid de carbon	80	6	1	0	0	0,32
41	1	0,1	bioxid de carbon	80	6	1	0	0	0,11

Institutul Geologic al României

TABLOUL IV

Capacitatea de absorbție a reactoarelor

Nr. crt.	Reactorul	Volum cm^3	Diametru cm	Suprafața cm^2	Starea	HCl introdus cm^3	HCl eluat cm^3	HCl rămas în reactor	HCl absorbit pe cm^2 de reactor
1	R_2	57	2,74	74,6	umedă	24,4	12,8	11,6	0,14
2	R_2	57	2,74	74,6	umedă	20,5	8,5	12,0	0,16
3	R_2	57	2,74	74,6	uscat	31,0	31,0	0	0
4	R_2	57	2,74	74,6	uscat	42,0	42	0	0
5	R_g	240	4,6	223	umedă	207,7	137,6	70,1	0,31
6	R_g	240	4,6	223	umedă	204,0	143,1	60,9	0,27
7	R_s	11	0,6	66	umedă	20,1	4,8	15,3	0,25
8	R_s	11	0,6	66	umedă	29,2	15,2	14,0	0,21
9	R_s	11	0,6	66	uscat	10,3	10,3	0	0
10	R_4	125	2,5	243	umedă	93,7	63,3	30,4	0,12
11	R_4	125	2,5	243	uscat	70,5	70,5	0	0
12	R_4	125	2,5	243	umed	17,6	0	17,6	
13	R_4	125	2,5	243	umed	20,1	0	20,1	
14	R_2	57	2,74	74,6	umed	9,1	0	9,1	
15	R_s	11	0,6	66	umed	3,4	0	3,4	

Metoda este foarte rapidă și se poate determina cu ea cantități de clor pînă la 0,002 cm^3 sau circa 3 γ.

Ca încheiere, trebuie să arătăm că încercările noastre descrise mai sus, au condus la punerea la punct a unei metode cromatografice originale, de separare cantitativă a clorului molecular de acidul clorhidric gazos. Metoda este extrem de simplă atît ca procedeu, cît și ca aparatură. Ea ar putea fi extinsă, prin schimbarea fazei lichide, a eluentului, a formei și mărimei diametrului tubului și la separare altor gaze sau vapori.

BIBLIOGRAFIE

1. Dragt P., Mellon I. Organic reagents for inorganic Analysis. *Ind. Eng. chem. (Anal. ed.)* 10, 256–8 (1938).
2. Lamb A. E. Application of turbidimetric methods to analysis. *J. Am. chem. Soc.* 40, 253 (1940).
3. Treadwell F. P. Analiticol chemistry, I, pag. 306, 1949.
4. * * * Manualul Ing. chimist vol. II, 1228, 1952.

Institutul Geologic al României

ХРОМАТОГРАФИЧЕСКАЯ СЕПАРАЦИЯ ХЛОРИСТОВОДОРОДНОЙ ГАЗООБРАЗНОЙ КИСЛОТЫ ИЗ МОЛЕКУЛЯРНОГО ХЛОРА

М. ФИЛИПЕСКУ, М. АВРЕЛИАН

(Краткое содержание)

Авторы представляют оригинальный метод для сепарации хлористоводородной газообразной кислоты из молекулярного хлора. Метод основывается на следующем наблюдении:.

Если вводится в какую либо стеклянную трубку, с увлажненными стенками, смесь хлора с хлористоводородной кислотой и делается, попытка элюации этих газов, при помощи потока углекислого газа, производится полная элюация хлора, в то время как хлористоводородная кислота количественно удерживается на стенках стекляной трубки. Таким образом производится количественная сепарация этих двух газов, из которых, каждый может быть дозирован отдельно.

Эскиз установки для хроматографической сепарации указанных двух газов можно видеть на рисунке 1. Установка состоит из трубки с CO_2, вентиля понижения давления, винтового зажима (1) для реглирования дебита CO_2, реометра 2) для измерения дебита CO_2, входящего в аппарат, стеклянной горизонтальной трубки (3), размеры которой могут вариировать по необходимости, имеющая на одном из концов двухходовый кран, а на другом конце — кран с одним ходом (рис. 2). Сосуд накопления (4), в котором удерживается элюацинированный хлор и ротаметр (5) для измерения дебита углекислого газа, который выходит из аппарата.

