

B. I. G.

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. XLV
(1957 — 1958)



BUCUREȘTI
1962



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE

ȘEDINȚELOR

VOL. XLV
(1957 — 1958)



BUCUREȘTI
1962



Institutul Geologic al României

DAȚI DE SEAMĂ
SEDIMENTELOR

VOL. XLV
1966



Institutul Geologic al României

PARTEA ÎNTÎIA
SUMARUL ȘEDINȚELOR



Institutul Geologic al României

ANUL 1971
NUMĂRUL 1



Institutul Geologic al României

SUMARUL ȘEDINȚELOR

Ședința din 22 noiembrie 1957

Prezidează: Acad. Prof. G. MURGEANU.

- LIVIU CONSTANTINESCU. — Congresul de geodezie și geofizică de la Toronto ¹⁾.
- I. BĂNCILĂ și V. C. PAPIU. — Asupra litologiei sedimentelor cretacice din anticlinalul Cîrnu — Valea Țiganilor (regiunea Bicaz). I. Complexul inferior (p. 13).

Ședința din 29 noiembrie 1957

Prezidează Acad. Prof. G. MURGEANU.

- I. V. A. PRIKLONSKI. — 1. Principalele legi de formare a apelor subterane în depresiunile intramuntoase din regiunile aride, stabilite în Cîmpia transcaucaziană de est. 2. Studiu inginero-geologic al argilelor ¹⁾.

Ședința din 6 decembrie 1957

Prezidează: Prof. MIRCEA D. ILIE.

- CORIOLAN STOICA. — Considerații privind stratigrafia Neogenului din Valea Buzăului (p. 37).
- HARALAMBIE SAVU. — Asupra unor iviri de roce ultrabazice din partea centrală a geosinclinalului Mureșului (p. 59)

Ședința din 9 decembrie 1957

Prezidează: Acad. Prof. G. MURGEANU.

- CIUKROV F. — Zonalitatea zăcămintului de molibden de la Kounrad (Kazahstan) ¹⁾.

¹⁾ Expunere verbală.



Ședința din 13 decembrie 1957

Prezidează: Acad. Prof. G. MURGEANU.

- RADU DIMITRESCU. — Cercetări geologice în regiunea Șiria (p. 75).
- OSCAR MAIER. — Geologia și petrografia masivului Hudin (Munții Țibleș) (p. 89).

Ședința din 17 ianuarie 1958

Prezidează: Prof. MIRCEA D. ILIE.

- I. BĂNCILĂ și V. C. PAPIU. — Asupra litologiei sedimentelor cretacee din anticlinalul Cîrnu — Valea Țiganilor (regiunea Bicaz). II. Complexul superior (p. 115)

Ședința din 24 ianuarie 1958

Prezidează: Prof. D. GIUȘCĂ.

- D. CONSTANTINOFF. — Contribuții la studiul geologic și petrografic al banatitelor din Masivul Bocșei — Ariniș (Banat)¹⁾.
- AL. COSTAFORU. — Studiul proprietăților magnetice ale rocilor, sursă de informații geologice²⁾.

Ședința din 31 ianuarie 1958

Prezidează: Acad. Prof. G. MURGEANU.

- E. LITEANU. — Aspectele generale ale stratigrafiei Pleistocenului și genetice reliefului din Cîmpia română³⁾.
- E. LITEANU. — Prezentarea hărții Cuaternarului din R.P.R., scara 1:1.000.000¹⁾.

Ședința din 14 februarie 1958

Prezidează: Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU.

- CORNELIU IONESCU. — Cercetări geologice și petrografice în Cristalinul Munților Bihor (Biharia)⁴⁾.
- DRAGOMIR ROMANESCU. — Prospekțiuni magnetice în Valea Leuca (Bihor) (p. 233).

¹⁾ Expunere verbală.

²⁾ A apărut în revista *Petrol și Gaze*, nr. 1, ianuarie 1958.

³⁾ A apărut în *Com. Geol. St. tehn. econ.*, seria E, nr. 5, București 1961.

⁴⁾ Va apare în *An. Com. Geol.*, XXXII, 1962.



Ședința din 28 februarie 1958

Prezidează: Acad. Prof. G. MURGEANU.

— ST. COMEAGĂ. — Cercetări geologice în regiunea dintre Buzău și Bîscă Mare (p. 131).

— ȘT. AIRINEI. — Efectul geomagnetic al unor iviri de roce eruptive din Carpații orientali din Muntenia și Transilvania (p. 243)

Ședința din 7 martie 1958

Prezidează: Acad. Prof. G. MURGEANU.

— D. RĂDULESCU, AL. VASILESCU, S. PELTZ. — Cercetări geologice în partea de sud și est a Munților Gurghiu (p. 145).

Ședința din 14 martie 1958

Prezidează: Acad. Prof. G. MURGEANU.

— MIRON POPESCU. — Prospecțiuni seismice-reflecție în regiunea Blaj — Sibiu (p. 255).

Ședința din 21 martie 1958

Prezidează: Prof. ȘT. GHIKA-BUDEȘTI.

— HARALAMBIE SAVU. — Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din Masivul Drocea ¹⁾.

— LAZĂR F. LAZĂR. — Cercetări geologice tehnice asupra Carstului din regiunea Anina (Banat) ²⁾.

Ședința din 28 martie 1958

Prezidează: Acad. Prof. G. MURGEANU.

— TRAIAN BĂCIOIU. — Cercetări gravimetrice în Moldova de Sud (p. 271).

— GOGU PÎRVU. — Date geologice tehnice asupra gabbrourilor de la Iuți (p. 161).

Ședința din 4 aprilie 1958

Prezidează: Prof. MIRCEA D. ILIE.

— A. SEMAKA. — Asupra Reticului de la Bigăr (Banat) (p. 173).

— FL. MARINESCU, JOSEFINA MARINESCU. — Contribuții la studiul Miocenului din bazinul Bahna — Orșova și culoarul Balta — Baia de Aramă (p. 177).

¹⁾ Va apare în *An. Com. Geol.*, XXXII, București 1962.

²⁾ Va apare în *Com. Geol. Stud. tehn. geol.*, seria E, nr. 6, București 1962.



Ședința din 11 aprilie 1958

Prezidează: Acad. Prof. G. MURGEANU.

— V. ȚANCOV. — Stratigrafia Cretacului din Bulgaria¹⁾.

Ședința din 15 aprilie 1958

Prezidează: Prof. MIRCEA D. ILIE.

— P. CIORNEI. — Cercetări geologice și petrografice în bazinul superior al Vaserului (Maramureș)¹⁾.

— I. MARINESCU. — Observații geologice asupra zonei tunelului Teliu (p. 199).

Ședința din 18 aprilie 1958

Prezidează: Prof. MIRCEA D. ILIE.

— E. LITEANU. — Cercetări geologice și hidrogeologice în Cîmpia română de NE¹⁾.

Ședința din 25 aprilie 1958

Prezidează: Prof. MIRCEA D. ILIE.

— OVIDIU ILIESCU. — Contribuții la cunoașterea Tortonianului din regiunea Maialan — Oravița²⁾.

— I. TREIBER. — Geologia Harghitei de NE cu privire asupra problemei caolinei³⁾.

Ședința din 6 mai 1958

Prezidează: Acad. Prof. AL. CODARCEA.

— MIRCEA PAUCĂ. — Referat asupra lucrării: « La terra e la vita » de Orlando Vecchia (Colecția « II Prisma », Milano 1957) (p. 213).

— I. BERCIA și E. BERCIA. — Contribuții la studiul serpentinitelor din Banatul de Sud⁴⁾.

¹⁾ Expunere verbală.

²⁾ Va apare în *Com. Geol. Stud. tehn. econ.*, seria A, nr. 6.

³⁾ Va apare în *An. Com. Geol.* XXXII, București 1962.

⁴⁾ A apărut în *Studia Universitatis Babeș-Bolyai*, seria II (*Geol. — Geogr.*), fase. 1, Cluj 1959.



Sedinta din 9 mai 1958

Prezinta: Prof. M. G. Păcurariu.

- J. Vălcoviciu - Probleme de cercetare din geografia de la Bucureşti (p. 115).
- E. Vasilescu - Cercetări geologice asupra vâlei Buzăi şi Prahovei¹.

Sedinta din 17 mai 1958

Prezinta: Prof. Mircea G. Păcurariu.

- E. Vasilescu - Cercetări geologice şi paleontologice în partea centrală a Munţilor Buzăi (p. 116).

Sedinta din 19 iunie 1958

Prezinta: Acad. Prof. G. Mădăraş.

- E. Vasilescu - Noi noi date geologice din zona Buzăi.
- G. Mădăraş - Cercetări geologice asupra ariei geologice, cu unele date asupra structurii de relief din zona Buzăi.

Sedinta din 25 iunie 1958

Prezinta: Prof. D. Ciocă.

- E. Vasilescu - Probleme metodologice şi organizatorice din domeniul cercetării şi de relief.

1. Vasilescu, E.



Institutul Geologic al României

1972-1973

1974-1975

1976-1977

1978-1979

1980-1981

1982-1983

1984-1985

1986-1987

1988-1989

1990-1991

1992-1993

1994-1995



**PARTEA A DOUA
TEXTUL COMUNICĂRILOR**



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI
BUCUREȘTI, ROMANIA



Institutul Geologic al României

ASUPRA LITOLOGIEI SEDIMENTELOR CRETACICE DIN ANTICLINALUL CÎRNU — VALEA ȚIGANILOR (REGIUNEA BICAZ)

I. COMPLEXUL INFERIOR¹⁾

DE

I. BĂNCILĂ și V. CORVIN PAPIU

I. Considerațiuni generale geologice

În geologia Flișului carpatic, Cretacicul inferior în faciesul de Șisturi negre constituie un material important pentru rezolvarea a numeroase probleme stratigrafice și tectonice, supuse încă unor interpretări variate. Considerate mult timp de vîrstă exclusiv barremiană (G. MACOVEI, I. ATANASIU) și mai apoi senoniană (D. M. PREDA, I. BĂNCILĂ, M. FILIPESCU, etc,) s-a ajuns, prin fosilele descoperite în stratele de Spass-Dobromil (valea superioară a Nistrului), să li se stabilească vîrsta cretacic-inferioară, de la Barremian pînă la Albianul inferior (B. KOKOSZINSKA (7).

Întemeiat pe forme recoltate, între 1951—1952, din Șisturile negre de la Covasna, cum și pe formele recoltate anterior de Fr. HERBICH din aceeași regiune, M. FILIPESCU acordă Șisturilor negre o vîrstă larg comprehensivă, în sensul că încep cu Infravalanginianul și se continuă fără întrerupere pînă la Cenomanianul inferior (6).

În 1951 și 1952, I. BĂNCILĂ afirmă pentru Șisturile negre dintre Suceava și Buzău o vîrstă care poate coborî în Valanginian și urca pînă în Albianul inferior. Limitarea la Albianul inferior este justificată prin prezența formei *Neohibolites minimus* LIST. în argilele roșii care acoperă ultimul orizont al Șisturilor negre în regiunea Spass și în valea Siriului — Buzău. Această vîrstă corespunde tuturor

¹⁾ Comunicare în ședința din 22 noiembrie 1957.



aparițiunilor de Șisturi negre, inclusiv a celor din anticlinalul Streiu — V. Putnei, atribuite Senonianului.

În ceea ce privește orizontarea Șisturilor negre, ea se prezintă astfel: un orizont bazal format din argile șistoase negre, dure, cu concreționări sferosideritice (cca 120 m); un orizont de argile șistoase negre, în alternanță cu marne calcaroase, calcare negre-cenușii și gresii fine calcaroase (cca 120 m); un orizont de gresii uneori silicioase, compacte, mai des calcaroase micacee cu glauconit (cca 60 m).

Aspectul general dur al acestor roce a dat impresia exagerată de complex silicios. În fapt, silicea este destul de rară.

Această succesiune suferă modificări în sensul că orizontul șistos invadează în cel greso-șistos și apoi în cel greso-glauconitic, cu atât mai mult cu cât se consideră aparițiuni situate spre exteriorul Flișului. Ultimele iviri (Streiu și Sărata) sînt argilo-șistoase pînă la nivelul cel mai înalt.

În ceea ce privește aparițiunile Șisturilor negre, ele iau următoarele aspecte:

Sub forma unei benzi de lățime variabilă, dar neînteruptă, din V. Sucevei (și mai la nord din Cernahora) pînă în valea Siriului (unitatea Audia);

Sub forma unor anticlinale majore în cuprinsul subunității mediane (Poiana Uzului—Ojdula—Voinești) sau la marginea ei de est (V. Țiganilor, Cîrnu);

Sub forma de lame la fruntea pînzei medio-marginale (P. Lupchianul — Oituz).

Sub forma unor anticlinale majore, probabil desrădăcinate, în unitatea externă (Streiu pe V. Putnei și V. Doamnei — Sărata pe Bistrița).

În unitatea Audia cele trei orizonturi amintite se pot distinge clar, dar este de observat că ele nu au o dezvoltare riguros constantă. Astfel, orizontul superior al gresiilor glauconitice capătă dezvoltarea mai mare spre N, ajungînd să formeze în Bucovina mici masive.

În unitatea medio-marginală gresiile sînt reduse la 15—20 m, în timp ce în zona externă lipsesc, locul lor fiind luat de argilele negre, șistoase.

Fiecare dintre aparițiunile menționate se raportează la cîte o unitate geologică distinctă, relevînd continuitatea pe mare întindere a faciesului argilo-șistos negru. Spre nord (în Ucraina subcarpatică și în Carpații polonezi), Șisturile negre, cu unele mici deosebiri de facies, se mențin pînă în regiunea Teschen, unde iau parte la formarea pînzelor sileziene, și în bazinul superior al Nistrului — Sambor, unde apar în condiții comparabile cu cele de la Cîrnu și Straja.

Spre sud faciesul negru al Cretacului trece în faciesul cenușiu. Schimbarea de facies are loc aproximativ de la meridianul Covasna — Zăbala spre W și este în legătură cu uniformizarea bazinului de sedimentare.

Referitor la caracterele petrografice ale Șisturilor negre prof. G. MACOVEI a relevat natura lor în general argiloasă și silicioasă (8). A considerat totodată culoarea



neagră ca provenită exclusiv din prezența substanțelor bituminoase și a atribuit șisturilor calitatea de roce surse de petrol.

Bazat pe prezența elementelor « exotice » (granodiorit cu feldspat roz, cuarțite, șisturi verzi), M. FILIPESCU consideră Șisturile negre ca depuse pe un fundament extracarpatic compartimentat prin fracturi, de-a lungul cărora au avut loc erupțiuni submarine, cu caracter neutru sau bazic. Aceste erupții alimentau apele cu mari cantități de cenușe vulcanică. Sub acțiunea alterării chimice și a organismelor, din materialul cineritic s-au pus în libertate mari cantități de silice, oxizi de fier și oxizi de mangan. Aceștia ar fi contribuit la impregnarea sedimentelor, dându-le culoarea neagră și conținutul în concrețiuni sferosideritice.

Pentru lămurirea condițiilor paleogeografice în care s-au acumulat materialele pentru Șisturile negre am ales deocamdată ivirile de la Cîrnu și din Valea Țiganilor, care oferă o succesiune mai clară.

Localitatea Cîrnu este situată pe stînga văii Bistriței, la cca 5 km amonte de confluența cu V. Bicazului. Valea Țiganilor este afluenta pe dreapta a Văii Largu-Bobteni, la rîndul ei afluentă a văii Bistriței pe dreapta, la Poiana Teiului (vezi pl. I).

Între aceste două puncte și mai la S, pînă la Straja (aval de confluența cu Tarcăul, la cca 5 km), Șisturile negre apar sub forma unui important anticlinoriu, care limitează la E marea zonă sinclinală a Paleogenului median. Întrucît de la Cîrnu spre N are loc scufundarea sincliniului paleogen și avansarea Șisturilor negre din unitatea Audia, anticlinoriul Cîrnu se apropie de linia de încălecare Audia, astfel că în V. Țiganilor este depășit de aceasta. Rezultă că cele două aparițiuni se situează pe același element structural major, astfel că studierea lor într-un singur lot întărește concluziile trase.

Între Straja și Cîrnu anticlinoriul este format din trei solzi în care se repetă succesiunea următoare: Șisturi negre, cca 250 m, argile vîrgate cu intercalații de cinerite, cca 12 m, calcare vișinii și cenușii, cca 20 m, calcare dure în plăci, cca 30 m, gresii centimetrice intercalate cu marne vinete cu dungi roșietice și marno-calcare vinete, cca 60 m. La Straja se adaugă un al patrulea solz care se detașează spre NE. În V. Țiganilor apare un singur solz, care se afundă repede către N (la confluența cu P. Pătru-Vodă). Probele pentru analiză s-au recoltat din taluzul șoselei de acces la barajul Izvorul Muntelui și din Valea Țiganilor (pl. II, fig. 1, 2).

Probele s-au luat separat pentru Șisturile negre și pentru succesiunea calcaroasă, superioară lor. Limita dintre cele două complexe s-a considerat partea inferioară a argilelor roșii cu intercalații cineritice (Albian superior).

În cele de mai jos se face descrierea complexului inferior al Șisturilor negre propriu zise, urmînd ca într-o lucrare viitoare să se descrie complexul superior, marnocalcaros, cu piroclastite în bază.

Stratigrafic complexul inferior se poate echivala cu succesiunea Strate de Sinaia — Strate de Bistra — Strate de Ceahlău, din Flișul vest-intern.



II. Considerațiuni generale petrografice

Seria Șisturilor negre de pe Valea Țiganilor și din anticlinalul Cîrnu (Bicaz) este rezultatul unei sedimentări microclastice continue, întreruptă local de « episoade » organo-chimice; cu acestea corespund, în foarte multe cazuri, aporturi de material epiclastic mai grosier. Caracterul seriei este preponderent argilos, în subsidiar aleuritric, rocele mai frecvente fiind șisturile argiloase sau argilo-marnoase urmate de argilite și aleurolite. Principalul component este deci argila care, în foarte multe cazuri, rămîne cu exclusivitate. Ea este urmată de materialul detritic de dimensiuni aleuritice (în genere alfititic) care ajunge uneori pînă la granule psamitice și, în mod cu totul excepțional, la dimensiuni peste 1 mm (psefitice fine). Urmează carbonatul de calciu care participă în cantități variabile și imprimă rocelor uneori caracterul carbonatat, marnos pînă la calcaros. El este rezultatul, în primul rînd, al unei precipitări chimice și, în mod secundar, al unei participații organogene. Silicea, sub forma sa biochimică de calcedonită, apare destul de rar în comparație cu materialele precedente și în orizonturi bine definite, unde poate fi elementul dominant.

Întreaga serie a Șisturilor negre de pe Valea Țiganilor și din anticlinalul Cîrnu poate fi, așa dar, derivată din amestecul a patru componenți mineralogici, dintre care unul se situează în grupa mineralelor secundare (argila), două sînt de natură chimică (silicea și calcarul) și unul are caracterul primar (materialul detritic).

În afară de acești componenți principali, la alcătuirea sedimentelor mai participă o serie de componenți minerali accesorii, cu importanță mai ales calitativă, în care se reflectă evoluția caracterelor geochimice ale domeniului de acumulare (oxizi, glauconit, clorite, carbonați, sulfură de fer, substanță organică). Local, datorită îmbogățirii în fier, au loc concreționări cu acumulare masivă de carbonați (sideroză) sau de pirită.

Înainte de a trece la examinarea petrogenezei seriei, este necesar să precizăm că depozitele argilitice propriu zise (conținînd mici adaosuri carbonatate și detritice fine) sînt cantitativ de 10—20 ori mai abundente decît sedimentele cu caractere carbonatate, silicioase sau detritice, care reprezintă depuneri periodice cu caractere specifice, impuse de condițiuni ce se repetă la intervale de timp foarte diferite, ceea ce reiese din dezvoltarea succesiunii argiloase ce le desparte (de 2 pînă la 20 ori mai mare). Durata acestor condiții, reflectată în grosimea sedimentelor caracteristice rezultate (10—150 cm), este deasemeni extrem de variată.

Dată fiind heterogeneitatea seriei, pentru lămurirea condițiilor litogenetice este necesar să examinăm fiecare dintre componenți, sub raport mineralogenetic, în funcție de lito-și biofacies, introducînd aci și noțiunea lui PUSTOVALOV de « facies geochimic », rezultată din condițiile fizico-chimice ale mediului de sedimentare.



III. Considerațiuni mineralogenetice (pl. II, fig. 3, 4)

1. *Argila*. După cum am menționat, cel mai de seamă component al seriei Șisturilor negre din profilul cercetat este argila, care se individualizează în șisturi argiloase și argilite, mai mult sau mai puțin carbonatate. Leitmotivul seriei sînt șisturile de culoare cenușie pînă la neagră, cu grosimi elementare în majoritate sub 3 mm, dar ajungînd uneori pînă la 5 cm. Nu poate fi vorba despre o succesiune regulată în grosimea stratelor și șisturilor, ci mai mult despre o predominare, mai ales în partea inițială și mediană a profilului din V. Țiganilor, a șisturilor propriuzise. Microscopul arată în genere o masă fină cu culori scăzute de birefrigență, în care apar adeseori, orientîndu-se pe direcția șistozității, minerale epigenetice: sericit și clorit. Mineralele argiloase din componența rocilor argilitice nu au putut fi determinate din lipsa de analize chimice raționale, curbe termice diferențiale sau studii cu raze X.

Extrasul clorhidric executat asupra cîtorva probe arată cantități mai ridicate de argilă decît cele pe care le putem estima la microscop. Astfel este de ex. argilitul marnos (eș. 3) de la începutul profilului din V. Țiganilor care, deși la microscop pare alcătuit din calcar în mare cantitate, conține un procent foarte ridicat de argilă (cca 60%). Asupra acestui caz vom reveni.

Aportul masiv de substanțe argiloase îl punem pe seama unei intense alterări chimice pe aria continentală de origine, înlesnită de un climat umed dar nu prea cald, și nu pe seama unei sedimentări de adîncime. Aceasta se deduce din prezența în serie a rocilor detrito-silico-calcaroase, cum și din alte considerente ce vor fi expuse mai jos. Culoarea cenușie pînă la neagră este impusă de materia organică și de hidrotrilitul ce se asociază în proporții diferite, în funcție de condițiile faciale geochimice. De la argilitele curate și pînă la rocele marnoase și carbonatate există aproape toate stadiile intermediare, rezultate din asocierea, în proporții foarte variate, a argilei cu carbonatul de calciu. Așa cum se va arăta, cantitatea maximă de CaCO_3 este de 50% în eş. 4, corespunzînd în clasificarea lui CORRENS (5) unei marne tipice. În seria argiloasă propriu zisă, marnele au o dezvoltare minoră, ele apărînd mai cu seamă, odată cu schimbarea de moment a condițiilor de sedimentare, la anumite nivele. Desigur că sedimentarea aceasta microclastică are loc în mod continuu în toată seria Șisturilor negre. La nivelele menționate ea este însă mascată de dezvoltarea masivă și mai mult sau mai puțin bruscă a organismelor.

O cantitate redusă de argilă, după confruntarea datelor planimetrice cu reziduul clorhidric, a fost găsită într-un sediment detritogen, parțial silicificat (eș. 6a), din partea mediană a profilului de pe V. Țiganilor, în care materialul detritic constituie 45%, silica cca 30%, carbonatul 16%, iar argila prin diferență 10% din masa roci. Cantitatea minimă se găsește însă în calcarul (eș. 14 a, sub 10%) și în silicolitul (eș. 13, sub 5%) analizate chimic. Evident că nu este vorba despre o încetinire a



sedimentării argiloase, ci despre o mascare aparentă a acestora prin abundența materialului detritic și organogen, cum și prin intervenția soluțiilor epigenetice.

2. *Carbonatul de calciu*. Acest component chimic are origine atât biotică cât și anorganică. În prima categorie se situează în primul rând calcitul rezultat din acumularea scheletelor organice planctonice și bentonice care, în unele cazuri (gura pîrîului Țiganilor și alte depozite din interiorul profilului), alcătuiesc local pînă peste 80 % din masa roci (eș. 14d). Caracterul acestor schelete este adeseori parțial pînă la total șters de diagenază, astfel că între carbonatul de calciu organogen și cel precipitat sau diagenetic nu se poate stabili o deosebire tranșantă și deci evaluarea sa procentuală pe criterii genetice nu se poate face. A doua categorie biogenă este calcarul de natură bacteriană, produs intermediar în reducerea sulfatilor, proces ce are loc în prezența materiei organice, conducînd la monosulfura de fer coloidală, cum și pe cel rezultat din acțiunea bacteriilor denitrificante și de descompunere, cu formarea hidratului de amoniu. Aceasta este, după părerea noastră, originea celei mai mari părți din carbonatul de calciu din șisturile și argilitele marnoase, mai ales acolo unde în marnă nu se recunoaște aportul direct al organismelor. Acest carbonat alcătuiește amestecuri intime cu argila (marne). Întrucît argilitele nu-și găsesc un termen corespunzător carbonatat, care ar corespunde celui de marnă, vom utiliza pentru aceste tipuri de roci denumirea de argilite calcaroase sau carbonatate. Asupra participării directe și indirecte, cum și asupra aporturilor biotice de calcit vom reveni în capitoul următor.

În fine, ultima formă a carbonatului de calciu este cea anorganică, produs al diagenzei penecontemporane sau al epigenezei. Este remarcabilă înlocuirea masivă cu carbonat de calciu a silicei organice din unele orizonturi, mai ales în baza seriei. Depozitul cu material detritic de aci este alcătuit din cca 75 % resturi de organisme, dintre care majoritatea sînt resturi de forme silicioase calcitizate. Se recunosc spiculi globulari de Spongieri mono- și tetraxoni, cum și Radiolari (genurile: *Coenosphaera*, *Lithocampe*, spiculi de *Collodaria*). Abia 10 % din resturile de schelete organice sînt de organisme calcaroase (fragmente de Brachiopode, plăci de Crinoide sau de Echinoide în curs de glauconitizare). În rocele calcaroase și silicioase se recunosc adeseori romboedri de calcit, idiomorfi și clari, incluși uneori chiar în masa spiculilor și de obicei dispuși de-a lungul acestora. Alteori, centrul acestor fragmente scheletice se umple cu calcitul care nu interesează periferia, după cum se recunosc și cazuri în care situația este inversă, calcitizîndu-se numai zona exterioară a spiculilor.

În partea mediană a profilului din Valea Țiganilor recristalizarea calcitului conduce pînă la calcare mediu cristaline, în care materialul organogen mai poate fi uneori recunoscut (Foraminifere, fragmente de Crinoide și Lamellibranchiate), cum este cazul unui banc de 30 cm (eș. 14 a) care, după cum am spus, conține cantitatea maximă de CaCO_3 .



În clasificarea lui CORRENS (5) majoritatea rocilor carbonatate se situează în partea dreaptă a diagramei, corespunzând în genere unor argilite carbonatate și arareori unor marne propriu zise. Dacă local concentrarea carbonatului de calciu poate constitui pînă la 83% (eș. 3), datorită acumulării scheletelor organice, cantitatea globală de carbonat este în general scăzută, arătînd că rocele corespund cel mult unor argilite slab carbonatate.

3. *Silicea*. Ne referim numai la silicea de origine chimică, provenită din materialul silicios originar organogen, rezultat din recristalizarea opalului spiculiilor de Spongieri și din Radiolari, cum și din precipitarea silicei aflate în soluție în urma dizolvării acestor resturi. Apare sub forma de calcedonită fibroasă, urmînd conturul vechilor resturi organice sau înlocuind diagenetic calcitul.

În partea de la început a profilului (Gura Văii Țiganilor, eș. 3) resturile organice silicioase sînt total calcitizate și nu întîlnim nici o urmă de calcedonită, roca alcătuiind doar un banc de 40 cm, format la rîndul său din strate elementare, groase de 3—4 cm fiecare și flancat de șisturi argiloase cu grosimi de 2 și 4 cm. Este locul să ne întrebăm în acest caz unde a migrat silicea antrenată de diagenază? Dacă procesul ar fi fost epigenetic, silicea ar trebui găsită în rocele înconjurătoare, ceea ce nu se constată. Este probabil însă că procesul a fost penecontemporan, impus de o alcalinizare avansată a apei, provocată la rîndul său de descompunerea masivă de substanță organică, și că apoi silicea a fost antrenată de curenți, pierzîndu-se prin diluțiune în apa marină. Roca de aci este foarte neagră și conține mult bitumin, sulfură coloidă de fer, cum și glauconit, dovedind astfel existența unui mediu ușor oxigenat în zona de deasupra sedimentului și reducător în masa acestuia. Procentul mediu de argilă este de 60%. Într-o primă fază a diagenzei, bicarbonatul de calciu persistă pînă la alcalinizarea suficientă a mediului intim din mîl, cînd schimbul molecular are loc cu înlocuirea metasomatică a resturilor silicioase prin calcit.

Alta este situația însă la cca 10 m în amonte (eș. 6a) și spre partea mediană a seriei (eș. 9, 12, 12a, 13, 14b), unde schimburile au loc pe o scară mult mai redusă, fără a depăși masa sedimentului de origine în care desigur că substratul argilos reprezintă suportul întregului proces. În primul caz (eș. 6a), roca are caracterul unui gaize greso-calcaros, și conține glauconit, procentul de silice criptocristalină fiind de 30—40%. Materialul organogen silicios este reprezentat cu exclusivitate prin spiculi monaxoni care se concentrează alcătuiind pînă la 40% din masa roci, silicea diagenizînd adeseori și scheletele calcaroase, cum sînt unele fragmente de Briozoare, al căror lumen rămîne evident și umplut cu substanță argilooasă și cu oxizi (hematit). Această substanță apare uneori și în lumenul spiculiilor. Romboedrii de calcit rezultați din schimburile diagenetice pot pătrunde în resturile organice silicioase pe care calcitul le substituie.



În al doilea caz (eș. 9) silicolitul calcaros este placat peste un argilit carbonatat situat peste o succesiune șistoasă, ce încheie la rândul său un ciclu de sedimentare argiloasă și care prezintă, la partea superioară, concrețiuni marno-piritoase sideritice. Roca poate fi denumită argilit carbonatat silicifiat pînă la «chaille». Conține material detritic sub 5%. Către partea mediană a seriei apar succesiv intercalații de astfel de roce separate prin pachete masive de roce argiloase. Ele se succed astfel:

Un banc de 10 cm de argilit carbonatat silicios (40—50% SiO_2) cu puțin material detritic (eș. 12 și 12a);

Șisturi argiloase pe 60 cm;

Argilit carbonatat silicifiat (35—60% SiO_2) în grosime de 40 cm (eș. 13);

Șisturi argiloase pe 6 m, cu patru intercalații, primele două (eș. 14 și 14 a) greso-marnoase și ultima de 60 cm grosime corespunzînd unui «gaize-spongolit» sau spongo-lidit și conținînd cca 70% SiO_2 , care local poate ajunge pînă la 90% (eș. 14).

Se remarcă variația cantității de silice chiar în interiorul aceluiași preparat microscopic, variație care conduce de la gaize pînă la spongolit sau spongo-lidit, adaosurile în proporție de cca 10% de material detritic și culoarea mai mult deschisă a rocilor, consecința conținutului mai scăzut de bitumin și de hidrotroilit.

Am amănunțit această parte a profilului pentru a arăta că apariția silicei în serie este discontinuă, uneori sporadică, și legată de condiții biotice speciale ce apar în unele momente, cum și de aporturile alcaline care o solubilizează.

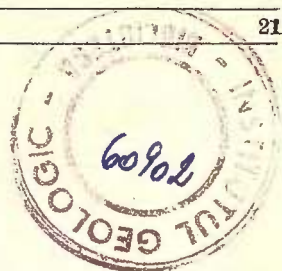
Analiza chimică a unui astfel de silico-argilit-carbonatat (eș. 13) arată o cantitate ridicată de carbonați cu o mică participare a MgCO_3 și FeCO_3 , ceea ce dovedește o eventuală repartiție selectivă a acestuia din urmă către centrele sideritice de acumulare. Desigur că și o mare parte (dacă nu integral) din micul procent de MnO este legată tot sub forma de carbonat, după cum o mică parte din Fe^{++} este legată în hidrotroilitul ce pigmentează roca. Este remarcabilă absența totală a oxidului feric.

Dăm mai jos analiza unui argilit calcaros slab silicifiat (eș. 13):

SiO_2	60,50
Al_2O_3	1,60
Fe_2O_3	—
FeO	0,33
MnO	0,52
CaO	18,80
MgO	0,72
Sulf	0,22
CO_2	15,50
H_2O	0,21
P.C.	15,80



Carbonați în extras acetic	
CaCO_3	33,50
MgCO_3	1,35
FeCO_3	0,53
Analist: SANDA DĂNCULESCU.	



Din nefericire, această unică analiză chimică de care dispunem reprezintă un material documentar cu totul insuficient pentru concluzii cu caracter general.

Procentul maxim de silice a fost însă întâlnit pe V. Izvorul Muntelui, într-o rocă neagră, dură, cu aspect cornos pînă la sticlos și spărtură concoidală. Ea conține un reziduu de 90,23 % și este alcătuită dintr-o masă fundamentală silicioasă, calcedonică în care apar, conturate prin pulbere argiloasă și calcit, vechile resturi organice, între care domină, în mod categoric, spiculi monaxoni și tetraxoni, local acumulîndu-se însă și resturi de Radiolari. Calcitul amestecat cu argilă prezintă aglomerări sporadice în spațiile interstițiale, dar apare și sub forma de romboedri, uneori perfect idiomorfi, presărați pe întreaga suprafață a secțiunii sau în interiorul spiculilor de Spongieri, indicînd un amplu schimb diagenetic. Microscopic, amestecul carbonat-argilă pare a alcătui pînă la 20 % din rocă, astfel că, deducînd din ea procentul de 10 % CaCO_3 trecut în extrasul clorhidric, ajungem la un conținut de cca 10 % argilă și 80 % silice. Astfel definită, roca apare ca un gaize-spongolit pînă la spongolit ușor calcaros, iar în porțiunile conținînd material detritic, ca un spongolit cu ușoară trecere către gaize cu spiculi de Spongieri și cu Radiolari.

4. *Material detritic.* Sedimentarea argilo-microclastică din seria Șisturilor negre de pe Valea Țiganilor și din anticlinalul Cîrnu se caracterizează, după cum am semnalat, prin cantități foarte mari de argilă și de material pelitic, asociate adeseori cu material aleuritic și destul de rar cu material grosier psamitic, care poate conduce chiar pînă la gresii *stricto sensu*, atîngînd cifra maximă în zona mediană a profilului, unde, în aceeași preparație microscopică, variază între 30 și 90 % (eș. 14). Fragmentele psefitice nu depășesc aproape niciodată 1 mm și apar sporadic. Șisturile seriei argiloase sînt constituite aproape exclusiv din argilă, în care materialul detritic impune variații structurale cu caracter local (eș. 1).

În șisturile marno-aleuritice, ca și în argilele carbonatate normale sau silicioase din partea inițială a profilului, cantitatea de material detritic variază între 20 și 50 % și scade sub 10 % în rocele silicioase din partea mediană a profilului, pentru a se concentra în intercalațiile grezoase ale zonei silicioase (eș. 14), așa cum am spus, pînă la 90 % (local). Seria argiloasă-șistoasă propriu zisă este în general lipsită de material detritic: șisturile sînt curat argiloase (eș. 1) sau conțin sub 10 % material epiclastic (eș. 17). În argilele *stricto sensu*, acest material poate depăși cifra menționată.



Modul de distribuire al detritusului mineral în masa rocei este uneori extrem de neregulat, dovedind o discontinuitate haotică în aporturile continentale.

Materialul psamitic grosier sau psefitic fin apare mai cu seamă în partea inițială a profilului, avându-și originea în primul rând în formațiunile zonei cristalino-mesozoice din Carpații orientali. Astfel, se întâlnesc fragmente sub 2 mm de: 1) șisturi cloritice; 2) șisturi clorito-muscovitice (în faciesuri retromorfe); 3) șisturi micacee cu muscovit și biotit; 4) ortoroce cu porfiroblaste de albit puternic clorizate (cloritul dispus perpendicular pe fețele feldspaților); 6) cuarțite metamorfice; 7, calcare și argilite; 8) șisturi verzi, cu forme colțuroase sau subcolțuroase, aparținând unor roce slab metamorfizate blasto-psamitice și blasto-aleuritice (care au fost recunoscute numai în bancurile de argilite carbonatate negre de la începutul profilului).

Materialul psamitic, mult mai redus cantitativ decât cel aleuritic (1/50—1/100), este alcătuit din granule în general colțuroase sau subcolțuroase și se situează mai cu seamă în partea inferioară a fracțiunii, cu trecere către aleurite. Adeseori se recunosc granule așchioase dovedind un transport foarte limitat. Rar de tot apar granule rotunjite până la șlefuite.

Materialul psamitic este constituit preponderent din cuarț metamorfic uneori bogat în incluziuni. Foarte rare sînt lamele de muscovit și de biotit clorizat și cu totul întîmplătoare, minerale accesorii ca zircon, apatit, epidot.

Materialul aleuritic care, în mod excepțional, poate constitui pînă la 50% din masa rocilor argilitice, este reprezentat preponderent prin cuarț, căruia însă i se mai adaugă și mari cantități de muscovit.

Abundența materialului detritic în orizonturile mai carbonatate, corespunzînd, în majoritatea cazurilor, cu o dezvoltare mare a organismelor, dovedește o legătură între condițiunile biotice și aporturile continentale, legată poate de oxigenarea apelor fundului în momentele cu mari aporturi de apă continentală.

Repartizarea uniformă a acestui material în unele argilite aleuritice arată un aport continuu dar moderat, aport care își mărește intensitatea uneori, ceea ce rezultă atît din apariția materialului grosier cît și din distribuția sa cu totul haotică în masa rocei.

5. *Compușii fierului.* Modul în care se găsește legat fierul în mineralele sedimentogene este indicele cel mai de seamă pentru determinarea faciesului geochimic în care a avut loc acumularea sedimentului de origine. Jocul culorii de la negru la cenușiu sau verzui, de-a lungul succesiunii cu care ne ocupăm, rezultă din variația cantității inițiale de substanță organică, de silicați feroși și de hidrotroilit ce se formează, așa cum am spus, din reducerea sulfatilor. Prin calcinare, praful rocilor celor mai negre din această serie își schimbă culoarea mai întîi de la negru spre cenușiu albicios, cu emanarea unui ușor miros de bitumin, iar apoi virează spre roșcat



(ocru) prin oxidarea fierului din hidrotroilit, emanînd un slab miros de SO_2 ¹⁾. Hidrotroilitul este forma hidratată de mono-sulfură fieroasă ($\text{FeS} \cdot n \cdot \text{H}_2\text{O}$) coloidă, care pigmentează mîlurile actuale de pe fundurile apelor, mai cu seamă saline, cum sînt mîlul albastru sau mîlurile lagunelor sărate și mediilor euxinice, în care oxigenarea și dinamica apelor sînt insuficiente pentru a asigura descompunerea și îndepărtarea substanței organice. În mîlurile din zona anaerobă a Mării Negre cantitatea de hidrotroilit ajunge pînă la 2,5%, dar se găsește deopotrivă, în procente însă mai reduse, și pe fundurile superioare nivelului infectat, în « argila aleuritică cenușie », a cărei compoziție, după cum vom arăta, este analogă marelor și argilelor seriei de care ne ocupăm.

Aceste observații pot fi perfect urmărite în seria argilo-carbonată a Șisturilor negre. Pigmentul sulfo-feruginos asociat cu substanța organică este difuzat în toată masa rocilor, adeseori individualizîndu-se însă granule chiar idiomorfe de pirită, care manifestă o afinitate mai ales pentru resturile organice. Dacă culoarea neagră apare în multe șisturi argiloase, cum sînt mai ales cele de la gura Pîrîului Țiganilor și din anticlinalul Cîrnu, ea prezintă variații spre interior, ajungînd la cenușiu și chiar la verzui-gălbui spre partea mediană și finală a seriei urmărite. Cantitatea cea mai mare de hidrotroilit și deci nuanța cea mai închisă o prezintă însă sedimentele cele mai bogate în resturi organice calcaroase (bentonice și planctonice), unde găsim și pirită cea mai abundentă (eș. 3, 4, 5, 6c, 23a).

Intercalațiile silicioase sînt uneori bogate în material organo-hidrotroilitic (eș. 6a), dar alteori nuanța ajunge la cenușiu (eș. 13) sau chiar la gălbui (eș. 12).

Pirită are o răspîndire destul de generală, mai cu seamă în intercalațiile carbonatate organogene. Ea se acumulează în cavitățile organismelor planctonice (Foraminifere), probabil după includerea lor în sediment, dovedind o cădere destul de rapidă și apropierea fundului. În argilele negre cu material detritic de la partea superioară a seriei argiloase cu concrețiuni, pirită se individualizează în agregate glomerulare, cu forme stelate sau ramificate, de dimensiuni ce ating 1 mm diametru. Granulele de pirită apar însă mai ales înșiruite în lungul zonelor lamelare de Bivalve (avînd 0,05—0,1 mm diametru), sau precipitate pe plăcile de Echinoderme.

În șisturile din zona mediană a profilului (eș. 17), pirită poate constitui pînă la 3%, iar argilele asociate acestora, pînă la 5%, ca și în unele concrețiuni din seria șistoasă.

Cantitatea cea mai ridicată de pirită a fost întîlnită în șisturile argiloase fine din anticlinalul Cîrnu, pe V. Potocii, unde apar cantonate într-un anumit orizont

¹⁾ Studiind la microscop secțiuni în șisturi disodilice și menilitice calcinate recoltate din reg. Bacău de G. MACOVEI și analizate chimic de E. CAZIMIR, M. SAVUL a arătat cum, prin oxidare, sulfura fieroasă trece în oxizi, care apar concentrați în granule răspîndite în masa roci după calcinare. Rezultate identice se obțin prin calcinarea Șisturilor negre din anticlinalul Cîrnu.



cantități remarcabile de concrețiuni de pirită granulară, uneori perfect sferice, al căror diametru atinge 2 — 2,5 cm. Ele ies proeminent de pe suprafața șisturilor ale căror grosimi nu depășesc 2—3 mm. Aci pirita poate constitui peste 60% din masa rocei. Șisturile au culoarea neagră, sînt bituminoase și includ organisme planctonice. Limita dintre concrețiunile piritoase și masa rocei este foarte netă, dovedind o precipitare bruscă din coloizi într-un mediu neutru sau ușor acid. Orizontul menționat corespunde unui aport mult mai masiv de fier de pe aria continentală și precipitarea sa într-un «sulfuretum» tipic cu aporturi excepționale de suspensii ferifere în anumite momente ale sedimentării.

Sulfurile de fer denotă un mediu reducător tipic, creat în urma acumulării materiei organice în ml. Ele sînt formate penecontemporan în apa de îmbibație a acestor mluri, sub forma de monosulfură și recristalizate ulterior în procese diagenetice.

Glaucinitul a fost recunoscut numai în intercalațiile carbonatate și silicioase lipsind cu desăvîrșire în seria șisturilor argiloase propriu zise. El constituie pînă la 2% în zona inițială a profilului (eș. 3), pînă la 3% în gresia cea mai bogată în material detritic (eș. 14) și ajunge la cifra de 12% (eș. 23) către finele profilului.

În unele gresii negre cu ciment argilitic din anticlinalul Cîrnu, glauconitul poate atinge proporția maximă din regiune: 20—30% din masa rocei.

Modul de prezentare al glauconitului în aceste roce este clasic: globule și granule mai mult sau mai puțin rotunjite, uneori limonizate la periferie, cu polarizare agregată și cu diametru de $\pm 0,1$ mm. El mai apare sporadic și în restul seriei, cum este cazul gaizerilor și argilitelor din partea inițială a seriei din V. Țiganilor (eș. 6 a și 6 b). Alteori însă silicatul de fier de culoare verde alcătuiește pete întinse locale cu caracter fin criptocristalin (eș. 9, 8, 21), apare pigmentar sau insinuîndu-se între materialul detritic. Este imposibil de precizat dacă aci avem de-a face cu un glauconit pigmentar sau dacă este vorba despre un clorit rezultat fie din precipitarea inițială, fie din materialul argilos în metamorfoza diagenetică a seriei. Un lucru este sigur: genetic, glauconitul din rocele examinate nu poate fi pus în legătură cu transformarea biotitului, ci reprezintă un precipitat coloid sintetizat în zona săracă în oxigen de la suprafața mlurilor în curs de acumulare, într-o fază anterioară acoperirii și creerii unui mediu perfect reducător cu formare de monosulfură feroasă. În parte, el poate proveni și din dejecții de Echinoide, conform teoriei lui TAKAHASKI (8), dat fiind că este asociat, în unele calcare negre, cu resturi de Echinoide. Se știe că glauconitul s-a găsit în mlurile actuale albastre din zona hemipelagică și că, în variantele acestora, în mlurile cu coprolite, s-au menționat procese avansate de glauconitizare. THORP (din ANDRÉ 1930) atribuie însă culoarea verde a acestor mluri, celadonitului și greenalitului, silicați sedimentogeni înrudiți cu glauconitul. În mlurile de adîncime mică din Marea Neagră, zonele bogate în acumulări de pelete fecale sînt de culoare verde (M. BĂCESCU).



Este cunoscut caracterul sferosideritic pe care îl prezintă concrețiunile înglobate în seria Șisturilor negre, motiv pentru care M. G. FILIPESCU a denumit orizontul bazal al acestei formațiuni, chiar « orizontul sferosideritelor ». Concrețiunile sferosideritice apar în seria șistoasă neagră, prezentînd o trecere gradată de la masa compactă sferosideritică pînă la șisturile argiloase (anticlinalul Cîrnu, gura tunelului Bicaz). Alături de acestea am constatat însă și prezența unor concrețiuni dure marnoase, bogate în granule de pirită, care depășesc uneori 5% (eș. 7, V. Țiganilor). O astfel de concrețiune conține 43,73% carbonați, dintre care: 32,12% CaCO_3 , 8,45% FeCO_3 și 3,15% MgCO_3 (analist A. KISYK). Concrețiuni mixte cu predominarea MnCO_3 (60,77%), asociat cu FeCO_3 (6,53%), CaCO_3 (9,82%) și MgCO_3 (3,84%), și cu un conținut de SiO_2 (11,67%) provenit din argilă (după analiza lui A. KISYK) au fost recoltate de I. BĂNCILĂ din regiunea Siriului din complexul superior (Stratele de Cîrnu *stricto sensu*). Aceste observații, coroborate cu existența concrețiunilor de pirită descrise mai sus, ne conduc la concluzia că fixarea fierului și a celorlalte elemente: Ca, Mg, Mn, sub formă de carbonați, are loc în milul de origine al seriei în momentul în care mediul începe să devină reducător, bogat în CO_2 , și înainte de apariția masivă a H_2S care conduce la hidrotroilit. Concreționarea este un fenomen de migrație moleculară către anumiți centri și nu sîntem încă în situația de a insista asupra sa. Pe măsură ce mediul se îmbogățește în H_2S , are loc concreționarea corpusculilor marno-piritoși care se manifestă invers de îndată ce caracterul mediului se schimbă, devenind mai oxidant, proces ce se produce la distanțe foarte mici.

În fine, prezența unor minuscule bancuri de gresii sideritice indică aporturi masive de ioni de Fe, care precipită simultan și fără migrații către centri de concreționare. Ele par a încheia ciclul anaerob în acest caz, întrucît depozite organogene silicioase nu apar deasupra.

Ca și în alte lucrări (2, 3), considerăm romboedrii idiomorfi de carbonați cu periferia limonitizată din intercalațiile carbonatate ale seriei, drept cristale de dolomite ferifere (ankerit) sintetizate în milurile de origine, așa cum se sintetizează micii romboedrii dolomitici pe fundurile oceanului Atlantic (5).

În fine, forma oxidată a fierului apare și ea, mai ales ca produs secundar al alterării și epigenezei: limonit rezultat pe seama sulfurii, silicaților și carbonaților. Prin alterare rocele negre devin brune-gălbui. În majoritatea cazurilor pirită este oxidată la limonit și mai rar (eș. 14 a, 23) la hematit sau la hematit și limonit (eș. 22).

Argilele negre de la partea inițială a profilului conțin în zonele mai oxidate prin alterare, pînă la 15% oxizi secundari de fier și de mangan. Uneori găsim hematitul chiar în cavitățile scheletelor planctonice, rezultat probabil din oxidarea pirităi acumulate inițial (eș. 3). Procesul de hematizare interesează deopotrivă pirită



din granulele răspândite în masa rocei. Alteori, în fine (eș. 6 b), limonitul provenit pe aceeași cale înconjoară ca un manșon granulele de glauconit, resturile de organisme și chiar romboedrii de calcit. O origine primară au poate granulele cristaline de goethit, asociate uneori cu oxizi de mangan. În rocele nealterate forma oxidată a fierului poate lipsi total (vezi analiza pag. 20, 21).

În fine, oxizii de mangan se întâlnesc sporadic, avînd cel mult importanță calitativă. Ei apar uneori asemeni unor mici agregate concreționare incluse în șisturile argiloase sau se concentrează ca un manșon în jurul cîte unui granul de cuarț (eș. 23). Prezența lor se remarcă mai ales în rocele de la sfîrșitul profilului. Considerăm că aceste concrețiuni, aproape microscopice, s-au format în mediul aerisit al apei de deasupra sedimentului și că, după ce au fost înglobate în sediment, au subzistat numai în cazurile în care apa de îmbibiție nu crea un mediu prea reducător (argile și marne cenușii) sau cînd aveau dimensiuni convenabile. Prezența lor amintește micile concrețiuni din actualele mîluri albastre sau din argilele cenușii aleuritice ale zonelor aerobe din Marea Neagră. În mediu reducător, manganul a trecut, în marea Șisturilor negre, sub formă de carbonat, așa cum am arătat că se întîmplă și în unele concrețiuni întîlnite în sedimentele studiate. Pe seama acestor carbonați, desigur că iau naștere oxizii prin procese hipergenetice. Concrețiuni feromanganoase se citează și din mîlurile Mării Negre.