Условия работы были следующие: количество хлора и газовидного HCl ниже $см^3$, а дебит углекислого газа 80 $см^3$/мин., время элюации—6 минут.

По этому методу смогла быть проведена сепарация до 0,0004 $см^3$ или 0,6 γ HCl. Как определение хлора, так и хлористообразной кислоты была проверена мутномером. Предложенный метод-чрезвычайно простой и используется в настоящее время в рамках метода для микроанализа газов извлеченных из почвы на работах по геохимической разведке месторождения нефти и газа.

Его применение может быть расширено при изменении условий работы и для сепарации других газов или паров.

Institutul Geologic al României

SÉPARATION CHROMATOGRAPHIQUE DE L'ACIDE CHLORHYDRIQUE GAZEUX DU CHLORE MOLÉCULAIRE

PAR

M. FILIPESCU, MIHAI AURELIAN

(Résumé)

Les auteurs présentent une méthode originale pour la séparation de l'acide chlorhydrique gazeux du chlore moléculaire. La méthode est basée sur l'observation suivante:

Si dans un tube de verre, à parois humectées, l'on introduit un mélange de chlore et d'acide chlorhydrique et l'on essaie l'élution de ces gaz à l'aide d'un courant de bioxyde de carbone, le chlore est complètement élué, tandis que l'acide chlorhydrique est retenu quantitativement aux parois du tube de verre. C'est ainsi que l'on obtient une séparation quantitative des deux gaz, chacun pouvant ensuite être dosé séparément.

L'esquisse de l'installation pour la séparation chromatographique des deux gaz est représentée sur la fig. 1. L'installation est composée d'un tube à CO_2, une soupape de réduction de la pression, une pince à vis (1) pour le réglage du débit de CO_2, un rhéomètre (2) pour le mesurement du débit de CO_2 qui pénètre dans l'appareil, un tube de verre, horizontal (3) de dimensions variables, pourvu à une extrémité d'un robinet à deux voies et à l'autre extrémité d'un robinet à une seule voie (fig. 2). Un vase de réception (4) où l'on reçoit le chlore élué et un rotamètre (5) pour mesurer le débit de CO_2 qui sort de l'appareil.

Les conditions de travail ont été les suivantes: quantité de chlor et de HCl gazeux moins d'un cm^3, débit de CO_2 80 cm^3/minute; durée d'élution: 6 minutes. Suivant cette méthode, les auteurs ont pu séparer jusqu'à 0,0004 cm^3 ou 0,6 γ HCl. Autant la détermination du chlore que celle de l'acide chlorhydrique a été effectuée par la méthode turbidimétrique. La méthode proposée est extrêmement simple et elle est utilisée dans le cadre d'une méthode pour la microanalyse des gaz extraits du sol, dans la prospection géochimique des gisements de pétrole et de gaz. En changeant les conditions de travail elle pourrait être appliquée aussi dans la séparation d'autres gaz ou vapeurs.

Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Şedinţelor
Vol. XLVIII (1960—1961)

SPEOLOGIE

ANEXA VI

DESPRE GENEZA ŞI MORFOLOGIA STALAGMITELOR [1])

DE

IOSIF VIEHMANN

Stalagmitele sînt forme de concreţiuni bine reprezentate în peşteri. Ele împodobesc podeaua sălilor subterane, fiind mai puţine la număr ca stalactitele. Caracteristica lor principală este masivitatea pronunţată faţă de formele alungite ale stalactitelor.

Geneza stalagmitelor. Factorul specific care determină formarea unui stalagmit este mecanismul de alimentare cu apă. În mod obişnuit stalagmitele cresc în locurile de picurare a apei din tavan sau de pe stalactite. Deseori însă mai colaborează şi o apă de alimentare, auxiliară, care se ridică de pe podeaua peşterii pe suprafaţa formaţiunii, cu ajutorul capilarităţii.

Un rol însemnat îl are şi variaţia de concentraţie a bicarbonatului de calciu în apa de alimentare, precum şi condiţiile de precipitare (cristalizare) ale acestuia.

Prima formă care ia naştere pe solul peşterii poate fi felurită. MACSIMOVICI şi GORBUNOVA (1) arată că stalagmitul începe a se forma prin aceea că picătura de apă scobeşte în podea o mică gaură sau dă mai întîi naştere unui mic lac.

În funcţie de înălţimea de la care cad picăturile, de frecvenţa şi concentraţia lor în bicarbonat de calciu, depinde în general producerea primei mase stalagmitice.

În Peştera Neagră (M. Apuseni) T. JURCSAK a descoperit un început de stalagmit cu formă difuză şi ornată în porţiunea superioară cu cîteva cristalizări secundare. Cazul general însă este acela în care stalagmitul creşte sub forma unui trunchi bine delimitat încă din primele stadii. Cînd apa de alimentare conţine impurităţi foarte puţine, iar ritmul de picurare este relativ rar, în masa stalagmitului iau naştere romboedrii de calcit bine diferenţiaţi şi stalagmitul capătă o formă relativ regulată.

[1]) Comunicare în şedinţa din 8 ianuarie 1960.

Institutul Geologic al României

Aportul apei de capilaritate de pe podeaua peșterii este variabil, fiind pus în evidență de concrețiuni secundare. După prezența acestora se pot distinge trei cazuri și anume:

a) La rădăcina stalagmitului se află concrețiuni asemănătoare conopidei.

b) Stalagmitul este îmbrăcat pînă la nivelul de picurare cu coralite.

c) Întregul stalagmit este ornat cu concreționări secundare de tipul coralitelor sau al clusteritelor (asemenea ciorchinelor de struguri). Aceste formațiuni se mai numesc și stalagmite perlate și sînt în genere de mărime mică sau mijlocie.

Cînd apa de alimentare se desprinde de la o înălțime relativ mare (peste 6—8 m), picătura se pulverizează după cădere. Acest fapt determină nașterea unei mase stalagmitice mai masive.

Uneori podeaua nu oferă un sprijin favorabil depunerii primelor strate de calcit. Acest lucru se ivește în cazul cînd solul peșterii este acoperit cu un material format din pietrișuri, argilă sau nisip. În aceste împrejurări o cantitate însemnată de CO_3Ca depus de apa de alimentare se pierde pentru formarea unei baze impermeabile, cristaline, pe care se va ridica apoi stalagmitul. Deseori locul pe care va crește un stalagmit este marcat printr-o cupă cu un volum de aproximativ 1—2 cm^3 în care cad picăturile din tavan. Astfel de cupe se găsesc și pe vîrful stalagmitelor și ele au fost denumite de către G. RACOVIȚĂ (3) cupe apicale.

Formarea unui stalagmit pe un fundament de nisip este dificilă deoarece pentru cimentarea granulelor este necesară o mare cantitate de carbonat de calciu, ceea ce întîrzie creșterea.

În acest caz primul stadiu îl constituie formarea unei cupe, care are o margine radiară de calcit și care este adîncită în nisip sub forma unui peduncul cu un gol în fund. Primul observator al stalagmitelor dezvoltate în nisip și sub nisip — în peșterile carstului nostru — a fost M. BLEAHU, care le-a numit concrețiuni arenacee.

Forma stalagmitelor. Aspectul tipic al unui stalagmit este acela al unui trunchi de con. În afara acestora se mai cunosc următoarele forme:

a) Stalagmitele în formă de fus sau măciucă.

Dezvoltarea neuniformă a acestor formațiuni stalagmitice (mai subțiri la vîrful și baza formațiunei) se datorește împrejurărilor în care curenții de aer sînt mai slabi în bolta și pe podeaua sălii respective.

b) O formațiune stalagmitică rară este «stalagmitul etajat» descoperit în Peștera Măgura din Valea Sighiștelului. Creșterea laterală exagerată, precum și cele trei nivele de dezvoltare se datoresc faptului că această formațiune suferă inundații periodice, aflîndu-se pe fundul unui lac temporar.

c) Unele din formațiunile cele mai impresionante din peșteri sînt «stalagmitele lumînare». Ele se caracterizează prin diametrul lor mic (între 6—12 cm)

Institutul Geologic al României

faţă de înălţimea lor pronunţată, de la 80—260 cm. Tipice sînt în această privinţă formaţiunile din Gheţarul de la Scărişoara şi Peştera Coliboaia (Valea Sighiştelului).