6. *Materia organică.* Am menționat faptul că pigmentarea seriei este rezultanta distribuirii materiei organice și sulfurii coloidale de fier în masa rocilor. Modul în care este dispusă substanța bituminoasă variază: ea se orientează, asemeni unor nori alungiți, paralel cu șistozitatea în șisturile argiloase, ori se concentrează în jurul unor centre organice unde poate alcătui pînă la 30% (eș. 19 bis) sau chiar 40% (eș. 17), în mixtură cu argila care formează substratul pe care este fixată adsorbiv. În argilele negre, în unele calcargilite sau în roce silicioase, ea pigmentează roca în mod uniform, fiind asociată cu hidrotroilitul. Provine desigur din organismele bentonice și planctonice în orizonturile calcaroase și silicioase, unde scheletele se pot chiar recunoaște, și dintr-un plancton mult mai sărac în organisme calcaroase, în seria abiogenă a succesiunii argiloase. Distribuția selectivă în anumite nivele este consecința dezvoltării discontinue a acestor organisme, dar adeseori și a presării și stoarcerii bitumului care se concentrează mai ales pe planele de șistozitate¹⁾. Prezența fragmentelor cărbunoase, observată sporadic (eș. 17 și 23), indică apropierea coastei și eventual un climat umed pe aria

¹⁾ I. MOISE arată că în șisturile negre din stratele de Streiu și de pe pîrîul Ostra (regiunea Suceava) materia organică este prezentă în procente de 1,5–8,1%.



continentală. Într-un șist grezos, cu ciment argilo-carbonatat, din anticlinalul Cîrnu, materialul cărbunos constituie pînă la 1%. Reamintim prezența ligninei pînă și în sedimentele de adîncime din Marea Neagră.

IV. Considerațiuni biofaciale

Majoritatea șisturilor argiloase sînt total lipsite de resturi organice, iar atunci cînd apar se recunosc forme planctonice de Foraminifere, cu totul sporadice (eș. 5), în șisturi argilo- și marno-aleuritice cu mult material detritic. Prezența materiei organice este adeseori singurul indiciu că marea în care se depuneau argilele nu era complet abiotică. Existența, în argilele aleuritice citate, numai a organismelor planctonice dovedește în orice caz un mediu abiotic pe fund și existența vieții la suprafață. Apariția resturilor de organisme, care dau nota litologică specifică, în anumite orizonturi indică repetarea unor condiții biogene de scurtă durată, care îngăduiau dezvoltarea atît a planctonului cît și a bentonului. În general, populația fundurilor se caracteriza în aceste momente prin prezența Bivalvelor, Crinoidelor, Echinoidelor, Algelor calcaroase și, în mod sporadic, chiar prin organisme coloniale: Polipieri izolați (eș. 8) și Briozoare. Eș. 8 reprezintă un argilit calcaros cu material detritic grezos de cca 20 cm grosime, în care resturile organice alcătuiesc local 80%, dintre care 75% sînt numai Bivalve. Restul de 25% este constituit în ordine din resturi de Crinoide, Echinoide, Alge calcaroase, Foraminifere hialine și granulare, Brachiopode și sporadic organisme coloniale. Peste această țesătură fundamentală organogenă, se dezvoltă, în anumite momente și în proporții variate, organismele silicioase care ajung uneori să invadeze aproape întreaga masă (eș. 3, 6a, 9, 12, 12a, 14b).

În cazul argilitului carbonatat de la gura Pîrîului Țiganilor, în masa rocei apar, așa cum am menționat, organisme originar silicioase (mai cu seamă spiculi de Spongieri și în subsidiar Radiolari), calcitizate ulterior. În zona inițială a profilului, numai local, iar în zona mediană, pe o grosime actuală de mai multe zeci de metri, au fost realizate condiții de dezvoltare a organismelor silicioase. În general, aici se remarcă asocierea spiculilor cu Radiolari. În cazul eș. 6a însă, apar exclusiv spiculi monaxoni (lipsind Radiarii) alături de scheletele de organisme calcaroase, ca și în eș. 9 (lîngă argilitul calcaros cu abundență de Bivalve de la eș. 8), unde resturile ce ar putea fi atribuite Radiolarilor sînt îndoielnice.

Cauza apariției periodice masive a organismelor de fund se datorează probabil aerisirii mediului, impusă de aporturi masive de ape continentale, ceea ce rezultă și din prezența în aceste momente a mari cantități de material detritic. «Exploziilor» de organisme silicioase, ce se remarcă în anumite momente, nu le putem da, în stadiul actual al cercetărilor, nici o explicație. Organismele își extrag



silicea din mîluri argiloase, condiție abundant realizată în toată seria. În unele cazuri este posibil ca resturile de organisme bentonice să fie aduse de alunecările de fund.

V. Reprezentarea grafică a principalelor tipuri sedimentologice (pl. II, fig. 3, 4)

Pe baza evaluării microscopice a valorilor reziduurilor clorhidrice și a cîtorva date analitice pe care le deținem, am trecut la reprezentarea compoziției sedimentelor în grafice ternare. Extraordinara variație cantitativă a materialului component care, după cum am arătat, prezintă mari discontinuități chiar în aceeași preparație microscopică, ne-a îngreuiat găsirea unei modalități de reprezentare sugestivă și utilă.

Delimitarea unor cîmpuri specifice pentru îngrădirea anumitor tipuri sedimentologice legate de anumite eșantioane nu este posibilă. Astfel fiind, am hotărît să luăm valorile medii ale rezultatelor analizelor planimetrice și chimice, considerînd extrasul clorhidric ca reprezentînd partea carbonată sub forma de carbonat de calciu, iar reziduul, ca provenind din materialul detritic și din argilă (între care am făcut apoi diferența după observațiile microscopice). Cantitățile de oxizi, sulfuri, substanțe organice și alți carbonați, au fost neglijate și înglobate la CaCO_3 din extras, iar glauconitul, singurul mineral insolubil autigen (în afară de silice și argilă), a fost înglobat la argilă, dată fiind atît originea, cît mai ales cantitatea sa. Rocalele cu mult glauconit (eș. 2, V. Țiganilor și eş. 4, ant. Cîrnu) nu au fost luate în considerare.

Într-un prim grafic ternar am situat principalele roce constituite din trei termeni elementari: argilă, carbonat și material detritic. În cel de al doilea am situat sedimentele la care intervine componentul silicea de origine organo-diagenetică. Pe acestea le-am considerat constituite din trei termeni elementari: unul chimic (silicea), al doilea chimic și secundar (argilo-carbonatat sau termenul marnos), iar al treilea, detritic obișnuit.

Din examinarea acestor grafice se pot trage următoarele concluzii:

a) Definirea în seria nesilicifiată a trei tipuri litologice destul de bine conturate și anume: tipul argilos (A), tipul argilo-carbonatat (C) și tipul detritic (D), cum și absența calcarelor, cu excepția unui minuscul banc (eș. 14 a).

b) Seria silicifiată se dezvoltă în general de-a lungul laturii marnă-silice, cu concentrare mai ales către partea mediană a ei și în genere cu un conținut redus de material detritic, excepțiile fiind totuși frecvente (eș. 6).

VI. Considerațiuni sedimentogenetice

Seria bazală a Șisturilor negre din profilul de pe V. Țiganilor (Bicaz) și din Anticlinalul Cîrnu este produsul unei sedimentări continue, preponderent microclastice (argilo-aleuritice), cu întreruperi de scurtă durată organo-chimice și detritice.



Aria care a furnizat materialul sedimentar a aparținut zonei cristalino-mesozoice și poate că, pentru partea bazală, și unui fundament de șisturi verzi, reprezentat prin vreun accident de fund de natură dobrogeană (dacă fragmentele nu provin din sedimente locale, preexistente). Marea cantitate de argilă, ca și materialul detritic redus pînă la dimensiuni alfititice, în general lipsit de feldspați și cu foarte puține minerale femice, cu micile aproape absente în materialul grosier și prezente în cel aleuritic, ne conduce la concluzia că pe acea arie de alimentare domina un climat umed ce mijlocea o avansată alterare chimică. Culoarea cenușie pînă la neagră a seriei, ca și lipsa totală a intercalațiilor roșii, indică acumularea într-un mediu marin slab oxigenat pînă la euxinic, cu variații în valoarea redoxipotențialului atît în apele în care avea loc sedimentarea, cît mai cu seamă în intimitatea mîlurilor de origine. Absența totală, în anumite orizonturi, a resturilor de organisme calcaroase indică pH-uri sub 7,8, în care însă substanța organică se conservă în detri-mentul scheletelor. La aceste valori se dezvoltă în schimb organismele silicioase, a căror metasomatoză calcaroasă, care se constată uneori, reflectă fenomene ulterioare de substituție moleculară. Orizonturile cu resturi de organisme bentonice dovedesc schimbări periodice în cantitatea de oxigen din mediu.

În stadiul actual, admitem că alternanța sedimentelor argiloase cu cele aleuritice se datorează separării gravitaționale și nu unei ritmicități în aporturile continentale, legate eventual de factori de relief sau tectonici ce s-ar fi repetat în mod periodic.

Sub raportul alcătuirii minerale, sedimentele descrise pot fi analogate, în unele aspecte, cu mîlurile albastre actuale sau mai ales cu argilele cenușii aleuritice ce acoperă fundul Mării Negre începînd de la cca 20 m adîncime (de la partea inferioară a biocenozei cu *Ostreide*, din zona litorală) și pînă la 150–200 m, nivelul zonei abiotice cu hidrogen sulfurat. Prezența glauconitului în unele dintre aceste depozite imprimă însă un caracter specific de mare deschisă (glauconitul a fost citat în Marea Neagră). Într-o probă extrasă de pe fundul Mării Negre (regiunea Dobrogea) am găsit o mare cantitate de silicat feros verde granular, cu caractere de gel.

Intercalarea de sedimente biogene trebuie atribuită, după cum am spus-o, modificărilor temporare în condițiile chimice ale mediului. Acest fenomen poate fi datorat fie variației nivelului mării, fie aporturilor masive de ape continentale impuse de factori climatici, fie combinării acestor două modalități. Așa cum am menționat, schimbarea temperaturii apelor marine a influențat caracterele sedimentogenezei șisturilor negre.

Prin prisma actualismului, sedimentarea Șisturilor negre poate fi asimilată pe alocuri cu unele aspecte ale sedimentării euxinice, unde, în depozitele argiloase de culoare închisă, foarte bogate în substanță organică în descompunere, se găsesc în tanatocenoză organisme planctonice și continentale. Variația nivelului H_2S în



cursul timpului aduce după sine, la limita cu zona argilei aleuritice cu *Modiola phassolina*, alternanțe de nivele de mluri anorganice și mluri bogate în organisme. Asemănarea este valabilă pentru aleuro-argilele negre cu resturi organice, care alternează cu orizonturi complet sau parțial abiotice de argile negre. Mlurile albastre din Marea Nordului prezintă de asemenea o etajare caracteristică, în care orizontul inferior este complet lipsit de carbonat de calciu, în timp ce orizontul superior conține 60% sub forma de cochilii mai ales de Foraminifere, situație atribuită variației climatice și schimbării liniei țărmului. Asemănarea cu alternanțele citate pînă aci poate fi făcută și în acest caz.

Am menționat că, în general, depozitele cele mai organogene și mai glauconitice au și culoarea cea mai neagră. Iată cum admitem că s-a produs sedimentarea în aceste cazuri. În apa marină domnea un mediu aerob ce se dezvoltă pînă la limita cu mlul, unde se găsește o zonă ceva mai săracă în oxigen. În bentos, ca și în zona pelagică, organismele se dezvoltă în voie. În cursul sedimentării, halmiroliza înlesnea unele combinații, cum ar fi asociația gelurilor de oxizi-feromanganosi (neînsemnate cantitativ) și procesul de glauconitizare (în parte) (faza I). Ambele procese se desăvîrșesc în momentul ajungerii pe fund sau puțin înainte de aceasta, și în stadiul slab aerisit, iau naștere globulele glauconitice (faza II). Pe măsură însă ce mlul se acumula, descompunerea substanței organice creă în intimitatea sa, un mediu din ce în ce mai reducător, în care diageneza penecontemporană începea să-și spună cuvîntul, formîndu-se carbonatul de calciu din amestecurile cu caracter mixt (marnos), cum și romboedrii de carbonați (ankerit ?) (faza III). Desigur că tot în această fază luau naștere concrețiunile carbonatate (Fe, Mg, Mn) printr-o distribuire selectivă a materialului în masa argiloasă. Într-o fază mai înaintată (faza IV) mediul devenea total reducător, prin descompunerea completă a substanței organice, și se forma masiv hidrotroilitul care, alături de bitumin, impregnează masa depozitului.

Evoluția sedimentului continua apoi mai departe, după sedimentare, penecontemporan și probabil epigenetic: prin fosilizare ia naștere pirita, în timp ce prin tasare și compactizare se produce repartiția pigmentului bituminos, de preferință pe planurile de șistozitate. Într-o fază finală, epigenetică sau poate chiar legată de alterare hipergenă, are loc oxidarea piritei și a concrețiunilor carbonatate, iar roca ajunge să se prezinte sub forma actuală cu limonit și hematit.

Apariția condițiilor aerobe era legată de aerisirea fundului prin aporturi masive de ape continentale și poate prin curenții noi ce se creau. Este vorba probabil despre o ușoară ridicare a fundului, al cărei efect se traducea prin întinerirea reliefului de pe aria de alimentare, reflectată în sedimentarea psamitică și chiar în apariția materialului psefitic odată cu dezvoltarea organismelor bentonice. După formele de Echinoderme, Polypieri, Bryozoare, Brachiopode, rezultă că în aceste « momente biologice » temperatura apelor era mult mai ridicată.



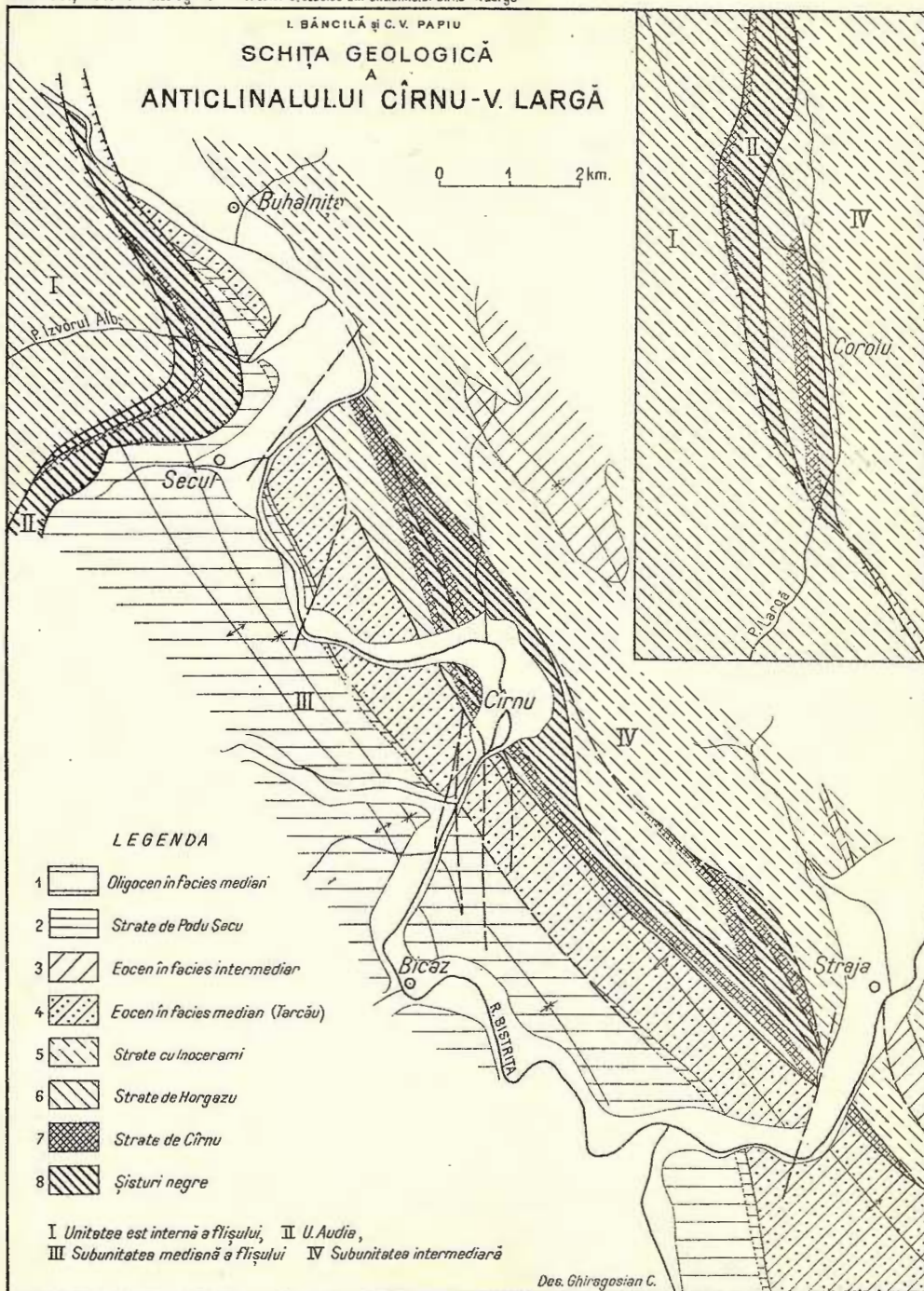
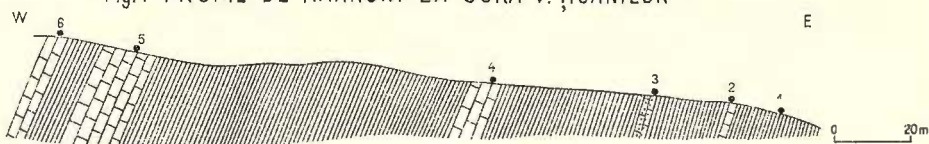
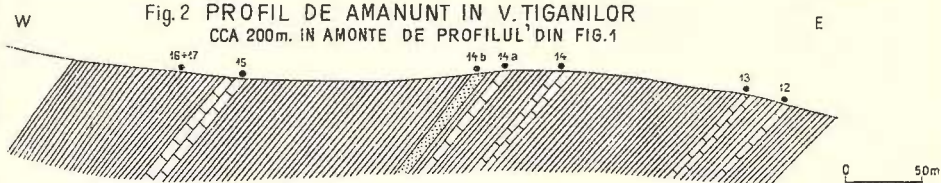



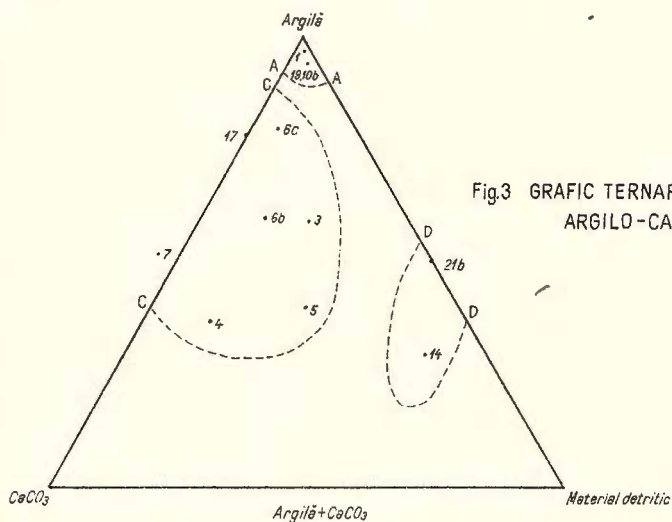
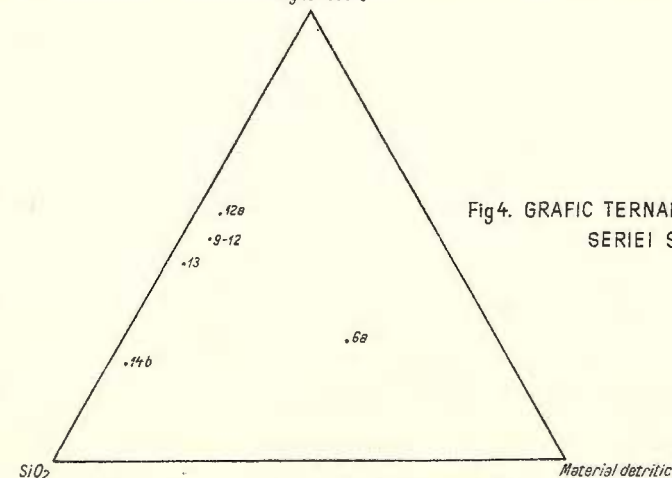


Fig.1 PROFIL DE AMĂNUNT LA GURA V.ȚIGANILOR

Fig.2 PROFIL DE AMĂNUNT ÎN V.ȚIGANILOR
CCA 200m. ÎN AMONTE DE PROFILUL DIN FIG.1

LEGENDA

 Roci argiloase
  Roci carbonatate
  Roci silicioase
 • Numărul eșantionului

Fig.3 GRAFIC TERNAR CU PROIECȚIA SERIEI
ARGILO-CALCARO-DETRITICEFig.4. GRAFIC TERNAR CU PROIECȚIA
SERIEI SILICIOASE

VII. Concluzii

În lumina celor înșiruite pînă aci, putem trage următoarele concluzii privind condițiile petrogenetice de formare a șisturilor negre de pe Valea Țiganilor și din anticlinalul Cîrnu:

1. Acumularea sedimentelor a avut loc la adîncime mică, pe platforma continentală sau pe povîrnișul continentului în imediata apropiere a acesteia.

2. Condițiile climatice, variația nivelului apelor, cum și crearea de zone neaerisite cu caracter temporar, au determinat succesiunea depozitelor în care apariția organismelor corespunde de regulă cu cantitățile maxime de material detritic și cu formarea glauconitului.

3. Pigmentarea seriei rezultă din raportul dintre substanța argiloasă, monosulfura de fier și materia bituminoasă, variind de la gălbui pînă la negru intens (culoare atinsă în unele șisturi argiloase și mai ales în unele intercalații cu resturi organice și cu material detritic).

4. Aria de origine a materialului detritic este zona cristalino-mesozoică a Carpaților orientali, cu o participare cu totul minoră a unor elemente de Șisturi verzi exotice.

BIBLIOGRAFIE

1. ANDRE K. *Geologie des Meeresbodens*. II. Leipzig, 1930.
2. BĂNCILĂ I. și PAPIU V. CORVIN. Jaspurile triasice de la Pojorita. *Acad. R.P.R., Bul. științ. Secția Biol. Agr., Geol., Geogr.* V, 4. București, 1953.
3. — PAPIU V. CORVIN și ARMAȘ I. Reciful neocomian de la gura Dămucului. *Acad. R.P.R., Bibl., Geol. Paleont.* II. București, 1957.
4. CASIMIR E. și DIMITRIU M. Studiul chimic al citorva șisturi menilitice din Oligocenul zonei marginale a Flișului Carpaților orientali. *Inst. Geol. Rom., Stud. tehn. econ.*, XIII, 15. București, 1934.
5. CORRENS C. W. (în BARTH-CORRENS-ESKOLA). *Die Entstehung der Gesteine*. Berlin, 1939.
6. FILIPESCU M. G. Contribuții la orizontarea Flișului Carpaților orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon*. 8. București, 1955.
7. KOCOSZINSKA B. Stratigraphy on the Lower Cretaceous in the Northern Flysch Carpathians. *Panstw. Geol. Prace* 6. Warshawa, 1949.
8. MACOVEI G. și ATANASIU I. Structura geologică a văii Bistriței între Pingărați și Bistricioara (Neamț). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VIII (1919—1920). București, 1926.
9. TAKAHASKI J. Synopsis of glauconitisation. Recent marine sediments. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 1939.



О ЛИТОЛОГИИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АНТИКЛИНАЛИ КЫРНУ—ВАЛЯ ЦИГАНИЛОР (ОБЛАСТЬ БИКАЗ)

І. НИЖНИЙ КОМПЛЕКС

И. БЭНЧИЛЭ, В. КОРВИН ПАПИУ

(Краткое содержание)

В области Валя Циганилор—Кырну (Биказ), собственно черные сланцы, составляют комплекс нижнего мела, над которым залегают в непрерывности горизонт пирокластических элементов, называемый — Слои Кырну, исследование которых составит предмет другой работы. Исследование, с точки зрения литологии, образований черных сланцев «строго говоря» показало, что весь комплекс может быть производной смесью в различных пропорциях четырех основных минералогических составляющих, в следующем количественном порядке: ГЛИНА, обломочный материал (алевроит, псаммит и мелкозернистые псефиты), известняк и кремнезём. Дополнительные минеральные составляющие: органическое вещество и различные минералы, включающие железо (окиси глауконит, хлорит карбонат, сульфид) дают авторам соответствующее объяснение, касающееся диагенных и гипергенных процессов, последовавших за седиментацией. Главные типы выявленных пород — аргиллиты, глинистые сланцы, иногда с разнообразным содержанием карбоната кальция (мергели до известняков) или кремнезёма, включая различные типы кремнистых аргиллитов до силиколитов (гайиты, спонголиты, спонголитиды). Авторы допускают, что литологические разнообразия происходят как результат проявления, в особые моменты, седиментационных процессов, новых элементов: обилие обломочного материала, кремнистых или известковых организмов, а также из привноса известняка — промежуточного продукта в процессе по понижению наличия сернокислых солей. Эти привносы накладываются над последовательным фондом глинистой седиментации, маскируя его.

Кроме этого нужно упомянуть кальцит и второстепенный кремнезём диагенетического происхождения. Обломочный материал — по гипотезе авторов — карпатского происхождения с минимальным привносом зеленых сланцев, образован из континентального последовательного привноса, в общем уравновешенного, с некоторыми более интенсивными эпизодами, ассоциированных, с избытком органических остатков.

Цвет пород варьирует от пепельного до черного, в зависимости от количества органических веществ и от гидротроилитов. Наличие сульфид



железа указывает как на эвксеническую среду седиментационного бассейна, так и на постепенное образование понижающей среды, по мере перекрытия осадкообразования, как следствие понижения редокс потенциала воды, пропитавшей исходный ил, в котором имеет место разложение органического материала, объясняя, таким образом, сосуществование в той же породе сульфидов сидерита и глауконита. Наличие, с одной стороны остатков донных ископаемых указывает на то обстоятельство, что исходная среда накопления была окислена в определенные «моменты», что эти остатки были принесены течениями или оползнями на рельеф дна. Окиси железа обычно выявляются как эпи — или — гипергенетические продукты как и окиси марганца (с некоторыми исключениями).

Формация черных сланцев этого участка Карпатского флиша может быть сравнена с некоторыми обликами настоящего голубого ила, с переходом в серые и черные (эвксенические) илы, а чередование горизонта, содержащего организмы с безжизненным горизонтом, с разнообразием уровня сернистого водорода, соответствующего участка и, возможно, с климатическими условиями. С другой стороны, авторы считают, что континентальная эрозия произошла в не особенно теплом и влажном климате на ближайшем континенте.

ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ

Геологический разрез антиклинали Кырну-Валя Ларгэ.

1, Оligоценовая средняя фация; 2, свита Поду Секу; 3, Эоценовая переходная фация; 3, Эоценовая средняя фация (Таркэу); 4, слои с инецепами; слои Хоргазу; 5, слои Кырну; 6, черные сланцы. I, восточная единица внутреннего флиша; II, единица Аудия; III, средняя подъединица флиша; IV, переходная подъединица.

SUR LA LITHOLOGIE DES SÉDIMENTES CRÉTACÉS DE L'ANTICLINAL CÎRNU—VALEA ȚIGANILOR (RÉGION DE BICAZ)

I. COMPLEXE INFÉRIEUR

PAR

I. BĂNCILĂ, V. CORVIN PAPIU

(Résumé)

Dans la région Valea Țiganilor — Cîrnu (Bicaz), les schistes noirs proprement dits constituent un complexe crétacé-inférieur sur lequel repose, en continuité, un horizon à éléments pyroclastiques dénommé « Couches de Cîrnu » et dont l'étude formera l'objet d'un autre travail. L'étude lithologique de la formation des Schistes noirs « stricto sensu » a montré que toute la série peut être le résultat du mélange;



en proportions différentes, de quatre composants minéralogiques principaux dans l'ordre quantitatif suivant: argile, matériel détritique (aleuritique et psammitique jusqu'à finement pséphitique), calcaire et silice. Les composants minéraux accessoires: substance organique et différents minéraux de fer (oxydes, glauconie, chlorites, carbonates, sulfures) expliquent le caractère géochimique du milieu d'accumulation, ainsi que les processus diagénétiques et hypergènes qui ont suivi la sédimentation. Les principaux types de roches sont les argilites et les schistes argileux, parfois à teneur variable en carbonate de chaux (marnes jusqu'à calcaires) ou en silice conduisant à différents types d'argilites siliceuses jusqu'aux silicolithes (gaizes, spongolites, spongolithes). Nous admettons que ces variations lithologiques sont dues à l'apparition — pendant certains moments du processus de sédimentation — d'éléments nouveaux, tels: matériel détritique abondant, organismes siliceux ou calcaires, ainsi que l'adjonction de calcaire — produit intermédiaire du processus de réduction des sulfates.

Ces apports se superposent au fond continu de la sédimentation argileuse, en la masquant.

Il faut encore mentionner la calcite et la silice secondaire, d'origine diagénétique. En ce cas, nous admettons que le matériel détritique est d'origine carpatique, avec une adjonction minimum de schistes verts, et qu'il provient d'un apport continental continu et, en général, modéré, avec quelques épisodes plus intenses associés à une abondance de restes organiques.

La couleur des roches varie du gris au noir, en fonction de la quantité de matière organique et d'hydrotroilite. La présence des sulfures ferreux indiquent soit un milieu euxinique dans le bassin de sédimentation, soit la formation graduelle d'un milieu réducteur, à mesure qu'il se couvre de sédiments comme une conséquence de la diminution du potentiel redox de l'eau d'imbibition de la boue originelle dans laquelle a lieu la décomposition de la matière organique; ainsi s'explique la coexistence dans la même roche des sulfures, de la sidérite et éventuellement de la glauconie. D'autre part, la présence des restes fossiles du fond indique que le milieu initial d'accumulation fut oxygéné pendant certains « moments », ou bien qu'ils furent apportés par les courants ou les glissements du relief du fond. Les oxydes ferriques apparaissent généralement sous forme de produits épi- ou hypergénétiques, tout comme les oxydes manganiques (à rares exceptions).

Dans ce secteur du Flysch carpatique la formation des schistes verts peut être comparée à certains aspects de la boue bleue actuelle, avec des transitions vers les boues grises ou noires (euxiniques), et l'alternance de l'horizon à organismes avec ceux abiotiques rappelle la variation du niveau d'hydrogène sulfuré du secteur respectif et éventuellement la variation des conditions climatiques. D'autre part, nous considérons que l'altération continentale a eu lieu dans un climat humide et pas trop chaud du continent voisin.



EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche I

Esquisse géologique de l'anticlinal Cîrnu—Valea Largă.

1, Oligocène en faciès médian; 2, couche de Podu Secu; 3, Éocène en faciès intermédiaire; 3', Éocène en faciès médian (Tarcău); 4, couches à Inocérames; 4', couches de Horgazu; 5, couches de Cîrnu; 6, Schistes noirs; I, Unité est interne du Flysch; II, Unité d'Audă; III, Subunité médiane du Flysch; IV, Subunité intermédiaire.



ROMANIA - 1990

The geological map of Romania, 1:500,000 scale, was published in 1988. It is the first geological map of the country at this scale. The map shows the geological structure of the country, including the Carpathian Mountains, the Danube River, and the Black Sea. The map is divided into 10 sheets, each covering a different region of the country. The map is a valuable tool for geologists and other scientists who study the geology of Romania.



CONSIDERAȚII PRIVIND STRATIGRAFIA NEOGENULUI DIN VALEA BUZĂULUI¹⁾

DE
CORIOLAN STOICA

În bazinul Buzăului, zona mio-pliocenă se extinde spre sud-est de Crivineni și Sibiciul de Sus. În cuprinsul ei se dosebesc trei sinclinale de sedimentare principale: Sinclinalul Mărunțișu spre vest, Sinclinalul Rușavăț spre sud și Sinclinalul Pîrscov spre est.

Sinclinalele sînt umplute cu depozite sarmato-pliocene. Pe zonele mai ridicate ce despart sinclinalele, se întîlnesc depozite și mai vechi decît Sarmațianul.

Sucesiunea stratigrafică întîlnită este următoarea: Miocenul (Acvitanian-Burdigalian, Helvețian, Tortonian, Buglovian, Sarmațian) Pliocenul și Cuaternarul.

Miocen

Acvitanian-Burdigalian. Deasupra menilitelor superioare oligocene există un orizont format din gresii și nisipuri albicioase, alternînd cu marne și argile cenușii negricioase. În acest orizont, sub un strat de argile șocolatii asemănătoare cu cele din Oligocen, se întîlnește un nivel de gipsuri cu grosimi pînă la 10 m și o gresie grosieră masivă de culoare gălbuie caracteristică. Gipsurile sînt comparabile ca poziție stratigrafică cu cele din cuvețele Drajna și Slănic, unde acestea se situează sub conglomeratele de Brebu, reprezentînd ceea ce s-a denumit orizontul gipsurilor inferioare atribuite Acvitanianului. În valea Buzăului acest orizont se găsește în succesiune normală cu depozitele Oligocenului. Mai spre nord, în acest orizont apar depozitele formațiunii cu sare și masive de sare. Acest orizont poate fi atribuit Acvitanian-Burdigalianului pentru motive litologice, stratigrafice și parțial micro-paleontologice.

¹⁾ Comunicare în ședința din 6 decembrie 1957.



Alcătuirea litologică prezintă afinități cu depozitele oligocene: gresii și nisipuri de culoare albă, marne și argile de culori închise, negricioase și marne șocolatii.

Stratigrafic, în Valea Lupului, pe flancul nordic al periclinului anticlinal, stratele orizontului discutat stau în poziție normală, în continuitate de sedimentare, peste acele oligocene tipice. În alte localități, ca la Fundăturile, din Valea Lupului pînă în Valea Muscelului și în Gîrla Fișicilor, ele urmează de asemenea în succesiune normală cu depozitele oligocene și sînt cutate împreună.

Indicațiile micropaleontologice sînt date de conținutul de Radiolari în asociație specific oligocenă, determinat în marnele intercalate cu gipsurile de la Fundăturile.

În această ipoteză, faza de sedimentare terminală a Oligocenului a avut un caracter mai pronunțat lagunar, care a permis depunerea de gipsuri.

Ca vîrstă, depozitele respective corespund Chattianului, fiind comparabile cu baza Stratelor de Cornu, cunoscute spre vest în Zona subcarpatică din Muntenia, și cu complexul marno-grezos cu care se termină succesiunea oligocenă în unele locuri din Moldova (valea Tazlăului).

Poziția stratigrafică a Stratelor de Cornu este însă discutabilă și a fost mult dezbătută. Unii autori le-au atribuit Eocenului (23) sau Oligocenului (25, 40), alții le-au considerat ca serie de tranziție de la Oligocen la Miocen (11, 6), iar alții miocene (32, 22, 33, 31, 35).

În timpul din urmă Prof. M. FILIPESCU în valea Buzăului (6—10), N. PĂTRUȚ în valea Teleajenului (25) și N. GRIGORAȘ în valea Buzăului (11), au considerat Stratele de Cornu ca acvitanieni, situate la partea superioară a Oligocenului, iar GH. VOICU (43), pe baze micropaleontologice, consideră Stratele de Cornu dintre Prahova și Slănic ca burdigaliene, separîndu-le de gipsurile inferioare pe care le atribuie Oligocenului.

Raporturile dintre Acvitanian-Burdigalian și Helvețian sînt raporturi de transgresiune.

Helvețian. Depozitele helvețiene sînt alcătuite din gresii cu stratificație convolută cu numeroase mecanogliffe și din marne cenușii și roșii cu intercalații de gipsuri și tufuri.

Microfauna întîlnită în orizonturile Helvețianului este alcătuită din Foraminifere, spiculi de Spongieri, radiole de Echinide, Ostracode, fructificații de Chara și Gasteropode.

Caracterul distinctiv al microfaunei helvețiene îl dau talia redusă și scoica subțire a indivizilor, ceea ce dovedește condiții de viață puțin prielnice. Variațiile pe verticală nu aduc contribuțiile cerute la subdivizarea Helvețianului.

Pe baza caracterelor litologice, depozitele helvețiene din valea Buzăului pot fi grupate în patru orizonturi suprapuse:



Un orizont inferior, grezo-marnos, cu intercalații de argile și marne roșietice, asemănătoare «Stratelor de Tețcani» din Moldova; predomină gresiile, care uneori se prezintă ca strate subțiri cu structură curbicorticală.

Un orizont cenușiu alcătuit din marne cenușii, nisipuri și gresii cu structură curbicorticală, cu hieroglife și urme de valuri și cu intercalații de gipsuri și trei strate de tuf dacitic. Microfauna conține și forme de apă dulce: Hydrobii și Ostracode, precum și fructificații de *Chara*, exceptând nivelele cu gips.

Un orizont roșu superior, marnos, cu rare intercalații nisipoase și marne nisipoase și cu tufuri dacitice și gipsuri; marnele sînt adeseori roșietice. Este bine dezvoltat la Fundăturile, iar la Petrile, pe valea Sărățelului, este predominant marnos, însă fără marne roșietice. Microfauna conține și forme de apă dulce, ca și în orizontul cenușiu.

Un orizont superior marnos-șistos, cu o microfaună bogată în Ostracode și subordonat Hidrobii și Characeae. În valea Muscelului, peste acest orizont urmează marnele albe cu Globigerine tortoniene.

Limitele stratigrafice ale acestor orizonturi sînt neprecise: grosimile lor sînt variabile, iar din punct de vedere litologic se observă variații atât lateral, cît și pe verticală. Cu toate acestea, poziția lor stratigrafică este comparabilă și cu regiuni mai îndepărtate; astfel, orizontul roșu inferior (Stratele de Tețcani) ocupă poziții sensibil asemănătoare ca în Vrancea, în Miocenul din regiunea Bacău și din Oltenia pe valea Oltului. De asemenea, limita superioară a Helvețianului sub nivelul marnelor cu Globigerine este aceeași ca și în Miocenul din regiunile menționate.

Prezența formelor de apă dulce în nivele alternînd cu strate de gipsuri demonstrează că în timpul Helvețianului au existat variații climatice și batimetrice.

Tortonianul este cunoscut în regiune din lucrările lui GH. BOTEZ (4), GH. MACOVEI (19), FLORIN OLTEANU (24), C. STOICA (39), E. SAULEA (36), care se referă la cîteva zone restrîNSE.

Sucesiunea stratigrafică a Tortonianului din văile Teleajenului și Buzăului a fost stabilită de GR. POPESCU (30) și FL. OLTEANU (24). La Crivineni (valea Muscelului) subdivizarea în orizonturi a fost făcută de C. STOICA (39) pe bază de microfaună.

Tortonianul se întîlnește bine dezvoltat la Crivineni (valea Ciuciurului), în valea Muscelului și la Muscel, la Sibiciul de Sus (moara de pe malul Buzăului), la Gornetu și mărgîNIND ca o fîșIE îngustă sinclinalul Bozeoru-Odaile pînă în Valea Bălăneasa; de asemenea între Gloduri și Curcănești pînă în Dealul Chiciura și de aci pe valea Sărățelului spre Muscel și Valea Cîrnului pînă la Cislău. Se mai întîlnește, reprezentat prin orizontul inferior, în sinclinalul de la Trestia—Malul Alb și în sinclinalul Petricica, între V. Bălăneasa și V. Sărățelului.



Depozitele tortoniene din valea Buzăului pot fi grupate astfel: tufuri dacitice și marne albe cu *Globigerine* la partea inferioară; formațiunea cu sare, șisturi cu Radiolari, gresii și nisipuri cu *Borelis*, marne cu *Spirialis* la partea superioară.

1. *Tufurile și marnele albe cu Globigerine* se întâlnesc la Crivineni, V. Muscelului, D. Cîrnului, V. Sărățelului, sinclinalul Pietricica, D. Chiciura și sinclinalul Trestia—Malul Alb. Din punct de vedere litologic sînt formate din tufuri și gresii albicioase de tip Răchitașu și marne albe cu *Globigerine*. La partea inferioară a complexului se întâlnește un strat gros de gipsuri.

În D. Chiciura și în sinclinalul Trestia—Malul Alb conțin o microfaună de Foraminifere, în care predomină genurile *Globigerina* și *Orbulina*, asociate cu alte Foraminifere calcaroase și Ostracode mai puțin răspîndite ca număr de indivizi. Asociația cuprinde:

Globigerina bulloides D'ORB.

Globigerina triloba REUSS

Orbulina universa D'ORB.

Discorbis saulcii (D'ORB.)

Globorotalia scitula (DRADJ.)

Globorotalia crassa (D'ORB.)

Cythere asperina REUSS

Stratele acestui complex stau concordant peste cele ale Helvețianului superior.

2. *Formațiunea cu sare* este bine dezvoltată la Vine, în valea Sărățelului, la gura Văii Tisa, la Gloduri și la Bădila—Sarea lui Buzău.

În formațiunea cu sare, la Bădila și în valea Sărățelului se întâlnesc iviri de sare gemă. Acestea sînt învelite într-o matriță de argile, în care se găsesc numeroase elemente de mărimi și proveniențe diferite, de la blocuri de calcare jurasice pînă la roci din orizontul cu tufuri al Tortonianului.

Probele colectate din acest orizont n-au dat o asociație micropaleontologică specifică. Menționăm rare exemplare de *Gümbelina globosa* (EHRENBERG), *Globotruncana* sp. și *Nodosaria* sp., pe care le considerăm remaniate din formațiuni mai vechi.

Formațiunea cu sare prezintă uneori o stratificație neregulată, caracterizată prin alternanțe de marne, argile, gresii și nisipuri lenticulare, cu forme, extinderi și grosimi variabile; alteleori ia un aspect haotic, mai ales acolo unde sînt și masive de sare.

Raporturile formațiunii sării cu tufurile și marnele albe cu *Globigerine* apar adeseori discordante. Aceste raporturi de discordanță apar evidente la Petricica, pe malul drept al văii Sărățelului.



3. *Șisturile cu Radiolari* se întâlnesc bine dezvoltate la Gloduri în D. Chiciura, în V. Sărățelului la Muscelu, în V. Cîrnului și în fișia din jurul sinclinalului Bozeoru—Odăile. Argilele șistoase sînt cenușii închise, foioase, cu eflorescențe de sulf și rozete de gips. Conțin resturi de Pești, Diatomee și rare Foraminifere calcaroase.

Asociația micropaleontologică cuprinde:

Radiolari

Dictyocorynium pentagonum STÖHR
Rhopalodictyum subacutum EHRENBURG
Spongodiscus mediterraneus HAECKEL
Cenosphaera (Cyrtidosphaera) reticulata HAECKEL
Spongolipsis sp.

Foraminifere

Candorbulina universa JEDLISCHKA
Globigerinoides conglobatus BRADY

Acest orizont are o răspîndire mare și constituie un nivel-reper.

4. *Gresiile și nisipurile cu Borelis* le găsim bine dezvoltate în V. Muscelului, la Crivineni, în V. Sărățelului și la Muscelu, în Dealul Dintelui.

Din acest orizont a fost descrisă macrofauna cea mai bogată a Tortonianului. Tot aici se întâlnește o asociație micropaleontologică specifică prin conținutul ei bogat în Alveolinide reprezentate prin genul *Borelis* cu speciile:

Borelis melo (FICHTEL și MOLL)
Borelis rotella (D'ORB.)
Borelis hauerii (D'ORB.)

pe lângă alte numeroase forme calcaroase și aglutinante.

Foraminiferele aglutinante din acest nivel ne permit o paralelizare a acestui orizont cu Tortonianul din Bazinul Vienei, descris de RUDOLF GRILL (12).

Orizontul grezos cu *Borelis* are o răspîndire discontinuă. Poate fi substituit în parte sau total prin orizontul imediat superior, marnos.

5. *Marnele cu Spirialis* cuprind deasemenea o microfaună specifică Tortonianului superior.

Asociația micropaleontologică din cele două orizonturi ale Tortonianului superior cuprinde: Foraminifere calcaroase în predominanță, Foraminifere



aglutinante, spiculi de Spongieri, radiole de Echinide, Gasteropode (*Spirialis*) și Ostracode¹⁾.

Dintre cele cinci subdiviziuni ale Tortonianului numai tufurile (marnele albe cu Globigerine) și șisturile cu Radiolari au o răspândire mai generală și se păstrează cu constituții litologice și asociații faunistice mai constante. Formațiunea cu sare reprezintă un facies care nu are o răspândire generală; atunci când există se întâlnește întotdeauna între tufurile cu Globigerine și șisturile cu Radiolari. Gresiile cu *Borelis* și marnele cu *Spirialis* au o răspândire mai generală și alcătuiesc nivele stratigrafice constante la partea superioară a Tortonianului. Între ele există treceri atât laterale cât și pe verticală.

În partea superioară a marnelor cu *Spirialis* se observă trecerea de la faciesul marin al Tortonianului la faciesul salmastru al Buglovianului, prin apariția Miliolidelor din ce în ce mai frecvente (*Quinqueloculina costata* D'ORB.), a formelor de *Spaniodontella intermedia* ANDRUSSOW, *Teinostoma woodi* HOERNES și otolite de Pești.

Buglovianul. O limită litologică între Tortonian și Buglovian aproape că nu se poate pune. În Buglovian însă apare o macrofaună cu frecvente *Ervilia trigonula* SOK., *Ervilia praepodolica* ANDR., *Syndesmya scythica* SOK., *Syndesmya reflexa* EICHW. și *Teinostoma woodi* HOERNES.

Asociația micropaleontologică se deosebește mult de aceea întâlnită în Tortonian prin frecvența formelor de *Cibicides lobatulus* WALTER et JACOB, asociat cu frecvente Miliolide și Articuline.

Buglovianul se întâlnește bine dezvoltat în Valea Cîrnului, unde succesiunea stratigrafică se poate urmări pînă în Vf. Boidea.

Asociația microfaunistică cu frecvența formelor de *Cibicides lobatulus* și *Mohrensternia* se întâlnește sub orizontul cu gipsuri. Rezultă că faza de depunere a faciesului halogen cu formarea de gipsuri aparține Buglovianului. Gipsurile marchează astfel o schimbare a faciesului marin din Tortonian spre faciesurile Buglovianului.

Sarmațianul este etajul cu răspîndirea cea mai mare din cuprinsul zonei mio-pliocene. Se întâlnește cu o largă dezvoltare în sinclinalul Bozeoru—Odăile, în zona Pătirlagele—Valea Vii, în sinclinalul Rușavăț de la Cislău prin Poiana Stînei pînă la Mesteceni—Bădila și valea Buzăului, unde face legătura cu Sarmațianul din anticlinalul Măgura—Nifon.

Depozitele Sarmațianului sînt alcătuite din complexe nisipo-grezoase alternînd cu complexe marnoase. Toată seria este fosiliferă, cuprinzînd frecvente forme de

¹⁾ Din motive de spațiu listele cu asociațiile micropaleontologice n-au fost publicate.



Cerithium, *Ervilia*, *Cardium*, *Tapes*, *Modiola*, *Trochus*, *Buccinum* și *Macra*. Paleontologic, Sarmațianul poate fi împărțit în trei subdiviziuni suprapuse. Sarmațianul inferior grezo-nisipos cu *Cerithium* și frecvente *Ervilia*, nivelul mediu marnos cu *Criptomacra*, *Cardium* și *Tapes* și nivelul superior marno-calcaros cu *Mactre* și *Ervilii*.

Separarea Sarmațianului în trei subdiviziuni se poate face și din punct de vedere micropaleontologic:

Inferior cu Articuline, asociate cu *Elphidium macellum* (FICHTEL et MOLL) și *E. minutum* (D'ORB.),

Mediu cu Elfidii aculeate și

Superior cu *Nonion granosum* (FICHTEL et MOLL).

Aceste forme se încadrează în asociații caracteristice Sarmațianului.

Asociația micropaleontologică a Sarmațianului cuprinde Foraminifere, Radiolari, Ostracode, Characeae, etc.

Subdiviziuni micropaleontologice cu aceleași caractere în compoziția asociațiilor sînt menționate și în Bazinul Vienei de către R. GRILL (12).

Subdiviziunea cu Elfidii aculeate este menționată și de MAJZON LASZLO (20) în Bazinul panonic.

Trecerea de la Sarmațian la Meoțian se face diferit în cele trei sinclinale de sedimentare menționate. În sinclinalul Mărunțișu lipsește nivelul calcaros cu *Macra* al Sarmațianului și nivelul gresiilor oolitice cu *Dosinia* din Meoțian.

Trecerea se face de la un orizont marnos galben-roșcat cu intercalații negricioase de marne concreționare cu *Tapes gregarius* PAT., *Cardium fittoni* D'ORB., *C. beaumonti* D'ORB., etc., al Sarmațianului, la un complex marnos cu aspect concreționar cu rare *Unio* și microfaună reprezentată predominant prin *Rotalia beccarii* L., Ostracode și Characee, al Meoțianului.

În sinclinalul Rușavăț această trecere se face de la un complex nisipo-grezos cu *Macra*, *Ervilia*, *Tapes*, *Cardium*, *Cerithium*, *Modiola*, etc., la complexul marinelor concreționare pătate cu Ostracode și Characee din Meoțian.

În sinclinalul Pîrscov, peste calcarele cu *Mactre* se dezvoltă un nivel marnos cu Cardiacee și *Ervilii*, care face trecerea de la Sarmațian la Meoțian, respectiv de la faciesul salmastru al Sarmațianului la faciesul de apă dulce al Meoțianului alcătuit în bază din marne și argile galbene-violacee cu Ostracode și Characee.

Pliocen

Peste depozitele Sarmațianului se aștern depozite pliocene cu o macrofaună foarte bogată. Condițiile de sedimentare în care s-au format aceste depozite au provocat variații în dezvoltarea faunei. Deosebirile litologice de facies, ca și



schimbările în conținutul faunei, au dat naștere la numeroase discuții cu privire la orizontarea lor.

Pliocenul din V. Buzăului se poate subîmpărți în cele patru etaje clasice: Meoțian, Ponțian, Dacian și Levantin, și se întâlnește în sinclinalele Pîrscov, Rușavăț și Mărunțișu (pl. II).

Meoțian. Depozitele acestui prim etaj al Pliocenului (600—650 m grosime) se sprijină concordant pe Sarmațianul superior. Limita stratigrafică dintre Sarmațian și Meoțian este uneori greu de stabilit pe bază litologică, deoarece depozitele sarmațiene sînt în continuitate de sedimentare cu cele ale Meoțianului, iar aspectul petrografic se schimbă treptat. Micropaleontologic însă, această limită se poate stabili adeseori prin dispariția formelor de *Nonion granosum* și *Elphidium macellum* atît de caracteristice prin abundența lor în orizontul cel mai superior al Sarmațianului și prin apariția spontană a formei de *Rotalia beccarii* asociată cu numeroase Ostracode reprezentate în deosebi prin frecvența genului *Cyprideis micropunctata* TRIBL. și cu numeroase fructificații de *Chara*, reprezentate prin genul *Characeites acuminata* TUZS.

Meoțianul din V. Buzăului este constituit în general din depozite arenacee.