În geneza acestor forme, cu o creştere aproape exclusiv ascendentă, se realizează un echilibru favorabil între cantitatea de apă de alimentare căzută pe vîrful



Fig. 1. — Aspectul caracteristic al suprafeţelor stalagmitelor «en cypre» (peştera de la Zece Hotare).

stalagmitului şi cea evaporată, excluzîndu-se astfel prelingerea apei în jos, pe corpul stalagmitului, care ar duce la îngroşarea cilindrului.

d) MARTEL a descris în avenul Armand din Franţa un gen de stalagmite numite «en cypre» (stalagmite palmier). Denumirea se datoreşte unor concreţiuni lamelare care părăsesc corpul stalagmitului de jur împrejur şi sînt îndreptate oblic în sus (fig. 1).

La noi în ţară stalagmitul «palmier» cel mai tipic a fost întîlnit în peştera Bătrînului (comuna Zece Hotare). Concreţiunile lamelare se explică prin faptul că

Institutul Geologic al României

stalagmitul primește o apă de alimentare care umectează ponderat și uniform trunchiul stalagmitului pînă la baza acestuia. Ridicarea apei pe lamele oblice se face cu ajutorul capilarității.

e) Cu totul rar stalagmitele se pot bifurca în porțiunea lor apicală. Aceste concrețiuni au fost denumite stalagmite divergente (6). Cauza bifurcării este de obicei devierea (mișcarea) stalagmitului de pe locul lui de creștere. În acest caz apa de alimentare își modifică punctul de cădere pe stalagmit, dînd naștere în cele din urmă unui braț secundar.

În peștera Huda lui Papară a fost descoperit un stalagmit de peste 2 m înălțime bifurcat la vîrf. Fenomenul a fost explicat ușor prin descoperirea a două surse de picături de apă.

Coloanele stalagmitice. Acestea sînt formațiunile care unesc bolta cu podeaua peșterii; ele pot fi de patru tipuri și anume:

1. Stalactostalagmitele sau coloanele care rezultă din unirea unui stalactit cu un stalagmit.

2. Stilolitele, adică coloanele mici, uneori formațiuni cristaliforme, a căror înălțime este între 3—60 cm.

3. Stalactitele-coloană reprezintă cazul unor stalactite care au coborît din tavan pînă în podea, dînd naștere unei coloane.

4. Stalagmitele-coloană sînt concrețiunea care se formează prin creșterea unor stalagmite pînă la atingerea bolții, fără să le corespundă stalactite în tavanul peșterii. (fig. 2).

Stalagmitul din fig. 2 s-a ridicat pînă la tavanul peșterii fără să întîlnească un stalactit corespunzător.

În ceea ce privește prezența stilolitelor în peșteri, acestea sînt de obicei formațiuni cristaliforme. Cele mai tipice au fost întîlnite de noi în peșterile Pojarul Poliței (Munții Bihor), Izvorul Tăușoarelor (Munții Rodnei) și Peștera Bădiței (Munții Pădurea Craiului).

Dimensiunea stalagmitelor. Pentru a aprecia mărimea unui stalagmit se ia în considerare înălțimea, diametrul și volumul formațiunei respective. În mod firesc există un raport direct între dimensiunea sălilor peșterii și mărimea stalagmitelor. În carstul nostru, cele mai mari stalagmite le întîlnim astfel:

a) Coloane: Peștera Ghețarul de la Vîrtop (M. Apuseni), Peștera Măgura, Peștera Meziad și Peștera de la Zece Hotare:

b) Stalagmite masive: Ghețarul de la Scărișoara, Pojarul Poliței, Peștera de la Comarnic, Meziad, Măgura.

Una din stalagmitele uriașe din peșterile noastre este aceea din Sala Mare a peșterii Pojarul Poliței. Coloane stalagmitice de peste 8 m înălțime sînt cunoscute

Institutul Geologic al României

în peşterile Măgura, Meziad şi Gheţarul de la Vîrtop. În ceea ce priveşte dimensiunea maximă a stalagmitelor, acestea pot ajunge pînă la o înălţime de 30 m (1).

Stalagmitele excentrice. Cauzele pentru care stalagmitele pot prezenta o deviere în creştere faţă de verticală sînt următoarele:

a) Devierile provocate de curenţii de convecţie, care favorizează printr-o



Fig. 2. — Stalagmite-coloană, crescută pînă la tavan fără să posede un stalactit corespunzător. Peştera Muierii (N Oltẽniei).

evaporare stimulată depunerea de CO_3 Ca într-o anumită direcţie sau parte a stalagmitului (stalagmite anemolite).

b) Stalagmite deviate din pricina deplasării locului de desprindere a picăturii din tavanul peşterii.