În Valea Ursoaia Meoțianul este alcătuit din: complexul marnelor concreționare în bază (cca 80 m), urmat de nisipuri și gresii (cca 170 m) fosilifere, apoi nisipuri cu concrețiuni grezoase (cca 200 m) cu frecvente forme de *Hydrobia vitrella* ȘTEFĂNESCU și *Teodoxus ștefănescui* FONTANNES. Urmează complexul nisipos marnos (cca 200 m) cu rare exemplare de *Anodonta brandenburgi* BRUS., *Viviparus moldavicus* WENZ, *Dreissensia* sp. și frecvente exemplare de *Hydrobia vitrella* ȘTEFĂNESCU și *Teodoxus ștefănescui* FONTANNES. La partea cea mai superioară a Meoțianului se află complexul nisipos-grezos oolitic (cca 14 m) cu *Congeria novorossica* SINZ. și *Leptanodonta rumana* WENZ, peste care stau depozitele Ponțianului caracterizate prin apariția Cardiaceelor, care lipsesc în Meoțian.

Astfel, pe Valea Ursoaia (afluent pe partea stîngă a văii Buzăului) s-a putut urmări succesiunea completă a depozitelor meoțiene.

Conținutul paleontologic fiind bogat și variat, apare posibilitatea de a se divide acest etaj în trei orizonturi:

1. *Orizontul inferior*, marnos-grezos-oolitic-nisipos, cu o faună de apă dulce:

Psilunio (Psilunio) subrecurvus TEISS.

Unio subatavus TEISS.

Congeria polymorpha PALLAS

Theodoxus sp.



Hydrobia vitrella ȘTEFĂNESCU

Radix sp.

Ostracode (*Ciprideis micropunctata* TRIB.)

și cu fructificații de *Chara*.

Grosimea depozitelor cca 150 m.

2. *Orizontul mediu*, constituit din gresii oolitice și caracterizat printr-o faună de facies salmastru, reprezentată în deosebi prin:

Ervilia minuta SINZOW

Dosinia maeotica (ANDRUSSOW)

Hydrobia vitrella ȘTEFĂNESCU

Hydrobia sp.

Rotalia beccarii LINNÉ

3. *Orizontul superior*, nisipos-marnos-grezos, cuprinzând o faună de apă dulce cu:

Psilunio (*Psilunio*) *subhoernesi* SINZ.

Psilunio (*Psilunio*) *subrecurvus* TEISS.

Unio subatavus TEISS.

Anodonta sp.

Leptanodonta rumana WENZ

Congerina novorossica SINZ.

Theodoxus (*Calvertia*) *ștefănescui* (FONTANNES)

Hydrobia kelerborni WENZ

Viviparus moldavicus WENZ

Ostracode

precum și fructificații de *Chara*.

Grosimea depozitelor orizontului superior cca 420 m.

În timpul Meotianului au fost două momente când reprezentanții faunei de apă dulce, Unionidele în deosebi, au avut o dezvoltare exuberantă, în orizontul inferior și orizontul superior.

Fauna cu *Dosinia* și *Rotalia beccarii* LINNÉ din orizontul mediu este bine individualizată și constituie faciesul salmastru, care separă cele două orizonturi cu faună de apă dulce.

Ponțian. Numele Ponțianului a fost dat de la PLAY în 1842 (29) mai mult în sens geografic, înțelegând prin această denumire « formațiunile terțiare din stepa pontică », reprezentate prin « Calcarele de Odesa » și « Calcarul de Novocerkask ». Mai târziu, în 1869, BARBOT DE MARNY (3) consideră ca formațiune tipică pentru Ponțian, calcarele de Odesa. N. ANDRUSOV (1886) (6) consideră partea inferioară



a falunelor de Kamyschburun și calcarele superioare de Kertsch ca fiind echivalente cu calcarele de Odesa.

L. C. DAVIDASCHVILI (1931) (5) atribuie Ponțianului din sudul U.R.S.S. « fauna falunelor de Kamyschburun » cu Cardiacee (5) specifice și pentru Ponțianul din Muntenia și Oltenia, cum sînt: *Phyllicardium planum* DESH., *Limnocardium subsquamosum* ANDR., *Limnocardium nobile* BABBA, *Didacna subcarinata* DESH., *Paradacna abichi* HOERN., *Caladacna steindachneri* BRUS.

Sub aceste falune, succesiunea stratigrafică se completează cu un orizont argilos, urmat de nisipuri, în care L. C. DAVIDASCHVILI (5) semnalează fosile ce se întîlnesc și în calcarele de Odesa, cum sînt: *Limnocardium* cf. *subodessae* SINZ., *Didacna novorossica* BARB., *Dreissensia simplex* BARB., *Dreissensia tenuissima* SINZ.

Complexul acesta se sprijină pe calcarele meoțiene cu *Congeria novorossica* SINZ.

Această asociație faunistică a făcut pe ANDRUSOV (1) și pe alții să considere stratele de sub falunele de Kamyschburun, ca echivalente Stratelor de Odesa și să le atribuie astfel Ponțianului inferior.

În Caucazul de răsărit, Districtul Schemahinsk, ANDRUSOV semnalează sub orizontul cu *Paradacna abichi* R. HOERN. și alte Cardiacee de tipul celor din falunele de Kamyschburun, un complex cu asociație asemănătoare faunei din calcarele de Odesa, cuprinzînd printre formele mici: *Prosodacna litoralis* EICHW. *Monodacna pseudocatillus* BARB., *Dreissensia tenuissima* SINZ., *Parvivenus widhalmi* SINZ., *Syndesmya tellinoides* SINZ.

Depozite asemănătoare ca facies litologic și conținut paleontologic cu calcarele de Odesa se întîlnesc și în valea Buzăului pe anticlinalul Cislău—Punga și în flancul vestic al sinclinalului Mărunțișu.

Din aflorimentele din V. Pănătăului—Muchea Icoanei (Slabi) și de la Măgurea (Vf. Geroasa) rezultă că lumașelul cu Cardiacee de tipul calcarelor de Odesa se sprijină direct pe gresia cu *Congeria novorossica* din Meoțianul superior.

Fauna întîlnită în aceste calcare cuprinde:

Monodacna (pseudocatillus) pseudocatillus BARBOT (forme juvenile)

Prosodacna eichwaldi ANDRUS.

Prosodacna littoralis BARBOT var. *orientalis* ANDRUS.

Prosodacna (stylodacna) sturi (COBĂLCESCU)

Replidacna carpatina JEK.

Replidacna socenii (JEK.)

Congeria sp.

Dreissensiomya sp.

Viviparus achatinoides (DESH.) (exemplare tinere)

Melanopsis (Melanopsis) decollata STOLICZKA

Zagrabica maceki BRUS.

Pyrgula atava BRUS.



Pyrgula crispata BRUS.

Theodoxus politus JEK.

Hydrobia vitrella ȘTEF.

Profilul care ne permite să stabilim poziția lumașelului și faunei, echivalente cu calcarele de Odesa, se întâlnește la Sibiciul de Jos, din V. Plăișorului până în D. Dîrstei.

Aci, rezultă destul de evident poziția lumașelului de tipul calcarelor de Odesa, ca fiind cuprins între stratele cu *Congeria novorossica* SINZOW în bază și complexul marnelor cu *Paradacna abichi* HOERNES la partea superioară. Și aici formează complexul de bază al Ponțianului la contactul cu Meoțianul.

Dacă trecem în sinclinalul de la Rușavăț și în cel de la Pîrscov, peste stratele cu *Congeria novorossica* SINZOW, meoțiene, urmează un strat de 2—3 m marno-grezos cu frecvente forme de *Prosodacna sturi* (COBĂLCESCU) și *Prosodacna littoralis* EICHW. var. *orientalis* ANDR., peste care se dezvoltă un complex marnos gros de 150—200 m cu frecvente *Paradacna abichi* HOERNES, *Valenciennius annulatus* ROUSSEAU, etc. Acest nivel, deși mult mai subțire, credem că este echivalent cu lumașelul pe care l-am sincronizat cu calcarele de Odesa și care este bine reprezentat în muchia Piatra Dascălului.

Grosimea diferită a acestui complex poate fi atribuită condițiilor de facies. Sinclinalul Măruntșu se află mai la interiorul zonei subcarpatice față de sinclinele Rușavăț și Pîrscov, deci în vecinătatea țărmului mării pontice. Calcarele de Odesa din Piatra Dascălului ar reprezenta astfel un facies de țărm față de lumașelul din baza Ponțianului din sinclinele mai exterioare cu un facies mai de adîncime.

Sucesiunea stratigrafică a depozitelor ponțiene se dezvoltă după complexul marnos cu *Paradacna abichi* HOERNES printr-un complex nisipos-grezos cu *Melanopsis* și *Congeria rumana* ȘTEFĂNESCU, după care urmează din nou un complex marnos caracterizat prin frecvența formelor mici de *Monodacna*, a formei de *Cala-dacna steindachneri* BRUSINA specifică acestui nivel, forme mici de *Valenciennius annulatus* ROUSSEAU și altele. La partea superioară Ponțianul din Valea Buzăului cuprinde o alternanță de marne și nisipuri marnoase fosilifere. Limita cu Dacianul este marcată de un strat lumașelic cu *Phyllicardium planum planum* (DESHAYES).

În esență, în V. Buzăului, cel de al doilea etaj al Pliocenului, Ponțianul, se deosebește net de Meoțian. Depozitele acestuia cuprind o faună nouă de Moluște reprezentată în deosebi prin Cardiacee, care lipsesc în Meoțian.

Nivelul cu *Congeria novorossica* SINZOW constituie un reper constant pentru separarea Meoțianului de Ponțian. Situația aceasta este generală în Bazinul dacic cît și în cel euxinic, unde sînt bine dezvoltate calcarele cu *Congeria novorossica* SINZOW.



În V. Buzăului Ponțianul începe în bază cu calcarele de Odesa, bine reprezentate în Piatra Dascălului, peste care urmează nivelul marnos cu *Paradacna abichi* (HOERNES) și *Valenciennius annulatus* ROUSSEAU.

Comparînd lista formelor din calcarele din Piatra Dascălului (lumașel) cu cea dată de ANDRUSOV pentru calcarele de Odesa găsim relativ puține forme comune. Speciile de *Prosodacna* mici, printre care unele citate de GILLET din calcarele de la Bolgrad pe care le consideră ponțiene, și formele de *Monodacna*, se găsesc reprezentate într-un mare număr de indivizi. Forme relict sarmațiene și meoțiene sînt puține. Este interesant însă de observat că aici există unele specii care se întîlnesc și în Bazinul Slavonic (ex. *Replidacna carpatina*, *Pyrgula atava*, *Pyrgula crispata*).

Criteriile care permit echivalarea acestui lumașel de la baza Ponțianului cu calcarele de Odesa sînt date de unele specii comune (în majoritate ponțiene) și poziția lui între stratele cu *Congerina novorossica* SINZOW și marnele cu *Paradacna abichi* HOERNES.

În sinclinalele Rușavăț și Pîrscov peste stratele cu *Congerina novorossica* SINZOW urmează un banc de 2—3 m grosime de marne grezoase cenușii, bogate în *Prosodacna* mici ca *Prosodacna (Stylodacna) sturi* COB. și *Prosodacna littoralis* EICHW. var. *orientalis* ANDRUSOV, peste care urmează marnele cu *Paradacna abichi* HOERNES. Acest banc inferior, deși mult mai subțire, îl considerăm echivalentul lumașelului din muchia Piatra Dascălului.

Ponțianul mediu este nisipos-grezos. Cuprinde o faună mai săracă, în care forma dominantă este *Congerina rumana* ȘTEFĂNESCU, asociată cu *Dreissena rostriformis* (DESH.), *Hydrobia pontilitoris* WENZ, *Hydrobia spicula* ȘTEF.

La partea superioară Ponțianul este marnos, în bază cu o bogată faună caracterizată prin frecvența formelor de *Caladacna steindachneri* BRUS., asociată cu *Cardiacee* mici și cu *Valenciennius annulatus* REUSS. Limita cu Dacianul este marcată printr-un lumașel cu *Pyllicardium planum planum* DESH.

Dacianul se întîlnește răspîndit în toate cele trei sinclinale. În sinclinalul Mărunțișu apare pe o suprafață restrînsă, pe flancul sud-estic, la contactul cu Meoțianul din flancul nord-vestic al anticlinalului Măguricea—Punga.

În sinclinalul Rușavăț apare relativ redus între V. Rușavățului și V. Ursoaia, un mic petic ca un rest de eroziune la Punga. Mai bine reprezentat este în sinclinalul Pîrscov, între Trestieni, Lunca Frumoasă, Tocileni—Bădila și Pîrscov, fiind constituit predominant din nisipuri și gresii fosilifere. Asociația paleontologică este reprezentată prin numeroase genuri și specii de:

Prosodacna munieri ȘTEFĂNESCU

Prosodacna rumana (FONTANNES)

Prosodacna stenopleura (ȘTEFĂNESCU)



Prosodacna orientalis (ȘTEFĂNESCU)

Stylodacna heberti (COBĂLCESCU)

Dreissena rostriformis (DESHAYES)

Viviparus bifarcinatus (BIELZ)

Prosodacna serena ȘTEF.

Prosodacna cobălcescui (FONTANNES)

Prosodacna haueri (COBĂLCESCU)

Prosodacna neumayri (FUCHS)

Prosodacna euphrosynae (COBĂLCESCU)

La partea superioară Dacianul se încheie printr-un orizont cu cărbuni, adeseori marcat printr-o frecvență mare a formelor de *Viviparus bifarcinatus* BIELZ și *Unio* sp.

Levantinul este reprezentat în sinclinalul Mărunțișu printr-un orizont inferior marno-nisipos cu *Helix* și *Planorbis*. Marnele sînt galbene cenușii-verzui pînă la violaceu închis. Nu sînt stratificate și au aspect concreționar pătat (cca 200 m grosime).

La partea superioară se dezvoltă orizontul nisipos-grezos cu frecvente prundișuri uneori conglomeratice, alcătuiind Pietrișurile de Cîndești. Orizontul inferior este bine dezvoltat în sinclinalul de la Zaharești—Tega, pe cînd orizontul superior cu pietrișuri este tipic dezvoltat între Mărunțișu—Poienii de Jos și Bîscenii de Jos, pe malul drept al Buzăului. Nu este reprezentat în sinclinalul Rușavăț. Într-o zonă restrînsă se întîlnește numai orizontul inferior, la est de Lunca Frumoasă, în sinclinalul Pîrscov. Pietrișurile de Cîndești sînt trecute de unii autori la Cuaternar.

Cuaternarul este reprezentat în regiune prin depozitele rezultate din acțiunea de eroziune și acumulare post-pliocenă. Acestea se întîlesc în terasele de pe malurile cursurilor principale de apă. În afară de terase, ca formațiuni cuaternare se mai întîlesc șesurile aluviale, numeroase curgeri gravitaționale pe pantele cu înclinări mari, cum sînt grohotișurile, apoi numeroase conuri de dejecție, piedmonturi, alunecări și pornituri de teren.

Concluzii

Sucesiunea stratigrafică a depozitelor neogene din V. Buzăului, regiunea Pătîrlagele, cuprinde formațiuni în care se întîlesc orizonturi caracteristice, unele cu valoare locală altele cu valoare regională. O parte din orizonturile-reper cu extindere regională se pot corela cu orizonturi asemănătoare din alte bazine de sedimentare, ajungîndu-se prin aceasta la stabilirea de condiții biofaciale asemănătoare pe suprafețe mari. Astfel, Helvețianul are o microfaună alcătuită din spiculi de Spongieri, radiole de Echinide, alături de relativ puține Foraminifere calcaroase



de talie mică. Aceeași asociație specifică unui mediu puțin favorabil dezvoltării formelor de viață, este semnalată și în Helvețianul din Bazinul Vienei și din Bazinul panonic.

Tortonianul, cu o asociație micropaleontologică foarte bogată, se poate corela de asemenea cu Tortonianul din bazinele Vienei și panonic, prin asociația de aglutinante și cu bazinul Transilvaniei, prin orizontul tufurilor cu Globigerine și șisturile cu Radiolari.

Corelări asemănătoare se pot face cu asociațiile microfaunistice din Sarmațian și Pliocen. Astfel, orizontul cu *Articulina*, orizontul cu *Elphidium aculeatum* și orizontul cu *Nonion granosum* (FICHEL et MOLL) sînt stabilite și în Bazinul Vienei și parțial în Bazinul panonic. Orizontul cu *Dosinia*, orizontul cu *Congerina novorossica* SINZOW și orizontul lumașelic din muchia Piatra Dascălului sînt comparabile cu nivele asemănătoare din Bazinul euxinic.

Urmărind evoluția faciesurilor din cele trei sinclinale de sedimentare menționate în V. Buzăului, se constată o variație treptată de la interior către exterior. În general, se observă o creștere a salinității de la zonele marginale spre zonele de sedimentare mai adînci.

În coloana stratigrafică a Neogenului se constată de asemenea o alternanță a faciesurilor pe verticală. Alternanța aceasta se face între faciesul lagunar, faciesul marin și faciesul de apă dulce. Astfel, în Helvețianul inferior alternează faciesul marin cu faciesul lagunar (se întîlnesc sărături în acest complex); în Helvețianul superior alternează faciesul lagunar cu faciesul de apă dulce (nivele cu Ostracode și Hydrobii, față de nivele cu gipsuri); în Tortonian alternează faciesul marin (marne albe cu Globigerine și marne cu *Spiralis*), cu faciesul lagunar (Tortonian cu gipsuri sau cu sare); în Buglovian faciesul lagunar (complexul cu gipsuri din V. Cîrnului) cu faciesul salmastru; în Sarmațian și Pliocen faciesul salmastru (calcare cu *Mactra* sau gresii calcaroase cu *Dosinia*) cu faciesul de apă dulce (orizonturile inferior și superior ale Meoțianului) sau faciesurile de apă caldă din Sarmațian și Meoțian (gresii oolitice) față de faciesul de apă mai rece din Pontian și Levantin.

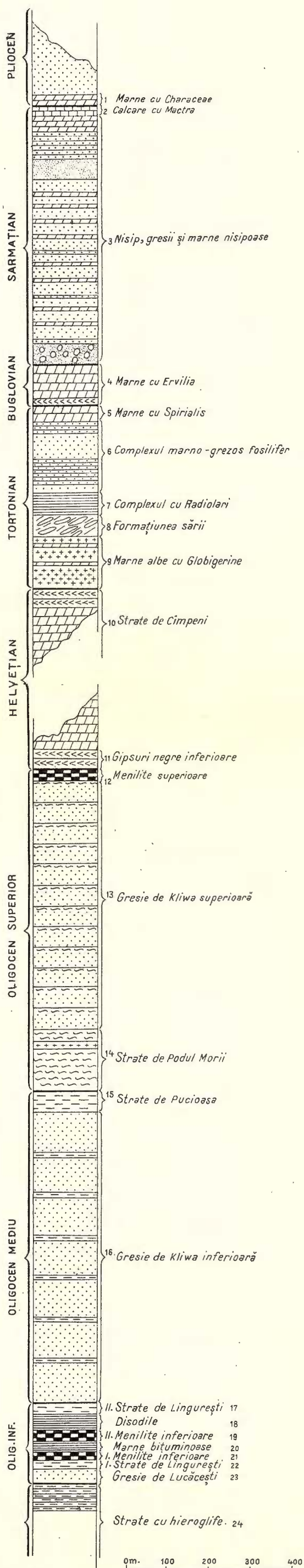
În general, se constată o deosebire evidentă între condițiile puțin favorabile dezvoltării vieții din timpul depunerii Miocenului pînă în Tortonianul superior, față de condițiile bionomice mult mai favorabile din perioada depunerii Tortonianului superior pînă la inclusiv Pliocenul, timp în care s-au dezvoltat exuberant atît macrofauna cît și microfauna.

Nota caracteristică a formațiunilor din V. Buzăului (reg. Pătîrlagele) o constituie variația mare de faciesuri atît pe verticală cît și în suprafață, ceea ce arată că sedimentarea a avut loc într-o mare puțin adîncă și cu un relief de fund neregulat.

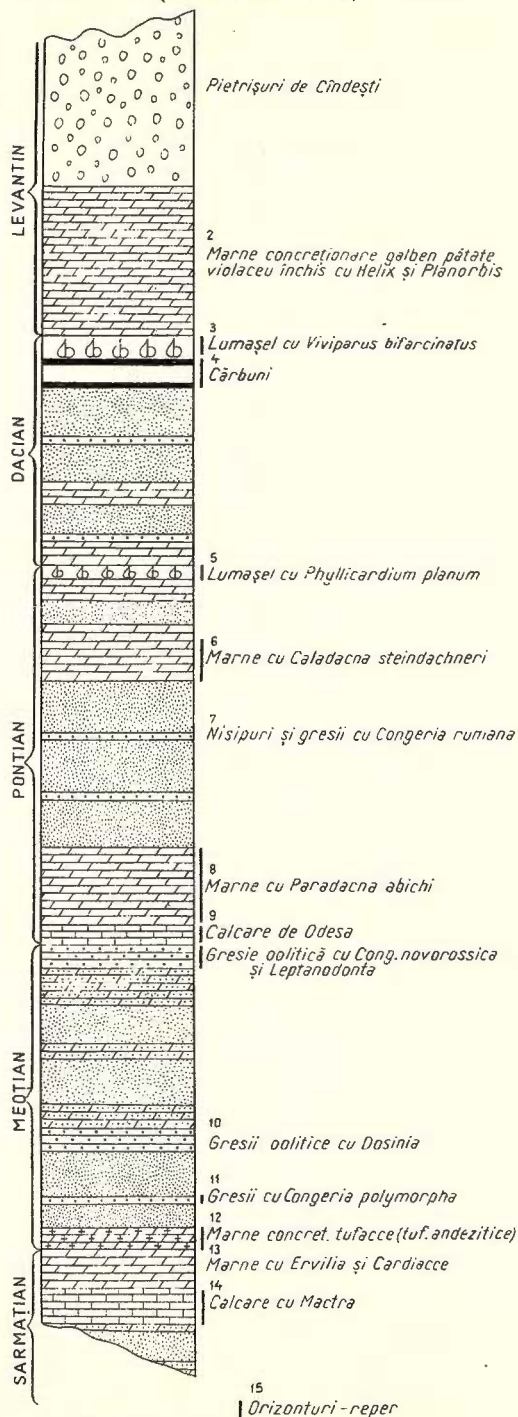


CORIOLAN STOICA

COLOANĂ STRATIGRAFICĂ DIN VALEA BUZĂULUI (PĂTÎRLAGELE)



C. STOICA
COLOANĂ STRATIGRAFICĂ A PLIOCENULUI
DIN VALEA BUZĂULUI
(PĂTÎRLAGELE)



BIBLIOGRAFIE

1. ANDRUSOV N. Die Schichten von Kamyschburun und der Kalkstein von Kertsch in der Krim. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.*, XXXVI, p. 127—140, Wien 1886.
2. ANDRUSOV N. Étage Apchéronien. *Mém. Com. Geol.*, nouv. série, livr. 110, Petrograd 1923.
3. BARBOT DE MARNY. Géologie du Gouvernement de Cherson, St. Petersb. 1869.
4. BOTEZ GH. Notă asupra Tortonianului din Valea Vii (Pătirlagele) Jud. Buzău. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII, București 1917.
5. DAVIDASCHVILI L. C. The fauna of the pontian beds. *Trans. of the State Petroleum Research — Institute*, Moskow 1931.
6. FILIPESCU M. G. Études géologiques de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic-Bisca Mare (Buzău) *C.R. Inst. Geol. Roum.*, (1935—1936), București 1940.
7. FILIPESCU M. G. Études géologiques dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bisca Mică. *Bul. Lab. Min. Gen. Univ.*, II, București 1937.
8. FILIPESCU M. G. Cercetări geologice între Valea Teleajenului și Valea Doftanei (Jud. Prahova). Teză, București 1934.
9. FILIPESCU M. G. Le calcaire de Bădila (Buzău) et quelques considérations sur l'enveloppe du sel. *C.R. Inst. Géol. Roum.* XXII (1933—1934), București 1938.
10. FILIPESCU M. G. Contribution à l'étude du flysch interne compris entre le Râul Crasna—Teleajen et le Râul Negru. *Bul. Lab. Min. gen. univ. București*, vol. II, p. 122—123. București 1937.
11. GRIGORAȘ N. Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Rîurile Putna și Buzău (Teză). *An. Com. Geol.* XXVII, București 1955.
12. GRILL RUDOLF. Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. *Mitt. Reichsanst. Bodenforsch. Zweig.* Wien 1943.
13. GRZYBOWSKI M. J. Otwornice pokladów naftosynch okolicy Krasna. *Roz. Wyd. mat. przy. Ak. Um. W. Krakowie*, XXXIII, 1897.
14. GRZYBOWSKI M. J. Atwornice czerwonych ilow z Wadowic. *Rozpraw Wdzialu mat. przy Ak. Um. W. Krakowie*, 1896, XXX.
15. JEKELIUS ERICH. Das Pliocän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubeken. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXII, București 1943.
16. MACOVEI GH. Structura geologică a Văii Buzăului între Păltineni și Cislău. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII, București 1916.
17. MACOVEI GH. Asupra formațiunii salifere subcarpatice. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, V, București 1913.
18. MACOVEI GH. Cercetări geologice în regiunea cutelor diapire din Județul Buzău. *Rap. Act. Inst. Geol. Rom.* 1914, XXII, București 1922.
19. MACOVEI GH. Constituția geologică a Văii Buzăului între Păltineni și Cislău. *Rap. Act. Inst. Geol. Rom.* 1915, București 1924.
20. MAJZON LADISLAUS Foraminiferenuntersuchungen im Tiefbohr — Laboratorium, Budapest 1938.
21. MRAZEC L. și VOITEȘTI I. P. Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpatiques de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.*, V, București 1911.
22. VOITEȘTI I. P. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpathes roumaines. Prague 1931.
23. MURGEANU GH. Sur l'âge des schistes ménilitiques et des gypses inférieurs de Munténie Occidentale. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXV, București 1937.



24. OLTEANU FLORIN Observațiuni asupra « breciei sării » cu masive de sare din regiunea mio-pliocenă dintre R. Teleajen și P. Bălăneasa (cu privire specială pentru regiunea Pietraru—Buzău). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXII, București 1951.
25. ONCESCU N. Rapport sur les levers géologiques effectués dans la région Rușavățu—Vf. Pănătău—Petrari—Sarea lui Buzău, pendant la campagne de travail 1941. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXX, București 1948.
26. PĂTRUȚ ION Geologia și tectonica regiunii Vălenii de Munte—Cosminele—Buștenari (Teză). *An. Com. Geol.*, XXVII, Bucurđști 1955.
27. PAUCĂ M. Nouvelles données sur l'anticlinal de Cislău—Punga (départ. de Buzău) *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVII, București 1944.
28. LE PLAY. Exploration des terrains carbonifères du Donetz (1842) Demidov, Voyage dans la Russie méridionale et la Crimée. Tome IV.
29. POPESCU GR. Zona Flișului paleogen între V. Buzăului și V. Vărbilăului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948—1949), București 1952.
30. POPESCU GR. Observațiuni asupra « breciei sării » și a unor masive de sare din zona paleogen-miocenă a Jud. Prahova. *D. S. Com. Geol.*, XXXII, București 1951.
31. PREDĂ D. M. Geologia și tectonica părții de răsărit a Jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.*, X, București 1921.
32. PREDĂ D. M. Géologie de la Vallée du Teleajen dans la région des collines subcarpathiques. *II-ème Réunion de l'Assoc. Carpath. Guide des Excursions* București 1927.
33. PROTESCU O. Contribuțiuni la studiul faunei de foraminifere terțiare din România. *An. Inst. Geol. Rom.*, IX, (1915—1920). București 1922.
34. PROTESCU O. Comunicare preliminară asupra prezenței etajului Tortonian în regiunea Melicești Jud. Prahova. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, IV, București 1912.
35. PROTESCU O. și MURGEANU GH. Géologie de la Vallée de la Prahova. *II-ème Réunion de l'Assoc. Carpath. Guide des Excursions*, București 1927.
36. SAULEA E. Contribuțiuni la stratigrafia Miocenului din Subcarpații Munteniei. *An. Com. Geol.*, XXIV, București 1956.
37. STOICA C. Paleogenul din Valea Sibiciului (Jud. Buzău). *Rev. Muz. Geol. Mineral. Univ. Cluj*, VIII, 1, 1943—1944.
38. STOICA C. Stratele de Gura Șoimului-Tazlău. *An. Univ. C. I. Parhon*, IV, București 1947.
39. STOICA C. Asupra microfaunei tortoniene de la Crivineni (Buzău). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXI (1942—1943) București 1951.
40. STOICA C. Cîteva characeae fosile din Mio-Pliocenul Subcarpaților. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, VIII, 1953.
41. TEISSEYRE W. Harta geologică. Văleni de Munte. Ediție provizorie 1911 — Inst. Geol. al Rom.
42. VOICU GH. Considerațiuni stratigrafice și biofaciale asupra evoluției microfaunei din Turonian pînă în Pliocen, între Valea Dimboviței și Valea Cricovului. *D.S. Com. Geol.*, XXXVII (1949—1950), București 1953.
43. VOICU GH. Studiu micropaleontologic al Stratelor de Cornu de pe flancul sudic al cuvetei de Slănic, între Valea Prahovei și Valea Vărbilăului. *An. Com. Geol.* XXVI, București 1953.
44. VOICU GH. Paralelizarea micropaleontologică a formațiunilor de Miocen din regiunea Beclean (Bazinul Ardelean) cu acelea din Subcarpații Munteniei. *D. S. Com. Geol.* XXXVI (1948—1949), București 1953.



СООБРАЖЕНИЯ, КАСАЮЩИЕСЯ СТРАТИГРАФИИ НЕОГЕНА В ДОЛИНЕ БУЗЭУ

К. СТОЙКА

(Краткое содержание)

На основании исследований, проведенных автором над неогеновыми отложениями бассейна Вэй Бузэу, установлено, что её стратиграфическая последовательность охватывает образования, в которых были выявлены характерные горизонты, имеющие местное или областное значение. Часть горизонтов репер — областного распространения — могут быть сопоставлены с подобными горизонтами других седиментационных бассейнов, что способствует установлению аналогичных биофациальных условий для больших площадей. Таким образом, гельветский ярус содержит: губчатые спиккулы, радиолярии эхиноид, помимо малого количества известняковых *Foraminifere*. Та же ассоциация, специфическая среда, мало благоприятной развитию форм жизни, выявлена и в гельветском ярусе Венского и Паннонского бассейнов.

Тортонский ярус, с очень богатой микропалеонтологической ассоциацией может быть сопоставлен с тортонским ярусом Венского и Паннонского бассейнов. при посредстве ассоциации связывающих веществ, а также с Бассейном Трансильвании, при посредстве горизонта туфов с *Globigerina* и со сланцами с радиоляриями

Подобные сопоставления могут быть проведены с ассоциациями микрофауны сармата и плиоцена. Таким образом, горизонт с *Articulina*, горизонт с *Elphidium aculeatum* и горизонты с *Nonion granosum* (FICHEL et MOLL) были установлены в Бассейне Вены и частично — в Паннонском бассейне; горизонты с *Dosinia*, горизонты с *Congerina novorossica* SINZOV и горизонты с люмашелями с вершины Пятра Даскалулуй, могут быть сопоставлены с подобными горизонтами эвксенического Бассейна.

Установлено, в общем, очевидное различие между условиями, мало благоприятными развитию жизни, во время отложений миоцена и до верхнего тортонского и между более благоприятными биомическими условиями — периода отложений верхнего тортонского, до плиоцена — включительно — период во время которого стала сильно развиваться как микрофауна, так и микрофлора.

Характерной особенностью образований Долины Бузэу (Патырла-желе) является большое разнообразие фаций, как по вертикали, так и на поверхности, которое свидетельствует о том, что отложения имели место в менее глубоком море, с волнообразным рельефом дна.



ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ

Чертеж I

Стратиграфическая колонка в долине Бузэу (Пэтырлажеле).

1, мергели с *Characeae*; 2, известняки с *Mastra*; 3, пески, песчаники и песчаные мергели; 4, мергели с *Ervilia*; 5, мергели с *Spiralis*; 6, мергелисто-песчанистый комплекс с ископаемыми; 7, комплекс с радиоляриями; 8, соляное образование; 9, белые мергели содержащие глобигерины; 10, слои Кымпень; 11, нижний черный гипс; 12, верхние менилиты; 13, верхний песчаник Клива; 14, слои Подул Морий; 15, слои Пучиоаса; 16, песчаник нижней Клива; 17, слои Лингурешть; 18, дисидиловые сланцы; 19, нижние менилиты; 20, битуминозные мергели; 21, нижние менилиты; 22, слои Лингурешть; 23, песчаник Лукачешть; 24, слои с нероглифами.

Чертеж II

Стратиграфическая колонка плюиона долины Бузэу (Пэтырлажеле).

1, гравий Кындешть; 2, желтый мергель с конкреционной структурой, с темно-синими пятнами, содержащий ископаемые *Felix* и *Planorbis*; 3, люмашель с *Viviparus bifarcinatus*, угли; 4, люмашель с *Phyllicardium planum*; 5, мергель с *Caladacna steindachneri*; 6, пески и песчаник с *Congerina rumana*; 7, мергели с *Paradacna abichi*; 8, Одесские известняки, оолитовый песчаник с *Congerina novorossica* и *Leptanodonta*; 9, оолитовый песчаник с *Dosinia*; 10, песчаник с *Congerina polymorpha*; 11, мергели с туфовыми конкрециями (андезитовые туфы); 12, мергели с *Ervilia* и *Carditidae*; 13, известняки с *Mastra*; 14, опорный горизонт.

CONSIDÉRATIONS SUR LA STRATIGRAPHIE DU NÉOGÈNE DE LA VALLÉE DU BUZĂU

PAR

CORIOLAN STOICA

(Résumé)

Le travail a trait à la zone néogène du bassin de la vallée du Buzău, limitée au N et au NW par la zone du Flysch et à l'W et au S par la vallée du Buzău.

Dans cette région on distingue trois zones de sédimentation principales, à savoir: le synclinal Mărunțișu vers l'W, le synclinal Rușăvăț vers le S et le synclinal Pîrscov vers l'E.

Ces synclinaux sont comblés de dépôts sarmatiens et pliocènes. Les zones élevées qui séparent les synclinaux sont formées de dépôts plus anciens, plissés.

La succession stratigraphique comprend des dépôts aquitaniens, helvétiques, tortoniens, buglowiens, pliocènes et quaternaires.

L'Helvétien est caractérisé par une microfaune formée de Foraminifères, spicules de Spongiaires, radioles d'Échinides, Ostracodes, Gastéropodes et fructifications de *Chara*. Les caractères distinctifs de cette microfaune sont la taille



réduite et la coquille mince des individus, traits qui prouvent des conditions de vie peu favorables.

La présence des formes d'eau douce dans les dépôts alternant avec des couches de gypse démontre que pendant l'Helvétien ont existé des variations bathymétriques, climatiques et de salinité.

Dans la vallée du Buzău (4, 21, 26, 41 et 38) le Tortonien est connu déjà depuis longtemps en quelques zones peu étendues. Aujourd'hui l'extension et la subdivision du Tortonien sont connues en détail. Les dépôts tortoniens de la vallée du Buzău sont groupés de la manière suivante: tufs dacitiques et marnes blanches à Globigérines, accompagnées de gypses à la partie inférieure; formation du sel, schistes à Radiolaires, grès et sables à *Borelis*, marnes à *Spirialis* à la partie supérieure.

Chaque subdivision du Tortonien comprend des associations microfauniques caractéristiques. Parmi les cinq subdivisions il n'y a que les tufs (marnes blanches à Globigérines) et les schistes à Radiolaires qui ont une distribution plus générale et accusent des conditions lithologiques et fauniques plus constantes. La formation du sel représente un faciès qui n'a pas une distribution générale. Les grès à *Borelis* et les marnes à *Spirialis* occupent des positions stratigraphiques constantes à la partie supérieure du Tortonien. Entre elles il existent des transitions latérales aussi en verticale.

Le Buglowien diffère de l'horizon supérieur du Tortonien par l'apparition des formes d'*Ervilia trigonula* SOK., *Ervilia praepodolica* ANDR., *Syndesmia* SOK. etc., et une association micropaléontologique spécifique, complètement différente du Tortonien. Dans Valea Cîrnului, à la base du Buglowien se développe un complexe de gypses.

Le Sarmatien — largement distribué dans toute la région — est constitué par des complexes sablo-gréseux prédominants, alternant avec des complexes marneux. Toute la série est fossilifère. Du point de vue lithologique, faunique et microfaunique on peut séparer trois subdivisions du Sarmatien:

Inférieur, gréseux, sableux à *Cerithium* et *Ervilia*;

Moyen, à *Criptomactra*, *Cardium* et *Tapes*;

Supérieur, marno-calcaire à *Mactra* et *Ervilia*.

Les associations micropaléontologiques sont caractérisées par la prédominance des formes *Articulia* et *Elphidium* à la partie inférieure, *Elphidium aculeatum* dans la subdivision moyenne et *Nonion granosum* (FICHEL et MOLL) à la partie supérieure.

Sur les dépôts du Sarmatien reposent les dépôts pliocènes avec une microfaune très riche. Les conditions de sédimentation de ces dépôts ont causé des variations dans le développement de la faune, permettant la subdivision du Pliocène en quatre étages: Méotien, Pontien, Dacien et Levantin.



En général, le Méotien de la vallée du Buzău est constitué par des dépôts arénacés, dans lesquels on distingue trois subdivisions: l'horizon inférieur, l'horizon supérieur à faciès d'eau douce et l'horizon moyen à faciès saumâtre.

Le Pontien débute à la base par un complexe sablo-gréseux à lumachelles, riche en Cardiacés de petite taille du type des Monodacnes. Par l'association faunique, le faciès lithologique et la position géométrique, ce complexe est l'équivalent des « Calcaires d'Odessa » de l'Ukraine du S. La succession stratigraphique des dépôts pontiens se développe sur le complexe marneux à *Paradacna abichi* HOERNES, au-dessus des lumachelles du type des calcaires d'Odessa, à travers un complexe sablo-gréseux à *Melanopsis* et *Congerina rumana* ȘTEF., suivi par un complexe marneux caractérisé par des Monodacnes de petite taille. À la partie supérieure se développe une alternance de marnes et de sables marneux fossilifères avec une couche à lumachelles riches en *Phillicardium planum* (DESHAYES). Le Pontien comprend une nouvelle forme de Mollusques, représentés surtout par des Cardiidés absentes au Méotien.

Le Dacien développé dans les trois synclinaux est représenté par des sables et des grès fossilifères. L'association paléontologique comprend de nombreuses formes de Prosodacnes et de Stylodacnes.

À la partie supérieure le Dacien finit par un horizon de charbon.

Le Levantin est représenté par un horizon inférieur marno-sableux à *Helix* et *Planorbis* et un horizon supérieur à graviers parfois conglomératiques constituant les « Graviers de Cîndești » attribués récemment au Quaternaire (E. LITEANU).

Le Quaternaire est représenté par les dépôts résultés de l'érosion et l'accumulation post-pliocène. Ils apparaissent sur les terrasses des principaux cours d'eau.

De l'étude des dépôts néogènes du bassin de la vallée du Buzău résulte que la succession stratigraphique comprend des formations avec des horizons caractéristiques, les uns accusant une valeur locale et d'autres une valeur régionale. Une partie des horizons-repères, à extension régionale, peut être reliée à des horizons analogues d'autres bassins de sédimentation, réussissant ainsi à établir des conditions biofaciales analogues sur de vastes surfaces. Ainsi, l'Helvétien comprend des spicules de Spongiaires, des radioles d'Echinides et peu de Foraminifères calcaires de petite taille. La même association spécifique pour un milieu peu favorable au développement des formes de vie est signalée dans l'Helvétien du Bassin de Vienne et du Bassin Pannonien.

Le Tortonien, très riche du point de vue micropaléontologique, se rattache au Tortonien du Bassin de Vienne et du Bassin Pannonien par son association d'agglutinantes, et au Bassin Transylvain par l'horizon des tufs à Globigérines et les schistes à Radiolaires.

Des corrélations semblables sont établies avec les associations microfauniques du Sarmatien et du Pliocène. Ainsi, l'horizon à *Articulina*, l'horizon à *Elphidium*



aculeatum et l'horizon à *Nonion granosum* (FICHTEL et MOLL) sont déterminés aussi dans le Bassin de Vienne et partiellement dans le Bassin Pannonien; l'horizon à *Dosinia*, l'horizon à *Congerina novorossica* SINZOW et l'horizon à lumachelles de la crête Piatra Dascălului sont comparables à des niveaux analogues du Bassin Euxinique.

En général on constate une différence évidente entre les conditions peu favorables au développement de la vie pendant le Miocène jusqu'au Tortonien supérieur, par rapport aux conditions bionomiques beaucoup plus favorables à partir du Tortonien jusqu'au Pliocène, lorsque a eu lieu un développement abondant de la macro- et microfaune.

Les formations de la vallée du Buzău (Pătîrlagele) sont caractérisées par la grande variation des faciès, autant en verticale qu'en surface, fait qui démontre que la sédimentation a eu lieu dans une mer peu profonde ayant un relief de fond ondulé.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Colonne stratigraphique de la vallée du Buzău (Pătîrlagele).

1, marnes à Characées; 2, calcaires à *Mactra*; 3, sables, grès et marnes sableuses; 4, marnes à *Ervilia*; 5, marnes à *Spiralis*; 6, Complexe marno-gréseux fossilifère; 7, Complexe à Radiolaires; 8, formation du sel; 9, marnes blanches à Globigérines; 10, couches de Cîmpeni; 11, gypse noir inférieur; 12, ménilites supérieures; 13, grès de Kliwa supérieurs; 14, couches de Podu Morii; 15, couches de Pucioasa; 16, grès de Kliwa inférieurs; 17, couches de Lingurești; 18, schistes dysodiliques; 19, ménilites inférieures; 20, marnes bitumineuses; 21, ménilites inférieures; 22, couches de Lingurești; 23, grès de Lucăcești; 24, couches à hiéroglyphes.

Planche II

Colonne stratigraphique du Pliocène de la vallée du Buzău (Pătîrlagele).

1, gravier de Cindești; 2, marnes concrétionnaires jaunes tachetées, bleuâtre foncé à *Felix* et *Planorbis*; 3, lumachelles à *Viviparus bifarcinatus*, charbons; 4, lumachelles à *Phyllicardium planum*; 5, marnes à *Caladacna steindachneri*; 6, sables et grès à *Congerina rumana*; 7, marnes à *Paradacna abichi*; 8, calcaires d'Odessa, grès oolithiques à *Congerina novorossica* et *Leptanodonta*; 9, grès oolithiques à *Dosinia*; 10, grès à *Congerina polymorpha*; 11, marnes concrétionnaires tuffacées (tufs andésitiques); 12, marnes à *Ervilia* et *Cardiids*; 13, calcaires à *Mactra*; 14, horizon-repère.





Institutul Geologic al României

ASUPRA UNOR IVIRI DE ROCE ULTRABAZICE DIN PARTEA CENTRALĂ A GEOSINCLINALULUI MUREȘULUI ¹⁾

DE
H. SAVU

Într-o comunicare anterioară (11) am arătat că activitatea magmatică a geosinclinalului mesozoic de pe amplasamentul Munților Drocea începe să se manifeste printr-un magmatism bazic, inițial. Acestuia îi corespunde un complex eruptiv alcătuit din roce care aparțin seriei ofiolitelor, cum sînt: tachilite, variolite, anamesite, diabaze și diabaze cuarțifere, ele cantonînd cîteva corpuri intrusive constituite din peridotite, gabbrouri și diorite cuarțifere pegmatoide. Toate aceste roce, care au curs și s-au insinuat pe fundul geosinclinalului, ar reprezenta diferențiatele unei magme simatice situate în adîncime, în a cărei evoluție se pot distinge, cronologic, trei stadii mai importante și anume stadiile ultrabazic, bazic și slab acid.

Lucrarea de față are ca scop să expună rezultatele cercetărilor noastre amănunțite asupra cîtorva corpuri de roce intrusiv, care aparțin primului stadiu de diferențiere al magmei simatice.

Considerații geologice și petrografice

Înainte de anii 1953—1955, în afară de cîteva date izolate care menționau unele gabbrouri cu olivină (4), un gabbrou-peridotit (15) și unele picrite (9), nu erau cunoscute în Munții Drocea intruziuni de roce ultrabazice. În timpul lucrărilor de teren din anii amintiți mai sus, am separat cîteva astfel de corpuri situate destul de semnificativ, în zona centrală a cîmpului de activitate magmatică al ofiolitelor. Ele au în general caracterele unor mici intruziuni hipabisice și sînt asociate

¹⁾ Comunicare în ședința din 6 decembrie 1957.



complexului de efuziuni bazice, pe care l-am denumit în anul 1954, complexul de Roşia Nouă.

Doă dintre aceste corpuri ultrabazice sînt situate în jurul localităţii Roşia Nouă. Unul dintre ele, cu o suprafaţă de 0,02 kmp, se află pe pîrîul Drumul Radei, afluent al văii Roşiuţa, iar al doilea este situat spre vărsarea Pîrîului Marcului şi are o suprafaţă de numai 0,006 kmp. Primul corp este localizat în diabaze separate sub formă de pillow-lava şi are în bază diabaze mai grăunţoase. El este străbătut de sill-uri de diabaze, care vin mai tîrziu, cum şi de un dyke de porfir.

Al doilea corp este localizat deasemenea într-o zonă de pillow-lava, cu intercalaţii de tachilite, pe care le străbate. Ca şi corpul situat pe P. Drumul Radei, acesta stă tot pe un culcuş de diabaze mai grăunţoase.

Grosimile acestor corpuri variază între 200 m la corpul de pe V. Roşiuţa şi 50 m la cel de pe P. Marcului (fig. 1). În general, ele au fost erodate în mare parte de văile care le străbat, astfel că sînt destul de bine deschise, fapt care ne-a permis un studiu foarte amănunţit.

Pe P. Strîmbu, la Almaş-Sălişte, se iveşte, în apropierea limitei dintre diabaze şi aglomerate, un alt corp de roce cu olivină. Acesta are o suprafaţă de 0,04 kmp şi este străbătut de filoane de porfire şi porfirite cu biotit.

În tabloul 1 dăm compoziţia mineralogică cantitativă a rocilor care alcătuiesc aceste corpuri, pe care am stabilit-o cu ajutorul mai multor analize planimetrice, executate pe secţiuni subţiri de probe colectate în serie. Mineralele din tablou au fost grupate după felul cum se asociază în rocă şi după importanţa pe care o au în geneza ei.

TABLOUL 1

Minerale	Peridotite	Melagabbrouri				Gabbrouri cu olivină	
Plagioclaz	—	3,2	17,6	20,2	30,1	55,8	59,3
Olivină ± serpentină	49,8	53,1	55,2	59,5	36,4	22,6	7,6
Piroxen	7,6	11,8	11,3	8,1	19,8	15,9	22,5
Hornblendă ± biotit	13,6	6,4	5,5	—	4,6	—	—
Magnetit ± cromit	2,3	1,0	2,7	2,0	0,6	1,5	2,8
Clorit + actinolit	26,5	24,4	7,7	10,1	8,4	4,1	7,6
Total	99,8	99,9	100,0	99,9	99,9	99,9	99,8
Indicele de coloraţie	—	97	82	80	70	44	41

Valorile obţinute repartizează rocele, după cum se vede, peridotitelor, melagabbrourilor şi gabbrourilor cu olivină.

Peridotitele se situează în baza corpurilor studiate. Ele sînt roce de culoare neagră şi au o structură holocristalină, iar textura lor este masivă (pl. , fig. 3).



Primele minerale care cristalizează în aceste roce sînt magnetitul și cromitul. Acestea apar de obicei idiomorfe și au adesea conture rotunjite de coroziunea magmatică; ele sînt incluse în restul mineralelor. Mineralelor opace le urmează olivina, la care se observă unele cristale idiomorfe și altele parțial corodate de magmă. Mineralul este străbătut de fisuri neregulate, de la care se propagă transformarea sa, parțială sau totală, în antigorit, crisotil și clorit. Unele incluziuni din olivină, alcătuite dintr-un amestec de clorit și hornblendă, par să amintească, după forma lor, un granat sau un spinel înlocuit.

Clinopiroxenul, un diopsid, se prezintă de obicei xenomorf și ia de multe ori o dezvoltare poikilitică, incluzînd mineralele care au cristalizat înaintea lui. O parte din spațiile rămase după cristalizarea acestor minerale este ocupată de o hornblendă brună, care se poate forma însă și pe seama piroxenului și trece uneori într-un amfibol verde-albăstrui și apoi în actinolit.

Ultimul mineral care cristalizează în peridotite la sfîrșitul stadiului magmatic este un biotit brun-roșcat.

- Melagabbrourele stau deasupra peridotitelor, cu care se aseamănă din punct de vedere structural și de care se apropie mult și în ceea ce privește compoziția mineralogică; diferă de acestea prin conținutul lor în plagioclaz, un labrador, maclat polisintetic, care include olivina și oxizii primari (planșă, fig. 2). Compoziția plagioclazului variază între 53 și 57% An.

Diopsidul prezintă și în melagabbroure structuri poikilitice. În unele faciesuri apare în locul lui un augit titanifer, cu frumoase structuri în clepsidră.

Ordinea de cristalizare în melagabbroure este următoarea: minerale opace, olivină, clinopiroxen, plagioclaz, hornblendă brună, biotit și minerale secundare. În legătură cu diopsidul și plagioclazul se observă că în rocele care stau mai aproape de peridotite, primul mineral care a cristalizat după olivină este piroxenul, iar în cele care se apropie de gabbrourele cu olivină, înaintea acestuia s-a format plagioclazul, care este slab zonat; în unele roce se pare că aceste două minerale au cristalizat cam în același timp.

Hornblenda și biotitul lipsesc în unele faciesuri și în acest caz scade și cantitatea de piroxen pînă la 8,3%, fapt care face ca roca să tindă spre un troctolit. După cum se vede din descriere, în unele dintre rocele pe care le încadrăm tot la melagabbroure, crește cantitatea de plagioclaz, ele făcînd astfel tranziția spre gabbrourele cu olivină, iar altele au vădite caractere de picrite, deoarece sînt mai fine și conțin un augit titanifer.

Gabbrourele cu olivină reprezintă faciesul marginal al corpurilor de care ne ocupăm și se situează în partea superioară și spre marginile acestora. Ele se deosebesc de rocele anterioare prin structura lor aproape ofitică, de diabaz, și prin ordinea de cristalizare a mineralelor, care este următoarea: plagioclaz, olivină, piroxen, magnetit și minerale secundare.



Plagioclazul slab zonat are în centru compoziția de labrador cu 68% An, iar zona sa marginală variază între 42–50% An. Unele cristale de plagioclaz, care au dimensiuni mai mici decât ale celor din restul rocei, sînt incluse în olivină și parțial corodate (planșă, fig. 1).

Piroxenul, care urmează acestor două minerale, este un diopsid cu conture neregulate. Foarte rar apare și hiperstenul și în acest caz roca respectivă se apropie de un hiperit. Alături de piroxen se dezvoltă de obicei cristale xenomorfe de magnetit. În aceste roce lipsesc totdeauna hornblenda și biotitul.