Institutul Geologic al României

Un detaliu al modului în care se deplasează picăturile care dau naştere unui stalagmit se poate observa în secţiunea unui început de stalagmit din Gheţarul de la Scărişoara.

c) Stalagmite deviate accidental, prin deplasarea suportului pe care se află stalagmitul sau prin ruperea şi sudarea unor coloane stalagmitice. Astfel de

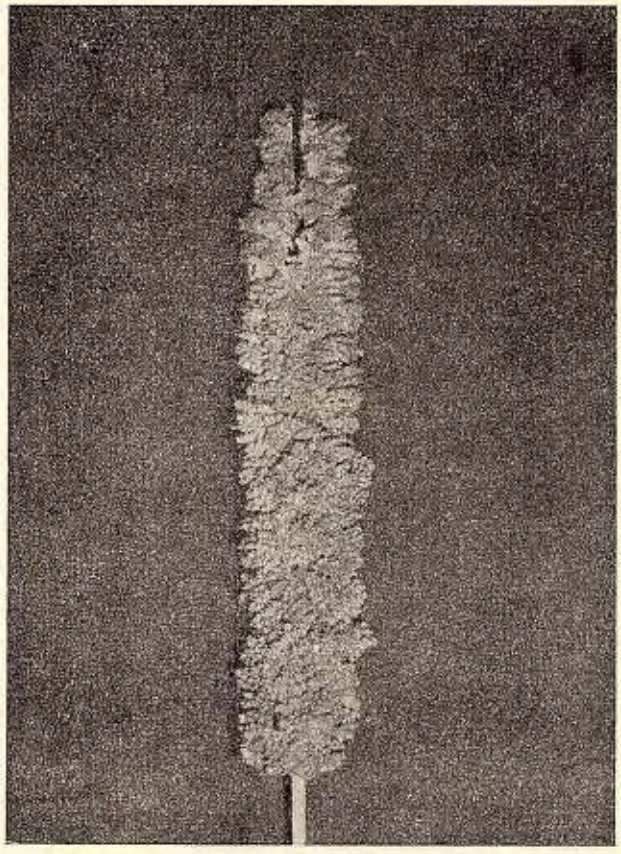


Fig. 3. — Stalagmit cu canal central (peştera Pojarul Poliţei). Se observă un creion introdus în canalul de la baza concreţiunii.

formaţiuni au fost întîlnite în peşterile: Izvorul Tăuşoarelor, Peştera Ialomiţei (6) Scărişoara, etc.

Devierea unor stalagmite puternic dezvoltate, îndeosebi în cazul b) poate merge pînă la obţinerea unei oblicităţi care să deplaseze centrul de greutate al formaţiunii în aşa fel încît să se producă răsturnarea acesteia.

Institutul Geologic al României

Stalagmitele cu canal central. Tipul acesta de stalagmite reprezintă cazul cel mai interesant şi rar din cîte am observat. Este vorba despre trei stalagmite perlate, formate dintr-o masă de concreţiuni coralite şi clusterite, descoperite de M. ŞERBAN în peştera Pojarul Poliţei (coridorul fanionului). Stalagmitele au dimensiunile: 105/33 mm, 350/65 mm şi 370/125 mm. În ordinea indicată, cele trei stalagmite au cîte un canal central de-a lungul lor, după cum urmează: 4 mm, 17 mm şi 13—15 mm (fig. 3).

În toate cazurile, canalele străbăt complet formaţiunea şi sînt tapisate concentric — centripet cu cristale de calcit. Acestea sînt singurele concreţiuni de acest fel semnalate pînă în prezent.

Pentru explicarea ciudatului fenomen facem următoarele ipoteze:

I. Grupul de coralite şi clusterite care s-a comasat dînd naştere stalagmitului, s-a depus în jurul unui vechi stalactit, care apoi a dispărut prin recristalizările ulterioare sau prin aportul unei ape de alimentare periodic deţinătoare de CO_2 liber, agresiv. Ipoteza este cea mai puţin probabilă şi lipsită deocamdată de probe.