Printr-un proces de autometamorfism, sub influența soluțiilor reziduale, se produce transformarea mineralelor primare din rocele descrise aci. Acest fenomen este mai accentuat la corpul de la Almaș-Săliște, unde rocele hipermelanocrate trec

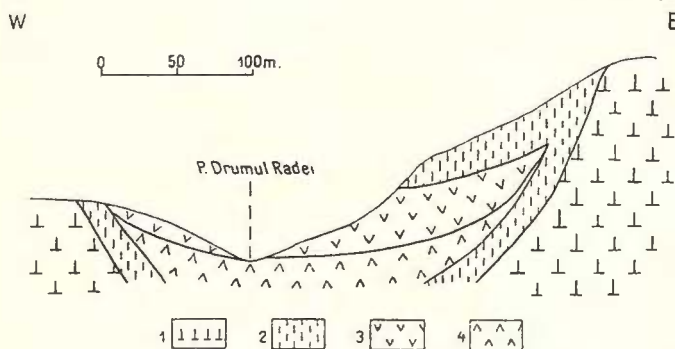


Fig. 1. — Profil schematic prin corpul de roce ultrabazice de pe P. Drumul Radei.

1, diabaze pillow-lava; 2, diabaze și gabbrouri cu olivină; 3, melagabbrouri; 4, peridotite.

în apoperidotite. În general, se observă că olivinele din peridotite și dintr-o parte de melagabbrouri trec în minerale serpentinite, iar ceilalți componenți melanocrați trec într-un amestec de clorit și actinolit. Odată cu această transformare iau naștere în olivină granule fine de magnetit de a doua generație și acicule de oligist, care sînt răspîndite în benzi paralele cu fisurile ce străbăteau înainte cristalele.

În gabbrourele cu olivină, aceasta trece de obicei în bowlingit și mai rar în serpentină, iar celelalte minerale melanocrate se transformă în uralit, actinolit sau clorit, în timp ce plagioclazul este parțial saussuritizat.

Ca o concluzie la datele geologice și petrografice prezentate pînă acum, se poate stabili că în interiorul corpurilor studiate s-a produs o intensă diferențiere, astfel că, în centrul și spre baza lor s-au separat peridotite, iar spre margine și în partea lor superioară s-a format un gabbrou cu olivină. Între aceste două faciesuri de diferențiate se intercalează o a treia zonă, alcătuită din melagabbrou (fig. 1).



Aceste diferențiate se pot încadra, pe verticală, în trei orizonturi principale:

- Orizontul superior, gabbroic;
- Orizontul intermediar, melagabbroic;
- Orizontul bazal, peridotitic.

Particularități mineralogice ale rocilor cu olivină

În cele ce urmează vom prezenta o serie de date care vor confirma veracitatea celor stabilite mai sus și vor furniza amănunte, pentru a putea interpreta mecanismul diferențierii.

Ca să putem reprezenta grafic diferențierea ce a avut loc în aceste corpuri, am calculat în tabloul 2 media rezultatelor analizelor din tabloul anterior.

TABLOUL 2

R o c e	Plagioclaz	Olivină ± serpentină	Piroxen	Hornblendă ± biotit	Magnetit ± cromit	Clorit ± actinolit	Total	Indice de colorație
Gabbroui cu olivină . .	57,3	15,1	19,2	—	2,2	5,9	99,7	42
Melagabbroui	17,8	51,0	12,7	4,1	1,6	12,6	99,8	82
Peridotite	—	49,8	7,6	13,6	2,3	26,5	99,8	—

Aceste valori, proiectate pe diagrama din fig. 2, au dat pentru fiecare grupă de minerale câte o curbă caracteristică.

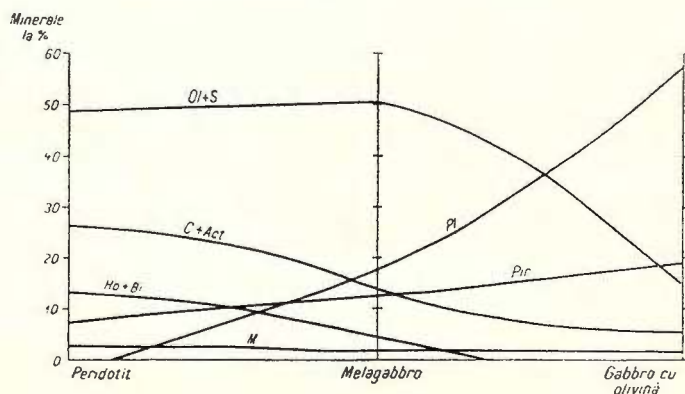


Fig. 2. — Diagrama de diferențiere a corpurilor de roce cu olivină.

Ol + S, olivină + serpentină; Pl, plagioclaz; Pir., piroxen; Ho + Bi, hornblendă + biotit; C + Act., clorit + actinolit; M, magnetit ± cromit.



La un examen amănunțit al acestei diagrame se poate observa că în partea stângă a acesteia se dezvoltă mai ales olivina, hornblenda și biotitul, în a căror frecvență există un oarecare paralelism, iar în partea dreaptă cresc cantitativ plagioclazul și piroxenul, în timp ce mineralele opace se păstrează aproape constante.

Curba olivinei amintește, după forma sa, sill-ul de la Lugar (1). Forma generală a tuturor curbelor arată că între cele trei orizonturi de roce stabilite în interiorul corpurilor ultrabazice, există o tranziție gradată. Deasemenea, se constată că în partea inferioară a acestor corpuri s-a produs o concentrare deosebită de olivină, în timp ce în partea lor superioară s-a acumulat o cantitate mai mare de plagioclaz. Acest fapt este ilustrat și de diagrama plagioclaz—olivină—piroxen din fig. 3, în care punctele de proiecție ale rocilor gravitează spre latura plagioclaz—olivină.

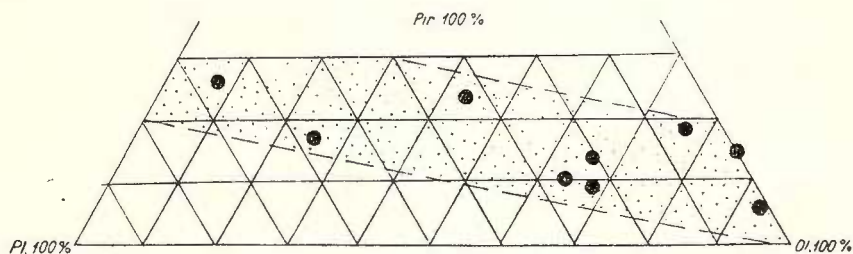


Fig. 3. — Diagrama plagioclaz-olivină-piroxen. Punctele mai mari reprezintă proiecția rocilor cu olivină în diagramă. Cîmpul de răspîndire al rocilor studiate este indicat prin puncte mici.

Așadar, mineralele ce participă în cantitatea cea mai mare în partea inferioară sau în cea superioară a corpurilor pe care le prezentăm sînt olivina, respectiv plagioclazul. Ele dau astfel și caracterul rocilor din cele trei orizonturi. Se impune de aceea, o cercetare mai minuțioasă a acestor două minerale importante.

În tabloul 3 dăm valorile unghiului $(-)\angle 2V$ al olivinelor și cantitatea de anortit din plagioclazii diferitelor roce integrate mai sus.

TABLOUL 3

Nr. roci	1	2	3	4	5	6	7
$(-)\angle 2V$ la olivine . .	76°	78°	—	85°	—	90°	—
Fe ₂ SiO ₄ % în olivine .	54	50	—	35	—	20	—
An % în plagioclazi .	—	54	53	57	53	68	67



Sub șirul valorilor unghiurilor (—)2V ale olivinelor am înscris cantitatea de Fe_2SiO_4 corespunzătoare, pe care am determinat-o după diagrama dată de A. WINCHELL (17). După cum se vede, compoziția acestor minerale variază între acea de forsterit și cea de hortonolit. Plagioclazii au compoziția generală de labrador, dar în limitele acestei stări cantitatea de anortit prezintă variații sensibile.

În fig. 4 am ilustrat grafic variația valorilor din tabloul de mai sus. Diagrama dată are pe abscisă cantitatea de plagioclaz din rocele respective, iar pe cele două ordonate, cantitățile de Fe_2SiO_4 , respectiv de anortit. Cele două curbe care apar pe diagramă arată că în rocele peridotitice a cristalizat o olivină mai bogată în molecule de Fe_2SiO_4 , iar în gabbrourele cu olivină acest mineral conține mai mult Mg_2SiO_4 , în timp ce plagioclazul este mai bogat în An. În orizontul intermediar, melagabbroic, olivina are o compoziție medie, iar plagioclazul este mai sărac în An.

Considerînd aspectul geochimic al problemei dezbătute la punctul precedent, constatăm o concordanță frapantă. În acest scop ne-au fost analizate de către chimist B. BUDESCU un peridotit și un melagabbrou (probele 1 și 3 din tabloul 1), în care s-au urmărit cîteva elemente caracteristice pentru rocele ultrabazice (10, 12). Analizele au dat rezultatele din tabloul 4.

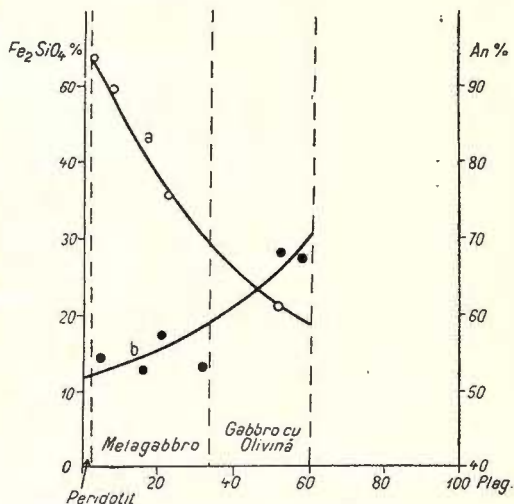


Fig. 4. — Diagrama de variație a compoziției olivinelor și plagioclazilor din rocele ultra-bazice. a, curba de variație a Fe_2SiO_4 ; h, curba de variație a cantității de An.

TABLOUL 4

R o c e	Fe%	Ni%	Cr%
Melagabbrou . . .	8,11	0,098	0,20
Peridotit	8,90	0,10	0,096

Elementele Fe și Ni au valori mai ridicate în peridotite și scad puțin în gabbrourele melanocrate, în timp ce elementul Cr se comportă invers; concentrarea cromitului sub formă de șliruri în rocele ultrabazice poate să explice bine



și valorile pe care le prezintă cromul în cele două analize. Deoarece, după cum am arătat în fig. 1, mineralele opace (oxizi) prezintă valori cantitativ constante în diferitele roce, este exclusă concentrarea fierului și nichelului numai în timpul cristalizării acestor componenți petrografici accesorii. Aceste două elemente, care intră de obicei și în molecula olivinelor, datorită razelor ionice apropiate, nu-și pot explica comportarea lor decât prin variația compoziției acestor minerale, care sînt mai ferifere în peridotite (fig. 4).

Considerații petrogenetice

Cu aceste date putem încerca acum să ne facem o idee, asupra diferențierii corpurilor de roce cu olivină asociate ofiolitelor din Drocea, pe care le-am prezentat aci.

Este probabil că în primul stadiu de evoluție al magmatismului inițial s-au separat în adîncime, din magma primară, unele fracțiuni de magmă cu compoziția melagabbroului, bogate în magneziu, care au fost apoi pulsate în stiva de diabaze ce acoperea fundul geosinclinalului. O astfel de magmă melagabbroică ar avea drept corespondent de suprafață o lavă picritică. În regiunea Roșia Nouă se întîlnesc, în cadrul complexului de lave bazice, curgeri și mici sill-uri de picrite. Deasemenea, astfel de roce apar și în zona de la NE de localitatea Zam, unde P. ROZLOSZNIK (9) prezintă o analiză chimică a unui picrit.

Odată puse în loc, aceste fracțiuni de magmă încep să se diferențieze *in situ* și prin consolidare au dat fiecare cîte un corp de roce ultrabazice, oarecum stratificat, așa cum este sillul de la Lugar sau cum sînt diferite alte corpuri de roce bazice și ultrabazice descrise în literatură (13, 16).

După cum s-a văzut din descrierea petrografică, în orizontul peridotitic au cristalizat mai întîi magnetitul și cromitul, iar în cel superior, plagioclazii; multe din aceste minerale prezintă tendințe de idiomorfism și fenomene de coroziune magmatică. Aceste amănunte demonstrează că primele minerale formate în magma topită, inițial omogenă, nu au rămas pe loc, ci au migrat; oxizii și unele mici cristale de olivină care începeau să cristalizeze, componenți mai grei, s-au scufundat spre baza intruziunii, iar plagioclazii au flotat către partea superioară a acesteia.

Această ipoteză este susținută de altfel și de relația dintre densitățile rocilor și mineralelor. Determinarea densității medii a diferitelor roce studiate a dat următoarele valori: peridotite 3,26, melagabbrouri 3,18, gabbrouri cu olivină 2,95. Media generală a acestor valori este 3,13 și ea ar reprezenta aproximativ densitatea fracțiunii de magmă melagabbroică, din care au rezultat diferențiile unui astfel de corp ultrabazic.

Densitățile mineralelor sînt următoarele (3): magnetit 4,9—5,2, olivine 3,3—3,5, plagioclazi 2,61—2,76.



Rezultă deci, că magnetitul, cromitul și olivinele sînt minerale mai grele, iar plagioclazii mai ușoare, decît oricare diferențiat al corpurilor cercetate sau decît magma melagabbroică, fapt care a determinat scufundarea gravitațională a unora sau flotarea spre suprafață a celorlalte.

Din acest moment se poate spune că în interiorul unui astfel de corp au început să se separe două nivele heterogene: un nivel inferior, alcătuit din magmă și minerale melanocrate, cum sînt magnetitul, cromitul și mici cristale de olivină care se dizolvau în parte, și un nivel superior, constituit din magmă și cristale de plagioclaz. Prin retopirea mineralelor melanocrate, magma se îmbogățește în partea inferioară a corpului, în magneziu din olivine și mai ales în ioni de fier din magnetit. În partea sa superioară, ea devine implicit mai concentrată în component feldspatic și mai săracă în fier. Aceste două nivele au între ele o zonă de tranziție, un al treilea nivel, care diferă chimic atît de unul, cît și de celălalt, și astfel se schițează deja cele trei orizonturi de roce pe care le-am stabilit la început, dar fără să existe între ele o limită bruscă.

După acest moment, în interiorul celor trei orizonturi se continuă succesiv cristalizarea restului de magmă, dar pentru fiecare orizont rezultă o serie diferită de minerale, în funcție de compoziția chimică a acestuia, care se schimbă continuu, odată cu procesul de cristalizare.

Astfel, în orizontul superior (faciesul marginal), care se consolidează mai întîi, olivina cristalizează în urma cristalelor de plagioclaz care se acumulasă aci și este mai magneziană (fig. 4), fapt care exclude formarea ulterioară a hornblendei și a biotitului. O cantitate de ioni de fier și magneziu sînt colectați în hipersten, ale cărui condiții de formare se schimbă repede, căci apare după el, clinopiroxenul, care colectează restul ionilor de magneziu, calciu și o parte din cei de fier. În acest timp, plagioclazul format anterior își continuă cristalizarea, dar zona sa marginală este mai săracă în anortit.

Restul ionilor de fier, care nu au fost înglobați în rețelele olivinei și ortopiroxenului, se încorporează în magnetit, care este ultimul mineral magmatic din gabbrourele cu olivină, spre deosebire de cel din rocele orizonturilor inferioare.

Succesiv se consolidează orizontul intermediar, în care se observă următoarea serie de minerale: olivină — piroxen — hornblendă — biotit, serie din care lipește hiperstenul. Aci se mai păstrează încă plagioclazul, care, după cum am arătat mai sus, cristalizează cam în același timp cu clinopiroxenul sau după acesta. Deoarece în această perioadă magma este mai săracă în ioni de calciu, plagioclazul, care cristalizează acum, este mai sodic decît nucleul feldspatului din gabbrourele cu olivină, ce s-a format mai înainte din magma omogenă. El se apropie mai mult de compoziția zonei marginale a acestuia și a cristalizat probabil în același timp cu ea.

Orizontul peridotitic se consolidează ultimul. El s-a îmbogățit în acest timp în ioni de fier, fapt pentru care olivinele, ce cristalizează după oxizi, sînt mai bogate



în Fe_2SiO_4 (fig. 4). După olivine cristalizează o serie de minerale, care se încadrează în schema de reacții discontinue a lui BOWEN. Din această serie lipsește, ca și în orizontul melagabbroic, hiperstenul, a cărui absență se explică prin consumul prea mare de fier și magneziu în olivine. Restul de magneziu, împreună cu calciul, se încorporează apoi direct în diopsid, trecîndu-se, odată cu îmbogățirea magmei în gaze, la amfiboli și biotit.

Terminîndu-se consolidarea celor trei orizonturi, rezultă la sfîrșit un corp solid stratificat. Dar, deoarece orizonturile inferioare, în special cel peridotitic, cristalizează ultimele, gazele care se acumulează aci produc autometamorfismul rocilor cu olivină.

Concluzii

Concluziile generale care rezultă din această lucrare sînt următoarele:

Cum corpurile de roce ultrabazice sînt localizate între primele roce efuzive ale geosinclinalului — complexul de Roșia Nouă — rezultă că magma melagabbroică cu o vîscozitate redusă s-a diferențiat la o adîncime mică, unde, sub influența gravitației, a temperaturii care scădea și a unei presiuni nu prea ridicate, s-au putut crea condițiile termodinamice, în care cristalizarea fracționată a avut rolul preponderent în diferențierea lor, ea declanșînd procesul. Această concluzie corespunde rezultatelor ultimelor cercetări ale lui KROPOTKIN (7) în legătură cu diferențierea magmelor ultrabazice la mică adîncime.

Primele minerale care cristalizează din magma melagabbroică sînt: magnetitul, cromitul, mici cristale de olivină și plagioclazul mai bazic, minerale care migrează apoi în funcție de densitatea lor. Oxizii și olivinele se scufundă spre baza intruziunii, iar plagioclazii flotează spre partea superioară a acesteia.

În urma acestui proces se separă în interiorul corpului intrusiv trei nivele heterogene, care diferă din punct de vedere chimic atît între ele, cît și de magma melagabbroică din care s-au diferențiat.

Continuîndu-se cristalizarea acestor trei nivele de magmă, compoziția chimică a fiecăruia din ele se schimbă treptat, astfel că pentru fiecare nivel rezultă o serie de minerale specifice. În felul acesta, dintr-o magmă melagabbroică, inițial omogenă, rezultă un corp ultrabazic solid, în cadrul căruia se pot distinge trei orizonturi de roce caracteristice.

Dar, cu toate că factorul preponderent în diferențierea acestor mici corpuri este cristalizarea fracționată, nu se poate nega influența licației care a contribuit la acumularea unor elemente, cum este, de exemplu, cromul.

Deasemenea, trebuie să subliniem că, spre sfîrșitul cristalizării magmei, cînd se formează o rețea de cristale, restul de magmă cristalizează mai mult sub influența forțelor de cristalizare și a presiunii gazelor acumulate; în această perioadă se



EXPLICAȚIA PLANȘEI



Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘEI

Fig. 1. — Gabbro cu olivină. Roșia Nouă. Nic. +. $\times 75$.

Ol, olivină; Pl, plagioclaz inclus în olivină.

Fig. 2. — Melagabbro. Roșia Nouă. Nic. +. $\times 75$.

Ol, olivină; Pl, plagioclaz care include olivină.

Fig. 3. — Peridotit. Roșia Nouă. Nic. +. $\times 75$.

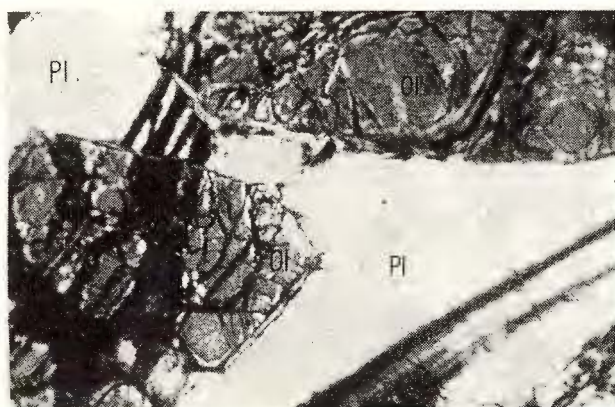
Ol, olivină.



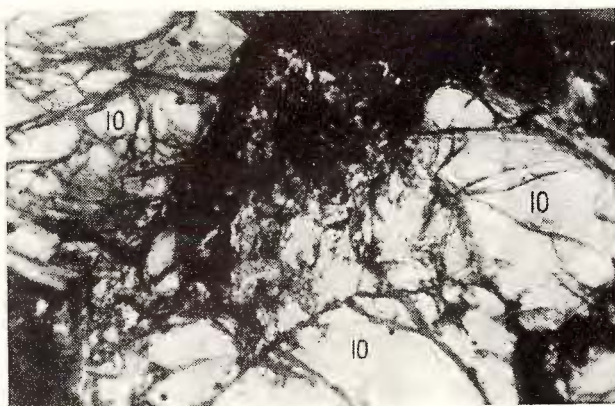
H. SAVU. Rocă ultrabazice din geosinclinalul Mureșului.



1



2



3

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor. Vol. XLV.



Institutul Geologic al României

formează hornblendele, micle și plagioclazul mai sodic, după care începe procesul de autometamorfism.

Final, de acord cu ideile lui S. J. SHAND (13) asupra diferențierii magmelor, putem spune că diferențierea unui astfel de corp de roce ultrabazice apare ca un rezultat dependent de mai mulți factori, care au avut intensități diferite în decursul consolidării magmei.

BIBLIOGRAFIE

1. BARTH T. F. W., CORRENS C., ESKOLA P. Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
2. BELEANKIN D. S. Magmaticescaia licvatia-mojno li veriti v neio i cachie mî imeem c tomu osnovania. *Isv. Ac. Nauç. S.S.S.R. Ser. Geol.* No. 5 Moscova 1949.
3. BETEHTIN A. G. Curs de mineralogie. București 1953. (Traducere din l. rusă).
4. GHÎȚULESCU T. P. et SOCOLESCU M. Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, București 1941.
5. GIUȘCĂ D. și CIOFLICĂ GR. Structura pînzei intrusive de la Căzănești—Ciungani. *Bul. Univ. C. I. Parhon.* 1956 București. (sub tipar).
6. IOHANNSEN A. A descriptive petrography of the igneous rocks. III. Chicago 1937.
7. KROPOTCHIN P. N. Datele geofizice actuale privitoare la structura pămîntului și problema genezei magmei bazaltice și granitice. *An. Rom.-Sov. Ser. Geol.-Geogr.* Nr. 5. 1953 București (Trad. din l. rusă).
8. PAPIU VICTOR CORVIN. Cercetări geologice în Masivul Drocea (M-ții Apuseni). *Bul. Șt. Acad. R.P.R.*, V, 1 București, 1953.
9. ROZLOSZNIK P. A Maros-Körös eruptios Közetei Arad es Hunyadvar megyék hotoros reszein. *Földt. Közl.* XXXV, Budapest 1905.
10. SAUKOV A. A. Geochimie. Edit. Tehnică București, 1954 (Traducere din l. rusă).
11. SAVU H. Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș—Pîrnești din Masivul Drocea. *D. S. Com. Geol.* XLIV (1956—1957) (sub tipar).
12. SCHNEIDERHÖHN H. Erzlagertstätten. III. Auflage, Jena 1955.
13. SHAND S. J. Eruptive rocks, Cap. IX și XVII, London 1947.
14. STEINMANN G. Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *Congr. Géol. Int. C.R. XIV-e sess.* Deux fasc. 1926.
15. SZENTPÉTERY S. v. Petrologie des südlichen Teiles des Drocea Gebirges. *A. mag. kir. Földt. Int.*
16. TURNER FR. J. and VERHOGEN J. Igneous and metamorphic petrology. New York—Toronto—London 1951.
17. VINCELL A. N.; VINCELL G. Opticescaia mineralogia. Moskva 1953. (trad. din l. engleză).
18. ZAVARIȚKI A. N. Izverjenie gornie parod. Moskva 1956.



В СВЯЗИ С ВЫХОДОМ НА ПОВЕРХНОСТЬ НЕКОТОРЫХ УЛЬТРАБАЗОВЫХ ПОРОД В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГЕОСИНКЛИНАЛИ МУРЕША

Х. САВУ

(Краткое содержание)

Во время проведения полевых исследований в 1953—1955 гг., автором были выделены несколько тел ультрабазовых пород, принадлежащих исходному магматизму геосинклинали мезозой, местоположения Гор Дроча. Эти тела находятся в окружности заселенных пунктов Рошиа Ноуэ, Алмаш-Сэлиште и на севере — Корбешть.

Геологическое и петрографическое исследование этих тел привело автора к заключению, что они дифференцированы *in situ* и таким образом стало возможным выделение в их внутренней части трех главных горизонтов пород: верхний горизонт (габброиды); средний горизонт (мелагабброиды) и нижний горизонт (перидотиты).

При помощи нескольких анализов и диаграмм выявляется состоятельность гипотезы и устанавливается целый ряд соотношений, касающихся частоты и химического состава различных минералов вышеуказанных трех горизонтов пород с оливином.

Автор делает вывод, что в составе вышеуказанных трех горизонтов пород, участвуют следующие минералы: габброидный горизонт — составлен из габбро с оливином, которые содержат: плагиоклаз — 57,3 %, оливин 15,1 %, пироксен — 19,2 %, хлорит 5,9 % и магнетит — 2,2 %; мелагабброидный горизонт: плагиоклаз 17,8 %, оливин — 51,0 %, пироксен 12,7 %, роговую обманку и биотит 4,1 %, хлорит 12,6 %, магнетит 1,6 %; горизонт с перидотитами: оливин 49,8 %, пироксен 7,6, роговую обманку и биотит — 13,6 %, хлорит — 26,5 % и магнетит — 2,3 %.

Автор устанавливает неоднородность только по одной вертикальной линии. Из проведенных наблюдений видно, что содержание оливина убывает от перидотитов до габбро, соразмерно с повышением содержания плагиоклаза. Эта неоднородность подтверждается, также и составом соответствующих минералов. Оливин из перидотитов залегает более к окраине (54 % Fe_2SiO_4), в то время как — габбро содержит больше магния (20 % Fe_2SiO_4). Представляет, также, разнообразие содержания анортита в плагиоклазе. Плагиоклаз из мелагаббро имеет в составе 54 % A^n , в то время как габбро с оливином достигает 68—70 % A^n .



Далее объясняются условия кристаллизации мелагаббровидной магмы образовавшей эти тела, а также генеза горизонтов пород, в которых выделилась эта магма.

В общем автор приходит к заключению, что дифференциация произошла под влиянием следующих факторов: раздробленной кристаллизации, кристаллизационных сил тяготения, разницы в плотности и химическом составе магм.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ И ЧЕРТЕЖЕЙ РИСУНКИ

Рис. 1. — Схематический разрез, пересекающий ультраосновные породы долины ручья Друмул Радей.

1, диабазовые-пиллов-лавы; 2, оливиновые габбро и диабазы; 3, мелагаббро; 4, перидотиты.

Рис. 2. — Диаграмма дифференциации тел пород с оливином.

OI + S, оливин + серпентин; Pl, плагиоклаз; Pig, пироксен; Ho + Bi, роговая обманка + биотит; C + Act, хлорит + актинолит; M, магнетит ± хромит.

Рис. 3. — Диаграмма плагиоклаза-оливина-пироксена. Более крупные точки изображают на диаграмме оливиновые породы. Пределы распространения исследованных пород указаны мелкими точками.

Рис. 4. — Диаграмма изменения состава оливинов и плагиоклазов ультраосновных пород.

a, кривая изменения Fe_2SiO_4 ; b, кривая изменения количества An.

ЧЕРТЕЖ

Рис. 1. — Габбро с оливином. Рошия Ноуэ. Ник. +. X75.

OI, оливин; Pl, плагиоклаз включенный в оливин.

Рис. 2. — Мелагаббро. Рошия Ноуэ. Ник. +. X 75.

OI, оливин; Pl, плагиоклаз с включениями оливина.

Рис. 3. — Перидотит. Рошия Ноуэ. Ник. +. X 75.

OI, оливин.

SUR QUELQUES APPARITIONS DE ROCHES ULTRABASIQUES DANS LA PARTIE CENTRALE DU GÉOSYNCLINAL DU MUREȘ

PAR

H. SAVU

(Résumé)

L'auteur sépare quelques corps situés aux environs des localités Roșia Nouă, Almaș-Săliște et au N de Corbești et formés de roches ultrabasiques appartenant au magmatisme initial du géosynclinal mésozoïque installé dans l'actuel emplacement des Monts Drocea.



Ces corps se sont différenciés *in situ*, de sorte qu'on a pu séparer trois horizons principaux de types de roches: l'horizon supérieur gabbroïque, l'horizon intermédiaire mélagabbroïque et l'horizon inférieur à péridotites.

Suivant plusieurs analyses et diagrammes on démontre et l'on établit une série de relations concernant la fréquence et la composition chimique des différents minéraux, dans les trois horizons de roches à olivine.

Les roches des trois horizons sont composées par les minéraux suivants: l'horizon gabbroïque formé de gabbros à olivine contient: plagioclase (57,3%), olivine (15,1%) pyroxène (19,2%), chlorite (5,9%) et magnétite (2,2%); l'horizon des mélagabbros: plagioclase (17,8%), olivine (51,0%) pyroxène (12,7%), hornblende et biotite (4,1%), chlorite (12,6%), magnétite (1,6%); l'horizon à péridotites: olivine (49,8%), pyroxène (7,6%), hornblende et biotite (13,6%), chlorite (26,5%), magnétite (2,3).

On constate une hétérogénéité en verticale; la teneur en olivine diminue des péridotites vers les gabbros, progressivement avec l'augmentation du contenu en plagioclase. Cette hétérogénéité est trahie également par la composition des minéraux. L'olivine des péridotites est plus périphérique (54% Fe_2SiO_4), tandis que celle des gabbros est plus magnésienne (20% Fe_2SiO_4). Également variable est la teneur en anorthite dans le plagioclase. Dans les mélagabbros, le plagioclase accuse 54% d'An, tandis que dans les gabbros à olivine il y a 68—70% d'An.

On explique également les conditions de cristallisation du magma mélagabbroïque, ainsi que la genèse des horizons des roches dans lesquelles s'est séparé ce magma.

L'auteur arrive à la conclusion que la différenciation magmatique s'est produite sous l'influence des facteurs suivants: cristallisation fractionnée, forces de cristallisation, gravitation, différence de densité et composition chimique du magma.

EXPLICATION DES FIGURES ET DE LA PLANCHE FIGURES

Fig. 1. — Coupe schématique au travers du corps de roches ultrabasiques du ruisseau Drumu l Radei.

1, diabases—pillow—lava; 2, diabases et gabbros à olivine; 3, mélagabbros; 4, péridotites.

Fig. 2. — Diagramme de différenciation des corps de roche à olivine.

Ol + S, olivine + serpentine; Pl, plagioclase; Pir, pyroxène; Ho + Bi, hornblende + biotite; C + Act, chlorite + actinolite; M, magnétite ± chromite.

Fig. 3. — Diagramme plagioclase — olivine — pyroxène. Les points plus gros représentent la projection des roches à olivine dans le diagramme. Le champ de dispersion des roches étudiées est indiqué par des points menus.



Fig. 4. — Diagramme de variation de la composition des olivines et des plagioclases des roches ultrabasiques.

a, courbe de variation de Fe_2SiO_4 ; b, courbe de variation de la quantité d'An.

PLANCHE

Fig. 1. — Gabbro à olivine. Roșia Nouă. Nic. +. X 75.

Ol, olivine; Pl, plagioclase inclu dans l'olivine.

Fig. 2. — Mélagabbro. Roșie Nouă. Nic. +. X 75.

Ol, olivine; Pl, plagioclase à inclusion d'olivine.

Fig. 3. — Péridotite. Roșia Nouă. Nic. +. X 75.

Ol, olivine.





Institutul Geologic al României

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA ȘIRIA¹⁾

DE

RADU DIMITRESCU

În primăvara anului 1957 am efectuat lucrări de cartare geologică la scara 1:20.000 în partea nord-vestică a munților Highiș, pe teritoriul raionului Arad. Scopul lucrărilor a fost completarea hărții geologice a Cristalinului munților Highiș, precum și racordarea datelor din această regiune cu datele obținute recent în munții Bihorului și Codrului.

Regiunea cartată este cuprinsă între localitățile Agriș la NE, Galșa și Șiria la NW, Covăsinț la SW și cabana Căsoaia la SE. Relieful este deluros, altitudinea maximă fiind de 573 m (Vf. Fîntîna Rece = Hidegkut); ea domină cîmpia Tisei, de altitudine cca 120 m.

Primele cercetări din regiune sînt făcute înaintea primului război mondial de către P. ROZLOZNIK (4). Se descriu granite în regiunea Șiria, șisturi cristaline epizonale care formează partea nordică a masivului Highiș, precum și depozite sedimentare: Triasicul inferior reprezentat prin cuarțite și Triasicul mediu reprezentat prin calcare negricioase în care se regăsește orizontul șistos cu Daonelle din munții Codrului. Cristalinul Highișului este considerat ca formînd o pînză peste granitele și Triasicul de la Șiria.

În 1936, M. PAUCĂ (3) aduce date noi asupra regiunii Șiria. Seria cristalină este echivalată de acest autor cu Permo-Carboniferul, prin comparație cu formațiuni de același tip din munții Codrului. Este subliniată asemănarea dintre granitele ce apar în munții Codrului și cele de la Șiria. Alături de granite, autorul separă la E de Galșa o zonă de ortognease și semnalează de asemenea, pentru prima dată, existența unui filon de diabaze în Vf. Curcubeta. Sînt delimitate formațiunile triasice, menționîndu-se prezența dolomitelor anisiene. Relațiile anormale dintre Permo-Carbonifer și Triasic nu s-ar datora unui șariaj, ci unor falii verticale de vîrstă neogenă.

¹⁾ Comunicare în ședința din 13 decembrie 1957.



În afara acestor două lucrări, care se referă la perimetrul propriu-zis al regiunii cercetate de noi, există studii ale altor părți din masivul Highişului. Întregul sector vestic al masivului a făcut obiectul cercetărilor lui D. GIUŞCĂ, din care numai o parte sînt publicate (1). În E, V. CORVIN PAPIU (2) a schiţat structura Cristalinului din jurul vîrfului Drocea, iar lui H. SAVU (5) i se datorează un studiu detaliat al extremităţii estice a masivului.

Stratigrafia şi petrografia regiunii

1. Formaţiunile cristaline şi rocele eruptive asociate. a) *Intruziunile de Codru* apar în partea nordică a regiunii, pe teritoriul localităţilor Galşa, Mişca, Măderat şi Agriş. Spre N ele se întind pînă în Pîncota, formînd toate proeminentele reliefului. Nu am extins cercetările noastre peste această zonă, ci ne-am oprit pretutindeni la limita sudică a apariţiei intruziunilor.

Profilele efectuate în zone cu bune deschideri ne-au arătat că, dacă cea mai mare parte a acestor intruziuni formează un corp unitar (străbătut de vine aplitice sau pegmatoide), spre partea sa superioară acest corp se divide într-o reţea de filonaşe care străbat şisturile cristaline ale acoperişului, transformate în corneene. Fişia de teren de la E de Galşa, ocupată, după M. PAUCĂ, de ortognaise, este de fapt formată din aceste corneene cu injecţii granitice; ea se extinde spre E pînă în V. Zopiţei.

În fişia de teren cercetată de noi, intruziunile de Codru sînt reprezentate prin granodiorite şi prin granite fine cu muscovit, alternînd uneori cu bancuri pegmatoide de 2—3 m, care ies în relief de-a lungul cărărilor. Am putut recolta eşantioane proaspete pentru secţiuni subţiri numai din granodiorite, granitele muscovitice apărînd în această zonă numai pe creastă; rarele aflorimente oferă numai roce foarte alterate, dînd naştere unui grus granitic. Eruptivul este străbătut şi de filoane de cuarţ vînat.

Granodioritele sînt formate dintr-o proporţie ridicată de plagioclaz, puţin microclin, mult cuarţ, biotit şi o cantitate mică de muscovit. Ca minerale accesorii se întîlnesc apatitul, zirconul şi magnetitul. Plagioclazul, un oligoclaz cu relieful slab negativ, foarte apropiat de cel al balsamului, este totdeauna uşor sericitizat, alteraţia prezentînd frecvent o dispoziţie zonală. Microclinul, în schimb, este în general proaspăt. Cuarţul prezintă uneori extincţia uşor onduloasă. Biotitul este de cele mai multe ori transformat în pennin, cloritizarea putîndu-se observa bine şi megascop.

Corneenele sînt formate din benzi fine, predominant feldspatice, care alterează cu benzi exclusiv cuarţoase şi cu pături micacee în compoziţia cărora intră cristale larg dezvoltate de muscovit şi biotit cu începuturi de cloritizare. Cuarţul este recristalizat în forme isometrice, dînd structura în mozaic.



Se poate observa asemănarea ce există între intruziunile din nordul munților Highișului, cele din munții Codrului descrise de M. PALFY și P. ROZLOZNIK și cele din Bihorul sud-estic descrise de noi într-o altă lucrare. Bazați pe aceste analogii petrografice și structurale, încadrăm Eruptivul de la Șiria, ca și cel din Bihor, în grupa intruziunilor de Codru, care caracterizează Cristalinul Arieșului. Aceste intruziuni străbat o serie mai veche de șisturi cristaline, slab reprezentate în regiunea noastră. Este posibil însă ca aceste intruziuni să fie mai noi, și anume carbonifere, și să străbată chiar Seria de Păiușeni pe care o vom descrie mai jos; ele ar aparține în acest caz aceluiași ciclu magmatic cu granitele de Highiș. Problema va fi analizată ceva mai jos.

b) *Seria de Păiușeni*. Cea mai mare parte a regiunii studiate de noi anul acesta este formată dintr-un pachet de șisturi cristaline care au fost descrise de H. SAVU (5) în partea de E a masivului cristalin Highiș—Drocea sub denumirea de Seria de Păiușeni. În cele ce urmează vom păstra această denumire, dată fiind identitatea rocilor din cele două părți ale aceluiași masiv cristalin.

După cum a arătat încă V. CORVIN PAPIU (2), șisturile cristaline ale acestei serii sînt reprezentate prin tipuri blastopsefitice, blastopsamitice și blastopelitice. Seriei de Păiușeni îi sînt caracteristice în special rocele blastopsefitice, conglomerate metamorfozate, denumite de unii autori și sernifite, care o deosebesc net de celelalte serii ale Cristalinului Arieșului (Seria de Biharia, Seria de Muncel, Seria de Baia de Arieș).

Rocile Seriei de Păiușeni sînt metamorfozate într-un grad corespunzător epizonei superioare sau, după TURNER, zonei a doua cu clorit. În compoziția seriei am identificat mai multe tipuri de roce. În bază, în partea nordică a regiunii, între Șiria și Agriș, se întîlnește un orizont format în cea mai mare parte din conglomerate metamorfozate, în care se intercalează filite sericitoase argintii, uneori cu o ușoară nuanță albăstruie-violacee, precum și un nivel de filite satinat de culoare violacee-roșcată. Secțiunile făcute în rocele mai fine din Seria de Păiușeni (filite sernifitice, cu caracter blastopsamitic) arată o masă fundamentală cu textura pronunțat șistoasă, în compoziția căreia intră în primul rînd cuarțul și sericitul, fin recristalizat. Pe alocuri încep a se segrega benzi mai compacte de sericit, pe lângă care apare și o cantitate redusă de clorit; se observă uneori și mici granule de turmalină. În această masă sînt prinse elemente rulate de cuarț sau de cuarțită, sfărîmate și recimentate cu mortar; extincția lor este totdeauna puternic onduloasă.

Pe măsură ce suim în scara stratigrafică mergînd spre S, conglomeratele metamorfozate devin din ce în ce mai rare, pînă cînd dispar cu totul la nivelul vîrfului Fîntina Rece. De aci spre S, jumătatea superioară a Seriei de Păiușeni este formată din filite sericitoase și sericito-cloritoase, alternînd cu filite cloritoase; acestea din urmă nu au fost întîlnite în jumătatea inferioară a seriei. În aceste roce, de origine tufogenă bazică, parageneza observată sub microscop este cea obișnuită și în Seria



de Biharia: albit + clorit + epidot \pm amfibol \pm calcit. Albitul nu este însă decît foarte puţin recristalizat, sub formă de porfiroblaste mici, uneori acestea lipsind cu totul.

Alte roce care apar de asemenea abia în partea sudică a regiunii şi au fost şi separate pe hartă, sînt: calcare cristaline, (la Căsoaia, la W de Cioaca Varniţei, pe Valea Mare şi pe V. Varniţei afluent al Cladovei), amfibolite (pe Valea lui Strojaţ, pe Virful Tîrşului şi la Cioaca Varniţei), porfiroide (la W de Căsoaia).

Amfibolitele prezintă în general sub microscop caractere de roce eruptive (diorite sau diabaze) metamorfozate. În afară de plagioclaz albitic şi de hornblendă, în constituţia acestora intră şi cloritul şi epidotul. După D. GIUŞCĂ este posibil ca aceste roce să facă parte din acelaşi ciclu de erupţiuni cu metabazaltele din partea sudică a Highişului sau eventual cu doleritele pe care le vom descrie noi înşine mai jos; metamorfozarea mai înaintată s-ar datora, în cazul amfibolitelor noastre, dimensiunilor reduse ale filoanelor eruptive.

Rarele porfiroide întîlnite prezintă caractere relict de tufuri. Într-o masă sistoasă cuarţo-feldspato-sericitică se întîlnesc numeroase cristale de feldspaţi plagioclazi, frecvent maclaţi polisintetic, cu conture angulare, clastice; uneori feldspaţii sînt înveliţi în pelicule sericitice.

O parte din calcarele cristaline par a constitui un nivel stratigrafic (V. Varniţei — Cioaca Varniţei); în general, în teren, calcarele cristaline sînt strîns legate de sisturile mai puternic cloritoase. Întreaga Serie de Păiuşeni este străbătută de filoane de cuarţ.

Asupra vîrstei Seriei de Păiuşeni s-au făcut diferite presupuneri. P. ROZLOZNIK o atribuie Cristalinului, fără altă specificaţie. M. PAUCĂ o atribuie Permo-Carboniferului, comparînd-o cu depozitele conglomeratice din munţii Codrului, iar H. SAVU o atribuie Paleozoicului antepremian, fără altă precizare.

Cercetările din acest an ne-au arătat că Seria de Păiuşeni este una şi aceeaşi cu Seria sernificică separată de D. GIUŞCĂ în munţii Bihorului şi atribuită Permo-Carboniferului; în acelaşi punct, în Bihor, P. ROZLOZNIK o atribuie Carboniferului inferior (după cum se observă acest din urmă autor a atribuit aceleaşi formaţiuni la serii diferite în Highiş şi în Biharia, pe cînd ele reprezintă în realitate unul şi acelaşi lucru).

Este cert că Seria de Păiuşeni este cea mai nouă din seriile cristaline ale Munţilor Apuseni. După cum a arătat H. SAVU, în sud-estul Highişului ea se dispune transgresiv peste seria mesozonală de Mădrizeşti (echivalentă Seriei de Baia de Arieş), conglomeratele remaniind chiar elemente din aceasta din urmă. Cartarea regiunii de nord-vest a Bihariei (Poiana Crişului) ne-a arătat (1957) că aceeaşi Serie de Păiuşeni se aşază la Gruitul Dumii peste Cristalinul de Biharia, iar ceva mai spre N şi spre W se găseşte în poziţie tectonică sub acelaşi Cristalin, din Piatra Grăitoare pînă aproape de localitatea Bîlc. Pe creasta ce desparte V. Poiana de V. Băiţei



Bihorului am întâlnit și filite cloritoase intercalate în Seria de Păiușeni, care în rest se compune din aceleași conglomerate metamorfozate; filite argintii și filite violete întâlnite și în partea nordică a Highișului.

Imediat la S de Băița Bihorului, în filitele violacee ale Seriei de Păiușeni, am recoltat un eșantion prezentînd strițiuni paralele, care ar putea proveni din impresiuni fosile de plante.

Seria de Păiușeni din munții Highișului și din Biharia a fost echivalată în trecut de unii autori (M. PAUCĂ, TH. KRÄUTNER) cu depozitele conglomeratice roșii-violacee din munții Codru-Moma și din Biharia, care stau în baza formațiunilor permene și care au fost atribuite încă de P. ROZLOZNIK, apoi de D. GRUȘCĂ, Permianului inferior (aceeași vîrstă le-am dat-o și noi în altă lucrare).

Echivalarea provine din culoarea ușor violacee a filitelor și conglomeratelor, din caracterul laminat al acestora din urmă și din acele cîteva intercalații de filite satinat roșcate-violacee, slab metamorfozate, care sînt foarte asemănătoare cu unele șisturi argiloase din Permian, deși nu identice.

Seria de Păiușeni este formată însă din adevărate șisturi cristaline (și ca atare, vîrsta ei este puțin probabil să fie mai nouă decît Carboniferul). Culoarea albăstruie-violacee cu luciu argintiu a sernifitelor se poate deosebi la o analiză atentă de culoarea intens roșie-violacee a conglomeratelor din baza Permianului. În consecință, noi nu am echivalat aceste două formațiuni, iar pe harta 1:500.000 a R.P.R., Seria de Păiușeni a fost trecută ca un orizont superior al Cristalinului, de vîrstă probabil carboniferă, sub numele de complexul blastodetrictic (în care au fost înglobate și șisturile verzi de la Avram Iancu—Arieșeni), iar conglomeratele roșii laminate din munții Codrului și munții Moma (atribuite de M. PAUCĂ Carboniferului) și cele din zona Băița—Arieșeni—Gîrda—Neagra, au fost înglobate în Permian.

Nu este însă total exclusă și posibilitatea echivalenței Seriei de Păiușeni cu conglomeratele bazale permene și anume în cazul cînd am considera că metamorfismul regional, a afectat mai puternic același orizont stratigrafic într-o zonă sudică, Highiș-Biharia (pe care am compara-o din acest punct de vedere cu Penninicul Alpilor occidentali) și nu s-a făcut resimțit decît foarte slab, ca un metamorfism de dislocație, în zonele mai nordice (Codru Moma—Bihorul central), coincidînd cu unități tectonice inferioare (Pinza de Codru și cea de Arieșeni).

În regiunea noastră, la W de Agriș, se poate observa în Cioaca Viilor cum sernifitele se dispun peste granitele de Codru; nu se poate observa însă, din cauza lipsei de deschideri, dacă există sau nu fenomene de contact termic la limita celor două formațiuni și deci dacă nu cumva Eruptivul de Codru ajunge să străbată și partea inferioară a Seriei de Păiușeni (fiind identic deci cu granitele de Highiș).

Ca ultimă considerație, menționăm că H. SAVU a comparat Seria de Păiușeni cu formațiunea de Schela din Autohtonul Carpaților meridionali. După părerea



noastră lucrurile ar trebui mai bine precizate în lumina datelor geologice mai recente, și noi am echivala Seria de Păiușeni cu partea inferioară a Seriei de Tulișa (L. PAVELESCU).

c) *Doleritele*. În partea nordică a regiunii, conglomeratele metamorfozate și filitele Seriei de Păiușeni sînt străbătute de un filon de dolerite, semnalat pentru prima dată de M. PAUCĂ (3). Acest filon urmărește cursul superior al Văii Sălbatică și trece prin vîrfurile Curcubeta, bifurcîndu-se apoi spre SW. Noi am mai întîlnit o ivire de dolerite tot pe V. Sălbatecă mai spre E, aproape de Agriș, precum și numeroase blocuri de diabaze pe creasta de la E de Cetatea Bătrînă.

În compoziția doleritelor intră cristale prismatice de plagioclaz saussuritizat, augit, uneori transformat în clorit, și minereu (magnetit și ilmenit).

Doleritele din regiunea noastră fac parte probabil din aceeași fază de erupțiuni cu metabazaltele care iau o dezvoltare mare în partea sud-vestică a munților Highiș, studiată de D. GIUȘCĂ. În acest sens pledează faciesurile marginale șistoase pe care le prezintă la S de vîrfurile Curcubeta filonul eruptiv. Nu ar fi exclus însă nici ca aceste dolerite să fie ceva mai noi și anume permieni, făcînd parte din aceeași fază cu diabazele din munții Moma.

2. Formațiunile sedimentare. a) *Permo-Carboniferul*. La E de Covăsinț, deasupra orizontului superior filitos al Seriei de Păiușeni se așază concordant un pachet de roce sedimentare nemetamorfozate regional, de culoare negricioasă, a cărui grosime stratigrafică atinge pe alocuri 600 m. Roca este reprezentată prin cuarțite foarte fine și argilite de culoare neagră care frecvent iau o nuanță violacee; foarte caracteristice acestor roce sînt mici cuiburi sau dungi verzi de epidot; seria este lipsită de mică (muscovit). Am urmărit fișia de teren ocupată de această serie neagră din Cioaca Mînzului spre E, prin V. Chersca și V. Cladovei pînă în Cioaca lui Adam; ea se continuă și mai departe spre E, fiind în întregime cartată de D. GIUȘCĂ. Asemănarea acestei serii cu «seria neagră» din Munții Bihorului este izbitoare. Reamintim că acolo P. ROZLOZNIK a considerat seria neagră de vîrstă carbonifer superioară.

În regiunea Poiana (S de Băița Bihorului) am găsit (1957) această serie apărînd tectonic de sub Carboniferul inferior (Seria de Păiușeni), spre care prezintă tranziții în flancul invers al cutei culcate din Biharia. Acolo, baza seriei negre, la limita cu Seria de Păiușeni, prezintă cele mai intense fenomene de metamorfism hidrotermal (acestea regăsindu-se de altfel, ceva mai slabe, în tot cuprinsul seriei): rocile se transformă uneori în șisturi dungate cu verde (clorit, epidot, actinot), aceleași minerale apărînd și în vinișoare care străbat complexul în toate sensurile.

La Băița Bihorului (ca și în Stînișoara, după cum a arătat M. BLEAHU în 1956) seria neagră prezintă tranziție treptată atît spre seria vermiculară-micacee cît și spre Seria de Păiușeni a Permianului; din acest motiv am atribuit seria neagră Permo-Carboniferului și tot astfel a apărut și pe harta 1:500.000 a R.P.R.



La E de Covășinț, pe V. Cladovei, deasupra seriei negre urmează marea masă a Eruptivului Highișului, în care recent D. GIUȘCĂ a pus în evidență următoarea succesiune: metabazalte, diorite, granite de Radna, granite și porfire granitice cu turmalină. Seria neagră prezintă pronunțate manifestări de contact termic la S și SE de Covășinț, la limita cu granitele și porfirele granitice cu turmalină, după cum a arătat D. GIUȘCĂ. În ceea ce privește celelalte erupțiuni mai vechi, poziția lor față de această serie este clar superioară. Noi ne întrebăm însă dacă nu ne aflăm în prezența unei linii de încălecare a complexului eruptiv mai vechi peste seria neagră. Vîrsta Eruptivului din Highiș ar fi astfel cuprinsă între cea a Seriei de Păiușeni (care este străbătută cert de metabazalte, diorite și granite, după cum au arătat D. GIUȘCĂ și V. CORVIN PAPIU) și cea a seriei negre; aceasta din urmă ar fi străbătută numai de porfirele granitice cu turmalină. Este posibil însă și ca întreg acest eruptiv să fie mai nou decît seria neagră.

b) *Permianul superior* nu a mai fost semnalat în regiune. Noi l-am identificat în trei puncte pe versantul drept al văii Botea, la SE de Galșa, în Cioaca Varniței la W de Agriș și la S de D. Merezinului la E de Șiria. În toate cele trei puncte menționate, Permianul superior apare în baza unei succesiuni de formațiuni permo-triassice și este reprezentat prin curgeri de porfire cuarțifere albe-verzui și prin tufuri de culoare albă. În special în D. Merezinului, el ia o dezvoltare mai amplă, avînd cca 80 m grosime.

Porfirele cuarțifere sînt formate dintr-o masă fluidală, abia devitrificată, și din fenocristale de ortoză micropertitică și de cuarț; adesea acestea sînt sparte în două-trei fragmente și recimentate cu mortar.

c) *Werfenianul* este reprezentat în cunoscutul său facies cuarțitic; el apare la SE de Galșa în două fișii orientate E—W; fișia sudică (la Baia de Piatră) este mult mai groasă (cîteva zeci de metri), decît cea nordică, care nu are mai mult de cîteva metri grosime. La W și la N de Agriș, Werfenianul formează de asemenea dealul La Boaice, o parte din Cioaca Viilor și jumătatea nordică a Cioacei Varniței. În sfîrșit, la E de Șiria, Werfenianul apare în dealul Merezinul și într-o mică ivire în dealul Niergheș.

Cuarțitele werfeniene sînt frecvent de culoare albă sau cenușie, uneori trecînd spre roz, neîntîlnindu-se aci roce de culoare violacee, ca în Bihor sau Pădurea Craiului; rareori devin conglomeratice. Într-un singur punct, la S de Baia de Piatră, ele admit slabe intercalații șistoase cu luciu argintiu. Orișînde Werfenianul are în bază formațiunile eruptive permene, se observă că în compoziția cuarțitelor, care de obicei sînt pure, apare o cantitate remarcabilă de puncte albe de feldspat caolinizat. Înteressant este faptul că în dealul Merezinul, tufuri de tipul celor menționate mai sus alternează pe o mică fișie de teren cu cuarțitele.



d) *Triasicul mediu* apare în două puncte: la W de Galșa (la Baia de Piatră) și la Agriș, în Cioaca Varniței. Este reprezentat prin calcare negre bituminoase și prin dolomite cenușii cu alterație gălbuie, străbătute de o rețea fină de diaclaze umplute cu calcit; ele se desfac în fragmente prismatice și sînt uneori stratificate în bancuri de cca 0,5 m, altele însă stratificația nu se poate observa. Pe V. Zopiței apare o intercalație de șisturi negricioase în plăci, în care P. ROZLOZNIK a găsit forme de *Daonella*.

Tectonica

Aproape toate formațiunile din regiune, atît cele cristaline, cît și cele sedimentare, au, cu mici oscilații, direcțiile aproximativ E—W și înclinări către S de 20° — 70° . În partea de SW a regiunii, direcția filitelor devine în general nord-estică. Aproape singura excepție de la căderile sudice o prezintă regiunea Căsoaia, unde se pot observa frecvente direcții nord-estice cu căderi spre NW.

Din aceste date geometrice și din repartitia formațiunilor pe hartă rezultă următoarea structură a regiunii: Fundamentul pare a fi format din granite de Codru, cu o zonă de corneene la partea superioară. Deasupra se așază un pachet, gros de cîteva mii de metri, de șisturi cristaline (Seria de Păiușeni), avînd un orizont inferior predominant conglomeratic și un orizont superior filitos, cu intercalații cloritoase, calcaroase și amfibolice.

Peste Seria de Păiușeni se dispune seria neagră atribuită de noi Permo-Carboniferului.

Permianul superior, reprezentat prin porfire cuarțifere și prin tufuri, apare numai sporadic în partea nordică a regiunii, legat de ivirile de roce mai noi triasice. Acestea se dispun în trei benzi orientate E—W, avînd structura de sinclinale culcate spre N. În banda nordică (Galșa-Agriș), întreruptă la E de V. Zopiței din cauza unei ridicări axiale, structura sinclinală este deosebit de bine pusă în evidență de așezarea calcarelor și dolomitelor triasice medii între două benzi de cuarțite werfeniene. Înclinările constant sudice ale ambelor benzi de cuarțite arată caracterul de sinclinal culcat.

Al doilea sinclinal culcat, format din depozite permo-werfeniene, apare în dealul Merezinul, iar al treilea, format numai dintr-un mic petec de cuarțite, apare în dealul Niergheșul. Și în aceste puncte căderile sînt sudice, atît în Cristalin cît și în formațiunile sedimentare, iar Permianul apare chiar pe flancul sudic răsturnat al sinclinalului Merezinul.

Cuarțitele werfeniene depășesc cu mult aria de răspîndire a formațiunilor permene, dispunîndu-se fie pe granitele de Codru, fie pe Seria de Păiușeni.

Principala linie de dislocație din regiune este reprezentată prin falia inversă Galșa—Agriș, care aduce Seria de Păiușeni peste flancul sudic al sinclinalului culcat



de depozite permo-triasice. Încălecarea se poate urmări pe V. Botea, la N de vârful Curcubeta, Cetatea Bătrână și Țucla și prin Viile la Almaș, fiind mascată apoi de aluviunile văii Sălbatică: o porțiune a încălecării reapare în Viile la Cioaca, decroșată spre N de două falii. De sub Seria de Păiușeni apar aci și granite de Codru în compartimentul tectonic indicat, și menționăm din nou că nu este exclus că acestea să străbată mai spre sud Seria de Păiușeni, identificându-se astfel cu granitele de Highiș.

P. ROZLOZNIK a exagerat importanța faliei inverse Galșa—Agriș considerînd-o drept pînză, iar petecele de Sedimentar din D. Merezinul și D. Niergheș ca apărînd în ferestre tectonice. Conturile liniei de dislocație urmărite nu sînt încă acelea ale unei pînze și amploarea mai mică a fenomenelor tectonice este pusă în evidență de prezența sinclinalelor culcate, cu flancul invers conservat întreg. De asemenea, în cele două petece mai sudice, Werfenianul se așază clar peste Cristalin în proeminențe ale reliefului, neputînd fi vorba de ferestre tectonice.

Pe de altă parte credem că vîrsta liniei de dislocație Galșa—Agriș nu este neogenă, contemporană cu faliile care au produs depresiunile miocene intramontane, așa cum a susținut M. PAUCĂ (3); sîntem de părere că ea aparține fie mișcărilor meso-cretacice sau chiar unora anterioare. Nicăieri nu găsim însă depozite care să ne precizeze vîrsta. După părerea noastră stilul faliei combinată cu sinclinala culcate o încadrează mai de grabă în seria dislocațiilor care au afectat în timpul Meso-zoicului partea nordică și cea vestică a Munților Apuseni, și în orice caz ea reprezintă o parte a limitei nordice a ariei de răspîndire a Seriei de Păiușeni, legîndu-se din acest punct de vedere cu limita cutoi de Biharia, așa cum se arată și pe harta de ansamblu a lui M. PÁLFY și P. ROZLOZNIK din 1939.

BIBLIOGRAFIE

1. GIUȘCĂ D. Observații asupra mineralizațiilor cuprifere din masivul Highiș. *Analele Univ. C. I. Parhon, Seria Șt. Nat.*, nr. 16, București 1957.
2. PAPIU C. V. Cercetări geologice în masivul Drocea. *Acad. R.P.R. Bul. științ., Sect. Biol.-Geol.-Geogr.*, V, 1, București 1953.
3. PAUCĂ M. Recherches géologiques dans la région de Șiria. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXV (1936—1937), București 1941.
4. ROZLOZNIK P. Geologische Beobachtungen in verschiedenen Gliedern der im weitem Sinne genommenen Bihar-Gebirgsgruppe. *Jahresb. kgl. ung. geol. R.A.f.* 1914, Budapest 1913.
5. SAVU H. Cercetări petrografice în Cristalinul masivului Drocea. *D. S. Com. Geol.* XLIV (1956—1957) (sub tipar).



ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ ШИРИЯ

Р. ДИМИТРЕСКУ
(Краткое содержание)

В 1957 году автор произвел геологическое картирование северо-западной части кристаллического массива Хигишулуй, вблизи города Арад.

В прошлом, область была исследована П. Розложинском и М. ПАУКЭ.

В северной части, на территории местностей Галша, Мышка, Мэдерат и Агриш проявляются интрузивные породы, приписываемые автором, как относящиеся к типу Кодру и представленные гранодиоритами и гранитами с мусковитом. Эти породы составляют одно тело, разделенное в верхней части на целую сеть прожилков, которые, пронизывая кристаллические сланцы кровли, превращают последние в роговики. Самая большая часть области, исследованной автором, составляет комплекс Пэюшени; которому характерны, в особенности, бластопсефитовые породы, метаморфические конгломераты, названные некоторыми авторами — сернифитами. Они образуют нижний горизонт комплекса и чередуются со серебристо-фиолетовыми серицитовыми филлитами. Верхняя половина комплекса Пэюшань составлена из серицитовых и хлоритовых филлитов основного туфогенного происхождения. Автором были обнаружены пропластки кристаллического известняка, амфиболиты и порфиронды.

Комплекс Пэюшань — аналогичен сернифитовому комплексу, выходящему на поверхность в горах Бихор; оба комплекса представляют найвысший горизонт Кристаллина и, очевидно, имеют возраст карбона, так как, по мнению автора, они представляют эквивалент нижней части комплекса Тулиша—Южных Карпат.

В зоне вершины Куркубета метаморфизованные конгломераты и филлиты пронизаны жилой долеритов, представляя крайнюю сланцевую фацию.

На востоке Ковэсинц, поверх филлитового верхнего горизонта комплекса Пэюшань, залегает пачка кварцитов и черных аргиллитов, иногда с фиолетовым оттенком, и стратиграфической мощностью, примерно, в 600 метров. Те-же породы обособлены в «черном комплексе» гор Бихор. Автор приписывает эти породы пермь-карбону, они регионально неметаморфизованы.



Верхне пермская система, которая ранее не была обнаружена в области, идентифицирована автором в трех пунктах, будучи представлена течениями кварценозных порфиров и туфами.

Верфенский ярус выявлен в нескольких пунктах, будучи представлен белыми или серыми, иногда розовыми, кварцитами; в горе Мерезинул они вмещают пропластки туфов.

Средний триас выявляется в двух точках, в Галша и Агрише и образовался из черных битуминозных известняков и серых доломитов.

Тектоника. Фундамент области, очевидно, состоит из интрузивов Кодру, вместе с зоной роговиков; над ними залегает толстая, в несколько тысяч метров, пачка кристаллических сланцев, принадлежащих комплексу Пяюшань. Наконец, верхняя часть перекрыта черным угленосным комплексом пермской системы.

Все эти комплексы имеют, в общем, направления В—З и залегают согласно на Юг.

Изолированные проявления эруптива верхней пермской системы связаны с зонами развития более новых отложений — триаса. Они расположены в три ленты с ориентировкой на В—З, имея структуру синклинали, залегающей на Север: Галша-Агриш, Мерезинул и Ниергеш.

Главная линия разлома области представлена всбросом Галша-Агриш, который простирает комплекс Пяюшань через южное крыло синклинали, уложенное пермо-триасовыми отложениями. Эти линии включены, по мнению автора, в ряд разломов, обхвативших, во время мезозой, северную и западную части Апусень.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION DE ȘIRIA

PAR

R. DIMITRESCU

(Résumé)

Pendant l'année 1957 l'auteur a effectué le levé géologique de la partie NW du massif cristallin du Highiș, à proximité de la ville d'Arad.

Au passé, la région a été déjà étudiée par P. ROZLOZNIK et M. PAUCĂ.

Dans la partie septentrionale, sur le territoire des localités Gașa, Mișca, Măderat et Agriș, apparaissent des intrusions attribuées par l'auteur au type Codru



et représentées par des granodiorites et des granites à muscovite. Ces roches constituent un corps le quel vers la partie supérieure se divise en un réseau de filonnets traversant les schistes cristallins du toit, transformés en cornéennes. La majeure partie de la région étudiée est constituée par la Série de Păiușeni; celle-ci est caractérisée particulièrement par des roches blastopséphitiques, des conglomérats métamorphisés appelés par certains auteurs, sernifites. Elles constituent l'horizon inférieur de la série et alternent avec des phyllites sériciteuses argentées-violacées. La moitié supérieure de la Série de Păiușeni est formée de phyllites sériciteuses et de phyllites chloriteuses d'origine tufogène basique. On rencontre également des intercalations de calcaires cristallins, amphibolites et porphyroïdes.

La série de Păiușeni est analogue à la série sernifitique qui apparaît dans les monts Bihor; les deux représentent l'horizon le plus supérieur des séries cristallophylliennes et sont probablement d'âge carbonifère, étant selon notre opinion un équivalent de la partie inférieure de la Série de Tulișa des Carpates méridionales.

Dans la zone du sommet Cucurbeta, les conglomérats métamorphisés et les phyllites sont traversés par un filon de dolérites, présentant des faciès marginaux schisteux.

À l'E de Covășinț, au-dessus de l'horizon supérieur phylliteux de la Série de Păiușeni repose un paquet de quartzites et d'argilites noires. On retrouve les mêmes roches dans « la série noire » des Monts Bihor. L'auteur a attribué ces roches au Permo-Carbonifère.

Le Permien supérieur,—qui jusqu'à présent n'a pas été encore signalé dans la région—a été identifié par l'auteur dans trois endroits, étant représenté par des coulées de porphyres quartzifères et par des tufs.

Le Werfénien apparaît dans plusieurs endroits, étant représenté par des quartzites blancs ou gris, parfois roses; dans Dealul Merezinul apparaissent des intercalations de tufs.

Le Trias moyen apparaît dans deux endroits, à Galșa et à Agriș; il est formé de calcaires noirs, bitumineux, et de dolomies grises.

Tectonique. Le soubassement de la région semble être constitué par les intrusions de Codru et la zone de cornéennes; au-dessus repose un paquet de quelques milliers de mètres d'épaisseur de schistes cristallins appartenant à la Série de Păiușeni. Enfin, à la partie supérieure celle-ci est recouverte par la série noire permo-carbonifère.

Tous ces complexes accusent une direction EW et un pendage concordant vers le sud.

Les apparitions sporadiques de l'éruptif permien-supérieur se rattachent à l'aire de distribution des dépôts plus récents, triasiques. Ils sont disposés en trois



bandes orientées E—W, accusant une structure de synclinaux couchés vers le nord : Galșa-Agriș, Merezinul et Niergheș.

La principale ligne de dislocation de la région est représentée par la faille inverse Galșa-Agriș qui pousse la Série de Păiușeni sur le flanc S du synclinal couché des dépôts permo-triasiques. Ces lignes s'inscrivent — selon l'auteur — dans la série des dislocations qui ont affecté pendant le Mésozoïque, la partie septentrionale et occidentale des Monts Apuseni.





Institutul Geologic al României

GEOLOGIA ȘI PETROGRAFIA MASIVULUI HUDIN (MUNȚII ȚIBLEȘ)¹⁾

DE
O. MAIER

Masivul Hudin face parte din lanțul muntos al Țibleșului, a cărui extremitate vestică o constituie. Teritoriul cartat este delimitat la nord de Izvorul Cîrligăturii și Izvorul Baicului, la sud de V. Bradului, la vest de V. Minghetului, iar la est de V. Călimanului, Culmea Șătrița și Izvorul Prelucilor. De aici spre est Țibleșul a fost cartat de L. PAVELESCU.

Vîrful cel mai înalt, Hudinul, are altitudinea de 1612 m.

Istoricul cercetărilor geologice în această regiune se referă la cercetările asupra lanțului Țibleș în ansamblu. În unele lucrări este menționat și Hudinul.

Astfel, în 1886, G. PRIMICS deosebește «trei tipuri de roci eruptive trahitice». «Tipul de Hudin» este un «trahit cu ortoza» și considerat mai vechi de cît andezitul cu hipersten și augit (14).

«Trahitul din Hudin» este descris și de A. KOCH (8) în 1900, după PRIMICS.

După ȘTEFAN FERENCZI (1916) roca din Hudin ar fi un «aplit granitic de tipul alsbachitului» (5).

Între 1948—1950 E. STOICOVICI face o inventariere a substanțelor minerale utile din regiune²⁾

L. PAVELESCU (13) cartează în 1951 partea de est a Țibleșului, unde separă mai multe tipuri de andezite și diorite pe care le derivă dintr-o singură magmă inițială. În aglomeratele andezitului de Arcer, care reprezintă ultima fază, efuzivă, L. PAVELESCU a găsit o *Teinostoma*.

Depozitele sedimentare din regiune au fost cercetate de L. ATANASIU în 1952, care separă în Oligocenul din regiune două orizonturi (2).

¹⁾ Comunicare în ședința din 13 decembrie 1957.

²⁾ Rapoarte geologice (1948—1950). Arh. Com. Geol.



Regiunea cercetată este formată în cea mai mare parte din depozite sedimentare, prin care au străbătut corpuri eruptive de diferite mărimi și forme, metamorfozându-le la contact.

A) Depozitele sedimentare

În masivul Hudin depozitele sedimentare încep cu un orizont argilos, peste care urmează concordant un orizont de gresii. Aceste orizonturi au fost descrise destul de amănunțit de L. ATANASIU (2).

Spre baza orizontului grezos se intercalează mici lentile de calcar brun, alături de care am găsit, pe Izvorul Subțire, un lumașel din care am recoltat următoarele forme: *Ostrea* sp., *Cyrena semistriata* DESH., *Cytherea (Meretrix) verneuli*, *Potamides (Tympanotonus) margaritaceum* BROCC., *Turitella* sp.

Această asociație faunistică stabilește apartenența depozitelor sedimentare la Oligocenul inferior și mediu.

Complexul sedimentar este ușor cutat: direcția generală a stratelor este WSW—ENE, cu excepția celor de la extremitatea de SW a Hudinului, unde se observă o dispoziție periclină în jurul masei eruptive. Înclinările sînt în general mici, dar cresc de la S spre N cu cît ne apropiem de masa eruptivă a Hudinului, în apropierea căreia înclinările sînt de 70—80°.

B) Rocile eruptive

Rocile eruptive formează corpuri cu forme și dimensiuni foarte variate, care străbat prin depozitele oligocene. Principalul corp eruptiv este Hudinul, care se înalță sub formă de cupolă de sub argilele și gresiile oligocene. În plan, acest corp are forma aproximativă de elipsă așezată cu axul mare spre NE. Celelalte corpuri eruptive mai mărunte au forme de stîlpi și de dykuri. Compoziția lor petrografică este variată. Cea mai largă răspîndire o au acele roci care prin structura și textura lor arată că s-au consolidat subcrustal, aproape la suprafață sau poate chiar la suprafață, fără însă a da naștere la curgeri de lavă. Excepție face andezitul de Piatra Hudinului, care are însă o răspîndire mică. Produsele piroclastice lipsesc cu desăvîrșire. Aceasta dovedește că, deși a existat și o fază efuzivă, ea a avut o amploare mică, așa cum a arătat și L. PAVELESCU pentru partea estică a Munților Țibleș.

Au putut fi deosebite următoarele tipuri de roci: diorite, andezite și riocacite.

1. *Dioritele* formează doi stîlpi mici, cu forma neregulată, în Vf. Hudiei și un corp eruptiv mai mare în Vf. Stegioara și pe Obcina Stegioara. Am grupat aici roci cu compoziția variată, de la diorite cu piroxeni la diorite cuarțifere, roci cu structura holocristalină și roci cu o cantitate mică de pastă. Diversele tipuri nu



au putut fi separate cartografic. Ele se prezintă ca o rocă cenușie-neagră, uneori cu nuanțe verzi, cu o structură fin grăunțoasă și cu textura masivă. Cu ochiul liber se observă cristale de plagioclazi și de hornblendă, mai rar de piroxeni.

Compoziția lor, mineralogică poate varia chiar în cuprinsul aceluiași corp eruptiv, cum ar fi de exemplu stîlpul din Vf. Hudieșului. Următoarele analize planimetrice medii ilustrează cele de mai sus:

	Diorit cuarțifer cu biotit %	Diorit cu piroxeni %
Plagioclaz	76,67	70,39
Piroxen	5,33	21,67
Amfibol	—	0,27
Biotit	8,58	—
Cuarț	5,37	0,61
Minereu	4,05	7,06
	100,00	100,00

Dioritul cuarțifer are structura porfirică, pe cînd dioritul cu hipersten și augit are structura hipidiomorf granulară. Masa fundamentală la primul tip de rocă este de aproximativ 3,5%. Ceea ce este însă comun tuturor tipurilor de diorite este conținutul în plagioclazi care trece de 70% în toate secțiunile analizate.

Plagioclazii sînt idiomorfi, în general maclați după legea albitului și complexul albit-Karlsbad. Macla de Baveno și macla după legea periclinului sînt mult mai rare. Se constată existența a două categorii de plagioclazi, dintre care una este reprezentată prin cristale mai mari zonate și maclate pe cînd cristalele mai mici, nezonate, ar reprezenta a doua categorie.

Din tabloul I reiese că pentru dioritele cuarțifere conținutul în An al plagioclazilor variază între 60 și 70%, în timp ce pentru dioritele cu hipersten și augit conținutul variază între 70—85%. La dioritele cuarțifere microlitele de plagioclazi au aceeași compoziție cu fenocristalele (68—75% An). Polii s-au proiectat pe curba de temperatură joasă.

Cuarțul, abundent în dioritele cuarțifere, absent în dioritele cu piroxeni, formează microlite alotriomorfe și cu totul sporadic fenocristale corodate, cu incluziuni de plagioclazi și amfiboli.

Piroxenii sînt reprezentați prin hipersten și prin augit, primul în proporție medie de 14%, celălalt în proporție de 9%. Cristalele de hipersten cu dimensiuni maxime de 1,76/0,48 mm sînt de obicei corodate de magmă. La unii indivizi se observă o structură zonală. Unghiul (-) $2V=63^\circ (\pm 1/2^\circ)$ corespunde după diagramă unui hipersten cu 26,8% FeSiO_3 . În unele secțiuni se constată o transformare parțială sau totală a hiperstenului în augit sau în biotit. În ambele cazuri transformarea



începe pe margini, dar pe cînd transformarea în augit înaintază de jur împrejur spre centru, în cazul bastitizării transformarea înaintază spre centru, pe fisurile transversale ale mineralului.

TABLOUL 1

Compoziția în An a plagioclazilor nezonafi din diorite

Nr. sec- țiuni	Roca și locul de proveniență	Masa universală la		Dimensiuni maxime în mm
		metoda Reinhard % An	metoda Rittmann % An	
108	Diorit cuarțifer, Vf. Hudieș	68—75	—	microlite
112	Diorit cuarțifer, Vf. Hudieș	—	68	0,24/0,09
114	Diorit cuarțifer, Vf. Hudieș	70	65	0,72/0,35
322	Diorit cuarțifer, Vf. Stegioarei	60—65	—	—
324	Diorit cu hipersten și augit, Obcina Ste- gioara	—	70	0,8/0,4
119	Diorit cu hipersten și augit, Vf. Hudieș . .	80—85	74	—
181	Diorit cu hipersten și augit, Vf. Hudieș . .	82	76	—

Augitul formează cristale idiomorfe, scurt prismatice, cu $c: Ng=43^\circ$. Sînt frecvente maclele după fața (100), uneori polisintetice (12 indivizi), precum și o macă în diagonală. Centrul cristalului de augit poate fi parțial uralitizat. În dioritele cuarțifere cu biotit, porfirice, augitul poate să apară ca microlite, dar lipsește ca fenocristale.

Hornblenda este cu totul subordonată piroxenilor: analizele planimetrice au dat un procent mediu de aproximativ 0,3. Este o hornblendă obișnuită cu $c: Ng=19-24^\circ$. Unele cristale sînt maculate polisintetic. Sînt obișnuite incluziunile de plagioclazi. Se observă toate transformările posibile la hornblendă: biotitizări, actinolizări etc. În afara hornblendei primare este prezentă și hornblenda fibroasă formată pe seama augitului.

Biotitul, de culoare brună, este proaspăt în unele secțiuni, în altele trece în pennin sau clinoclor. Uneori este mineralul melanocrat predominant, roca fiind un diorit cuarțifer cu biotit.

Mineralele opace (4—7% din compoziția rocii) sînt în cea mai mare parte magnetite, probabil titanomagnetite, deoarece în jurul unora din granule se observă leucoxenul, format pe seama acestora.

Mineralele secundare observate sînt: sericitul, epidotul, bastitul, uralitul, biotitul, actinolitul, leucoxenul, sferolite de clorit și de calcedonie.



2. *Andezitele*. Acest grup de roci cuprinde trei tipuri principale, care pot fi foarte ușor deosebite megascopice: andezitul de Izvorul Hudinului, andezitele de Plaiul Bătrîn și andezitul de Piatra Hudinului.

a) *Andezitul de Izvorul Hudinului* află în lungul cursului superior al Izvorului Hudinului și la obârșia Izvorului Hudieșului, precum și pe Piciorul Calului, formînd mai multe filoane. Are culoarea albă-cenușie cu nuanțe verzui. Fenocristalele de plagioclazi, vizibile cu ochiul liber, sînt caolinizate; cele de hornblendă (?) sînt de asemenea alterate.

Structura andezitului acesta este porfirică, masa fundamentală este criptocristalină, textura masivă. La microscop se constată că roca este în cea mai mare parte silicifiată și calcifiată. Plagioclazii sînt în bună parte alterați, în special cei zonați; proaspete au rămas doar fenocristalele mai mici, nezonate (55—60% An).

Mineralele melanocrate sînt în întregime alterate, încît nu mai găsim nici un fel de relicte din mineralul primar. După habitusul fenocristalelor se pare că mineralul primar era o hornblendă. Aceasta a fost transformată mai ales în actinolit și mai rar în clinoclor. Rareori cloritul sugerează habitusul obișnuit al biotitelor. Ca minerale accesorii sînt frecvente apatita și zirconul, asociate de obicei cu granule opace de magnetită.

Cuarțul se găsește numai ca xenolite, uneori puternic corodate și ciuruite de pastă, alteori resorbite uniform de jur împrejur, încît au luat forma de elipsă. Acestea din urmă sînt înconjurate de o zonă mai silicioasă a pastei.

În unele secțiuni se observă aglomerări de cristale, în special de plagioclazi și puțin cuarț. Determinările au arătat că plagioclazii din aglomerări nu se deosebesc de fenocristalele de plagioclazi din rocă.

b) *Andezitele de Plaiul Bătrîn* cuprind varietăți cu piroxeni, cu piroxeni și amfiboli și cu amfiboli și biotit. Ele formează o masă eruptivă mai mare, alungită în direcția NW—SE, localizată pe Plaiul Bătrîn începînd din Vf. Groapa și pînă aproape de dioritele din Stegioara, un filon avînd aceeași direcție, situat puțin la SW de primul, între creasta Hudieșului și Izvorul Șurii și mai multe corpuri eruptive mărunte (stîlpi și filonașe) care află la E de șeaua Stegioarei și pe Piciorul Călimanului. Andezitele acestea au toate culoarea cenușie-vînată-neagră sau cu o nuanță de brun. Au structura compactă, textura masivă. Cu ochiul liber se deosebesc cristale mici, incolore, de plagioclazi și mult mai rar cristale prismatice, negre, de piroxeni. Diferitele tipuri nu pot fi separate pe teren, dar în mod statistic s-a putut stabili aria aproximativă de răspîndire a fiecăruia. Astfel, andezitele cu piroxeni formează cîteva corpuri mărunte pe Piciorul Călimanului și în șeaua de la E de Vf. Stegioara. Andezitele cu piroxeni și amfiboli sînt reprezentate de modestul filon dintre creasta Hudieșului și Izvorul Șurii și de corpul eruptiv mai mare al Plaiului Bătrîn (Vf. Groapa). Tot pe Izvorul Șurii, cîteva filonașe sînt formate din andezite cu hornblendă și biotit.



Compoziția mineralogică modală, medie este :

Andezit cu hipersten și augit
(Șeaua Stegioarei)

Pastă	%	56,87
Fenocristale:		
Plagioclaz	70,16	43,13
Hipersten	13,68	
Augit	4,66	
Minereu	4,86	
Clorit, biotit, etc.	6,65	
	100,00	100,00

Pasta de culoare brună-olive formează mai mult de jumătatea rocii și este când hialină, când cripto- și chiar microcristalină. În această pastă sînt împlîntate cristale mari de plagioclazi zonați, maclați, puternic ciuruiți de pastă, uneori scheletiformi, și cristale mai mici de plagioclazi proaspeți, maclați dar nezonați. Macla după legea albitului predomină, dar este frecvent și complexul albit-Karlsbad. Plagioclazii formează aproximativ 70% din totalul fenocristalelor. Determinările s-au făcut numai pe fenocristale mai mici, nezonate, cu planurile de sutură ale maclelor, nete (tabl. 2).

TABLOUL 2

Compoziția plagioclazilor din andezitele negre

Nr. sect.	Roca și locul de proveniență	Metoda de determinare	
		Reinhard % An	Rittmann % An
19A	Andezit cu hipersten, Șeaua Stegioarei.	58—60	55
98A	Andezit cu hipersten, Piciorul Călimanului	50—65	—
328A	Andezit cu piroxen și amfibol, Creasta Hudieș	58	65
318	Andezit cu piroxen și amfibol, Izvorul Șurii	64	70
331	Andezit cu piroxen și amfibol, Virful Gropii	65	65
107	Andezit cu piroxen și amfibol, Virful Hudieș.	85	—
329	Andezit cu piroxen și amfibol, Plaiul Bătrîn	88	80

Polul (010) al plagioclazilor la ultimele două analize din tabloul de mai sus cade pe curba Nikitin-Reinhard, pe când toate celelalte s-au proiectat pe curba plagioclazilor de temperatură înaltă.

Hiperstenul formează cristale proaspete, excepțional de lungi, uneori maclate după (010). Are extincția dreaptă și pleocroismul caracteristic. Unghiul axelor optice este $(-)\ 2V=67^\circ, 67^\circ30', 68^\circ$, ceea ce corespunde aproximativ la 23,8% FeSiO_3 .



Augitul destul de rar este frecvent uralitizat. Transformarea este periferică, în centrul cristalului păstrându-se augitul nealterat. Cristalele idiomorfe prezintă în secțiunile bazale caracteristice, macle după (100).

Hornblenda verde este uneori elementul melanocrat predominant. Unghiul de extincție este de 15° . De obicei prezintă un început de cloritizare sau este complet transformată în pennin sau clinoclor. Nealterate au rămas numai cristalele cele mai mici. Maclele polisintetice sînt rare.

Biotitul este secundar, format pe seama hornblendei. În unele secțiuni se pare că există și biotit primar, proaspăt, de culoare brună, cu pleocroismul obișnuit. Alteori este parțial sau total transformat în clorit.

Mineralele descrise au suferit în parte transformări autometamorfice, din care au rezultat: sericit, calcit, uralit, biotit, clorit și epidot.

c) *Andezitul de Piatra Hudinului*. Un loc special în grupul andezitelor îl ocupă o rocă neagră, mată, cu spărtura concoidală, în care se deosebesc perfect cu ochiul liber rare fenocristale incolore de plagioclaz cu dimensiuni pînă la 3—4 mm și cristale prismatice de hornblendă neagră, cu luciul sticlos, cu dimensiuni de aproximativ 6/2 mm. Această rocă formează un singur corp eruptiv pe versantul sudic al Hudinului, cu forma triunghiulară, cu pereții abrupti, înalți de aproximativ 50—70 m, Piatra Hudinului. În diferitele părți ale Pietrei Hudinului roca are aspecte diferite: pe alocuri se desface de preferință după anumite direcții, dînd o impresie vagă de curgere, pe cînd imediat alături, roca are textura compactă, culoarea ceva mai deschisă și este mai bogată în fenocristale. La microscop deosebirile de textură devin evidente. Roca cu textură fluidală este formată dintr-o masă fundamentală criptocristalină de stinghii fine de plagioclazi, dispuși fluidal în jurul fenocristalelor, îndreptate la rîndul lor aproximativ în aceeași direcție. În secțiunile de rocă cu textura fluidală se vede clar că în timpul curgerii, fenocristalele au suferit și o slabă mișcare de rostogolire, datorită căreia au fost rupte colțurile unor indivizi mai mari de plagiocazi, alții au fost frînți; cristalele de hipersten, mai mari, probabil mai fragile, au fost puternic fisurate; bucăți desprinse din cristalul mare au rămas în urma acestuia și s-au răsucit, căpătînd o altă orientare optică. Hornblenda brună, ajungînd în dezechilibru chimic cu pasta, se înconjoară cu o aureolă opacitică cu atît mai mare cu cît cristalul de hornblendă din interior se rotunjește și devine mai mic. În jurul hornblendei astfel opacizate, pasta este ceva mai deschisă, din cauza abundenței mai mari a plagioclazilor baccilari. Tipul compact al acestei roci prezintă două varietăți: una cu pasta hialină brună-neagră și cu fenocristale de plagioclazi, hipersten și hornblendă brună, cealaltă cu masa fundamentală criptocristalină și cu fenocristale mai abundente de plagioclazi, hipersten și augit.

Plagioclazii formează cristale cu forme cristalografice perfecte, maclate după diferitele legi, dintre care au putut fi identificate legea albitului, complexul albit-Karlsbad, macla de Manebach, precum și complexul albit-ala B. Legea albitului,



atît de frecventă în andezitele și dioritele descrise mai înainte, este aici relativ rară. Se pare că predomină complexul albit-ala B. În afara plagioclazilor perfect idiomorfi și proaspeți se mai observă o serie de fenocristale de plagioclazi, mai mari, maclați, rareori zonați, dar puternic corodați de pastă, încît din unele nu se mai găsesc decît resturi scheletice. Compoziția lor în anortit s-a dovedit însă a fi aceeași cu a cristalelor idiomorfe. Determinările efectuate asupra cristalelor idiomorfe au dat rezultatele cuprinse în tabloul 3.

TABLOUL 3

*Compoziția plagioclazilor din andezitul de Piatra Hudinului
(determinate prin metoda Feodorov)*

Nr. secț.	-% An	Curba pe care se proiectează polul
158	70	(001)
		<u>100</u>
	73	010
407	75	(001)
	60	(010) (curba de temperatură înaltă)
	?62	(110)
407A	?65	(110)
	60	PWB
	68	
454	70	(100)
		<u>100</u>
	72	010

Hiperstenul este totdeauna idiomorf. Cristalele au dimensiuni variabile, cele mai mari atingînd 0,05/0,25 mm. În secțiunile paralele cu (100) are extincție dreaptă, pe cînd în secțiunile de birefrință maximă $Ng:c=6,8^\circ$. LUCIȚCHI (10) citează cazuri de ortopiroxeni cu extincția oblică, fără a indica bibliografia. Aceasta s-ar datora unor amestecuri micropertitice cu piroxeni monoclinici. La hiperstenul descris nu au putut fi observate asemenea amestecuri micropertitice, nici chiar la mărirea cea mai puternică; mineralul reacționează perfect omogen. Determinările de 2 V au dat următoarele valori medii:

Nr. secț.	(-)2V	% } FeSiO ₃	Nr. determ.
158	68°39'	23	3
454	66°15'	25,5	4
455	62°40'	28	3
456	64°10'	26,5	3



Augitul este prezent numai în roca cu textură compactă și formează cristale idiomorfe mai mari decât cele de hipersten. Frecvent se observă o macă diagonală, $Ng:c = 43^\circ$.

Hornblenda brună este destul de frecventă în tipul cu textură fluidală a andezitului de Piatra Hudinului. Cristalele acestora sînt uneori foarte lungi (1,07/0,08 mm), cu contururi cristalografice, altele sînt resorbite de pastă încît apar rotunjite, fusiforme cu o aureolă opacitică (vezi pag. 10). Sporadic prezintă o macă în diagonală $Ng:c = 14^\circ$.

În unele eșantioane se întîlnește cîte un individ uriaș (6 mm) de hornblendă comună, cu pleocroismul în nuanțe de verde-brun. $Ng : c = 15^\circ$.

În masa fundamentală sticloasă se observă uneori enclave de o rocă eruptivă foarte asemănătoare cu riodacitul de Hudin. Enclavele sînt formate în cea mai mare parte din cuarț bipiramidat, corodat, și dintr-un plagioclaz cu 45–49% An, adică tocmai plagioclazul riodacitului de Hudin.

3. *Riodacitul de Hudin* este roca eruptivă cu răspîndirea cea mai largă în această regiune. Ea formează principalul corp eruptiv, Masivul Hudin. Roca are culoarea cenușie cu o nuanță de verde, textura masivă. Cu ochiul liber se văd strălucind fețele de clivaj ale unor cristale mici de plagioclaz și paiete mai mari de biotit. Cu lupa se mai văd și cristale mici de cuarț. Eroziunea a denudat masa eruptivă pînă la nivele diferite, încît în diferitele părți ale masivului întîlnim aceeași rocă, dar cu structura foarte variată: de la holocristalină aproape panidio-morfă (pe versantul de sud al Hudinului) pînă la hipocristalină porfirică (versantul vestic al Hudinului, Tarnița Făgețelului). Deosebirile acestea se observă numai la microscop, încît separarea cartografică, după structură, a rocii nu este posibilă.

Roca hipocristalină porfirică este formată dintr-o pastă brun-deschisă și din două categorii de fenocristale: unele mari, exclusiv de plagioclaz, și altele mult mai mici, de cuarț și plagioclaz. Roca holocristalină, reprezentînd tipul hipoabisic al masivului, constă în cea mai mare parte din feldspați plagioclazi și feldspați sodopotasici. La aceștia se adaugă cuarț și, în cantități foarte mici, biotit, pirită și ceva hidroxizi de fier.

Analizele planimetrice efectuate asupra rocii holocristaline au dat următoarea compoziție procentuală medie:

Anortoclaz	32,10	
Plagioclaz	34,34	
Total feldspat	64,44	
Cuarț	25,42	
Biotit, pirită etc.	10,14	
	100,00	

Plagioclazul are un conținut mediu determinat de 49% An



Pentru a cunoaște cât mai exact compoziția mineralogică cantitativă a rocii, aceasta a fost calculată cu ajutorul unor formule simple, din analiza chimică:

			%	
Or	7,57	Anortoclaz ($Or_{26}Ab_{66}An_8$)	29,07	Anortitul reprezintă 44 % din compoziția plagioclazului
Ab	39,93			
An	18,65	Plagioclaz	37,08	
		Total feldspat	66,15	
Q	24,29	Cuarț	24,29	
Restul de MgO, FeO, Al_2O_3 , SiO_2	9,60	Femice	9,60	
	100,04		100,04	

Diferențele cantitative procentuale ce se constată între feldspații modali și cei calculați din analiza chimică, precum și diferențele între caracterul plagioclazului rezultat din calcul și cel al plagioclazului determinat (tabl. 4) sînt destul de mici. Ele ar putea fi explicate prin faptul că albitul, format pe seama fenocristalelor mai mari de plagioclaz, a fost integrat, în analiza planimetrică, la feldspatul sodopotasice.

Plagioclazii formează fenocristale și o bună parte din microlite. Printre fenocristale se pot deosebi indivizi maciați, cu zone foarte fine și indivizi ceva mai mici nezonati. În unele secțiuni cu structuri panidiomorfe, aproape echigranulare, plagioclazii nezonati predomină. Plagioclazii mai mari, zonati, prezintă de obicei un început de alterare a nucleului și uneori și a zonelor mai bazice; numai rareori sînt complet alterați. Nucleul unor fenocristale mai mari este transformat în albit care umple și fisurile foarte fine ale mineralului-gazdă, în jurul căruia formează un tiv foarte subțire.

TABLOUL 4

Compoziția plagioclazilor ¹⁾ din riocacitul de Hudin

Nr. secț.	Locul de proveniență	% An	Temp.	Dimensiuni mm
357	Hudin Izv. Popii versantul nordic	55—60	Înaltă	0,26/0,16—0,72/0,48 0,99/0,64—1,20/0,24 0,89/0,6 —0,84/0,47 —0,90/0,67
188A	Hudin, vers. sudic	53	Joasă	
189	Hudin, vers. sudic	45	Înaltă	
157	Hudin din vîrf (cota 1612)	50—58	Înaltă	
424	Hudin Izv. Arieși.	45—50	Înaltă	

¹⁾ Microlitele acestor roce au un conținut de 47—50% An.



Anortoclazul formează fenocristale mai mici decât cele de plagioclaz, alungite rotunjite și ciuruite de magmă. De asemenea, anortoclazul umple toate golurile dintre celelalte minerale. De obicei este maclat, maclele fiind alcătuite totdeauna numai din doi indivizi. Planul de asociere a maclelor nu prezintă o urmă netă. Clivajul este foarte fin și întrerupt și paralel cu planul de asociere a maclelor. Majoritatea cristalelor sînt fisurate transversal. Refringența mineralului este negativă, birefringența scăzută. Din măsurătorile făcute cu masa universală reiese clar că este vorba de un feldspat triclinic. Maclele sînt predominant de tip Periclin sau Manebach. Unghiul $(-)2V=42^{\circ}-42^{\circ}30'$ indică, după TUTTLE, un conținut în Ab de 65%.

Cuarțul din eșantioanele holocristaline se prezintă atît sub formă de fenocristale, cît și sub formă de microlite. Fenocristalele de cuarț sînt mult mai mici decât cele de plagioclazi (0,32—0,45 mm), fiind de obicei puternic corodate și ciuruite de pastă. Ca incluziuni se observă plagioclaz, cuarț și amfibol. Microlitele de cuarț constituie cea mai mare parte a masei fundamentale. Ele umplu toate spațiile dintre celelalte minerale pe care le mulează; dimensiunile lor sînt de aproximativ 0,05—0,16—0,25 mm. În roca hipocristalină (Tarnița Făgețelului) cuarțul este perfect idiomorf.

Biotitul este singurul element melanocrat observat. De obicei proaspăt, cu pleocroismul $Ng=\text{negru-brun}$, $Np=\text{măsliniu}$. Uneori se prezintă în foițe cu raportul dintre lungime și lățime neobișnuit de mare: 0,48/0,03 mm, dar în general nu depășește mărimea microlitelor de plagioclaz. Pe alocuri, este transformat parțial în clorit. Alteori lasă impresia unui biotit secundar, format pe seama unei hornblende al cărei habitus îl păstrează oarecum. Conține frecvent incluziuni de plagioclazi, de apatit și de zircon.

În unele secțiuni se observă niște cristale cu contururi dreptunghiulare sau hexagonale, de culoare brun-gălbuie, cu refringența negativă. Aceste cristale, de obicei cu o maclă senară, nu sînt altceva decât un pinit format pe seama cordieritului. Cînd transformarea este mai puțin avansată se mai păstrează macla senară a cordieritului, pe cînd la un grad mai avansat de transformare, pinitul nu mai păstrează decât conturul hexagonal sau dreptunghiular, după cum secțiunea este bazală sau longitudinală. Cordieritul pinitizat este de obicei străbătut de fisuri fine care rezultă din contracția de volum ce însoțește pinitizarea și conține, sub formă de incluziuni, granule foarte mici de un mineral opac. Cu totul rar, am întîlnit și cordierit foarte puțin transformat, cu macla tipică, cu refringența negativă și într-un singur caz, cu aureolă pleocroică. Indivizi cu diverse stadii de alterare se găsesc în cadrul aceleiași secțiuni, împreună cu cordieritul relativ proaspăt (fig. 1 și 2).

Prezența cordieritului în rocile eruptive a fost semnalată în literatura geologică mondială, de mai mulți autori. ROSENBUSCH (15) citează cordieritul în liparitul din Toscana după d'ACHIARDI, în dacitele și andezitele din Ungaria (Munții Garancs) după SZABÓ, în andezitele de la Cabo de Gata după OSANN. Din



relatările lui ROSENBUSCH și ale lui SHAND (16) reiese că unii autori consideră cordieritul din rocile eruptive ca mineral primar, format în rocă « în urma unei supra-

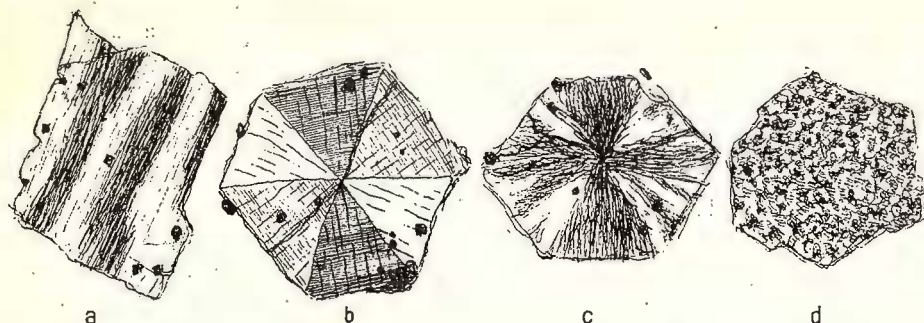


Fig. 1. — Cordierit din riodacitul de Hudin.

a, cristal de cordierit maclat, secțiune în zona C; b, același, în secțiune bazală (macla senară vizibilă); c, cordierit cu început de pinitizare; d, cordierit pinitizat.

saturații» locale sau generale în Al_2O_3 , MgO și SiO_2 . În cazurile mai frecvente, când a fost introdus în roca eruptivă în enclave de șisturi cristaline sau de alte roci



Fig. 2. — Cordierit din riodacitul de Hudin.

metamorfice-cordieritice, este de obicei asociat cu disten sau andaluzit, cu granați, etc. În acest din urmă caz este posibil, după A. BERGEAT, să se fi format prin

resorbția andaluzitului sau sillimanitului de către o magmă acidă: $6 \text{ biotit} + 3 \text{ andaluzit} + 2 \text{ cuarț} = 1 \text{ cordierit} + 2 \text{ spinel} + \text{ortoză} + \text{H}_2\text{O}$

Tot ROSENBUSCH citează după RAMDOHR, cordieritul format pe seama biotitului unor enclave de sedimente argiloase nisipoase, din unele « roci eruptive mai tinere ». În acest caz este asociat cu sillimanit și cu piroxenii rombici.

SHAND consideră cordieritul din andezitele de pe insula Ambou (Indiile Orientale) descrise de H. A. BRONVER ca « un produs tipic de contaminare ».

V. IANOVICI a semnalat prezența cordieritului ca « produs secundar » asociat cu sillimanit, în dacitul de Draica (9).

În riodacitul din Hudin, cordieritul nu este însoțit de nici unul din mineralele amintite mai sus. Se constată însă că în apropierea contactului dintre riodacit și depozitele argiloase, cordieritul este mai frecvent. De altfel, și roca eruptivă are aici cu totul alt aspect, reflectând transformările pe care le-a suferit la contact. Între roca transformată, bogată în cordierit, și riodacitul normal, în care cordieritul apare sporadic, se observă o trecere gradată. Din situația geologică și din examenul microscopic se desprinde în mod natural concluzia că geneza cordieritului și prezența lui în riodacitul de Hudin trebuie pusă în legătură cu metamorfismul care a avut loc la contactul riodacitului cu depozitele sedimentare.

C) Metamorfismul de contact

În patul izvoarașului ce curge imediat la E de Piatra Hudinului, contactul dintre roca eruptivă și argilele șistoase este atât de net, încât într-un singur eșantion poate fi cuprinsă și roca eruptivă și cea sedimentară, ambele metamorfozate. Roca eruptivă, în imediata apropiere a contactului, pe o grosime de câțiva cm, are culoarea mai închisă și conține numeroase enclave mici de argilă neagră. Ceva mai departe de contact, culoarea roci se deschide gradat, ajungând la cenușiu; roca are un aspect rubanat, abia perceptibil și este lipsită de enclave. Într-o secțiune în care a fost prinsă și roca eruptivă și cea sedimentară se observă o linie netă de separare a celor două roci. Roca eruptivă are textura fluidală determinată, în imediata apropiere a contactului, de cristalele prismatice, foarte fine, de plagioclaz, dispuse paralel cu linia de contact. În această porțiune, cu o grosime de maximum 0,5 cm, se găsesc numeroase enclave foarte mici, alungite, de argilă neagră, rămase nedigerate; alte fragmente de argilă sînt pe cale de a fi desprinse și înglobate de către magma care pătrunde pe fisurile foarte subțiri, în roca sedimentară. Puțin mai departe de linia de separare, caracterul fluidal este dat de o alternanță neregulată de substanță argilooasă neagră, cu materialul magmatic mai deschis, format de granule izometrice, lipsite de contur, cu culoarea de birefringență scăzută și cu extincția difuză. În această masă se găsesc fenocristale izolate sau grupări de plagioclazi rostogoliți, torsionați, fisurați și invadați de calcit și de sticlă brună.



Prezența acestei zone de reacție poate fi explicată prin faptul că viteza de corodare a magmei a fost probabil ceva mai mare decât viteza de difuzare și omogenizare în masa eruptivă a materialului sedimentar. Fenocristalele de plagioclaz au cristalizat probabil mult mai în interiorul masei eruptive și au fost transportate de către curenții de convecție, spre contact, unde au suferit o zdrobire pur mecanică. Compoziția lor este identică cu a plagioclazilor din roca eruptivă normală și nu prezintă urme de corodare. Gradul de asimilare de către magmă, a materialului argilos, a fost în această zonă destul de slab, încît chimismul inițial al magmei nu a fost considerabil schimbat. Răcirea rapidă a magmei n-a permis decât cristalizarea microlitelor de plagioclaz a căror compoziție nu poate fi determinată. Mai departe de contact, textura rubanată dispăre. Roca are un aspect fin granular și culoarea mai închisă decât a riodacitului normal. În secțiune se vede că roca este formată dintr-un schelet de plagioclazi microlitici prinși într-o masă de ortoză, încît se obțin niște agregate granulare cu structura poichilitică. În afara plagioclazului, agregatele conțin o pulbere reprezentînd resturile (titanifere) enclavelor argiloase. Microlitele de plagioclaz și pulberea opacă sînt dispuse oarecum tangențial după sfere aproximativ concentrice, dînd agregatelor granulare un aspect tulbure. În afara agregatelor granulare, se mai observă plaje întinse de o substanță brună izotropă, în apropierea căreia se găsesc uneori foițe de biotit și cristale brune cu contur hexagonal. Cu cît ne îndepărtăm de contact, agregatele granulare devin mai limpezi, pulberea neagră dispăre, în schimb sînt foarte numeroase microlitele alungite de plagioclaz, dispuse, după cum s-a mai spus, tangențial în aceste agregate și în jurul lor. Spațiile dintre agregatele granulare sînt umplute cu microlite de plagioclaz și cu o substanță brună, izotropă. În agregatele granulare sînt frecvente maclele senare de cordierit pinitizat. În afară de agregatele granulare descrise, roca mai este formată din fenocristale de plagioclaz calcifiat, din biotit, puține granule de granat și de minerale opace.