II. Canalul a fost corodat ulterior, după naşterea stalagmitului, datorită apariţiei CO_2 liber, agresiv, în apa de alimentare. Potrivit observaţiilor făcute de F. TROMBE (4) în apa peşterilor apare şi CO_2 solvat îndeosebi « fizic » şi mai puţin chimic, adică sub formă de CO_3H_2, ceea ce ar putea veni în favoarea ipotezei noastre. Cristalograful W. PRINZ (2) a observat de asemenea că CO_2 agresiv poate ajunge la nivelul formaţiuilor stalagmitice cristaliforme, producînd perforaţia unor pereţi de calcit. Cu toate acestea şi această ipoteză îşi are contraaargumentele ei, cum ar fi:

a) Prezenţa cristalelor centripete din interiorul golului canalului central:

b) Traiectoria nu tocmai rectilinie a canalului central.

III. Este mai probabil ca concreţiunile să fie de origină capilară, datorită unei ape de alimentare de pe podeaua peşterii. În cazul acesta a avut loc o ridicare de masă stalagmitică care a fost un gol, ce reprezintă canalul central.

Cu prilejul observaţiulor noastre făcute între anii 1949—1958, pe locul acestor formaţiuni nu am observat niciodată vreo apă de alimentare care să se desprindă din tavan. Sîntem înclinaţi de aceea să admitem ultima ipoteză.

Vîrsta relativă a stalagmitelor. Cu toate că în general se evită. folosirea formaţiunilor stalagmitice ca elemente cronologice în determinarea vîrstei peşterilor, se pot face uneori constatări cu un rezultat oarecum relativ sau valabil numai pentru condiţiile şi cazul respectiv.

În privinţa stalagmitelor sînt interesante observaţiile făcute de MACSIMOVICI şi GOLUBOVA (1). Numărînd perechile de « inele » de carbonat de calciu din secţiunea unui stalagmit, adică inelul de culoare deschisă (din timpul iernii) şi

Institutul Geologic al României

cel colorat (din restul anului), autorii arată că s-a stabilit vîrsta unui stalagmit din peştera Kizelovsc la 2500 ani. Stalagmitul avea o dimensiune de 68 cm.

Este de asemenea interesantă descoperirea în anul 1951 a unui început de stalagmit pe terasamentul unei vechi linii de cale ferată îngustă în peştera Cioclovina. De la data aproximativă a ridicării liniei ferate, adică din momentul în care dezvoltarea concreţiunei a putut începe şi pînă la data ridicării eşantionului au trecut aproximativ 10 ani. În acest răstimp a avut loc: întîi cimentarea solului peşterii—în locul respectiv format dintr-un prundiş—, apoi formarea unui început de stalagmit avînd un aspect cu totul particular. Concreţiunea are un diametru maxim de 115 mm, iar grosimea crustei de calciu—deosebit de pur—variază între 0,5 mm şi 1 cm. Greutatea concreţiunii este de 259 grame, dintre care aproximativ 100 gr. reprezintă masa de calcit cristalizat. Cu alte cuvinte, în acest caz a avut loc o depunere de 100 gr calcit în timp de 10 ani.

Suma observaţiilor desprinse din peşterile amintite demonstrează că şi stalagmitele, asemenea stalactitelor, cristalelor sau perlelor de peşteră etc., prezintă probleme de cercetare variate şi noi.

BIBLIOGRAFIE

1. Macsimovici G. A., Gorbunova G. Karst permskoi ohlasti. *Permskoe knijne izdatelistvo*, Perm. 1958.
2. Prinz W. Les cristallisations des grottes de Belgique. Bruxelles, 1908.
3. Racovitza E. G. Observations sur la glacière naturelle dite « Gheţarul de la Scărişoara ». *Bul. Soc. Ştiinţe din Cluj*, III, 1927.
4. Trombe F. Traité de spéléologie. Payot 1952, Paris.
5. Viehmann I. Contribuţiuni la cunoaşterea formaţiunilor stalagmitice din peşteri. *D. S. Comit. Geol.* XLII, Bucureşti 1955.
6. Viehmann I. Descrierea unor formaţiuni stalagmitice din peştera Ialomiţei. *Comun. geol.-geogr. S.S.N.G.* 1957—1959, Bucureşti 1960.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ГЕНЕЗИСОМ И МОРФОЛОГИЕЙ СТАЛАГМИТОВ

И. ФИМАНН

(Краткое содержание)

Автор исследует особенности сталагмитов и объясняет их генезис. Описывает условия, при которых происходит цементирование кальцитом дна пещеры, появление «паразитных» конкреций типа кораллитов или клостери-

Institutul Geologic al României

тов, а также, появление натечных образований (апикальной чашечки) на верху сталагмитов.

В отношении морфологии сталагмитов автор приводит описание различных форм: веретена, расположенных ярусами свечь, пальмы, дивергенций и колонн.

В главе эксцентрических образований упоминаются анемолиты и аварийно отклоненные сталагмиты.

Сталагмиты с центральным каналом, обнаруженные в пещере Пожарул Полицей (Мунций Апусень) представляют обособленный род сталагмитовых образований. Автор приписывает их генезис силе связности и капиллярности воды на дне пещеры.

SUR LA GENÈSE ET LA MORPHOLOGIE DES STALAGMITES

PAR

I. VIEHMANN

(Résumé)

L'auteur traite des particularités des stalagmites et discute leur genèse. On décrit les conditions dans lesquelles ont eu lieu: la cimentation avec calcite du plancher de la caverne, l'apparition des concrétions « parasites » du type des coralites ou des « clusterites », ainsi que l'apparition de la coupe apicale au bout des stalagmites.

En ce qui concerne la morphologie des stalagmites l'auteur décrit les formes de fuseau, de cierge, de palmier, de colonne, ainsi que les formes étagées et divergentes. Au chapitre des formations excentriques sont mentionnées les anémolites et les stalagmites déviées accidentellement.

Les stalagmites à canal central découvertes dans la grotte Pojarul Poliţei (Monts Apuseni) représentent un genre spécial de formations stalagmitiques. Leur genèse est attribuée aux forces d'adhésion et de capillarité de l'eau du plancher de la grotte.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

Pag.

AURELIAN M., FILIPESCU M. N. Separarea cromatografică a acidului clorhidric gazos de clorul molecular 395

BERBELEAC I. Contribuţiuni privind cunoaşterea aparatului vulcanic de la Uroi (Munţii Metaliferi) 31

CIOCÂNELEA R. Asupra situaţiei geologice a corpurilor eruptive din regiunea Deva . . . 57

CONEA ANA, FLOREA N. Solul castaniu (maroniu) de păduri xeroterme şi şibleacuri, un nou sol pentru R.P.R. 245

CONEA ANA, VOLOVICI C., MUCENIC IULIA, NIŢU I. Solurile cîmpiei şi dealurilor Oradiei . . 277

DIMITRESCU R. Notă asupra unor roci eruptive din Cristalinul Bîcului (Codrului) 97

DIMITRIU AL. Consideraţii asupra determinării humusului din sol 351

DIMITRIU AL. Studiul asupra preciziei metodelor gazometrice şi gaz-absorbtive de determinare a bioxidului de carbon, folosite în analiza carbonaţilor şi carbonului organic. I. Metodele gazometrice, cu privire specială la metoda Scheibler . . 377

DINCĂ AL., NĂSTĂSEANU S. Contribuţiuni la cunoaşterea Hauterivianului din zona Reşiţa — Moldova Nouă (Banat) 141

DRĂGHICI C. Structura geologică a platoului Mehedinţi între Izverna—Cloşani—Padeş—Baia de Aramă—Ponoare 203

FLOREA N., CONEA ANA. Solul castaniu (maroniu) de păduri xeroterme şi şibleacuri, un nou sol pentru R.P.R. 245

FLOREA N., MUICĂ N. Observaţii pedologice generale în podişul Sucevei 337

FILIPESCU M. N., AURELIAN M. Separarea cromatografică a acidului clorhidric gazos de clorul molecular 395

GHERASI N. Pînza getică în partea orientală a munţilor Godeanu 69

HUICĂ I., TURCULEŢ L. Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între V. Şuşiţa şi V. Motrului (nord-vestul Depresiunii getice 103

ILIE MIRCEA. Contribuţii la cunoaşterea tectonicei munţilor Apuseni 13

ILIESCU O., SEMAKA AL. Contribuţiuni la cunoaşterea Rheto-Liasicului din împrejurimile Mehadiei 113

IOSOF V. Determinarea polarografică a fierului şi manganului din soluri şi sedimente . . . 369

ISTOCESCU D., NIŢĂ PION P. Despre raporturile dintre Sedimentarul Bilbor-Secu şi Eruptivul din vest 41