Și mai departe spre interior, se trece treptat la tipul holocristalin echigranular, al rocii eruptive din Hudin, în care, după cum s-a mai spus, cordieritul apare cu totul sporadic.

La contactul cu riodacitul rocile sedimentare au fost de asemenea influențate. Argilele și sistoase vin în contact direct cu masivul eruptiv. Pe Izvorul Pietrei Hudinului argilele și sistoase se sprijină cu capetele de strat, de masa eruptivului. Aici, argilele au fost transformate într-o rocă neagră, cornoasă, în care se observă numeroase lentile turtite, de culoare cenușie-brună. Toată roca arată urme de strivire. Examenul microscopic arată că magma riodacitică a pătruns pe fisuri foarte fine, în roca sedimentară, pînă la o distanță de cîtiva mm de contact. În masa fundamentală brună-neagră cornificată se găsesc grăunțe de cuarț și de zircon. Ca mineral de neoformațiune a început să se dezvolte un piroxen monoclinic, probabil diopsid ($Ng : c = 38^\circ$). Lentilele de culoare cenușie-brună amintite s-au



dovedit a fi niște pungi cu forme sferice sau neregulate, umplute cu cristale radiare de zeoliți, probabil epistilbit (clivaj perfect după (010), $Ng=c$; $(-)2V=41^\circ$, granați, calcit, minereu și mai rar actinolit.

Efectele contactului termic asupra argilelor șistoase poate fi urmărit din Izvorul Pietrei Hudinului spre W, pe Valea Mare pînă în dreptul Tarniței Făgețelului.

În concluzie, se poate spune că la contactul riodacitului de Hudin cu argilele șistoase oligocene, au avut loc fenomene metamorfice, în urma cărora s-a format o aureolă de contact mai dezvoltată, de la linia de contact spre interior (adică în masivul eruptiv). Materialul argilos desprins și înglobat în magmă, prin acțiune mecanică și corozivă, a reacționat cu aceasta, dînd naștere unei topituri mai bazice care, datorită faptului că era în dezechilibru chimic continuu cu magma inițială, tinde spre o omogenizare continuă cu aceasta. În această topitură contaminată sînt create condițiile de apariție a cordieritului, datorită excesului de Al_2O_3 provenit din materialul argilos. Ulterior, cordieritul a fost transformat în pinit și gigantolit. El nu putea să apară în imediata apropiere a contactului în zona de reacție.

Și în jurul celorlalte corpuri eruptive mai mici s-au dezvoltat aureole metamorfice, dar cu întinderi relativ reduse. Acestea sînt bine deschise în jurul andezitelor și dioritelor din Izvorul Surii, pe Obcina Stegioara și pe culmea Șătrița. Rocile argiloase au fost transformate în corneene dure, verzi-violacee, uneori rubanate, cu spărtura concoidală. Într-un loc, pe Culmea Șătrița, s-au format șisturi pătate. Gresile au fost transformate pe alocuri în cuarțite, a căror răspîndire este cu totul neînsemnată.

D) Considerații chimice și genetice

Cercetările noastre de pe teren și din laborator sînt însoțite de un număr de cinci analize chimice executate în laboratoarele Întreprinderii de Prospekțiuni (tabl. 5) și de o analiză mai veche datorată lui Șt. FERENCZI (5).

Din aceste analize s-au calculat valorile Niggli cu ajutorul cărora am putut încadra rocile în tipurile magmatice din tabl. 6.

Încadrarea riodacitului în tipul magmatic respectiv s-a făcut oarecum forțat. Compoziția chimică a acestuia arată diferențe procentuale remarcabile ale unora din oxizi, față de compoziția chimică a tipurilor originale citate în tratatele clasice. Aceste diferențe pot fi interpretate printr-o modificare a compoziției chimice inițiale a masei în urma asimilării unei părți din rocile străbătute în timpul punerii în loc a masei eruptive. Mai puternic au fost influențate acele părți ale masei eruptive care au stat în contact direct cu rocile înconjurătoare. În cazul riodacitului de Hudin, acest lucru reiese și din descrierile făcute la capitolul « Metamorfismul de contact ».



TABLOUL 5
Analizele chimice ale unor roci din Masivul Hudin

	I Nr. eşant. 119 analist E. VOLANSCHI	II Nr. eşant. 329 analist FL. ILIESCU	III Nr. eşant. 407 analist GH. LAHO- VARY	IV Nr. eşant. 157 analist GH. LAHO- VARY	V Nr. eşant. 159 analist FL. ILIESCU	VI Analist ST. FERENCZI
SiO ₂	52,3	58,22	59,66	68,54	67,87	71,26
Al ₂ O ₃	20,7	17,26	16,38	16,89	16,05	12,89
Fe ₂ O ₃	6,0	3,76	4,72	2,04	1,85	1,85
FeO	2,9	3,06	1,95	0,59	1,10	1,50
CaO	8,3	6,47	5,98	3,76	2,15	2,61
MgO	4,0	2,55	2,71	1,25	0,67	0,47
Na ₂ O	3,0	3,49	3,04	4,26	2,55	5,43
K ₂ O	1,2	1,25	1,86	1,28	4,25	2,04
H ₂ O —	0,12	0,28	0,85	0,40	0,46	pierderi 1,39
H ₂ O +	0,3	1,87	1,05	0,94	2,73	—
TiO ₂	0,82	0,82	1,01	urme	urme	—
P ₂ O ₅	0,17	0,25	0,17	0,05	0,15	—
MnO	0,18	0,15	0,19	0,10	0,08	—
SO ₂	abs.	0,39	0,47	abs.	abs.	—
S	0,55	—	urme	0,21	—	—
SO ₃	—	0,36	—	—	0,39	—
	100,54	100,18	100,04	100,31	100,30	99,44

TABLOUL 6
Valorile Niggli

Nr. anal.	Roca	Si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Tipul magmei
I	Diorit, Vf. Hudieş .	138	32,22	34,60	23,50	9,68	0,21	0,45	0,68	peléitic-dioritic
II	Andezit cu piroxeni, Stegioara.	189	33,19	30,46	22,66	13,69	0,20	0,40	0,74	peléitic
III	Andezit, Piatra Hudinului.	200	32,35	31,10	21,50	15,05	0,27	0,43	0,69	dioritic-cuarţifer
IV	Riodacit, Vf. Hudin	300	43,70	16,85	17,63	21,82	0,17	0,48	1,05	plagioclaz-granit
V	Riodacit de la contact	331	46,40	16,70	11,40	25,50	0,53	0,30	0,68	
VI	Alsbachit (analist FERENCZI)	351	37,30	16,55	13,61	32,54	0,20	0,20	0,82	trondhjemitic



Din motivele arătate mai sus, am stabilit tipul magmatic căruia îi aparține roca din Hudin, după compoziția chimică, dar în clasificarea de detaliu ne-am sprijinit mai ales pe criteriile mineralogice cantitative. Prin valorile Niggli riodacitul de Hudin se apropie cel mai mult de tipul magmatic plagioclaz-granitic, față de care prezintă însă un *alk* relativ scăzut. Valorile Niggli calculate pentru analiza efectuată de FERENCZI repartizează roca tipului magmatic trondhjemitic, față de care însă are *mg* scăzut. Din punct de vedere al compoziției mineralogice se aseamănă cu riodacitul Nr.118 citat de TRÖGER (17) în comparație cu care are un procent de biotit mai scăzut, iar în loc de ortoză are anortoclaz. Deosebirile acestea sînt reflectate și de analizele chimice ale celor două roci.

Pentru diorite și andezite apartenența la tipurile magmatice, după valorile Niggli, este evidentă. Andezitul de Piatra Hudinului corespunde magmei dioritice cuarțifere. Se constată că analiza chimică a dioritului cu hipersten coincide perfect cu cea a andezitului cu labrador din Insula Sumbawa (insulele Sunda) descris de TRÖGER (17) după IDDINGS. Andezitul cu piroxeni are același chimism cu peléciul descris de NIGGLI (11).

În reprezentările tetraedrice după NIGGLI valorile *alk* și *al* se proiectează în secțiunile V și VI aproximativ, în cîmpurile corespunzătoare tipurilor magmatice amintite (fig. 3).

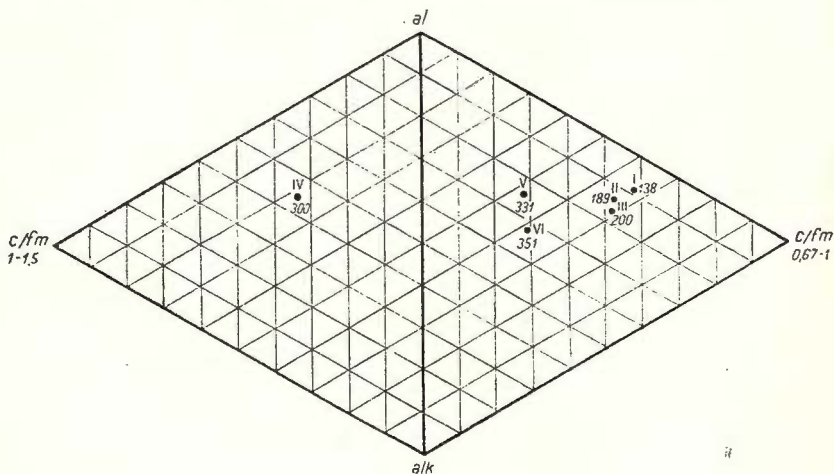


Fig 3.

Diagrama valorilor *k-mg* (fig. 4) arată o grupare a acestor valori pentru diorite și andezite în cîmpul $k = 0,20-0,30$; $mg = 0,40-0,50$ și o împrăștiere puternică pentru cele trei analize de riodacit.



Această împrăștiere scoate în evidență influența metamorfismului de contact asupra acestei roci. Și în diagrama variației lui mg și k în funcție de si se constată același lucru. Curbele mg și k au un mers normal și nu sînt deranjate decît

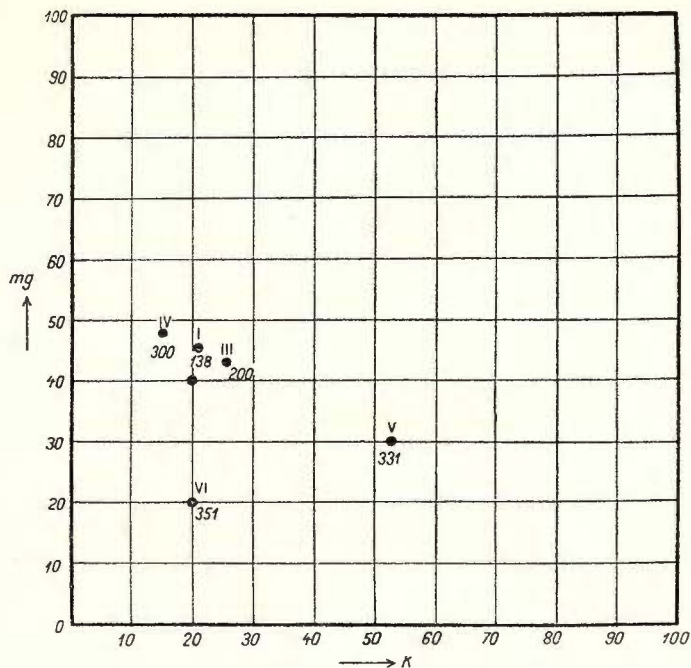


Fig. 4.

de valoarea k a roci de la contact. În general ele sînt ușor descendente pe măsură ce Si crește, cu excepția intervalului $si = 189-200$, în care se constată o creștere bruscă a celor două valori (fig. 5).

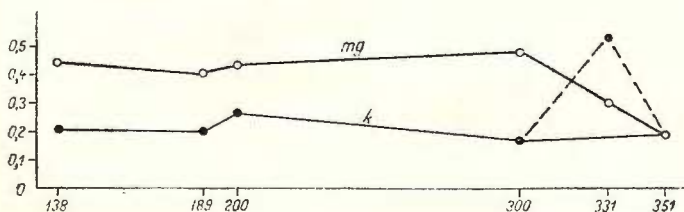


Fig. 5.

Curbele de variație ale oxizilor: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO și $Na_2O + K_2O$ s-au putut trasa cu destulă ușurință, deoarece proiecțiile procentelor gravimetrice ale oxizilor nu sînt prea dispersate. Indicele alcali-calcic (după PEACOCK)



este de 62,1 (fig. 6). Din aceste curbe, precum și din curbele variației valorilor *al*, *fm*, *c* și *alk* în raport cu Si (fig. 7) s-ar putea deduce că dioritele cu piroxeni și riocacitul de Hudin ar constitui cele două extreme ale unei aceleași

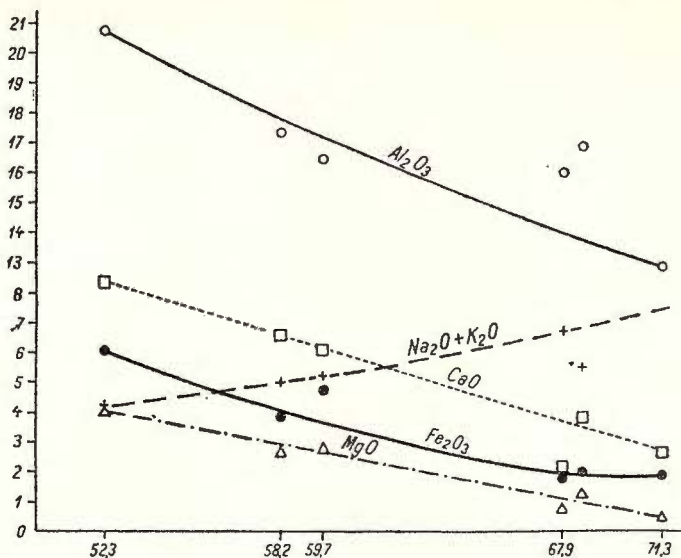


Fig. 6.

serii magmatice, ale cărei termeni intermediari le-ar constitui dioritele cuarțifere, andezitele cu piroxeni, andezitele cu piroxeni și amfiboli, etc.

Valorile *al*, *fm*, *c* și *alk* ale acestor roci se proiectează destul de aproape de curbele corespunzătoare din diagrama de diferențiere a rocilor descrise de L. PAVE-

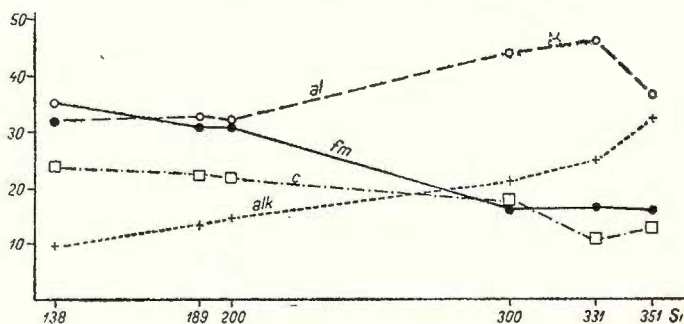


Fig. 7.

LESCU (13) din partea de E a Munților Țibleș. Deși există deosebiri mineralogice calitative și cantitative între dioritele și andezitele din regiunea noastră și dioritele și andezitele descrise de L. PAVELESCU, este evident că ele sînt comagmatice. Poziția



riodacitului de Hudin în această serie nu poate fi hotărâtă, deoarece dispunem de prea puține analize chimice; este însă probabil că reprezintă termenul cel mai acid al aceleiași serii. În privința ordinii de punere în loc a tipurilor de roci eruptive descrise, s-a putut stabili că riodacitul de Hudin este mai vechi decât andezitul de Piatra Hudinului. Este posibil ca andezitul de Piatra Hudinului să reprezinte aceeași fază efuzivă ca andezitul de Arcer stabilit ca fiind post-buglovian (13).

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Curs de geologie generală (Fenomene magmatice), 1945—1946, București.
2. ATANASIU L. Cercetări geologice în regiunea Muntelui Hudin. *D.S. Com. Geol.* XL (1952—53), București 1956.
3. BARTH T., CORRENS C., ESKOLA P. Geneza rocilor. Roci eruptive (trad. rom. după ed. J. Springer, Berlin 1939).
4. CODARCEA AL. Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier—Bocșa Montană. *An. Inst. Geol. Rom.*, XV. București 1930.
5. FERENCZI ȘT. Petrographische Untersuchung des Nagyhugyiner «Trachyt». *Muzeumi Füzetek*, III, 2, Cluj 1916.
6. GIUȘCĂ DAN Le massif éruptif de Vlădeasa. *An. Com. Geol.*, XXIII, București 1950.
7. KOCH A. Petrographische Untersuchung der trachytischen Gesteine des Czibles und von Oláhláposbánya. *Földt. Közl.*, Budapest 1880.
8. KOCH A. Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile. II Neogene Abteilung. Budapest 1900.
9. IANOVICI V. Étude pétrographique et chimique des dacites de Draica (Départ. Hunedoara). *Ann. Sc. Univ. Jassy*, XXIV, 1938.
10. LUCIȘCHI V. J. Petrografia, vol. II.
11. NIGGLI P. Gesteins- und Mineralprovinzen, I, Berlin, 1923.
12. PANTÓ G. A Czibles Köryékének bányageologiai viszonyai. *Evi jelentések* 1941—1942, Budapest 1950.
13. PAVELESCU L. Studiul geologic și petrografic al masivului Țibleș. *An. Com. Geol.*, XXVI, București 1953.
14. PRIMICS G. Die trachytischen Gesteine des Láposer Gebirges. *Földt. Közl.* Budapest 1886
15. ROSENBUSCH H. Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, II/1 și II/2, Stuttgart 1907.
16. SHAND J. Roci eruptive (trad. rom. după ed. III New York City 1947).
17. TRÖGER W. E. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, Berlin 1935.
18. TUTTLE O. F. Optical studies on alkali feldspars. *Am. Jour. Sc. Bowen*, 1952
19. WINCHELL A. N. Opticescaia Mineraloghia. Moscova 1953.



ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ МАССИВА ХУДИН (ГОРЫ ЦИБЛЕШ)

О. МАЙЕР

(Краткое содержание)

Массив Худин является западной частью горной цепи Циблеш. Эта территория расположена между источниками Кирлигатурий, вершиной Сэтрица и источником Прелучилор, Долиной Брадулуй и долиной Мингетулуй.

Область сложена большей частью из осадочных пород, пересеченных изверженными породами, образующими своды, колонны и жилы. На контакте изверженных масс с осадочными породами образовался контактовый ореол, простирающийся на ограниченную поверхность.

Среди осадочных пород можно выделить два горизонта: нижний глинисто-мергелистый, открытый вблизи изверженных тел и песчанниковый горизонт с известковыми глинистыми и конгломератовыми включениями, залегают согласно на первом горизонте. Между обоими горизонтами наблюдается литологический переход. В одном горизонте сложенном из люмашели, образовавшемся у основания песчанистого горизонта, авторы нашли и определили следующие ископаемые формы. *Cyrena semistriata*, *Cytherea (Meretrix) verneuili*, *Potamites (Tympanotomus) margaritaceum*, *Turitella* sp. *Ostrea* sp. Эта фаунистическая ассоциация устанавливает принадлежность осадочных пород к нижнему и среднему олигоцену.

Изверженные породы представлены диоритами, андезитами и риодацитами.

Диориты образуют колонну на вершине Феций (Худиешул) и более крупные изверженные тела вершины Стэджиоара и седла Стэджиоара. Их минералогический состав очень разнообразен, наблюдаются переходы от диоритов с гиперстеном и авгитом к диоритам с амфиболом и к кварцевосным диоритам с биотитом.

Среди андезитов различаются три главных типа: 1) андезит у источника Худина, черные андезиты, андезит Пятра Худинулуй.

Андезит источника Худинулуй является светлым андезитом, с плагиоклазом содержащим 55 % андезита и с полностью уранитизированными и хлоритизированными меланократовыми минералами. Он образует жилу, расположенную вдоль верхнего течения реки Худин и меньшее минеральное тело на холме Пичорул Калулуй.

Андезиты из Плаул Бэтрын включают виды содержащие пироксен, а также пироксены и амфиболы и биотит. Здесь образовались: более



обширное изверженное тело в местности Плаюл Бэтрын (вершина Гроапа); расположенная к юго-западу — жила; а к востоку от седла Стеджиоарей — несколько мелких изверженных тел. Эта андезитовая масса может быть гиаиновой, криптокристаллической и даже микрокристаллической. Плагиноклазы содержат от 50 до 85 % A_n ; Пироксены представлены гиперстеном и авгитом, а амфиболы зеленой роговой обманкой.

Черный андезит Пьятры Худинулуй содержит витрен с жидкой текстурой и изобилует частично разрушенными породами. Это усложняет выбор материала для химического анализа. Редкие фенокристаллы содержат 51—75 % A_n , гиперстен и базальтовую роговую обманку.

Риодацит из Худина является изверженной породой, распространенной в этой области. Структура его — порфировая; фенокристаллы большей частью являются полевошпатовыми (плагиноклаз с 49 % андезита и анортотлаз). В полнокристаллических породах фенокристаллы редки и разъедены, но зато они находятся в большом количестве в гипокристаллических породах (бипирамидальный кварц). Из меланократовых минералов здесь находится только биотит. Микролиты состоят из кварца, плагиноклаза и анортотлаза. Анортотлаз имеет (—) $2V = 42^\circ - 42^\circ 30'$, что соответствует, по Туттлю, содержанию в $Ab = 65\%$.

На основание химического анализа высчитан минералогический состав, в который вошли только минералы, определенные при помощи микроскопа. Их состав — очень близок к результату, полученному при планиметрическом анализе (ст. 17).

Вблизи контакта с глинистыми сланцами, риодацит изобилует кристаллами кордиерита с частично пинитизированными двойниками. Они образовались вследствие ассимиляции части глинистого материала на месте контакта (изобилие Al_2O_3). Кристаллы кордиерита не образовались на месте непосредственного контакта между изверженными породами и олигоценовыми глинами (в пределах зоны реакции), а на некотором расстоянии от нее внутри изверженных пород (рис. 4). Затем кордиерит был превращен в пинит и гигантолит.

Глинистые сланцы на месте контакта с риодацитом ороговели и были раздавлены. Из черно-бурой массы начали выделяться кристаллы диопсида; наблюдаются также пустоты заполненные цеолитами, калцитом, гранатом, актинолитом и непросвечивающими минералами.

На основании химических анализов выявлены химические изменения магмы риодацитов, вследствие ассимиляции части материала изъятото из встретившихся на пути пород. По этой причине включение риодацита в магматическую группу плагиноклазов-гранитов немного



искусственно, но что касается прочих пород, то их принадлежность к магматическому типу очевидна.

В заключение мы считаем что породы массива Худина, как и породы слагающие восточную часть гор Циблеш затвердели большей частью под которой недалеко от поверхности или даже на поверхности не образовав лавовых потоков. Является исключением андезит из Пьятра Худинулуй, обладающий текстурой характерной для текучих лав, но имеющий очень ограниченное распространение. Возможно что андезит из Пьятры Худинулуй является такой же эффузивной фазой как и андезит из Арчера, возраст которого считается постбугловским. Риодацит из Худина является более древним чем андезит из Пьятра Худинулуй, который встречается в виде включения.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Кордиерит включенный в риодацит Худина.

а, двойниковые кристаллы кордиерита, разрез в зоне С; b, тот же разрез у основания (видимые псевдогексагональные двойники); с, кордиерит в период пинитизации; d, пинитизированный кордиерит.

Рис. 2. — Кордиериты в риодаците Худина.

GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE DU MASSIF HUDIN (MONTS ȚIBLEȘ)

PAR
O. MAIER
(Résumé)

La massif Hudin constitue la partie occidentale de la chaîne montagneuse du Țibleș. Le territoire levé est compris entre Pîrîul Cîrligăturii, la crête de Sătrița et Pîrîul Prelucilor, Valea Bradului et Valea Minghetului.

La région levée est formée en majeure partie de dépôts sédimentaires traversés par des masses éruptives en forme de coupoles, colonnes et filons. Au contact des masses éruptives avec les dépôts sédimentaires se sont formées des auréoles métamorphiques peu étendues.

Dans les dépôts sédimentaires on peut séparer deux horizons: l'horizon inférieur argilo-marneux, ouvert à proximité des corps éruptifs, et un horizon gréseux à intercalations de calcaires, argiles et conglomérats, disposé en concordance sur le premier. Entre les deux horizons on observe une transition lithologique.



Dans une lumachelle intercalée vers la base de l'horizon gréseux l'auteur a trouvé et déterminé les fossiles suivants: *Cyrena semistriata*, *Cytherea (Meretrix) verneuilli*, *Potamites (Tympanotomus) margaritaceum*, *Turitella* sp. et *Ostrea* sp. Suivant cette association faunique les dépôts sédimentaires ont été attribués à l'Oligocène inférieur et moyen.

Les roches éruptives sont représentées par des diorites, des andésites et des rhyodacites.

Les diorites constituent la colonne de Virful Feții (Hudieșul) et les corps éruptifs de Virful Stegioara et Obcina Stegioara. Leur composition minéralogique est très variée et présente une série de transitions des diorites à hypersthène aux diorites à amphiboles et diorites quartzifères à biotite.

Les andésites comprennent trois types principaux: andésites du ruisseau Hudinul, andésites noires et andésites de Piatra Hudinului.

L'andésite du ruisseau Hudinul est une andésite de couleur claire, ayant un plagioclase à 55% d'An et des minéraux mélanocrates complètement ouralitisés et chloritisés. Elle constitue un filon localisé le long du cours supérieur du ruisseau Hudinul et un corps plus petit à Piciorul Calului.

Les andésites de Plaiul Bătrîn comprennent des variétés à pyroxènes, pyroxènes et amphiboles et amphiboles et biotite. Elles constituent un corps éruptif plus grand à Plaiul Bătrîn (Virful Groapa), un filon situé au SW de ce dernier et plusieurs corps éruptifs à l'est de l'anticlinal de Stegioara. La pâte de ces andésites peut être hyaline, crypto- et même microcristalline. Les plagioclases varient de 50 à 85% d'An. Les pyroxènes sont représentés par l'hypersthène et l'augite, tandis que les amphiboles par une hornblende verte.

L'andésite noire de Piatra Hudinului présente une pâte vitreuse à texture fluidale; elle est très riche en enclaves partiellement diagénisées. Celles-ci rendent difficile le choix du matériel pour l'analyse chimique. Les rares phénocristaux sont formés de plagioclase à 51—75% d'An, hypersthène et hornblende basaltique.

La rhyodacite de Hudin est la roche éruptive la plus fréquente dans la région. La structure est porphyrique; les phénocristaux sont surtout des feldspaths (plagioclase à 49% d'An et anorthoclase). Les phénocristaux de quartz sont rares et corrodés dans la roche holocristalline, mais très nombreux dans la roche hypocristalline (quartz bipyramidal). Parmi les minéraux mélanocrates on remarque seulement la biotite. Les microlites sont formés de quartz, plagioclase et anorthoclase. L'anorthoclase présente (—) $2V = 42^\circ - 42^\circ 30'$, ce qui correspond, selon TUTTLE, à une teneur en Ab = 65%.

Au moyen de l'analyse chimique on a calculé la composition minéralogique tenant compte seulement des minéraux décelés au microscope. Le résultat est très semblable à celui obtenu par les analyses planimétriques.



À proximité du contact avec les schistes argileux, la rhyodacite est riche en cristaux de cordiérite à macles sénaires partiellement pinitisées. Elles sont dues au fait que le magma rhyodacitique a assimilé une partie du matériel argileux du contact (excès de Al_2O_3). La cordiérite n'a pas cristallisé au contact direct entre la roche éruptive et les argiles oligocènes (dans la zone de réaction) mais à une certaine distance du contact vers l'intérieur de la roche éruptive (pl. 4).

Les schistes argileux au contact avec la rhyolite ont été cornéifiés et écrasés. De la pâte argileuse brun noir a commencé à cristalliser la diopside; on observe des vides remplis de zéolite, calcite, grenat, actinolite et minéraux opaques.

Les analyses chimiques mettent en évidence les modifications survenues dans le chimisme du magma rhyodacitique par suite de l'assimilation d'une partie du matériel traversé. C'est pourquoi l'attribution de la rhyodacite au type magmatique plagioclase — granitique a été quelque peu forcée. Pour les autres types de roches il est évident qu'elles appartiennent aux types magmatiques.

En conclusion, nous considérons que les roches du massif Hudin, ainsi que celles de la partie orientale des monts Țibleș, se sont consolidées en majeure partie à proximité de la surface ou même à la surface, sans donner lieu à des coulées de lave. Fait exception l'andésite de Piatra Hudinului, à texture fluidale mais à distribution réduite. Il est possible que l'andésite de Piatra Hudinului représente la même phase effusive que l'andésite d'Arcer considérée post-buglowienne (13). La rhyodacite de Hudin est plus ancienne que l'andésite de Piatra Hudinului dans laquelle elle est rencontrée sous forme d'enclaves.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Cordiérite de la rhyodacite de Hudin.

a, cristal de cordiérite maculé, coupe dans la zone C; b, le même en coupe basale (macle pseudo-hexagonale visible); c, cordiérite en voie de pinitisation; d, cordiérite pinitisée.

Fig. 2. — Cordiérite de la rhyodacite de Hudin.





Institutul Geologic al României

ASUPRA LITOLOGIEI SEDIMENTELOR CRETACICE DIN ANTICLINALUL CÎRNU — VALEA ȚIGANILOR (REGIUNEA BICAZ)

II. COMPLEXUL SUPERIOR ¹⁾

DE

I. BĂNCILĂ și V. CORVIN PAPIU

Peste complexul Șisturilor negre din anticlinalul Cîrnu se recunosc trei orizonturi litologice, destul de bine individualizate, ale căror caractere specifice rezultă atât din natura materialului sedimentar cît și din condițiunile ce s-au realizat în mediul de acumulare.

Întreaga succesiune este perfect concordantă, continuitatea de sedimente fiind evidentă (pl. I).

I. Descrierea petrografică

În ordine cronologică (pl. II, fig. 1) am dat următoarele denumiri orizonturilor determinate: 1, Orizontul argilo-tufitic (12 m); 2, Orizontul vărgat marno-calcaros (22 m); 3, Orizontul negru-cenușiu superior (30 m).

În această ordine le vom examina sub raport petrogenetic.

1. **Orizontul argilo-tufitic.** În baza complexului, pe o grosime de cca 12 m, se dezvoltă un orizont tufitic cu intercalații argiloase, rezultat din erupții vulcanice subaerene, depus apoi într-o mare în care sedimentarea argilo-aleuritică din complexul inferior al Șisturilor negre se continua într-un ritm destul de lent. Cantitatea mare de material piroclastic maschează însă acest proces și desigur că schimbă și condițiunile biotice, adăogînd un motiv în plus pentru lipsa faunei, și așa de altfel destul de săracă chiar și în orizonturile inferioare.

¹⁾ Comunicare în ședința din 17 ianuarie 1958.



Sub acest orizont bazal, de care ne ocupăm, complexul inferior al șisturilor negre propriu-zise, se încheie cu o succesiune groasă de cca 3 m, de șisturi marno-calcaroase negricioase sau cu nuanțe cenușii verzui pînă la olive. Rocale rezultă dintr-o mixtură intimă de carbonat de calciu și de argilă și conțin o cantitate de material detritic pelito-aleuritic ($D < 0,03$ mm) alcătuit din cuarț și muscovit, din a cărui dispoziție rezultă caracterul orientat pînă la șistos. Local, se individualizează insule de calcit mai mult sau mai puțin circulare ($D \pm 0,05$ mm), reprezentînd poate resturi organice diagenizate. Culoarea este dată de un pigment coloid de culoare verzuie, în asociere cu un silicat feros difuz, provenit poate din primele manifestații vulcanice al căror material sticlos, fin diseminat, s-a cloritizat și argilizat foarte repede. Condițiile geochimice ale mediului erau încă reducătoare.

Diageneza a condus la sericit și apoi la oxidul de fier care se individualizează în granule de limonit și goethit cu $D < 0,027$ mm.

În continuitate de sedimentare, complexul stratelor de Cîrnu începe prin acest orizont tufitic bazal. Seria ia acum un caracter argilo-tufitic specific, intercalații tufacee (cu origine clar piroclastică) interstratificîndu-se în seria argilitică de culoare verde și roșie, caracteristică. Aceste argilite dure, ajungînd adeseori la șisturi argiloase propriu-zise, sînt constituite dintr-o masă argiloasă fină, mai mult sau mai puțin uniformă, cu culori slabe de birefrigență, în care s-a individualizat, pe cale diagenetică, sericitul. Materialul epiclastic este sporadic și de dimensiuni alfititice (cuarț și lame de muscovit).

Culoarea verde este în general dominantă, dar alternanțele roșii foarte frecvente dau seriei un aspect bariolat denotînd alternanța cu depuneri în condiții oxidante, datorate poate unor curenți locali, ce primeneau apele la anumite intervale din timpul depunerii materialului piroclastic și care au fost determinați poate chiar de aporturile exploziilor vulcanice de pe continent.

Modul în care zonele verzi invadează porțiunile roșii arată (eș. 127 b și c) însă și o difuzare în sediment a unor soluții reducătoare care au transformat oxizii fini ai pigmentului roșu în silicați verzi de fier.

Argila seriei a luat naștere în primul rînd pe seama materialului fin piroclastic sticlos. Acest material s-a depus mai întîi pe continent, unde a început procesul de alterare, iar de aci a fost transportat în bazinul marin, în care procesul a continuat.

Trei intercalații mai grosiere arată un caracter piroclastic evident. Aceste roce pot fi denumite șisturi argilo-tufitice și prezintă oxizi de fier și mangan din abundență pe suprafețele de șistozitate. Masa rocei este alcătuită din material piroclastic pelito-aleuritic, mai ales sticlos, în parte cloritizat și devitrificat în cazul celor verzui, și alterate pînă la oxizi în cazul celor de culoare roșie. Această diferențiere considerăm că a fost determinată de condițiile mediului de sedimentare și nu de circulația ulterioară a soluțiilor, cum este cazul pentru șisturile argiloase descrise mai sus. Aceasta rezultă din faptul că stratele alternează și au aceeași culoare în



toată întinderea și grosimea lor, lipsind zonele de difuzare menționate la șisturile argiloase descrise.

În acest caz mai apare și argila, în parte provenită din alterarea materialului piroclastic și în parte din aporturile terigene, cum și granule de cuarț pelito-alfitice ($D > 0,03$ mm), care ajung să constituie până la 1% din masa rocei. Acestea au extincția normală și prezintă numeroase incluziuni, cum și rare lame de muscovit de natură detritică, care uneori se dispun preponderent pe planurile de șistozitate determinând textura orientată. Adesea se constată că roca prezintă, difuz în toată masa, o cantitate de calcit pulverulent care, local, se individualizează sub forma de mici romboedri ($D < 0,045$ mm). Alteori apar zone circulare de calcit provenit poate prin recristalizare din resturi organice dizolvate. Aceste observații, ca și prezența oxizilor de fier și de mangan rezultați dintr-o oxidare diagenetică, arată o avansată transformare chimică, datorită căreia chimismul inițial al sedimentului a fost desigur profund modificat, astfel că analizele nu ne-ar putea da indicii asupra naturii erupțiilor din care a provenit materialul. Granulele de cuarț, dacă ar fi de natură piroclastică, ne-ar conduce spre roce ceva mai acide (dacite) rezultate din explozii peleeene, fără a se putea însă recunoaște lavele corespunzătoare. Date fiind însă caracterele sticlei și marea cantitate de oxizi de fier și de mangan, presupunem un eruptiv mai bazic (eventual andezitic).

Modul de prezentare al acestor tufite: trei intercalații în seria argilo-silicioasă, ne dă poate dreptul să considerăm că fiecare ar corespunde unei explozii sau poate chiar unei erupții, din care ar fi rezultat un material fin a cărui depunere a continuat apoi în tot timpul acumulării argilelor ce le despart și care în parte au rezultat și din alterarea acestui material. Silicifierea slabă, prezentată de zona argiloasă dintre ultimele două intercalații tufitice, este desigur legată tot de vulcanism, fie direct, fie prin diageneza materialului tufaceu.

Concluzii litogenetice. Pe baza celor expuse, deducem că sedimentării, în mare parte anaerobe, din orizonturile inferioare de șisturi negre îi succede, odată cu depunerea noilor sedimente, un mediu aerisit de mare deschisă, în care apele continentale aduc masive aporturi argiloase, rezultate nu din laterite (continentale), ci probabil din soluri și argile legate de alterarea unui material piroclastic. Alterarea submarină ar fi condus evident la silicolite sau la palagonit. Erupții mai puternice aduc uneori aporturi piroclastice nealterate, sosite probabil pe cale eoliană. Deși materialul organic nu se recunoaște (fiind foarte puternic diagenizat), trebuie să admitem și existența unor momente recurente de sedimentare mult mai sărace în oxigen, în care materialul sedimentat ia culoarea verzuie impusă de reducerea fierului. Soluții penecontemporane și epigenetice circulă în fazele următoare prin sedimentele afîinate sau chiar litificate, determinând petele și zonele verzi din rocele de culoare roșie din partea inferioară a complexului. Prin prisma actualismului,



aceste roce par a fi analogabile în parte cu mîlurile roşii actuale şi în parte cu mîlurile vulcanice (pentru orizonturile mai tufogene). Depozitul are un caracter mixt, culoarea roşie putînd fi foarte bine pusă pe seama materialului piroclastic oxidat. De altfel, prezenţa oxizilor de mangan pledează în acelaşi sens, în depozitele marine actuale ei fiind, prin excelenţă, produsul de halmiroliză şi de diageneză al sedimentelor piroclastice. Faptul că nu se remarcă regional o trecere gradată de la materialul piroclastic grosier la cel argilo-pelitic, aşa cum se constată în jurul insulelor vulcanice actuale sau în largul coastelor regiunilor bîntuite de erupţii vulcanice, poate fi explicat, într-o primă ipoteză, prin aceea că erupţiile aveau loc la o distanţă mare de litoral; curenţii acuatici sau aerieni ar fi adus pînă aci doar materialul fin, în parte argilizat şi amestecat cu argila terigenă, rezultat dintr-o alterare normală sau din sedimente argiloase preexistente. Momentele în care exploziile erau mai violente ar corespunde celor trei intercalaţii cu material piroclastic mai abundent şi mai grosier (tufite propriu-zise). Într-o a doua ipoteză, putem lega caracterul confuz al structurii acestor roce de procesele intense de diageneză.

2. Orizontul vărgat marno-calcaros. Peste orizontul argilo-tufaceu, urmează o alternanţă de calcare cenuşii şi verzui şi de şisturi marnoase de culoare roşie pe alocuri intercalîndu-se cu şisturi marnoase verzi sau roşii, cu trecere locală către verde, dovedind şi aci circulaţia unor soluţii reducătoare secundare (eş. 120). Asemănarea megascopică cu şisturile argiloase roşii-verzi din orizontul precedent este remarcabilă, mai cu seamă în partea mediană a orizontului, deosebirea fiind impusă doar de caracterul marnos al celor din orizontul superior.

Grosimea orizontului depăşeşte 20 m, raportul dintre şisturile marnoase şi calcare fiind cca 1 : 1, afară de zona situată la limita cu orizontul precedent (pe cca 3 m), unde predomină în mod categoric şisturile marnoase roşii (eş. 125).

Caracteristicile litologice ale rocilor sînt următoarele (pl. II, fig. 2):

a) Şisturi marnoase. Şisturile marnoase roşii sînt alcătuite dintr-un amestec de calcit şi argilă, pigmentat cu o pulbere fină hematitică, în care apar uneori mici cantităţi de material alfititic şi, sporadic, cîte un contur de rest organic diagenizat. Alteori (eş. 124), din distribuţia pigmentului hematitic rezultă forme reticulare, în interstiţiile cărora se recunosc zone de argilă slab sau chiar deloc pigmentate. Aceste depozite conţin Fucoide din forma *Chondrites*. Către partea mediană a seriei (eş. 120, 121) şisturile marnoase au culoarea verde (eş. 120) sau cenuşie (eş. 121), dovedind schimbarea mediului de sedimentare geochemic prin intervenţia materiei organice, ce rezultă din resturi planctonice şi bentonice care variază cantitativ între 25 şi 75% din masa rocei. Alternanţa cu şisturile roşii arată un schimb continuu în aerisirea fundului, aşa cum vom vedea că rezultă şi din caracterele calcarelor. Şisturile marnoase verzi denotă o schimbare a mediului de acumulare al calcarelor şi marnelor orizontului final, care devine aerisit pînă la reducător.



Din examinarea valorii reziduului clorhidric rezultă că șisturile marnoase din serie corespund în totul definiției (51—43% CaCO_3), cele din bază conținând o cantitate ceva mai mare de CaCO_3 (56% în eș. 125).

b) Șisturi marno-calcaroase. Tranziția către tipurile carbonatate o fac roce marno-calcaroase șistoase, de culoare cenușie (eș. 123), cu grosimi elementare de 0,5 mm, caracterizate prin participarea masivă a resturilor organice calcaroase (85%): alge calcaroase abundente și, în subsidiar, Foraminifere granulare (mai ales Textularii) și Ostracode. Este remarcabilă prezența Radiolarilor și spiculiilor monaxoni de Spongieri silicioși în întregime calcitizați. O cantitate minimă de material fin epiclastic (2—3%) și de granule de pirit, uneori oxidate la limonit, apar alături de resturile organice, legate printr-o cantitate minimă de ciment calcaro-argilos. Soluții cu fier depun un silicat verzui în jurul unora dintre resturile organice (leptoclorit?). Rocene calcaroase din alternanța principală cu șisturile marnoase verzi și roșii (eș. 122) alcătuiesc strate de 5—10 cm grosime, au structură granulară și culoare cenușie. La microscop se deosebesc două tipuri litologice distincte: un tip calcaros organogen și un altul calcaro-gresos, caracterizat prin abundența materialului epiclastic, derivat din primul prin adaosuri terigene în cursul sedimentării.

Cantitatea de carbonat din cele două tipuri litologice arată că zona în care variază aceste roce începe de la un sediment cu cca 70% CaCO_3 pentru tipul organogen (corespunzând la marno-calcare) și poate scădea pînă la 35% în speciile derivate de la calcare, prin adăugarea materialului detritic.

Tipul calcaros organogen (eș. 125 B) corespunde unui depozit carbonatat preponderent pelagic, în care organismele alcătuiesc pînă peste 80%. Se remarcă dominarea categorică a Foraminiferelor pelagice granulare, în primul rînd a Globigerinelor, urmate de Rotalide, de Textularii, de Lagenide, cum și de alte forme de Foraminifere indeterminabile. Cu totul subordonat apar resturile bentonice: rondele și fragmente de Echinoide, Brachiopode și Bivalve cum și organisme silicioase. Local, resturile organice sînt acumulate masiv, dînd dovadă de o îngrămădire impusă de condiții speciale. Materialul epiclastic (cca 5%) este constituit din granule aleuritice, colțuroase, de cuarț metamorfic, uneori alungite pe axul c, și de plagioclaz foarte proaspăt dar nedeterminabil. Masa liantă constituie 10—25%, fiind de natură calcaroasă sau calcaro-marnoasă și rezultă în primul rînd din dizolvarea scheletelor organice (autocimentare). Sporadic apar granule de glauconit.

Cel de al doilea tip calcaros se deosebește de precedentul în primul rînd prin creșterea masivă a cantității de material detritic care poate să atingă 60% (în medie cca 40%), dînd local rocei caracterul de gresie calcaroasă cu ciment bazal.

Materialul detritic are, în proporție de cca 60%, dimensiuni aleuritice (0,08—0,04 mm), diferența revenind fracțiunii psamitice fine ($D < 0,25$ mm). Materialul mai grosier este subrotunjit, dar uneori alungit colțuros și chiar așchios, dovedind proveniența din surse situate la diferite distanțe. Frațiunea fină este material colțuros.



Cele mai mari granule aparțin unor minuscule fragmente de roce (cuarțite, gresii feldspato-muscovitice cu cimentul limonitizat și calcare fin granulare), avînd dimensiuni în jurul a 0,3 mm.

Granulele monominerale au o proveniență preponderent metamorfică, rezultînd din zona cristalino-mesozoică a Carpaților orientali: alături de cuarț apare epidot, biotit cloritizat, foarte rare granule de albit maclate, proaspete, zircon și, ceea ce este caracteristic, numai sporadic muscovit.

Resturile organice, parțial dizolvate, sînt aceleași ca mai sus, organisme silicioase fiind însă mai rare (spiculi monaxoni și globulari). Local, materialul planctonic, covîrșitor cantitativ în cazul precedent, scade, apropiindu-se procentual de cel bentonic, în care, alături de resturile menționate, se mai recunosc fragmente de Briozoare și de Brachiopode.

Calcitul masei liante este în genere recristalizat, individualizîndu-se uneori chiar romboedrii idiomorfi, rezultați din schimburile cu material silicios, amintind procesele analoge din complexul inferior cu silicolite.

Trebuie menționată aci prezența piritei sub forma de granule circulare (colomorfe) și chiar sub cea de mici cristale sau grupări cristaline cu $D = \pm 0,08$ mm, înconjurînd uneori granulele detritice. Alături apar glomeruli de forme circulare de silicați feroși verzui. Acești globuli au habitusul caracteristic glauconitului și sînt adeseori înconjurați de cruste limonitice. Polarizarea agregată caracteristică arată însă un aspect mai filitic (spre fibros) care ne determină să ne punem întrebarea dacă nu este un leptoclorit? În masa globulelor apar uneori mici romboedri de calcit (de 0,007 mm) alături de granule și mai fine de pirită, idiomorfe. Se recunosc deasemeni romboedri mari înconjurați de cruste de oxizi de fier, pe care i-am atribuit și cu alte ocazii unor dolomite ferifere autigene (ankerite). În ambele tipuri litologice apare hematitul format ulterior pe seama piritei din masa rocei și din cavitățile organismelor.

Sub raport petrogenetic, cele două tipuri de calcare se deosebesc prin condițiuni de litofacies și de facies geochemic bine distincte. Calcarul organogen cu resturi planctonice se acumulează într-un mediu perfect oxidant, în care mica proporție de resturi bentonice nu poate asigura scăderea valorii redoxipotențialului, iar cele planctonice vin probabil după un drum destul de lung, pe calea curenților, în timpul căruia și-au pierdut total materia organică. Calcarele gresoase corespund însă unor aporturi bruște de material terigen, impuse desigur de schimbări locale pe aria continentală. Abundența de resturi bentonice aduce schimbarea treptată a gradului de oxigenare din masa sedimentului afînat, în care iau naștere succesiv: într-o primă fază silicații și foarte curînd carbonații de fier, iar în cea de a treia, odată cu manifestarea condițiilor euxinice, piritele. Apariția oxizilor de fier este consecința unor procese tîrzii hipergenetice. Alternanța celor două tipuri de calcare denotă frecvența variație a caracterelor mediului de sedimentare, impusă de aporturile continentale.



Concluzii litogenetice. Acumularea sedimentelor orizontului vârgat marno-calcaros a avut loc într-un mediu aerisit ce s-a continuat, în marea șisturilor negre, și după încetarea aporturilor vulcanice, cărora le-a urmat un întreg cortegiu de procese diagenetice penecontemporane. Debutînd printr-un suborizont bazal preponderent marnos, în care argilele se acumulau masiv, deoarece continentul furniza în primul rînd produse de alterare chimică, mai ales argiloase, seria sedimentară se caracterizează apoi printr-o alternanță evidentă de «episoade» argiloase și net carbonatate, datorită intervenției organismelor și aporturilor detritice care apar periodic în foarte mare cantitate. Aceasta se reflectă în variata componență litologică a succesiunii stratelor din acest orizont. Aria care a furnizat materialul a fost evident tot zona cristalino-mesozoică.

Alternanța de culoare roșu-verde, constatată în seria succesiunii marnoase, poate reflecta fie condițiile continentale unde clima conduce la lateritizare sau la soluri roșii de regim arid (analoge în acest caz cu mîlurile roșii actuale), fie acumularea unui material piroclastic intens alterat în condiții oxidante (asemănătoare, într-o oarecare măsură, actualelor mîluri vulcanogene hemipelagice).

Alternanța de culoare o atribuim micșorării cantității de oxigen în masa sedimentului datorită descompunerilor organice și apoi circulației soluțiilor reducătoare în masa afinată a sedimentului. Actualmente sedimentele marine de culoare roșie sînt fie cele eupelagice, fie depunerile neritice și hemipelagice de tipul mîlurilor roșii, ce se acumulează pe platforme și pe taluzul continental (mîluri oxidate). De fapt, după cercetările sedimentologice actuale, mîlul roșu apare ca o variantă a mîlului albastru, acumulat la vărsarea unor fluvii cu aporturi masive de material terigen lateritizat sau care au străbătut regiuni aride. Natura granulelor minerale este foarte analogă în cele două tipuri de sedimente, deosebirea esențială dintre ele constînd doar în forma sub care este legat fierul (oxid sau monosulfură). În mîlurile roșii, fracțiunea terigenă alcătuiește 10–25 %, iar fracțiunea fină, 1/3 pînă la 2/3 din masa sedimentului. Procentul de CaCO_3 este în medie 32,28 %, variînd între 6 și 61 % și avînd o origine aproape exclusiv organogenă. Cantitatea mare de substanță organică, recunoscută în mîlurile roșii, se explică prin ritmul rapid de acumulare al acestor sedimente, deși condițiile faciesului geochemic sînt net oxidante.

În lumina acestor date, asemănarea mîlurilor roșii cu depozitele noastre este destul de mare. Ele ar reprezenta rezultatul mixturii de material detritic roșu, poate și cu o cantitate de material fin piroclastic, în zăcămint probabil secundar. Generatoarea soluțiilor reducătoare, ca și a caracterului anaerob al mediului de sedimentare, pentru sedimentele verzui a fost fără îndoială tot substanța organică ce se acumula în anumite «episoade» de sedimentare. Ea nu ajungea însă să creeze un mediu perfect reducător (euxinic), așa cum vom vedea că se petrece în orizontul superior al seriei.