KUSKO M., SĂNDULESCU JANA, SĂNDULESCU M. Structura geologică a părţii de NW a munţilor Buzăului şi a părţii de SW a Munţilor Vrancei 121

MIRĂUŢĂ O. Stilul tectonic al flişului marginal şi al molasei subcarpatice în regiunea Piatra Neamţ 47

MUCENIC IULIA, CONEA ANA, VOLOVICI C., NIŢU I. Solurile cîmpiei şi dealurilor Oradiei . . 277

MUICĂ N., FLOREA N. Observaţii pedologice generale în podişul Sucevei 337

MUNTEANU I., OANCEA C. Solurile interfluviului Ialomiţa—Călmăţui 261

Institutul Geologic al României

MUTIHAC V. Asupra prezenței Norianului în Dobrogea de nord 197
NĂSTASE MARIA, OPRESCU ANGELA. Studiul posibilităților de prepararea minereului sărac de fier de la Ruschița 323
NĂSTĂSEANU S., DINCĂ AL. Contribuțiuni la cunoașterea Hauterivianului din zona Reșița—Moldova Nouă (Banat) 141
NIȚĂ PION P., ISTOCESCU D. Despre raporturile dintre Sedimentarul Bilbor-Secu și Eruptivul din vest 41
NIȚU I., CONEA ANA, VOLOVICI C., MUCENIC IULIA. Solurile cîmpiei și dealurilor Oradiei . . 277
OANCEA C., MUNTEANU I. Solurile interfluviului Ialomița—Călmățui 261
OPRESCU ANGELA, NĂSTASE MARIA. Studiul posibilităților de prepararea minereului sărac de fier de la Ruschița 323
PAVELESCU L., PAVELESCU MARIA. Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani—Muntele Oslea 153
PAVELESCU L., PAVELESCU MARIA. Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana—V. Bistrița 177
PAVELESCU MARIA, PAVELESCU L. Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani—Muntele Oslea 153
PAVELESCU MARIA, PAVELESCU L. Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana—V. Bistrița 177
POPESCU MIRON. Prospecțiuni seismice-reflecție în regiunea Treisate (Cioc) 237
PREDEL FL. Raionarea pedo-geografică a regiunii cuprinse între Piatra Neamț—Roman—Mogoșești—Oșlobeni—Piatra Neamț 305
RAFALET ANGELA. Studiul geologic și petrografic al Cristalinului dintre Avram Iancu, Vf. Găina și Bulzeștii de Sus (Bihorul sudic) 83
RAFALET ANGELA. Notă asupra rocilor eruptive neogene de la Caraci (Munții Metaliferi) . 225
SĂNDULESCU JANA, SĂNDULESCU M., KUSKO M. Structura geologică a părții de NW a munților Buzăului și a părții de SW a Munților Vrancei 121
SĂNDULESCU M., SĂNDULESCU JANA, KUSKO M. Structura geologică a părții de NW a munților Buzăului și a părții de SW a Munților Vrancei 121
SEMAKA AL., ILIESCU O. Contribuțiuni la cunoașterea Rheto-Liasicului din împrejurimile Mehadiei 113
TODOR D. Determinarea calciului, sodiului și potasiului cu ajutorul fotometrului cu flacără și interferențele reciproce în analiza extraselor din solurile necarbonate . . . 289
TURCULEȚ L., HUICĂ I. Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între V. Șușița și V. Motrului (nord-vestul Depresiunii getice) 103
VOLOVICI C., CONEA ANA, MUCENIC IULIA, NIȚU I. Solurile cîmpiei și dealurilor Oradiei 277
VIEHMANN I. Despre geneza și morfologia stalagmitelor 407

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA 60846

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Redactor: Mircea D. Ilie
Tehnoredactor: G. Cazaban, L. Fote, A. Riman
Translatori: C. Missir, V. Untul
Ilustrația: I. Petrescu

Dat la cules 31 VII 1962. Bun de tipar 6 II 1963. Tiraj 1550 ex. Hîrtie velină de 45,5 gr/m.p. Ft. 70×100. Coli de tipar 21. Com. 923
Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058

Tiparul executat la Întrepinderea Poligrafică nr. 4,
Cal. Şerban Vodă nr. 133-135, Bucureşti—R.P.R.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României