Apariția calcarelor corespunde unor dezvoltări masive de organisme și aporiturilor terigene grosiere. Sub acest raport, succesiunea se aseamănă, într-o oarecare măsură, cu cea din partea bazală a seriei Șisturilor negre, examinată pe Valea Țiganilor, de care se deosebește însă categoric prin următoarele caractere:

- a) Procentul mult mai redus (1/10) de material argilos;
- b) Prezența constantă în seria argilo-pelitică, a carbonatului de calciu, absent de regulă în șisturile argiloase de pe Valea Țiganului;
- c) Mediul oxidant sau cel mult « ceva » mai sărac în oxigen în timpul sedimentării, reflectat în culoarea sedimentelor, cum și lipsa, în general, din seria șistoasă, a monosulfurii de fier și a piritei.

Evoluția mediului geochemic conduce succesiv, ca și în complexul bazal, de la faciesurile aerobe cu aporturi organice, la formarea glauconitului, carbonaților și final, la separarea piritei.

3. Orizontul negru-cenușiu superior. În continuitate de sedimentare peste depozitele examinate, urmează o succesiune de roce calcaro-argiloase (marnoase); uneori în bancuri sub 10 cm grosime, de culoare neagră pînă la neagră-cenușie, dure, cornoase și compacte, cu spărtură concoidală sau așchioasă. Către partea superioară, ele prezintă frecvente intercalații, de 2—4 cm grosime, de roce silico-calcaroase de culoare neagră-verzuie, străbătute de vine fine de calcit.

Întregul orizont însumează, în profilul urmărit, 25—30 m. Megascopice, par a fi niște reale calcare, în secțiuni microscopice deosebindu-se foarte greu participația argilei. Din reziduul clorhidric rezultă însă că aceste roce corespund perfect definiției de « marnă », conținînd: (proba 118) 58 % și (proba 119) 55 % CaCO_3 (« argilite carbonatate »). Roca calcaroasă negru-cenușie, cu aspecte uneori vag rubanate, alcătuiesc leitmotivul seriei și rezultă din depunerea singenetică a argilei (în cantitate mai mică) și a carbonatului de calciu într-un mediu sărac în oxigen pînă la reducător, pigmentul fiind de natură bitumo-hidrotroilitică (adeseori rocele conțin granule de pirită). Bancurile de roce calcaro-marnoase alternează, în mod destul de neregulat, cu cele marnoase. Materialul epiclastic lipsește cu desăvîrșire.

Resturile organice sînt aproape cu exclusivitate de origine planctonică, puternic diagenizate, arareori putîndu-se recunoaște formele de Globigerine. După structura testului, se pare că o bună parte dintre schelete reprezintă Radiolari calcitizați și poate (eș. 118) și ceva resturi de Spongieri (cu totul problematic după gradul de conservare). În această situație, se pune întrebarea, ca și pentru porțiunea inferioară a Șisturilor negre, unde a migrat silicea, care nu se recunoaște nicăieri în apropiere? Este vorba probabil despre dizolvarea penecontemporană prin soluții alcaline și apoi despre îndepărtare diagenetică, așa cum am constatat că se întîmplă și în zona menționată mai sus.



Șisturile silico-calcaroase negre-verzui (eș. 129) din partea superioară a seriei își datorează silicea unor aporturi piroclastice. Din alcătuirea lor rezultă un amestec primar de carbonat de calciu și de sticlă vulcanică, pe seama căreia se formează silicea amorfă și cloritul (granule) sau chiar, prin procese avansate de oxidare, micile granule de hematit ($D < 0,007$ mm) sau de oxizi opaci ($D < 0,03$ mm). Minerale eruptive nu se recunosc, după cum nu se poate recunoaște nici ceea ce aparține sticlei vulcanice și silicei amorfe, produse prin diagenază. Ne găsim, după toate probabilitățile, în prezența unui material sticlos fin diagenizat, în curs de devitricificare, reprezentând, împreună cu opalul, peste 40% din masa rocei, restul fiind calcit fin granular (31% în eș. 129). Acesta apare atât diseminat, mai mult sau mai puțin uniform, cât și în grupări cu contururi în genere circulare (resturi organice silicioase diagenizate?), dintre care cele mai mari au $D = \pm 0,054$ mm.

Este probabil că materialul vulcanic foarte fin, s-a depus fie direct în mare, fie mai întâi pe aria continentală de unde a fost transportat foarte curînd în bazinul de sedimentare marină, astfel că procesul de argilizare ce era logic să se producă într-un climat destul de umed, nu a avut loc. Concomitent cu acest material, a fost transportată și o minusculă cantitate de detritus terigen (granule cu totul sporadice de cuarț metamorfic cu $D = \pm 0,015$ mm și tot așa de rare lame cloritizate de biotit). Cantitatea de carbonat de calciu poate scădea, în unele cazuri, pînă la totala dispariție, în funcție probabil de condițiunile și de viteza de acumulare. Silicifierea materialului piroclastic a avut loc în mediul de depunere cu eventuala participare a unor resturi organice a căror structură ar fi fost ștearsă de diagenază ca și în cazul menilitelor oligocene.

Rocile acestea reprezintă, așa dar, în parte, depozite calcaroase organo-terigene, în care intervenția materialului piroclastic a adus variația chimismului, astfel că presupunem că se poate urmări o serie continuă litologică, de la calcare pînă la calcare silicioase și chiar pînă la silicolite piroclastogene propriu-zise.

Concluzii litogenetice. Din examinarea seriei descrise rezultă că, după depunerea în condiții oxidante a sedimentelor orizontului argilo-calcaros, mediul de sedimentare redevine în bună parte anaerob, poate chiar euxinic, lipsit de organisme bentonice, bogat în substanță organică și în monosulfură feroasă. Materialul piroclastic de fină dispersie, rezultat din erupții pe continent, este curînd antrenat către marea anaerobă, în care se asociază cu calcitul în parte de proveniență organogenă (planctonică) și în parte produs intermediar de reacție în reducerea sulfatilor. Silicea este în acest caz de natură indirect eruptivă, iar prezența organismelor silicioase ar putea fi legată de aceste produse ejectate foarte aproape de țărîm sau chiar submarin. Asemănarea dintre argilele verzi tufitice din orizontul mediu și calcarele silicioase tufitice din partea superioară a seriei este remarcabilă din motivele menționate. Sedimentul de origine poate fi asemănat cu un mîl albastru sau chiar negru, ce primea aporturi variate de material fin piroclastic. Sub acest raport, deosebirea



de formațiunea orizontului precedent se datorează nu atât naturii materialului sedimentat cât mediului geochimic (caracterelor dobândite de domeniul de sedimentare independent de erupții) și silicifieri diagenetice.

II. Concluzii generale asupra sedimentogenezei și silicifierii complexului.

După ce am examinat caracterele și evoluția petrogenetică a seriei superioare Șisturilor negre din anticlinalul Cîrnu (Bicaz), putem trage următoarele concluzii generale:

A) *Concluzii litogenetice.* 1. Fazei anaerobe sau foarte slab oxigenate din porțiunea bazală îi urmează o sedimentare în condiții oxigenate cu alternanțe de aerisire mai slabă, într-o mare deschisă, în care materialul adus de pe continent este în parte de natură piroclastică. Aceste aporturi modifică atât lito- cât și biofaciesul seriei. Culoarea depozitelor denotă alternanța de « episoade » mai sărace în oxigen, cum și circulația ulterioară a unor soluții reducătoare care o modifică local de la roșu la verde.

Schimbarea culorii seriei Șisturilor negre corespunde cu apariția materialului piroclastic.

2. Sedimentele argiloase de culoare verde și roșie, aflate atât în orizontul bazal cât și în cel median marno-calcaros, sînt, după părerea noastră, rezultate din remanierea submarină a unui material provenit din alterarea subaeriană a unor depozite de aceeași culoare, amestecat cu aporturi fine piroclastice (aflate deci în zăcămint secundar). Aceste erupții aveau probabil un caracter andezitic.

Atribuim variația locală a culorii din acest ultim orizont, îmbogățirii în substanță organică ce se recunoaște deopotrivă și la nivelele calcaroase, unde apariția silicaților feroși și a piritei denotă o scădere treptată a valorii redoxipotențialului.

3. Intercalațiile calcaroase din orizontul mediu indică o dezvoltare a vieții bentonice și planctonice în intervalele cînd ritmul sedimentării argiloase diminuea, concomitent într-o măsură oarecare, cu aporturile terigene mai grosiere. Diageneza primară a îndepărtat silica resturilor organice, probabil într-o fază penecontemporană, astfel că urmele ei nu se mai pot recunoaște nicăieri în serie.

4. Sedimentarea depozitelor din orizontul negru-cenușiu superior are loc în condiții anaerobe, de această dată poate chiar tipic euxinice, în care este redus oxidul de fier adus de pe continent, amintind faciesul complexului bazal.

Concomitent, se acumulează și aci un material fin piroclastic, probabil în zăcămint secundar, transportat de pe continent. Datorită diagenezei materialului piroclastic, unele unități elementare din serie au un caracter aproape tipic silicolitic.

5. Aria de alimentare a sedimentării era domeniul cristalino-mesozoic al Carpaților orientali, pe care aveau loc și fenomenele eruptive citate, la o distanță destul de mare de bazinul de sedimentare.



6. Depunerea formațiunii a avut loc pe platforma continentală sau cel mult pe partea ridicată a taluzului continental, putînd fi analogată într-o oarecare măsură cu mîlurile vulcanice și cu mîlurile roșii actuale, în segmentele inferior și mediu ale seriei, și cu mîluri albastre pînă la negre (cu aporturi slabe piroclastice) în orizontul superior (mai ales pentru porțiunea finală a acesteia).

B) *Concluzii paleoclimatice.* Asupra climei de pe aria de sedimentare este greu să ne pronunțăm în mod categoric. Ar putea fi vorba despre remanierea unui « climasol » lateritic, dată fiind și absența mineralelor femice, care s-ar fi alterat în climatul cald și cu perioade evidente de umezeală (subtropical). Prezența feldspațiilor detritici proaspeți contrazice însă acest punct de vedere. În această situație am avea de a face cu un « litosol » remaniat din materialul eruptiv alterat subaerian.

E. VADASZ (2, 3) arată că depozitele de culoare roșie din Panonianul de la Kabhegy reprezintă argile roșii reziduale rezultate din alterarea unor roce bazaltice într-o fază continentală și în nici un caz produse lateritice care reclamă un regim subtropical. Autorul arată că formarea acestor argile poate avea loc în regimul climatic temperat actual, de tipul celor din Panonianul superior (cînd s-a produs acest sediment eluvial), sau poate cu variații mari de temperatură, și citează situații absolut analoge în baza Pliocenului de la Vogelsberg, argilele urmînd erupțiilor bazaltice de la partea superioară a Sarmațianului, în legătură cu tufurile andezitice de pe versantul meridional al munților Matra (în apropiere de Markaz). Referindu-se însă la cazul citat de GLINKA din regiunea Bicsad, VADASZ admite că acest depozit ar putea reprezenta un produs lateritic acumulat în Miocenul superior, analogîndu-l cu « terra rossa de Cekowa » din regiunea Batum (pe malul Mării Negre).

Lipsa de analize chimice ($\% \text{Al}_2\text{O}_3$) nu ne permite să apreciem dacă ne găsim aci în prezența unui depozit lateritic. În orice caz, desfășurînd culele Flișului, vom ajunge la distanțe suficiente pentru analogarea depozitelor de culoare închisă, atribuite de noi unui regim climateric umed și nu prea cald, cu depozitele roșii de pe litoralul nordic al Mării Negre. Concomitent cu ele s-au putut depune formațiuni de apă caldă de tipul celor din stratele de Comarnic (de exemplu) așa cum se depun astăzi în Marea Neagră în partea de E și S. Alternanțele de depozite azoice și depozite cu organisme de ape calde s-ar datora, după părerea noastră, unor schimbări de temperatură impuse de curenți temporari a căror influență se făcea resimțită desigur și în clima continentului învecinat.

Pentru explicația apariției depozitelor roșii în seria neagră, credem deci că trebuie să acordăm prima atenție intervenției materialului piroclastic și, poate, mai ales pentru partea bazală, unui climat diferit, mai cald decît în complexul inferior. De altfel, sedimentele ce însoțesc erupțiile submarine de roce bazice sînt



totdeauna fie roșii, fie verzi, iar solurile ce se formează pe aceste roce sînt bogate în oxihidroxizi ferici, avînd culoarea galbenă pînă la brună. Alternanțele de culoare din seria studiată argumentează deci în mod evident în favoarea unei geneze legate de materialul piroclastic.

Pentru seria Șisturilor negre propriu-zise clima ar fi fost poate ceva mai caldă decît regimul de pe litoralul nostru. Este bine cunoscut faptul că cele mai mari acumulări de organisme planctonice nu se produc în apele ecuatoriale sau tropicale, ci în mările cu regim temperat, la joncțiunea apelor reci polare cu cele calde ce se deplasează centrifug de la Ecuator (1). Și este cazul să reamintim și cantitățile enorme de organisme planctonice din lacul Tekirghiol și de mîlurile sapropelice de pe fundul acestui lac, analogabile, într-o mare măsură, cu depozitele din complexul nostru bazal (din seria Șisturilor negre propriu-zise) și cu cele din orizontul superior, cărora li se adaugă și o cantitate mică de material piroclastic în depunere primară sau secundară.

BIBLIOGRAFIE

1. KLENOVA M. V. Gheologhiia morea. Moskva—Leningrad, 1948.
 2. VADÁSZ E. Contributions au problème de l'altération latéritique des roches, in *Acta Geol. Sci. Hung.* I, 1—4. Budapest, 1952.
 3. — Bauxite et terra rossa, in *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* IV, 2. Budapest, 1956.
-

О ЛИТОЛОГИИ МЕЛОВЫХ ОСАДКОВ АНТИКЛИНАЛИ КЭРНУ—ВАЛЯ ЦИГАНИЛОР (ОБЛАСТЬ БИКАЗ)

II. ВЕРХНИЙ КОМПЛЕКС

И. БЭНЧИЛЭ, В. КОРВИН ПАПИУ

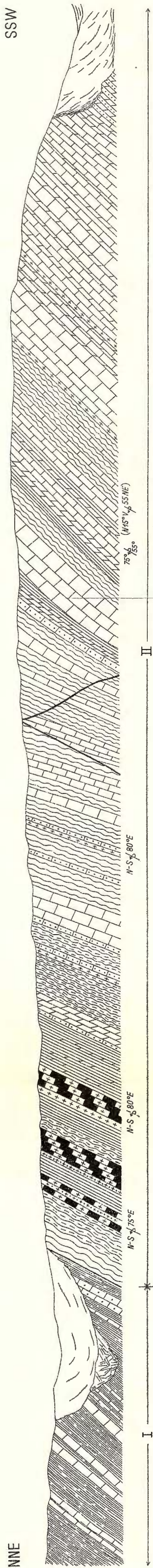
(Краткое содержание)

Над черными сланцами антиклинали Кэрну—В. Циганилор (Биказ), в продолжении седиментации, залегает комплекс слоев (слои Кэрну), который выявляет новые условия осадкообразования, различные эвксиническому характеру среды седиментации, более ранних горизонтов.



SUCCESIUNEA DEPOZITELOR CRETACEE DIN ANTICLINALUL CÎRNU-BICAZ-SOLZUL PICIORUL ARSITEI

SCARA
0 1 2 3 4m



L E G E N D A

I COMPLEXUL CRETACIC INFERIOR
(ȘISTURI NEGRE):

- Argile șistoase negre
- Calcare negre
- Gresii negre cenușii

II COMPLEXUL CRETACIC SUPERIOR
(ȘTRATE DE CÎRNU (4-9) ȘI ȘTRATE DE HORGAZU (10)):

- Tufite (a) și silicofite (b)
- Argile șistoase roșii (a) sau verzi (b)
- Argile marnoase roșii
- Marne conușii
- Gresii calcareoase
- Calcare marnoase compacte, fin diaclazate
- Gresii și marne

Fig.1 COLOANĂ STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ ÎN COMPLEXUL SUPERIOR ȘISTURILOR NEGRE DIN ANTICLINALUL CÎRNU

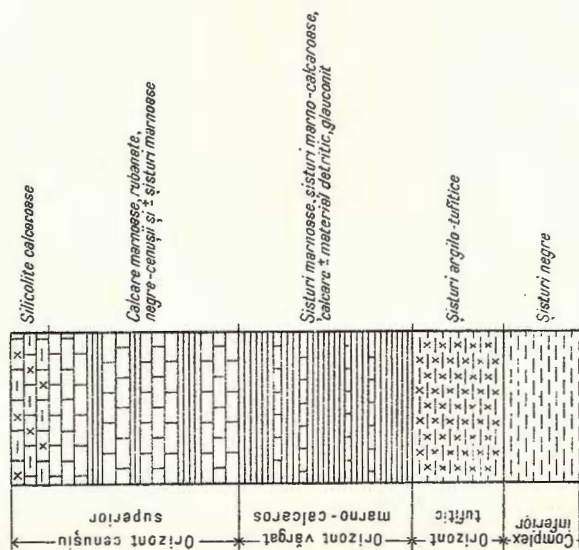
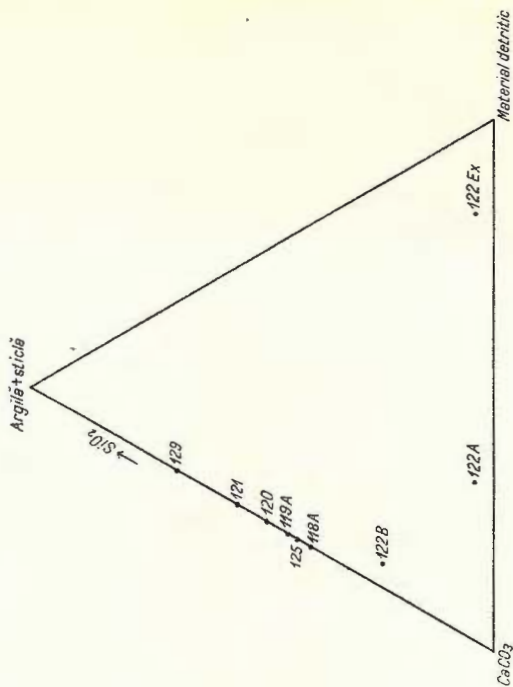


Fig.2 GRAFIC TERNAR CU ALCĂȚUIREA MINERALOGICĂ A CÎTORVA ROCE DIN ORIZONTUL MEDIU (es.: 120, 121, 122A, 122B, 122 Ex, 125) ȘI DIN ORIZONTUL SUPERIOR (118, 119)



Orizontul mediu :

- 120 : Sist. marnos verde
 - 121 : Șist. marnos cenușiu
 - 122A : Calcar (tip detritogen)
 - 122B : Calcar (tip organogen)
 - 122 Ex : Gresie calcareasă
 - 125 : Sist. marno-calcareoasă din suprafață
- Orizontul superior :
- 118, 119 : Calcare rubanate

В стратиграфическом порядке эти горизонты залегают следующим образом: 1. — горизонт туфогенных глин (12 м); 2. — пёстрый мергелисто-известняковый горизонт (22 м); 3. — верхний черно-серый горизонт (30 м). Петрографическое исследование этих формаций послужило основанием для гипотезы, что процессы седиментации, которым предшествовали накопления в среде преимущественно эвксинической, генерировавшие черные сланцы, произошли в условиях обогащения кислородом и временным привносом вулканического материала, обстоятельство, подчеркивающее окончание образования предшествующей формации.

Первый горизонт содержит три пропластка туфит, возможно андезитовых, и представляет собой, в целом, результат накопления выветрелого материала пирокластитов. Разнообразие редокси-мощности донных вод или диагенезические процессы определило разнообразие цветов толщ от красного до зеленого. Следующий горизонт представляют два литологических типа: мергелистые и мергелисто-известковистые сланцы органогенного, преимущественно пелагического типа, а другой — известковисто-песчаниковый. Условия окисления и диагенезы были и в этом случае разнообразными, что подтверждается присутствием окислов силикатов и железа. Седиментация формаций верхнего горизонта происходит снова под влиянием ограничения количества кислорода в окружающей среде, доводимого до эвксинических условий, с возможными новыми пирокластическими привносами, в смеси с органическим кальцитом или происшедшим от сокращения сульфатов. На основании пирокластического материала возникает кремнезём, частично органогенный, который ведет к образованию собственно силиколита.

Характерным промежуточным осадком является кремнистый туфогенный известняк в верхней своей части. Исходные осадки всего комплекса слоев Кэрну могут быть сравнены с голубыми, черными и современными вулканическими илами, образовавшимися при различных промежуточных стадиях, навязанных смешанным характером седиментаций. Областью накопления является континентальная платформа или верхняя часть склона, исходный материал будучи карпатского происхождения (из зоны кристаллино-мезозойской), а формой обновления служила, кроме пирокластических привносов и обломочных продуктов при режиме с не очень теплым климатом, седиментация, аналогичная, хотя бы частично, красным осадко-образованиям С—З зоны Чёрного моря.



SUR LA LITHOLOGIE DES SÉDIMENTS CRÉTACÉS DE L'ANTICLINAL CÎRNU – VALEA ȚIGANILOR (RÉGION DE BICAZ)

II. COMPLEXE SUPÉRIEUR

par

I. BĂNCILĂ et V. C. PAPIU

(Résumé)

Sur les Schistes noirs de l'anticlinal Cîrnu-Valea Țiganilor (Bicaz) repose en continuité de sédimentation un complexe de couches (Couches de Cîrnu) dans lequel le caractère euxinique du milieu de dépôt des horizons antérieurs est remplacé par de nouvelles conditions de sédimentation. En ordre stratigraphique, les horizons qui se succèdent sont les suivants: 1, l'horizon argileux-tuftique (12 m); 2, l'horizon bariolé marno-calcaire (22 m); 3, l'horizon noir gris supérieur (30 m). Suivant l'étude pétrographique de ces formations nous avons conclu que les processus de sédimentation qui ont suivi l'accumulation dans un milieu principalement euxinique qui a donné naissance aux Schistes noirs, se sont produits dans les conditions d'un enrichissement en oxygène et avec des apports temporaires de matériel volcanique, fait qui s'esquisse déjà à la fin de la série sous-jacente.

Le premier horizon contient trois intercalations de tuffites, probablement andésitiques, et en général il est dû à l'accumulation du matériel d'altération des pyroclastites. La variation du potentiel d'oxydo-réduction des eaux du fond ou les processus de diagénèse ont déterminé également la variation de la couleur de la série, allant du rouge au vert. L'horizon immédiatement suivant présente deux types lithologiques: schistes marneux et schistes marno-calcaires avec un type organogène principalement pélagique et un autre calco-gréseux. Les conditions d'oxygénation et de diagénèse ont été variées comme il en résulte de la présence des silicates ou des oxydes ferriques. Le dépôt de la formation de l'horizon supérieur a eu lieu de nouveau sous l'influence d'une quantité réduite d'oxygène dans le milieu, en arrivant jusqu'à des conditions euxiniques avec des apports pyroclastiques mêlés au calcite de nature organique ou généré par la réduction des sulfates. Aux dépens du matériel pyroclastique s'est formée la silice, en partie organogène, qui donne lieu aux silicolithes proprement dites.

Un sédiment intermédiaire caractéristique est le calcaire siliceux tuftique de la partie supérieure. Dans le complexe des Couches de Cîrnu, les sédiments originels peuvent être comparés aux boues bleues, noires ou volcaniques actuelles, avec divers stades intermédiaires imposés par les caractères mixtes de la sédimentation. Le



domaine d'accumulation a été la plate-forme continentale ou tout au plus la partie supérieure du talus; le matériel originel était de nature carpatique (de la zone cristallino-mésozoïque) et il a été remanié — à part sous forme d'apports pyroclastiques — comme un produit d'altération dans un climat pas trop chaud, le sédiment étant comparable, au moins en partie, aux dépôts rouges de l'angle NW de la Mer Noire.





Institutul Geologic al României

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA DINTRE BUZĂU ȘI BÎSCA MARE ¹⁾

DE
STELIAN COMEAGĂ

În cadrul cercetărilor pentru raionarea geologică tehnică a bazinului văii Buzăului, în campaniile de lucru ale anilor 1955, 1956 și 1957, m-am ocupat de regiunea cuprinsă între valea Buzăului la vest și valea Bîsca Mare la est. Spre nord, regiunea cercetată se întinde pînă în valea Teherăului și bazinul superior al văii Cașoca.

Orohidrografia

Regiunea cercetată este constituită dintr-o serie de culmi, din care se disting: Culmea Uscătura — Golul Teherăului, iar la sud de aceasta Dealul Cașocii, orientate est-vest, apoi culmea Poiana din Cale (1360 m), orientată nord-sud, iar la sud de aceasta, culmea Muntele Spidișu (1119 m) — Muntele Cașoca Mare (1314 m) — Muntele Cașoca Mică (1375 m) — Podul Calului (1438 m), orientată nord—est—sud—vest.

Culmea cea mai sudică este Dealul cu Mesteacăni (1226 m) orientată nord—est—sud—vest.

Precum s-a amintit, regiunea este delimitată de valea Buzăului la vest, de valea Bîsca Mare la est și de Bîsca Rusilei la sud. Către aceste văi principale diverg, din regiunea centrală, Muntele Cașoca Mică — Podul Calului, pîraiele afluate, dintre care menționăm: P. Coceanu, P. Calului, P. Copăcelul și P. Plaiul Milei, afluenți pe dreapta ai Bîscii Mari; P. Tega, P. Păltinișu și Vinețișu pe dreapta Bîscii Rusilei; P. Teherău, P. Giurca și Groșetu pe stînga Buzăului.

Partea de nord a regiunii cercetate este drenată de râul Cașoca, afluent al Buzăului.

¹⁾ Comunicare în ședința din 28 februarie 1958.



Istoric

Prima explicare a structurii geologice a zonei Flișului paleogen din regiunea de curbură a Carpaților aparține Prof. G. MURGEANU și N. ONCESCU, care cercetează regiunea în anul 1942.

După acești cercetători, în valea Buzăului se disting două serii stratigrafice izoclinale:

La nord de Nehoiu, o serie eocenă reprezentată prin gresii de Tarcău, de cca 8000 m grosime, peste care urmează spre sud Oligocenul și Miocenul;

La sud de Nehoiu, o altă serie care începe cu Eocen în facies de Tarcău, peste care urmează apoi un Oligocen de cca 5500 m grosime.

Cum aceste două serii înclină spre sud și cum seria nordică se scufundă sub cea sudică, G. MURGEANU și N. ONCESCU, consideră că seria sudică este tectonic detașată din cea nordică, constituind « pînza de Buzău ».

Marginea internă a pînzei de Buzău se urmărește de-a lungul contactului dintre Miocenul sinclinalului Drașnei și Eocenul de la sud-est de aceasta. De-a lungul acestei linii, în valea Bîsca Rusilei, se laminează treptat termenii cei mai superiori ai Autohtonului (seria nordică).

Regiunea cercetată se încadrează în regiunea asupra căreia Prof. M. G. FILIPESCU prezintă în 1935, apoi în 1937, studiul intitulat « Études géologiques dans la région comprises entre la vallée du Teleajen, du Slănic et Bîsca Mică ».

M. G. FILIPESCU atribuie vîrsta Eocen superior — Oligocen inferior, orizontului marno-grezos ce stă peste gresia masivă de Tarcău (stratele cu hieroglife) pentru motivul că la est de Teleajen, în aceste depozite se observă intercalații subțiri de menilite și de gresii de Kliwa.

Se mai semnalează că Eocenul de tip Fusaru—Tarcău este reprezentat prin gresii micacee cu hieroglife și Fucoide, gresii micacee grosiere, gresii conglomeratice și intercalații de marne verzui și roșcate.

Oligocenul este reprezentat prin șisturi bituminoase cu resturi de pești și prin gresia de Kliwa.

Miocenul, care în partea de sud a regiunii cercetate reprezintă terminația estică a sinclinalului Drașnei, este reprezentat prin șisturi bituminoase, gresii glauconitice, conglomerate și gipsuri.

Din punct de vedere tectonic, regiunea face parte din « pînza mediană a Flișului ».

În comunicarea sa ¹⁾ asupra regiunii dintre Buzău și Teleajen, GR. POPESCU, în februarie 1949, arată că Eocenul este reprezentat prin gresie masivă de Tarcău în zonele interne și prin faciesul marno-grezos în zonele cele mai externe. Între

¹⁾ GR. POPESCU. Raport geologic asupra văii Buzăului între Gura Siriului și Crasna. Arhiv. Com. Geol. 1952.



aceste două faciesuri se constată o serie de termeni de tranziție. Trecherile de la faciesul masiv grezos la cel marno-grezos se fac atât de la nord la sud, cât și de la nord-est la sud-vest.

În ceea ce privește Oligocenul, acesta se prezintă în mare sub două faciesuri:

Faciesul gresiei de Kliwa în Pintenul de Văleni și faciesul stratelor de Pucioasa cu gresie de Fusaru în Pintenul de Homoricu.

Tranziția între aceste două faciesuri se constată pe marginea externă a Pintenului de Homoricu, în valea Buzăului. Aci, baza Oligocenului este reprezentată prin faciesul gresiei de Kliwa, iar partea superioară prin faciesul de Pucioasa, cu gresie de Fusaru.

Din punct de vedere structural, depozitele paleogene constituie o serie de solzi separați prin falii longitudinale, față de care dislocația Drajna apare cu o importanță egală. Se constată o scufundare a depozitelor de la nord-est spre sud. Pe majoritatea dislocațiilor longitudinale, blocurile externe apar mai ridicate decât cele interne.

Admițând că această structură s-a realizat, ca și structurile din restul Carpaților orientali, prin mișcări tectonice dirijate de la interior spre exterior, structura ar putea fi explicată ca fiind o serie de cute răsturnate spre nord (plis à rebours) și faliat pe flancurile lor interne.

GRIGORE POPESCU crede însă că structura s-ar fi putut realiza printr-o mișcare de scufundare continuă a sinclinalului Drajnei, mișcare care a subîmpins și ridicat Pintenul de Văleni. Acest fenomen apare ca un apel către depresiune.

În zona de Fliș paleogen din regiunea de curbura a Carpaților dispăre structura în pînze de șariaj, constatată pînă în valea Nărujei. Din acest motiv, relațiile solzilor cu substratul nu se pot cunoaște. Structura în pînză de șariaj pentru această regiune nu se poate susține deoarece în regiune nu se constată nici conturul cartografic al pînzei, nici ferestre tectonice și nici un front al masei șariate. De asemenea, prezența sării și a izvoarelor sărate nu constituie argumente pentru structura în pînză, deoarece sarea fiind tortoniană este situată peste depozitele paleogene, iar izvoarele sărate pot reprezenta ape de zăcămint.

N. GRIGORAȘ, în lucrarea sa de doctorat atribuie Eocenului depozitele reprezentate prin marne și argile cenușii și verzui intercalate cu gresii cu hieroglife (Eocenul de Colți).

La nord de terminația estică a sinclinalului Drajnei Eocenul este reprezentat, după N. GRIGORAȘ, prin gresia masivă de Tarcău, peste care stă constant un pachet de 100—150 m de argile verzi și roșcate, în alternanță cu gresii curbicorticeale și cu hieroglife (stratele de Plopu).

La nord de terminația estică a sinclinalului Drajnei N. GRIGORAȘ separă două benzi de Oligocen, una la Broasca și alta la Gura Siriului, în care locul disodilelor este luat de către faciesul de Pucioasa, iar al gresiei de Kliwa, de către gresia de Fusaru.



Depozitele paleogene din valea Buzăului și valea Bisca Rusilei aparțin « pînzei mediane » care în regiunea de curbură a Carpaților este constituită dintr-o serie de solzi de Eocen + Oligocen. Apariția într-unul dintre acești solzi a Miocenului din sinclinalul Dražnei nu ar avea altă semnificație decît o denivelare mai mare între acesta și ceilalți solzi.

Încălecarea de la exterior spre interior a solzilor din cuprinsul acestei pînze este explicată de N. GRIGORAȘ prin rezistența opusă acestora de către un prag rigid situat în fața Carpaților, lucru care a dus la fragmentarea depozitelor acestei pînze și la încălecarea solzilor în sens invers, sub acțiunea exercitată de la interior către exterior și a factorului gravitațional. Drept argument al existenței acestui prag, N. GRIGORAȘ invocă frecvența elementelor verzi atît în depozitele eocene, cît și în cele oligocene, precum și rezultatele cercetărilor geofizice pe linia Cașin — Bisoca.

I. BĂNCILĂ, în lucrarea sa « Paleogenul zonei mediane a Flișului », arată că în regiunea de curbură a Carpaților, la nord de sinclinalul Dražnei, există, în zonele de afundare, și depozite oligocene. Eocenul este reprezentat prin gresia masivă de Tarcău peste care stă orizontul stratelor de Podu Secu. Stratele de Podu Secu sînt echivalente cu stratele de Plopu din pînza marginală a Flișului. Orizonturile oligocene din această zonă fac treceri spre faciesul de Krosno.

Separația formațiunilor a fost făcută pe baze litologice, iar vîrstele acestor formațiuni au un caracter indicativ și provizoriu.

Structura internă a Paleogenului median se caracterizează prin cute cu aspect aproape normal, care se pot urmări pe zeci de kilometri, pe direcția nord — sud.

Din punct de vedere structural, faciesul median aparține mării unități structurale « pînza medio-marginală ».

Stratigrafia și litologia formațiunilor de fundament

Lucrarea de față se ocupă de fundamentul ce se situează la nord de terminația estică a sinclinalului Dražnei. Depozitele ce alcătuiesc acest fundament aparțin ca vîrstă Eocenului, Oligocenului și în mică parte Miocenului.

Eocenul este reprezentat prin gresii grosiere micro-conglomeratice, micacee, în bancuri masive, cunoscute în literatură sub termenul de gresie de Tarcău. La diferite nivele, se intercalează în aceste gresii pachete de argile marnoase cenușii, șistoase, în alternanță cu bancuri subțiri de gresii micacee curbicorticeale și cu hieroglifice. În vecinătatea dislocațiilor, gresia de Tarcău se prezintă diaclazată, fisurată, separată în blocuri mici, prismatice, mărginite de oglinzi de fricțiune.

Într-o secțiune microscopică, examinată de H. SAVU, gresia de Tarcău se prezintă cu structura psamitică. Granulele, constituite din cuarț, sînt angulare și prezintă extincție rulantă. Uneori granulele de cuarț au incluziuni de zircon. Sub-



ordonat cuarțului, apare feldspatul plagioclaz, maclat după legea albit, în granule mari, angulare și incluzînd foițe de biotit. Rar apar elemente de feldspat potasic, cu structură pertitică; de asemenea foițe mari de muscovit și biotit, uneori torsionate, precum și plaje de calcit, care reprezintă cimentul rocei.

Constant, Eocenul se încheie cu un pachet de 100—250 m grosime, de argile șistoase cenușii-verzui și roșcate, în alternanță cu gresii fine șistoase cenușii, micacee pe fețe și cu hieroglfe, orizont echivalent cu al stratelor de Plopu.

În regiunea cercetată, baza Eocenului nu este deschisă, se poate afirma însă că în regiune, grosimea acestei formațiuni întrece 2000 m.

Oligocenul. Rocenele considerate oligocene în lucrarea de față au fost atribuite acestei vîrste, după criteriul utilizat de N. GRIGORAȘ între Putna și Buzău și de GR. POPESCU la vest de Buzău. Criteriul utilizat de acești autori este schimbarea bruscă de facies în coloana Paleogenului, pe care o marchează orizontul disodilelor și al menilitelor, considerat ca cel mai constant orizont al Oligocenului.

Vîrsta absolută a acestei formațiuni nu ne-o poate indica nici această schimbare bruscă de facies și nici resturile fosile de Pești menționate în acest orizont al disodilelor, atît de autorii menționați cît și în lucrarea de față. Luînd ca orizont-reper orizontul disodilelor și menilitelor, putem spune însă că stratele situate peste acest orizont, în regiunea de curbură a Carpaților, sînt sincrone cu depozitele atribuite Oligocenului în geologia Carpaților orientali, în ansamblu.

Oligocenul se prezintă diferit în fiecare solz în alcătuirea căruia intră.

Pe marginea externă a Pintenului de Homoricu, în solzul Nehoiashi—Gura Mili, Oligocenul este reprezentat în jumătatea sa inferioară prin roce cunoscute în Oligocenul din Pintenul de Văleni, adică prin șisturi argiloase disodilice cu resturi de fosile de Pești, menilite și marne grezoase cenușii-albăstrui, peste care stau gresii de Kliwa.

Se remarcă aci lipsa gresiei de Lucăcești, orizontul disodilelor și al menilitelor stînd deadreptul peste stratele de Plopu.

Grosimea disodilelor și a gresiei de Kliwa totalizează în medie 500 m.

Jumătatea superioară a Oligocenului din acest solz este reprezentată printr-o alternanță de argile și argile șistoase cenușii pseudodisodilice, cu gresii fine, dure, cenușii, curbicorticele și cu hieroglfe, în bancuri subțiri. În partea inferioară a acestui orizont se intercalează lentile de marno-calcare silicioase sideritice. Superior, în alternanța descrisă mai sus, se intercalează bancuri de 30—80 cm de gresii grosiere cenușii, asemănătoare din punct de vedere petrografic, gresiei de Tarcău. Această gresie este descrisă de către N. GRIGORAȘ și GR. POPESCU, în regiunile cercetate, sub termenul de gresie de Fusaru.

Acest orizont superior al Oligocenului se menține începînd de la gura pîrului Nehoiashu, pe direcția sud-vest—nord-est, pînă în valea Bîsca Mare, cu o grosime medie de 500 m. Apare bine deschis în văile Vinețișu și Păltinișu.



În solzul Copăcelul, Oligocenul este reprezentat prin aceleași orizonturi și sub aceleași faciesuri ca și Oligocenul din solzul Nehoiași—Gura Milii. În acest solz, orizontul superior cu gresie de Fusaru are o grosime de numai 300 m în medie, el fiind redus tectonic.

Oligocenul apare în întregime numai la Jețu și Valea Arselor. De aci spre nord-est, Oligocenul dispare de-a lungul dislocației longitudinale care separă cei doi solzi amintiți mai sus.

În solzul Trestia — pîrîul Calului, Oligocenul este slab reprezentat, din cauza reducerii tectonice; în valea Trestia, afluent al pîrîului Cașoca, apare pe o lățime de 15—20 m, fiind reprezentat prin șisturi argiloase nisipoase, pseudodisodilice, cu solzi și coloane vertebrale de Percide.

Spre nord-est, depozite aparținînd acestei formațiuni sînt reprezentate prin gresii de Kliwa, care apar în piciorul Pietricica, la S de pîrîul Prunceă. Gresia se prezintă diaclazată, fisurată și cu oglinzi de fricțiune.

În secțiuni microscopice, roca apare cu structura psamitică. Elementele angulare și mai rar rulate sînt constituite din cuarț cu extincție rulantă. Rar apar elemente de feldspat. Se observă de asemenea plaje de glauconit.

În solzul Cașoca—Coceanu, Oligocenul este mai bine reprezentat. Caracteristica generală a acestui Oligocen este frecvența argilelor șistoase cenușii, a gresiei de Fusaru și a lentilelor de marno-călcare silicioase sideritice.

În cadrul acestui solz, se constată că de la sud-vest spre nord-est grosimea Oligocenului în întregime și a diverselor orizonturi ale acestuia, precum și a numărului acestor orizonturi, variază. Astfel, în P. Trestia, Oligocenul este reprezentat în bază printr-un orizont de cca 40 m de argile șistoase cenușii-negriceoase pseudodisodilice și disodile tipice, în pachete de 3—5 cm, în alternanță cu gresii fine și cu intercalații de menilite. Din acest orizont, la km 3 + 200 pe calea ferată forestieră, au fost recoltate șisturi disodilice tipice, cu resturi fosile de Pești în care s-a recunoscut forma *Serranus budensis*.

Peste orizontul descris mai sus urmează un pachet de argile șistoase cenușii, în alternanță cu gresii fine cenușii, curbicorticeale, micacee pe fețe. În toată această alternanță se intercalează marnocalcare silicioase sideritice lentiliforme.

Urmează cca 40 m de gresie grosieră cenușie micacee, în bancuri puternice (gresia de Fusaru), cu care Oligocenul din valea Trestiei se întrerupe tectonic.

În valea Prunceă, în baza Oligocenului se distinge un pachet de cca 110 m grosime de argile șistoase pseudodisodilice cu menilite în bază. La partea superioară a acestui orizont, se intercalează gresii curbicorticeale cu hieroglife. În partea superioară a orizontului, pseudodisodilele conțin solzi și coloane vertebrale de Clupeide și Percide.

Urmează un pachet de cca 120 m grosime de argile nisipoase, șistoase, în alternanță cu gresii fine în plăci, apoi un orizont de cca 80 m grosime de gresie de



Fusaru. Aceasta se prezintă grosieră, cenușie, dură, alteori slab cimentată, în bancuri puternice separate prin intercalații slabe de argile șistoase sau nisipuri argiloase foarte micacee.

Peste gresia de Fusaru stă în poziție tectonică un orizont de cca 300 m grosime de argile nisipoase, șistoase, cenușii, cu intercalații de argile pseudodisodilice, în alternanță cu gresii fine, cenușii, curbicorticeale și cu lentile de marno-calcare silicioase sideritice. În partea mijlocie a orizontului se intercalează un pachet de cca 15 m de argile nisipoase șistoase și disodile tipice cu resturi fosile de Clupeide.

Oligocenul din valea Prunca se încheie cu un banc de cca 30 m grosime de gresie de Kliwa. În secțiuni microscopice această gresie prezintă structură psamitică. Roca este alcătuită preponderent din granule de cuarț, de obicei angulare, și mai rar rulate, cu extincție rulantă. Rar se observă granule de zircon și mai rar de albit. Din loc în loc apar cuiburi verzi de glauconit, care mulează granulele de cuarț din jurul lor. Cimentul este silicios, de acesta ținând și rarele aparițiuni de cuarț fibros.

În valea Coceanu, baza Oligocenului din acest solz nu se cunoaște, el stînd în contact tectonic cu Oligocenul din solzul imediat intern. Aci Oligocenul este reprezentat printr-un orizont gros de cca 300 m de gresie grosieră, cenușie, micacee, în bancuri de 1—3 m (Fusaru), cu intercalații rare de gresii fine, cenușii, dure, în plăci și în bancuri de 3—8 cm.

Urmează din nou un pachet de cca 350 m grosime de argile nisipoase, șistoase, în alternanță cu gresii cenușii, micacee, în bancuri de 5—15 cm, curbicorticeale și cu hieroglif. În baza acestui orizont, argilele șistoase poartă intercalații lentili-forme de marno-calcare silicioase sideritice.

Peste orizonturile descrise pînă aci, pe o grosime de cca 240 m, stau gresii grosiere uneori microconglomeratice micacee (Fusaru). La partea superioară, gresia se prezintă în bancuri de 0,20—2,50 m, cu intercalații de argile marnoase șistoase, și rare lentile de marno-calcare silicioase sideritice. Cu acestea Oligocenul se întreprinde tectonic, peste el stînd anormal Eocenul cu gresie masivă de Tarcău.

Oligocenul mai apare într-un mic sinclinal prins sub încălecarea de la sud spre nord a solzului Cașoca—P. Coceanu, între gura pîrîului Titilău și originea văii Coceanu. Aci Oligocenul este reprezentat în general prin șisturi argiloase disodilice cu resturi fosile de Pești, intercalate mai ales la partea superioară, cu gresii fine, cenușii, curbicorticeale și cu hieroglif. Se intercalează de asemenea lentile de marno-calcare silicioase sideritice.

Sinclinalul în care apar aceste depozite se schițează de la gura pîrîului Titilău spre nord pînă la originea pîrîului Coceanu și nu prinde în axul său decît depozitele menționate mai sus, care reprezintă baza Oligocenului.

În regiunea cercetată, cea mai internă apariție de depozite oligocene constituie un larg sinclinal care se schițează între pîrîul Teherău și pîrîul Giurca. Aci Oligocenul este reprezentat în bază printr-un pachet de cca 250 m grosime de argile



nisipoase, șistoase, cenușii-închise și negricioase, pseudodisodilice și cu intercalații de șisturi disodilice tipice. În baza acestui pachet se mai intercalează marne grezoase cenușii, echivalente cu marnele albe bituminoase slab dezvoltate, iar la partea superioară se intercalează lentile mari de marno-calcare silicioase sideritice.

Peste depozitele descrise mai sus, stă un pachet de cca 300 m grosime de argile șistoase cenușii-albăstrii, cu rare intercalații de gresii șistoase, fine, și rare marno-calcare silicioase sideritice. Urmează apoi gresii grosiere cenușii micacee, în bancuri masive care alternează cu pachete de argile șistoase cenușii și nisipuri argiloase micacee cu eflorescențe galbene și urme cărbunoase. Aceste ultime depozite se găsesc bine dezvoltate în bazinul văii Giurca.

Astfel descrisă apare această formațiune pe o bandă care în valea Buzăului, la Gura Siriului, are o lățime de cca 3 km, și care spre nord-est se îngustează, încât la originea pîrîului Cașoca Mare rămîne la o lățime de cca 500 m.

Structura fundamentului

Depozitele paleogene descrise mai sus constituie o serie de cute-solzi orientate nord-est — sud-vest. Acești solzi apar ca flancurile de sud ale unor cute înclinate spre nord și faliate pe flancurile lor interne. Solzii menționați iau contact între ei după dislocații aproximativ paralele între ele, orientate nord-est — sud-vest. De-a lungul acestor dislocații se reduc sau dispar termenii cei mai superiori de la sud-vest înspre nord-est din solzii situați la nord de dislocație și termenii cei mai inferiori de la nord-est în spre sud-vest din solzii situați la sud de dislocație. Din constatarea celor de mai sus, deducem o afundare generală a depozitelor paleogene spre sud-vest.

Pe dislocațiile descrise mai sus, compartimentele externe apar mai ridicate de cît cele interne, apărînd astfel o structură în solzi încălecați de la sud-est spre nord-vest.

În valea Bisca Mare, în amonte de confluența cu Pîrîul Milii, se constată totuși o structură cu anticlinale și sinclinale largi, normale, care spre sud-vest degenerază în cute-solzi de tipul celor descrise mai sus.

Cu sinclinalele Gura Titilăului—Cocșanul și Gura Siriului—Paltinu, se face trecerea de la cute-solzi la sinclinale și anticlinale normale în spre nord.

Încălecarea de la sud-est spre nord-vest poate fi explicată admițînd că, în cadrul unei decolări gravitaționale a întregii serii de depozite paleogene, fiecare compartiment a avut o mișcare de scufundare, subîmpingînd pe cel situat extern față de el, după cum arată GR. POPESCU. Dovada sensului acestei mișcări este șarniera ce se poate observa la Broasca, în fața dislocației ce separă solzul Cașoca—Cocșanu de solzul pîrîului Trestia—Pîrîul Calului, precum și axul sinclinal de la confluența pîrîului Cașoca cu pîrîul Titilău, situat în fața dislocației ce separă sinclinalul Gura



Titilăului—P. Coceanu de solzul Cașoca—P. Coceanu. Această mișcare poate fi privită ca «un apel către depresiune», depresiune dovedită de grosimea mare a depozitelor pliocene din regiunea de curbură a Carpaților, precum și de sensibilitatea seismică maximă a acestei zone.

Rezistența care a dus la încălecare în sens invers, adică de la sud-est spre nord-vest, a solzilor este pusă de N. GRIGORAȘ pe seama unui prag rigid situat la exteriorul Carpaților. Acest prag ar fi furnizat și elementele verzi care se află în baza bancurilor de gresie de Kliwa.

Solzul Nehoiași—Gura Milii este afectat de două falii transversale orientate aproximativ NNW—SSE, după care compartimentele situate la vest de acestea sînt împinse către sud, față de compartimentele de la est.

Faliile de acest gen se pot urmări la confluența Bîscii Mari cu Pîrîul Milii, între Dealul cu Mesteacăni și Podul Mutului, în lungul văilor Păltinișul Mare și Păltinișul Mic. Acest nou tip de falii apare ca un rezultat al tensiunilor la care au fost supuse depozitele paleogene în regiunea de curbură a Carpaților.

Dat fiind că cele mai noi depozite ce alcătuiesc cutele-solzi sînt de vîrstă helvețiană după G. MURGEANU și N. ONCESCU sau acvitaniană după N. GRIGORAȘ, această structură s-a realizat cel puțin în a doua jumătate a Miocenului (post-tortoniană).

Vorbind despre structura fundamentului trebuie remarcat faptul că, în regiunea cercetată, în lungul direcției lor, poziția stratelor se schimbă de la înclinări spre sud-est, la vertical sau la poziție răsturnată. Aceste oscilații ale înclinării stratelor trebuie interpretate de foarte multe ori ca fiind un rezultat al încovoierii capetelor de strat, fenomen foarte des observat în regiune.

În partea de sud a regiunii cercetate și la sud de aceasta, pozițiile răsturnate par să țină totuși de o tectonică superficială.

Geomorfologia regiunii și depozitele cuaternare

Aspectul geomorfologic al regiunii cercetate este strîns legat de natura litologică a depozitelor de fundament și de structura lor. În mare, se constată dispoziția paralelă a culmilor, orientate nord-est — sud-vest, legate fiind de apariția gresiei masive de Tarcău.

Culmea care domină astfel regiunea cercetată se poate urmări din Muntele Spidișu, prin Muntele Cașoca Mare, Muntele Cașoca Mică, pînă în culmea Poiana din Cale. La nord de aceasta, o culme mai puțin dezvoltată este reprezentată de dealul Cașoca. O altă culme, situată la sud-est de prima, se poate urmări de-a lungul Dealului cu Mesteacăni.

În timp ce culmile sînt legate de apariția gresiilor masive de Tarcău, o parte din rîurile și pîraiele din regiune sînt legate de rocele mai moi oligocene sau de



intercalațiile argilo-marnoase din depozitele eocene. Astfel, valea Cașoca, de la confluența cu pîrîul Prunceă, se menține în lungul limitei Eocen/Oligocen.

În regiune sînt reprezentate, după raporturile dintre direcția lor de curgere și poziția depozitelor de fundament, toate tipurile de văi.

Văi consecvente: Buzău, Bîsca Mare, afluenții pe dreapta ai Bîscii Rusilei și Cașoca în amonte de confluența cu Titilăul.

Văi subsecvente: Bîsca Mare, în amonte de confluența cu P. Copăcelu, Cașoca, P. Giurca.

Văi obsecvente: afluenții pe stînga ai Cașociei.

De existența intercalațiilor marno-argiloase în rocele de fundament sînt legate și zonele de maximă dezvoltare ale depozitelor deluviale. Sub termenul de depozite deluviale am cuprins depozitele provenite din alterarea depozitelor de fundament și acumulate în baza pantelor de către apele de șiroire și de către gravitație. Ele sînt în general reprezentate prin argile și argile nisipoase, în amestec cu fragmente de dimensiuni variabile de gresii. Pe hartă, aceste depozite au fost delimitate acolo unde au o dezvoltare importantă și unde aria lor de răspîndire și gradul de acoperire a regiunii au permis acest lucru, pe hărți la scara 1 : 20.000.

Aluviunile sînt slab dezvoltate. Acestui tip genetic de depozite cuaternare aparțin depozitele teraselor locale din lungul văilor principale și mai puțin din lungul văilor mici. Litologic, sînt reprezentate prin nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri cu elemente rulate de gresii grosiere cenușii-gălbui, micacee (Fusaru și Tarcău).

În lungul pîraielor cu regim torențial au fost separate depozitele proluviale de vale, care litologic nu se deosebesc de depozitele proluviale de con, pentru care aspectul morfologic este tipic.

Au mai fost separate grohotișuri, care constituie conuri de dărîmături în baza pantelor abrupte, tăiate în roce stîlcoase.

Zona de cumpănă a apelor este foarte adesea ocupată de depozite argiloase provenite din dezagregarea rocilor de fundament. Aceste depozite le cuprindem sub termenul de depozite eluviale. În general sînt slab dezvoltate. O zonă de depozite eluviale bine dezvoltate se află în Poiana Uscătura, pe culmea despărțitoare între valea Giurca și valea Teherăului.

Fenomene fizico-geologice

Cel mai frecvent fenomen fizico-geologic în regiunea cercetată este fenomenul de mișcare superficială a versanților. Acesta se manifestă prin încovoierea capetelor de strat și prin deplasarea lentă a depozitelor deluviale pe roca de bază. Încovoierea capetelor de strat este cauza pentru care, în multe cazuri, poziția straturilor apare răsturnată.



Destul de frecvent este și fenomenul de alunecare a terenurilor. Alunecările de teren cele mai des întâlnite sînt alunecări vechi, stabilizate și reprezintă zone de depozite deluviale alunecate pe roca de bază. Ele se plasează în categoria alunecărilor consecvente, ținînd seama că alunecarea se face conform cu zona de separație între roca de fundament și depozitele deluviale.

După caracterul pierderii echilibrului maselor, aceste alunecări se plasează în categoria alunecărilor « plastice » a clasificării lui N. V. RODIONOV, cauza care le-a declanșat fiind modificarea consistenței depozitelor deluviale.

Zone de alunecări bine dezvoltate, de tipul celor descrise mai sus, se întîlnesc în cursul superior al pîraielor Giurca și Giurca Traivanului, de asemenea în cursul superior al pîraielor Titilău, Coceanu, Copăcelu, Păltinișu, etc.

Tipul de alunecări active, caracteristice zonei de Fliș paleogen din regiunea de curbură a Carpaților, este alunecarea de tip curgător, căreia îi este caracteristică forma alungită de mîneacă (alunecare în masă după Q. ZARUBA).

Cum în regiunea prezentată aci nu se găsesc astfel de alunecări, ele nu fac obiectul comunicării de față.

Concluzii

Din cele prezentate se pot trage următoarele concluzii:

Eocenul este reprezentat prin gresie masivă de Tarcău, în care se intercalează la diferite momente alternanța deasă de argile cenușii-verzui cu gresii fine, dure, curbicorticeale și cu hieroglife. Eocenul se încheie cu un pachet de 100—250 m grosime de argile cenușii-verzui și roșcate, în alternanță cu gresii fine, dure, cenușii, curbicorticeale și cu hieroglife, echivalente cu stratele de Plopu.

Pe marginea externă a Pintenului de Homoriciu, Oligocenul este reprezentat în jumătatea sa inferioară prin faciesul cu gresie de Kliwa, iar în jumătatea superioară prin faciesul de Pucioasa cu gresie de Fusaru. În zonele interne, Oligocenul în întregime este reprezentat prin faciesul de Pucioasa, în care gresia de Fusaru intervine diferit în ce privește grosimea și frecvența bancurilor.

În baza Oligocenului se menține ca orizont-reper orizontul cu șisturi argiloase disodilice cu menilite și marne grezoase cenușii (echivalente cu marnele albe bituminoase).

Stratele de Vinețișu nu se întîlnesc decît la partea superioară a Oligocenului din cuta-solz de pe marginea externă a Pintenului de Homoriciu. În Oligocenul din solzii mai interni nu a putut fi separat un orizont al stratelor de Vinețișu.

Tectonica se prezintă în cute-solzi care pot fi interpretate ca sinclinale cu flancurile sudice laminate pînă la dispariție și încălecate de la sud-est spre nord-vest.



Trecerea de la cute-solzi la sinclinale și anticlinale normale se face atât transversal, de la exterior spre interior, adică din valea Bîsca Rusilei spre valea Teherăului, cît și direcțional de la sud spre nord, adică din valea Buzăului spre Bîsca Mare.

BIBLIOGRAFIE

1. BÂNCILĂ I. Paleogenul zonei mediane a Flișului. *Bul. Șt. Acad. R.P.R., seria Șt. Nat.*, VII, 4, 1955.
2. DRAGOȘ V. Deplasări de teren. Edit. Științ. 1956.
3. DUMITRESCU I. Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Cozia. *An. Com. Geol.*, XXIV. București 1952.
4. FILIPESCU M. G. Étude géologique dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bîsca Mică. *Bul. Lab. Min. gen. Univ. București*, II, 1937.
5. FILIPESCU M. G. Vederi noi asupra tectonicii Flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, 6—7, București 1955.
6. GRIGORAȘ N. Faciesurile Paleogenului dintre Putna și Buzău. *An. Com. Geol.* XXVIII, București 1955.
7. LEIDENFROST J. Bericht über die in der Frontlinie der Armeegruppe Erzherzog Josef durchgeführte Sammelexcursion. *Földtani Közlem.*, XLVIII, Budapest 1918.
8. MURATOV M. V. și MASTACOVA N. I. Etapele principale ale istoriei geologice a Carpaților Orientali. *Analele Rom.-Sov.*, 1953.
9. MURGEANU GH. Sur l'âge des schistes ménilitiques et des gypses inférieurs de Munténie occidentale. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXV (1936—1937), București 1941.
10. PĂTRUȚ I. Geologia regiunii Vălenii de Munte—Cosminele—Buștenari. *An. Com. Geol.*, XXVIII, București 1955.
11. POPESCU GR. Zona Flișului paleogen între V. Buzăului și V. Vărbilăului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI (1948—1949), București 1952.
12. POPOV I. V. Geologie inginerască (curs). Trad. Comit. Geol., 1951.
13. ZARUBA Q. MENCL V. Geologie inginerască. Praha, 1954. Trad. I.D.T., București, 1955.

ГЕОЛОГИЯ ОБЛАСТИ МЕЖДУ БУЗЭУ И БИСКА МАРЕ СТЕЛЪАН КОМЯГА (Краткое содержание)

Отложения, составляющие фундамент области между долиной Бузэу — на западе и нижним течением реки Бэска Маре, по возрасту, приурочены к палеогену и составляют, со структуральной точки зрения часть подотдела «выступ Хоморичу».

Эоцен представлен массивными песчаниками Таркэу, среди которых выявляются частые чередования пропластков различных горизонтов

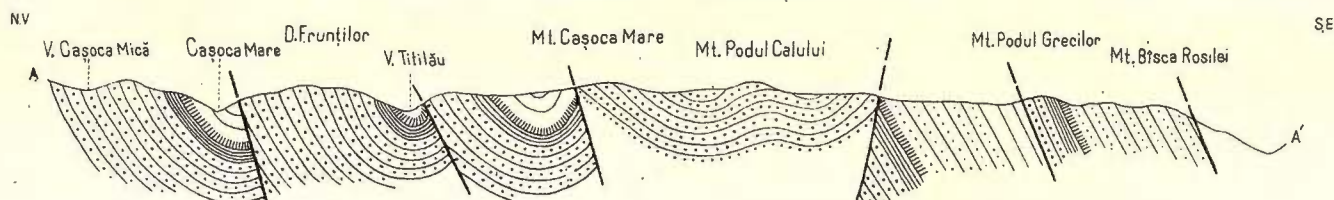


COMEAGĂ STELIAN
 SCHIȚA GEOLOGICĂ
 A REG. DINTRE
 BUZĂU ȘI BÎSCA MARE

SCARA 1:100 000

- LEGENDA**
- | | |
|----|------------------------------------|
| 1 | Depozite deluviale |
| 2 | Grohotișuri |
| 3 | Terenuri afectate de alunecări |
| 4 | Gipsuri |
| 5 | Oligocen cu gresie de Fusu |
| 6 | Oligocen cu gresie de Kliwa |
| 7 | Oriz. disconformă și menilitărilor |
| 8 | Oriz. sîrnatelor de Plopu |
| 9 | Oriz. Gresiilor de Tarcău |
| 10 | Sare și NaCl în sol |
| 12 | Anticlinal |
| 13 | Sinclinal |
| 14 | Falie |
| 15 | Direcția profilului |

PROFIL GEOLOGIC ÎNȚRE V. CAȘOCA MICĂ ȘI MT. BÎSCA ROSILEI



серо-зеленоватой глины с тонкозернистыми, плотными кривокорковыми песчаниками и с иероглифами. Эоцен заканчивается пачкой, мощностью в 100—250 м., серовато-зеленых и красноватых глин, в чередовании с тонкозернистыми, плотными, сероватыми, кривокорковыми и с иероглифами, эквивалентными слоями Плопу.

На внешней окраине «выступа Хоморичу», олигоцен представлен в нижней своей половине фацией песчаников Клива, а в верхней своей половине — фацией Пучиоаса с песчаниками Фусару. Во внутренних зонах, олигоцен представлен целиком фацией Пучиоаса, в которой выступает различно песчаник Фусару, как в отношении мощности, так и частоты пластов.

У основания олигоцена сохраняется маркирующий оризонт, оризонт глинистых дизодилшиферов с менилитами и песчанистыми мергелями (эквивалентные белым битуминозным мергелям).

Чешуйчатые, складкообразные пласты Винеципу не обнаружены, за исключением только верхней части олигоцена, где они залегают на внешней окраине Выступа Хоморичу. В олигоцене нет возможности выделить горизонт пластов Винеципу из чешуйчатых более внутренних пластов.

Тектоника представлена чешуйчатыми складками, которые могут быть расшифрованы, как синклинали южных пластинчатых, вплоть до полного исчезновения и надвинуты с юго-востока на северо-запад.

Переход от чешуйчатой системы к нормальной синклинали и антиклинали выявляется как поперечно, т.е. от долины Быска Русилей до Долины. Техегзулуй, так и направленно, т.е. от Валя Бузэулуй до Быска Маре

ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖА

Геологический разрез в области между Бузэу и Быска Маре.

1, делювиальные отложения; 2, бульжник; 3, подвергнутые скольжению территории; 4, гипс; 5, Олигоцен с песчаником Фусару; 6, олигоцен с песчаником Клива; 7, горизонт дисодилловых сланцев и нижних менилитов; 8, горизонт слоев Плопу; 9, горизонт песчаника Таркэу; 14, сброс; 10, соль; 11, соленый источник; 12, антиклиналь; 13, синклиналь; 15, направление разреза.

GÉOLOGIE DE LA RÉGION COMPRISE ENTRE LES VALLÉES DU BUZĂU ET DE LA BÎSCA MARE

PAR

STELIAN COMEAGĂ

(Résumé)

Les dépôts qui constituent le soubassement de la région comprise entre la vallée du Buzău à l'ouest et le cours inférieur de la vallée Bîsca Mare, sont attribués au Paléogène et s'inscrivent du point de vue structural dans la sous-unité dénommée « l'éperon de Homoriciu ».



L'Éocène est représenté par le grès massif de Tarcău, dans lequel sont intercalées à différents niveaux des argiles gris vert alternant avec des grès fins, durs, gris, curbicorticaux ou à hiéroglyphes, équivalents des Couches de Plopu.

Au bord externe de l'Éperon de Homoriciu l'Oligocène est représenté dans la moitié inférieure par le faciès du grès de Kliwa et dans la moitié supérieure par le faciès de Pucioasa à grès de Fusaru. Dans les zones internes, l'Oligocène est représenté par le faciès de Pucioasa, dans lequel le grès de Fusaru intervient différemment en ce qui concerne l'épaisseur et la fréquence des bancs.

À la base de l'Oligocène se maintient comme horizon-repère, l'horizon des schistes argileux dysodiliques à ménilites et marnes gréseuses grises (équivalentes des marnes blanches bitumineuses).

Les Couches de Vinețișu apparaissent seulement dans la partie supérieure de l'Oligocène du pli-écaille, à la bordure externe de l'Éperon de Homoriciu. Dans l'Oligocène des écailles plus internes on n'a pas réussi à séparer un horizon de Couches de Vinețișu.

La tectonique accuse des plis-écailles qui peuvent être interprétés comme des synclinaux aux flancs S laminés jusqu'à disparition et charriés du SE vers le NW.

La transition du système imbriqué aux synclinaux et anticlinaux normaux est transversale, c'est-à-dire de la vallée Bîsca Rusilei vers la vallée du Teherău, ainsi que directionnelle, c'est-à-dire de Valea Buzăului vers Bîsca Mare.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique de la région d'entre le Buzău et la Bîsca Mare.

1, dépôts déluviaux; 2, éboulis; 3, terrains affectés par des glissements; 4, gypses; 5, Oligocène à grès de Fusaru; 6, Oligocène à grès de Kliwa; 7, horizon des schistes dysodiliques et des ménilites inférieures; 8, horizon des couches de Plopu; 9, horizon du grès de Tarcău; 10, sel; 11, source salée; 12, anticlinal; 13, synclinal; 14, faille; 15, direction de la coupe.



CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN PARTEA DE SUD ȘI EST A MUNȚILOR GURGHIU¹⁾

DE

DAN P. RĂDULESCU, AL. VASILESCU, S. PELTZ

Zona vulcanică neogenă de la interiorul lanțului alpino-carpatic își are centrul de greutate pe teritoriul țării noastre; aici se găsesc foarte multe dintre cele mai interesante aspecte mineralogice, petrografice și metalogenetice. Dacă regiunile Baia Mare și cea a Munților Apuseni sînt astăzi în bună măsură cunoscute, lanțul Călimani—Gurghiu—Hărghita a fost, pînă acum, mult mai puțin cercetat; lucrările lui O. NICHITA în Călimani reprezintă numai un element singular pentru tabloul general al vulcanismului din această regiune, iar rezultatele cercetărilor clujeni Z. TÖRÖK, I. TREIBER, A. GÖTZ sînt discutabile. Mai recent, I. GRIGORE a publicat o încercare de sinteză a geologiei Munților Gurghiu.

După ce, un timp, a executat unele cercetări în Munții Hărghita, Comitetul Geologic a atacat în 1956 această problemă, inițiind lucrările geologice din Munții Gurghiu. În momentul de față sîntem în măsură să prezentăm o imagine a alcătuirii acestei regiuni, o imagine, este drept, parțială; am considerat însă necesară prezentarea ei pentru a contribui, în felul acesta, la punerea la punct a unei probleme-fundamentale, care este din ce în ce mai des ridicată de unii cercetători: aceea a existenței formațiunilor subvulcanice, a așa numitului «fundament subvulcanic preefuziv».

Cercetarea geologică a Munților Călimani—Gurghiu—Hărghita comportă astăzi două aspecte principale: *a)* clarificarea problemei existenței celui «fundament subvulcanic» pe care se întemeiază întreaga concepție a unora dintre cercetători, și *b)* necesitatea unui studiu petrografic modern. Ridicarea primei probleme se datorește în exclusivitate petrografilor clujeni; de existența celei de-a doua sîntem cu toții responsabili.

¹⁾ Comunicare în ședința din 4 aprilie 1958.



Deoarece imaginea geologică a Munților Gurghiu, așa cum o vom prezenta în continuare, se deosebește de cele ale cercetărilor anteriori — uneori din punct de vedere al cartării propriu-zise, alteori din punct de vedere al interpretării datelor, cel mai adesea din amîndouă — considerăm necesar ca, fără a avea ca scop critica lucrărilor acestora, să le alăturăm în mod continuu spre comparație. Trebuie totuși să subliniem faptul că, în urma cercetării destul de asidue a regiunii la care ne referim în continuare ca și din incursiuni pe care le-am făcut în regiunea nordică a Munților Gurghiu, ne-am format convingerea că, cel puțin pentru această unitate a lanțului eruptiv nou, problema interpretării datelor depășește în importanță pe aceea a strîngerii lor; că orice lucrare geologică asupra Munților Gurghiu înseamnă, în primul rînd, interpretare. Nu este necesar să amintim dificultățile principiale de cartare în roce efuzive tinere; dacă acestora li se adaugă însă acelea specifice condițiilor naturale din Munții Gurghiu, și dacă se ține seama și de numărul cu totul redus de elemente geologice cu adevărat sugestive pe care le oferă terenul, se înțelege de ce cercetarea geologiei acestei regiuni este, în primul rînd, o operă de interpretare.

Cercetările executate de noi pînă acum au cuprins partea estică și sudică a Munților Gurghiu, aceea care se găsește aproximativ în dreptul localității Gheorghieni; în partea nordică această zonă se întinde pînă la V. Gurghiului, iar în partea sudică pînă la văile Șicasău și Senete. Cu excepția aparatelor din zona văilor Fîncelului și Lăpușnei, aici se găsesc toate celelalte aparate vulcanice din Munții Gurghiului: aparatul Seaca-Tătarca, în zona vîrfurilor cu aceste nume și a bazinului de recepție a pîrîului Secuiului, aparatul Șumulău în zona bazinului de recepție al văii cu acest nume și a vîrfurilor Șumulău Mare și Șumulău Mic, aparatul Ciumani în zona vîrfului Ciumani și a bazinului de recepție al văii Sobasa. Deoarece sînt bine conservate, prezența lor determină liniile principale ale morfologiei regiunii.

Schematic, aspectele morfologice pot fi astfel fixate: o serie de mari conuri vulcanice care prezintă la exterior pante lungi, puțin pronunțate, în timp ce spre interiorul aparatelor, imediat de la creastă, urmează un abrupt foarte accentuat. Interiorul aparatelor constituie uneori, așa ca la Seaca—Tătarca, zone plane foarte bine dezvoltate. Aceste mari aparate vulcanice se dispun în lungul unei linii orientate NW—SE, mai aproape de valea Mureșului spre E, de cît de cîmpia Transilvaniei spre W. Legătura dintre lanțul marilor înălțimi și depresiunea Gheorghieni se face printr-o zonă cu pantă abia perceptibilă, în care apele își croiesc cu dificultate un curs și crează mlaștini permanente. Aspectele morfologice generale ale regiunii sînt deosebit de caracteristice, de sugestive, și nu ne putem opri să nu menționăm măcar unele dintre ele, care trădează stadiul foarte puțin avansat al eroziunii. Privite de la distanță, de pe rama estică a depresiunii Gheorghieni, toate aceste aparate vulcanice apar majestoase, impresionează prin masivitatea lor; acest caracter este creat în deosebi de pantele foarte domoale și regulate ale zonelor lor exterioare. Partea vestică a aparatului de la Șumulău, ca și cea estică a aparatului de la Seaca—



Tătarca, sînt acoperite de o adevărată « mare de blocuri » provenite din dezagregarea fizico-mecanică incipientă; ai impresia netă că activitatea vulcanică a încetat de curînd, constăți că modelarea sub acțiunea factorilor exogeni este abia la început. Alteori, așa ca în craterul Seaca—Tătarca, îți dai seama că această singură alterare a formei inițiale, spargerea peretelui aparatului și instalarea unei văi care îi drenează interiorul, nu s-a produs decît de puțină vreme. Interiorul aparatului este ocupat de o zonă plană, în care pîraiele au văi abia perceptibile în relief; ea este constituită din materialul erodat de pe versanți și transportat spre centru înainte ca aparatul să fi fost spart, reprezintă o umplutură pe care rîul instalat n-a reușit să o îndepărteze încă. Dezvoltarea zonei de umplutură, panta foarte abruptă din vecinătatea crestei, dau o idee despre intensitatea eroziunii, a acestui transport centripet. Valea îngustă, adîncă și fără afluenți a rîului principal în zona în care el traversează peretele aparatului vulcanic reprezintă, în sfîrșit, o altă indicație privind timpul foarte apropiat în care s-a produs spargerea acestuia.

Dimensiunile aparatelor vulcanice sînt impresionante; diametrul actual maxim al craterului este atins la Seaca—Tătarca: 5 km. Aparatele din zona vîrfurilor Șumulău și Ciumani prezintă diametre de respectiv 4 km și 3 km aproximativ. Tot la Seaca—Tătarca se constată și cea mai mare diferență de nivel între marginea craterului și ceea ce putem numi astăzi « fundul său »: 500—550 m.

Hidrografia regiunii este, și ea, direct determinată de structura geologică. Fiecărui aparat vulcanic îi corespunde un curs de apă care se caracterizează prin: *a*) un traseu rectiliniu în partea sa mediană și inferioară și *b*) bazinul de recepție, constituit dintr-un ansamblu de pîraie dispuse în evantai, dezvoltat în interiorul craterului; exteriorul aparatelor a fost atacat de mai multe cursuri de apă, în general mici.

Cercetările geologice la care ne putem referi în regiunea examinată sînt acele ale lui ȘT. GHICA-BUDEȘTI, rămase în manuscris ¹⁾ ale lui I. TREIBER și A. GÖTZ, parte publicate (4) parte în manuscris ¹⁾ și ale lui I. GRIGORE, recentul « Studiu geologic și petrografic asupra Munților Gurghiului » (3).

ȘT. GHICA-BUDEȘTI consideră că aparatele vulcanice sînt niște mari caldere și identifică în interiorul lor o serie de formațiuni care ar reprezenta vechi coșuri vulcanice. Este subliniat caracterul stratovulcanic al aparatelor și autorul menționează existența piroclastitelor pînă aproape de buza acestora.

¹⁾ ȘT. GHICA-BUDEȘTI. Prospekțiuni geologice asupra regiunii Ciumani—Șumuleu—Tătarca (Ciuc). Manuscris arh. Com. Geol. 1939.

A. GÖTZ. Vulcanologia și petrografia regiunii Seaca—Bacta din Munții Gurghiului. Manuscris arh. Com. Geol. 1951.

A. GÖTZ. Contribuții la geologia văii Seaca din Munții Gurghiului. Manuscris arh. Com. Geol. 1954.

I. TREIBER. Raport asupra cercetărilor geologice din Munții Gurghiului de sud. Manuscris arh. Com. Geol. 1951.



Conform cu ideile mai vechi ale lui Z. TÖRÖK privind existența unui «fundament subvulcanic preefuziv» — idei exprimate prima oară după studiul Munților Călimani — I. TREIBER și A. GÖTZ recunosc, în mod invariabil, în cercetările lor, «un simbur subvulcanic» — partea centrală a aparatelor — peste care se dispun lave de foarte numeroase tipuri și breicii. Rocile subvulcanice sînt considerate a fi preefuzive; succesiunea ar fi deci: subvulcanic — vulcanic. Desenul hărților lor are aspectul normal, simetric, pe care îl impune, de altfel morfologia¹⁾.

I. GRIGORE, referindu-se în realitate numai la partea sudică și estică a Munților Gurghiu și nu la întreg masivul, prezintă o hartă în care rocile piroclastice ocupă o suprafață imensă, situație care nu corespunde realității; în masa lor sînt desenate foarte simetric mai multe nivele de lave în jurul aparatelor vulcanice.

Descrierea rocilor

Studiul petrografic al rocilor din Munții Gurghiu constituie o problemă complexă a cărei rezolvare ne propunem să o prezentăm abia mai tîrziu. Datele pe care le prezentăm acum nu reprezintă decît o încercare de sistematizare a informațiilor pe care le posedăm, de fixare a liniilor generale ale problemei. S-ar părea, poate, curios că începem cu ceea ce ar trebui să constituie sfîrșitul, o sinteză; trebuie să atragem atenția însă că în situația din Munții Gurghiu, fără preocuparea permanentă de a reuni diversele tipuri petrografice în complexe mai largi, fără încercarea continuă de a sesiza aceste complexe chiar în dauna cunoașterii complete și exacte a tipurilor și subtipurilor care le alcătuiesc, este aproape inevitabilă căderea într-un extrem detaliu care să nu mai permită obținerea imaginii de ansamblu. Conform cunoștințelor noastre de pînă acum, rocile constituate ale părții sudice și estice a Munților Gurghiu pot fi prezentate în modul următor:

Complexul andezitelor cu hornblendă brună este constituit din roci cu aspecte variate, în cadrul cărora nu s-au putut contura deocamdată în mod definitiv niște tipuri deosebite. Alcătuirea mineralogică a rocilor este caracterizată prin prezența hornblendei brune, căreia i se adaugă, în cantități variabile, piroxeni; masa fundamentală este hemicristalină. Uneori rocile au și olivină, dar prezența ei sporadică și foarte neregulată nu a permis, deocamdată, separarea unei roci olivinice. Prezența rocilor cu structură bazaltică este de asemeni evidentă, dar n-au putut fi separate pe teren asemenea forme. Rocile holocristaline sînt în schimb destul de bine individualizate. Ele sînt constituite dintr-o asociație de cristale de feldspat plagioclaz și hornblendă brună, în general cu dimensiuni moderate.

¹⁾ În articole apărute ulterior prezentării lucrării de față, I. TREIBER renunță aproape complet la ideea «fundamentului subvulcanic preefuziv».



Complexul andezitelor cu hornblendă verde are ca element petrografic principal un andezit în care, într-o pastă larg dezvoltată, constituit din numeroase baghete de feldspat plagioclaz, dispuse cvasi fluidal, și sticlă, se găsesc fenocristale, în general mici, de feldspat și hornblendă verde. Pornind de la acest tip fundamental ușoare variații în alcătuirea mineralogică și în structură determină următoarele aspecte:

a) Roci macroporfirice, caracterizate prin dimensiuni excepționale ale fenocristalelor de hornblendă; de cele mai multe ori, rocile de acest fel au o evidentă textură fluidală.

b) Roci holocristaline — diorite porfirice — cu hornblendă abundentă (cu marginile opacizate), într-o masă cu aspect general granular, constituită din cristale de feldspat plagioclaz; la crearea caracterului porfiric contribuie atât hornblenda, cât și feldspatul.

c) De foarte multe ori cristalele de hornblendă sînt rezorbite total sau parțial, determinînd în felul acesta un alt aspect foarte răspîndit al rocii.

d) În sfîrșit, un al patrulea tip de rocă din acest complex este determinat de intervenția piroxenilor în compoziția mineralogică. În totalitatea cazurilor, prezența acestora este legată de rezorbirea hornblendei; considerînd aceste roci ca reprezentînd momentul de schimbare a compoziției magmei andezitelor cu hornblendă verde, le-am înglobat în complexul acestora.

Complexul andezitelor cu hipersten și augit este evident mai omogen decît celelalte. Roci conținînd hipersten și augit într-o pastă de obicei hemicristalină, uneori cu textură fluidală, prezintă foarte puține varietăți. Una dintre acestea este aceea cu caracter holocristalin, care de altfel este și singura care poate fi conturată pe teren. Uneori compoziția mineralogică a rocilor este complicată prin apariția cristalelor de hornblendă rezorbită; numărul mic al acestora, păstrarea tipului structural, permite considerarea acestor forme de rocă în cadrul complexului rocilor piroxenice, interpretîndu-le ca prime aparițiuni înaintea momentului de fixare definitivă a caracterului magmelor din care urma să se consolideze aceste roci.

Examenul macroscopic permite sevizarea a două aspecte ale rocilor, aspecte care se datoresc aproape în întregime alterării superficiale. O mare parte a rocilor este de culoare cenușie și cu un caracter granular ceva mai accentuat; ele apar totdeauna în baza acestui complex și este de presupus că o alterare superficială de mai lungă durată le-a dat această înfățișare. Corespunzînd absolut aceleiași compoziții mineralogice și aceleiași structuri și texturi, rocile ultime ale complexului sînt totdeauna de culoare neagră, complet proaspete.

În formele holocristaline, rocile piroxenice sînt constituite într-un agregat de feldspați și augit.



Rocile piroclastice participă în foarte mare măsură la alcătuirea regiunii; poziția lor geometrică — corespunzând de altfel totdeauna poziției lor în structura aparatelor vulcanice — permite separarea clară a patru nivele.

Piroclastitele inferioare sînt reprezentate prin micro-aglomerate — în bună parte probabil lapilli — și cinerite. Alternanța acestora poate separa mai multe orizonturi din fiecare. Starea de înaintată alterare a materialului — bentonitzare pentru cinerite — constituie caracterul cel mai evident al rocilor. Culorile albă, gălbuie, roșcată, corespund de la caz la caz unor bentonitizări, caolinizări, limonitizări. În fragmentele acestor roci au putut fi identificate andezite cu hornblendă brună și șisturi cristaline.

Primul nivel al piroclastitelor intermediare (vezi figura 1) este reprezentat aproape numai prin aglomerate; acestea se caracterizează prin participarea importantă a blocurilor cu dimensiuni mari. În cazurile este vorba de fragmente colțutoate roase prinse într-o masă fundamentală fină, larg dezvoltată. Uneori se pot sesiza suprafețe de stratificație. În cadrul fragmentelor au fost identificate diverse forme de andezite cu hornblendă verde și hornblendă brună.

Al doilea nivel al piroclastitelor intermediare este constituit din roci asemănătoare, din punct de vedere textural, aceleora din primul nivel, caracterizate prin prezența fragmentelor mari și a suprafețelor de stratificație. Existența fragmentelor de roci piroxenice, destul de rare însă, constituie elementul lor specific.

Piroclastitele superioare sînt constituite aproape exclusiv din fragmente de andezite piroxenice; dimensiunile acestora sînt în general mici.



Piroclastite intermediare
(șoseaua Gheorghieni—Praid).

Repartizarea rocilor pe suprafața cercetată

Repartizarea rocilor pe suprafața cercetată prezintă numeroase și evidente caractere de regularitate, determinate de structura aparatelor vulcanice în diverse stadii de conservare. Ne mărginim, deocamdată, să prezentăm cîteva date care să formeze o idee generală despre modul de apariție al rocilor, deoarece vom reveni cu detalii în descrierea structurii regiunii.

Complexul andezitelor cu hornblendă verde apare în trei zone: el constituie întreg bazinul de recepție al văii Secuiului, întreg bazinul de recepție al văii Șumălăului (V. Nagy Lok) și partea superioară a versantului ce coboară



din Vf. Ciumani spre NW în valea Mureșului. Porțiunea acoperită de andezite cu hornblendă verde la izvoarele văii Putnei ia fost numai atinsă de cercetările noastre.

În V. Secuiului și în V. Șumulăului, dyke-uri constituite din andezit holocristalin cu hornblendă verde se dispun, de cele mai multe ori, după direcția NW—SE.

Complexul rocilor cu hornblendă brună acoperă: cursul mijlociu al pîrîului Secuiului și regiunea văii Bakta; Vf. Borzont, pînă în pasul Bucin și V. Putnei; cursul inferior și mijlociu al văilor Ferăstraelor, Mihai, care coboară din regiunea vîrfului Ciumani spre NE; versantul care coboară spre S din regiunea vîrfului Șumuleul Mic. În toate aceste zone, rocile se prezintă în formele normale ale unor curgeri.

Străbătînd andezitele cu hornblendă verde, în bazinul văii Șumulăului se găsesc trei evidente dyke-uri în care roca se prezintă în aspecte holocristaline: ele se dispun după direcția N—S sau NE—SW, evident deosebit față de dyke-urile celorlalte roci.

Complexul andezitelor piroxenice ocupă trei suprafețe foarte întinse: creasta Seaca—Frățileasa—Tătarca, spre S pînă în pasul Bucin, iar spre E pînă în V. Mureșului; între văile Putnei și Șumulăului, din Vf. Șumulăul Mare spre N; zona al cărui punct central îl formează Vf. Ciumani, dezvoltată spre N și E pînă în bazinul Gheorghieni, iar spre S în bazinul văii Senete. Un mic petec de lave acoperă creasta în vecinătatea vîrfului Șumulăul Mic.

În numeroase puncte, din V. Secuiului și pînă în V. Șicasău, se găsesc dyke-uri orientate NW—SE.

Rocile piroclastice acoperă suprafețe mai reduse. Piroclastitele inferioare apar în V. Vesago, la izvoarele văii Putnei și pe marginea nordică a masivului, între văile Șumulăului și Mihai. Primul nivel al piroclastitelor intermediare apare în cursul mijlociu al văii Secuiului, în lungul văii Borzont și în V. Creanga Mare în bazinul văii Șumulăului, în V. Ferăstraelor și în V. Șicasău. Al doilea nivel al piroclastitelor intermediare este reprezentat prin benzi înguste în jurul aparatului Seaca-Tătarca, atît în interiorul cît și în exteriorul acestuia. Piroclastitele superioare apar în vecinătatea vîrfului Seaca Mare, chiar în creastă, și în bazinul văii Sobasei, între cele două forme principale menționate ale rocilor complexului piroxenice.

Sucesiunea produselor vulcanice

Din corelarea diverselor informații — poziții geometrice, elementele din rocile piroclastice, etc. — am ajuns la următoarea înțelegere a succesiunii rocilor:

Piroclastitele inferioare constituie cele mai vechi produse vizibile; ele apar de sub andezitele cu hornblendă brună și de sub cele piroxenice.



Rocile cu hornblendă verde par a fi început să apară imediat după aceste piroclastite; formarea lor a cuprins, probabil un foarte mare interval de timp, deoarece în masa lor se intercalează primul nivel al piroclastitelor intermediare (care este și cel mai gros), iar sub ele — cel puțin sub o parte din ele — și stînd peste acest nivel de piroclastite, apare și complexul de roci cu hornblendă brună. Considerăm deci că rocile cu hornblendă brună sînt contemporane primelor efuziuni de andezite cu hornblendă verde, iar piroclastitele primului nivel intermediar le-au urmat imediat. Dyke-urile, atît cele din roci cu hornblendă brună cît și cele din roci cu hornblendă verde, sînt formate, evident, ulterior aspectelor efuzive.

Trecerea de la complexul rocilor cu hornblendă verde la acela al rocilor piroxenice este marcat de al doilea orizont al piroclastitelor intermediare. Apariția andezitelor piroxenice reprezintă, în sfîrșit, ultima etapă a vulcanismului din regiune; un moment exploziv, de mică importanță, întrerupe efuziunile caracteristice acestor roci. Dyke-urile străbat curgerile.

Structura regiunii

Datorită eroziunii foarte puțin avansate, aspectele morfologice constituie o oglindire fidelă a structurii geologice; această situație a fost de multă vreme subliniată dar, din păcate, nu s-a mers mult mai departe. Existența unor mari aparate vulcanice foarte bine conservate uneori — considerate a reprezenta niște caldere — iată la ce se reduceau pînă acum cunoștințele asupra Munților Gurghiu.

O foarte mare parte din datele geologice pe care le prezentăm se înscriu în aceste structuri majore cunoscute, constituind justificarea geologică a interpretării lor, care pînă acum nu avea decît un suport morfologic. O altă parte, reprezentînd elemente de detaliu, constituie completări ale imaginii acestei structuri, completări de importanță principală însă. În sfîrșit, o a treia parte a datelor reprezintă elemente despre a căror existență aspectele morfologice nu dăduseră nici o indicație.

Aparatul vulcanic Seaca-Tătarca reprezintă cea mai interesantă parte a regiunii cercetate; el este unul din cele mai bine conservate aparate din regiunile noastre vulcanice. O creastă aproape perfect circulară închide pe 350° bazinul de recepție al văii Secuiului. Întreaga parte centrală este constituită din andezit cu hornblendă verde; în cîteva puncte au putut fi identificate dykeuri, dar care nu sînt, cu siguranță, singurele existente. În imediata vecinătate a crestei se găsește un nivel subțire de piroclastite, a cărui continuitate — despre care nu ne îndoim — n-a putut fi pusă însă în evidență; el apare și la exteriorul aparatului, la o schimbare a unghiului de pantă, datorită diferenței de înclinare între lăvele superioare și aceste piroclastite. Lăvele piroxenice superioare prezintă suprafețe de curgere cu direcții tangențiale la conturul crestei și înclinări radiare spre exterior. La S de



Vf. Seaca Mare, chiar în creastă, piroclastitele superioare sînt reprezentate printr-un foarte mic petec.

În partea nordică, acolo unde aparatul a fost spart, pot fi observate formațiuni mai vechi. Primul nivel de piroclastite intermediare are aici o repartizare deosebit de sugestivă; două zone laterale — indicînd foarte clar poziția acestora în structura aparatului — se reunesc în una singură, care reprezintă orizontul la care se dezvoltă piroclastitele în lungul văii Secuiului. În aceeași zonă nordică eroziunea a descoperit și complexul andezitelor cu hornblendă brună. Piroclastitele primului nivel intermediar apar și în V. Borzontului și V. Creanga Mare.

Repartizarea diverselor roci în zona Seaca—Tătarca pune foarte bine în evidență, prin simetria ei, unitatea aparatului vulcanic. Această unitate ne obligă să acceptăm că în zona centrală a acestuia se găsește, în profunzime, canalul de alimentare care a funcționat pînă în ultimele momente; deși el nu este vizibil, datorită materialului de umplutură care îl acoperă, noi nu ne îndoim de existența sa. Momentul exploziei maxime se plasează în intervalul de timp al apariției andezitelor cu hornblendă verde.

Craterul Șumulăului are o structură mai puțin pusă în evidență, deși aspectele morfologice sînt la fel de sugestive și aici. Interiorul aparatului vulcanic este alcătuit din andezite cu hornblendă verde. De sub ele apare o foarte mică zonă de piroclastite ale primului nivel intermediar: andezitele cu hornblendă verde sînt străbătute de dyke-uri din roci cu hornblendă verde și hornblendă brună.

În partea nordică, în lungul văii care drenează aparatul, andezitul cu hornblendă verde continuă să apară și în afara craterului. În părțile estică și vestică se dezvoltă, începînd de la creastă, lavelle piroxenice; spre S nu se găsește decît un petec de asemenea roci, în timp ce o altă bună parte a crestei este constituită din andezite cu hornblendă brună. Existența complexului de roci cu hornblendă brună la această altitudine, și în această poziție, pare a indica existența unor proeminențe inițiale ale reliefului, care n-ar fi fost, poate, niciodată acoperite de lavelle ulterior apărute. Dispunerea lavelor piroxenice la exteriorul aparatului, cu suprafețe de curgere indicînd în mod evident proveniența lor din zona centrală, nu lasă nici o îndoială asupra unității aparatului vulcanic și asupra modului de eliberare a lavelor.

În zona vîrfului Ciumani există indicații privind prezența unui alt aparat vulcanic. Bazinul de recepție al văii Sobasa reprezintă, așa cum arată atît morfologia cît și suprafețele de curgere a lavelor, pe creastă, un aparat vulcanic; el este alcătuit numai din roci ale complexului piroxenic. Oarecare indicații asupra asemănării de structură a acestui aparat cu cele descrise anterior se pot obține din examinarea versantului nord-estic al masivului (văile Mihai, Ferăstraelor, și cele alăturate) pe care eroziunea, mai activă, a scos la zi complexe de roci cu hornblendă verde și hornblendă brună. Este posibil însă ca în această zonă — bazinul de recepție al



văii Ferăstraelor — să ne găsim în fața unui alt aparat vulcanic, de dimensiuni mult mai mici și mai intens erodat, așa cum acceptă Șt. GHICA-BUDEȘTI.

Aparatele vulcanice prezentate pînă acum, reprezintă, dacă nu în mod exclusiv, creația, cel puțin aspectul determinat de ultima parte a activității vulcanice. Asupra modului de desfășurare a vulcanismului înaintea apariției andezitelor cu hornblendă verde, avem destul de puține indicații. Piroclastitele inferioare nu pot fi, decît în mod impropriu, considerate ca fundament; ele reprezintă mărturia unei activități vulcanice mai vechi, care trebuie să fi fost destul de complexă, judecînd după elementele pe care acestea le conțin. În afară de aparatele deja descrise, avem oarecari indicații numai despre vulcanismul corespunzător momentelor de eliberare a lavelor cu hornblendă brună. Regiunea Vf. Borzont reprezintă foarte probabil un aparat care, încetîndu-și activitatea mai devreme, a rămas constituit numai din asemenea produse și a suferit o accentuată eroziune. Din Vf. Borzont, care corespunde canalului de alimentare, diverg o serie de culmi cu pante foarte line. Participarea piroclastitelor la alcătuirea acestei regiuni este foarte redusă; ele reprezintă primul nivel intermediar. Dinspre N ca și dinspre S, produsele mai noi ale aparatelor Seaca—Tătarca și mai ales Șumulău au acoperit într-o oarecare măsură fostul con vulcanic din zona vîrfului Borzont.

Un ultim element care poate fi menționat în caracterizarea structurii regiunii — și pe care, îl menționăm numai, fără a trece la generalizări prea largi — îl reprezintă direcțiile diferite după care se dispun dyke-urile diverselor roci, marcînd astfel două principale serii de fracturi: NW—SE și NE—SW (cu ușoare oscilații în jurul acestor direcții), Concordanța de orientare a dyke-urilor andezitelor cu hornblendă verde și andezitelor piroxenice constituie un indiciu despre apropierea în timp a momentelor de formare a celor două categorii de roci, separă de acestea momentul de apariție a andezitelor cu hornblendă brună. Direcția NW—SE a primei categorii de dyke-uri se încadrează în liniile structurale mari ale regiunii.

După cum s-a constatat din cele expuse pînă acum, am interpretat aparatele vulcanice din zonele Seaca—Tătarca, Șumulău și Ciumani ca niște cratere normale; cum în mod obișnuit acestea au fost prezentate în literatură drept caldere — excepțînd bineînțeles lucrările lui I. TREIBER și A. GÖTZ — este necesar să facem unele precizări în această problemă.

« Problema calderelor este una din cele mai grele probleme ale vulcanismului » afirma WOLFF în lucrarea sa clasică asupra fenomenelor vulcanice (5), subliniind astfel dificultățile de interpretare a unor asemenea forme. Termenul de calderă a fost utilizat în literatura vulcanologică pentru a desemna acele aparate vulcanice la care craterul este atît de mare încît între diametrul său și celelate dimensiuni ale aparatului nu mai există relații normale (în mod curent, în America latină și Spania, calderă se numește orice crater, indiferent de dimensiune); se înțelege că stabilirea unei limite între calderă și crater a fost de la început o problemă discuta-



bilă. La separarea acestor noțiuni a contribuit însă interpretarea dată calderelor: acestea ar fi provenit în urma unei foarte puternice explozii care ar fi aruncat în aer întreaga parte superioară a conului vulcanic. Cum însă ulterior s-a constatat că unele dintre caldere considerate tipice — așa ca « La Palma » — sînt în realitate rezultatul eroziunii, în forma lor actuală, și că altele au provenit în urma unor prăbușiri — așa cum ar fi Kilauea sau aceea în care se găsește Mauna Loa — a devenit necesară o revizuire a problemei. WOLFF împarte calderele în: de prăbușire, de explozie și de eroziune, subliniind dimensiunile lor excepționale: 23/14 km (Aso-Japonia), 11/17 km (Santorin), 16/20 km (Idjen-Iava), 6,5/6,5 (Tengger — Iava), 5,6/4 km (Kilauea). Dezvoltînd această idee a calderelor de explozie și de prăbușire, CLOOS (1) arată că formarea calderelor este ultimul stadiu al dezvoltării vulcanilor explozivi — prin explozie — ca și a celor efuzivi — prin prăbușire. Caldera reprezintă însă, în același timp, o formă inițială pe care se dezvoltă apoi o a doua generație vulcanică; acesta este astăzi conținutul noțiunii de calderă.

Aparatele vulcanice descrise anterior din Munții Gurghiu nu corespund din nici un punct de vedere noțiunii de calderă; dimensiunile ceva mai mari ale craterelor unora dintre ele nu reprezintă un argument suficient pentru a le interpreta în acest mod. Este evident că acestea au provenit în urma unor explozii mai puternice, dar evoluția vulcanilor după această explozie nu corespunde evoluției unei caldere. Deși fenomenele vulcanice au continuat și după aceste mari explozii, ele nu s-au concretizat în apariția unor noi aparate în interiorul vechilor aparate; craterul a funcționat mai departe ca atare. Instalarea unor aparate noi în fostul crater ar fi trebuit să conducă fie la umplerea acestuia cu produse noi — lucru care nu se constată, lavelle cele mai noi găsindu-se numai la exteriorul vulcanilor — fie că dezvoltarea acestora ar fi trebuit să atingă dimensiuni excepționale, pentru ca prin simpla eliberare a lavelor, acestea să poată curge pe clinele vechiului con vulcanic; în acest caz însă, eroziunea ar fi trebuit să distrugă toată această parte nouă foarte dezvoltată, lucru imposibil de acceptat. Concluzia care se impune este aceea că avem în față niște cratere obișnuite, unele cu dimensiuni foarte mari; este însă foarte probabil ca la crearea dimensiunilor actuale, eroziunea internă în crater, centripetă, să fi jucat un rol important. Pentru că deci, în accepțiunea modernă a lui CLOOS, o calderă reprezintă o formă inițială pentru un nou mod de dezvoltare a vulcanului, pentru că în Munții Gurghiu aparatele și-au continuat activitatea în același mod și după explozia maximă, considerăm că este indicat să utilizăm pentru ele, termenul de crater.

Desfășurarea activității vulcanice

Desfășurarea activității vulcanice în aceste regiuni ale Munților Gurghiu poate fi, în mod schematic, prezentată în modul următor:



Începuturile activității vulcanice nu sînt cunoscute, dar este de presupus că au existat atunci atît momente efuzive cît și explozive; acestea din urmă sînt în mod direct reprezentate prin piroclastitele inferioare, în timp ce existența primelor trebuie să o presupunem, datorită prezenței mai multor tipuri de roci în produsele de explozie. Piroclastitele inferioare reprezintă însă, în ansamblu, un vechi nivel de eroziune.

O etapă deosebit de importantă o reprezintă apariția rocilor cu hornblendă verde; ea s-a desfășurat probabil pe un interval de timp destul de larg. Primele momente sînt caracterizate prin apariția simultană a unor roci cu hornblendă brună, eventual continuarea apariției acestora dintr-un moment anterior. Spre mijlocul acestui interval de timp, un moment exploziv foarte puternic crează un important nivel de roci piroclastice și probabil și trăsăturile principale ale structurii actuale. Acestuia îi urmează o nouă fază efuzivă, pentru ca încheierea apariției rocilor cu hornblendă verde să fie marcată de o a doua serie de explozii, mai puțin intense însă.

Activitatea vulcanică se încheie prin eliberarea unor lave andezitice cu hipersten și augit, cu caractere generale bazice; ele acoperă astăzi suprafețe importante de teren. Apariția lor s-a făcut în cadrul vechilor structuri.

Activitatea postvulcanică s-a concretizat în unele zone de transformare — caolinizare, silicifiere — a rocilor. Aceste zone prezintă în general întinderi reduse și numai cu totul excepțional, la acest nivel foarte superficial, accesibil observației, ele prezintă aspecte interesante. Faptul că ele sînt foarte limitate, precum și unele observații asupra apropierii în spațiu dintre aceste zone și dyke-uri, par să indice și o legătură genetică — de cale de acces spre suprafață a materialului de natură magmatică — între aceste două categorii de formațiuni.

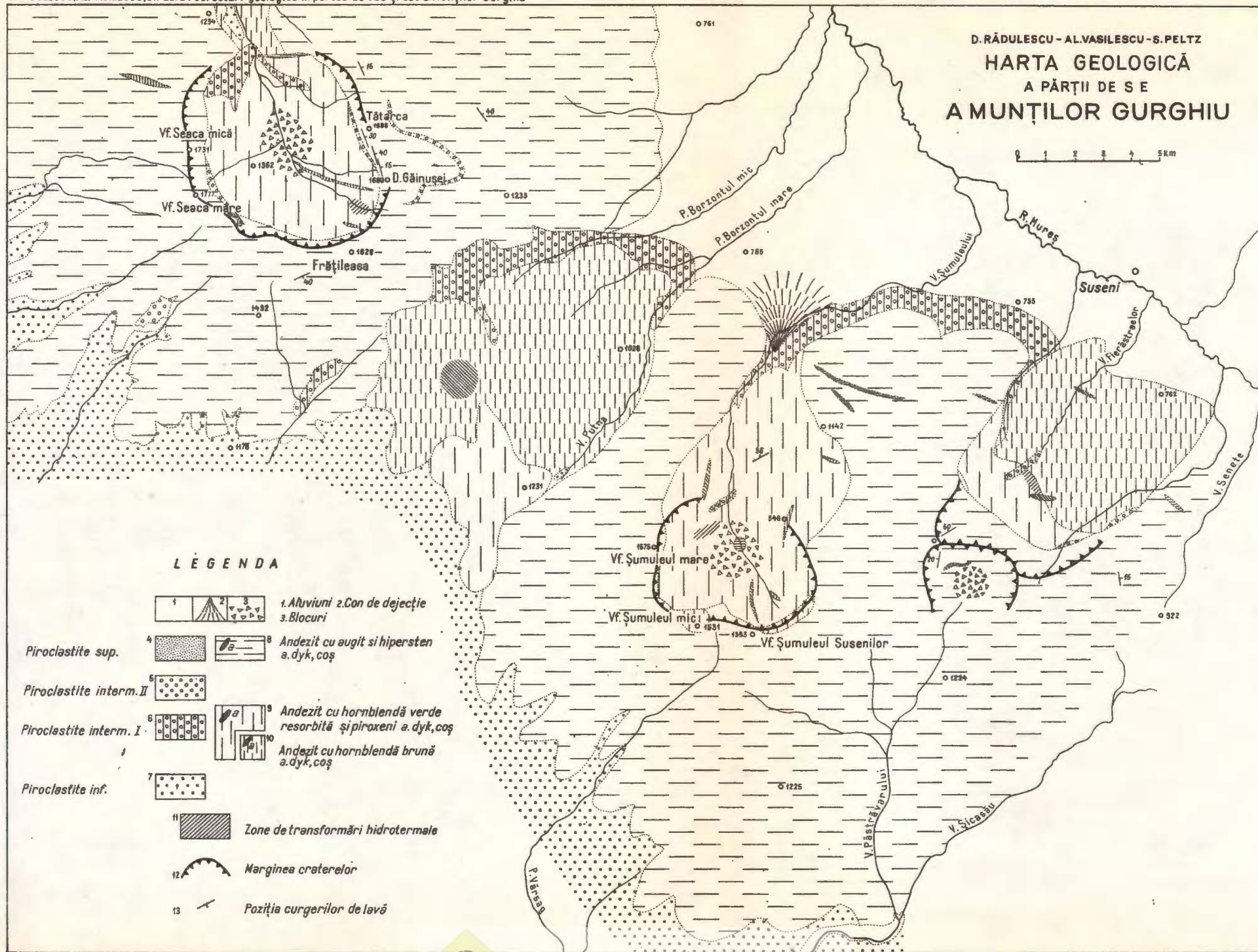
BIBLIOGRAFIE

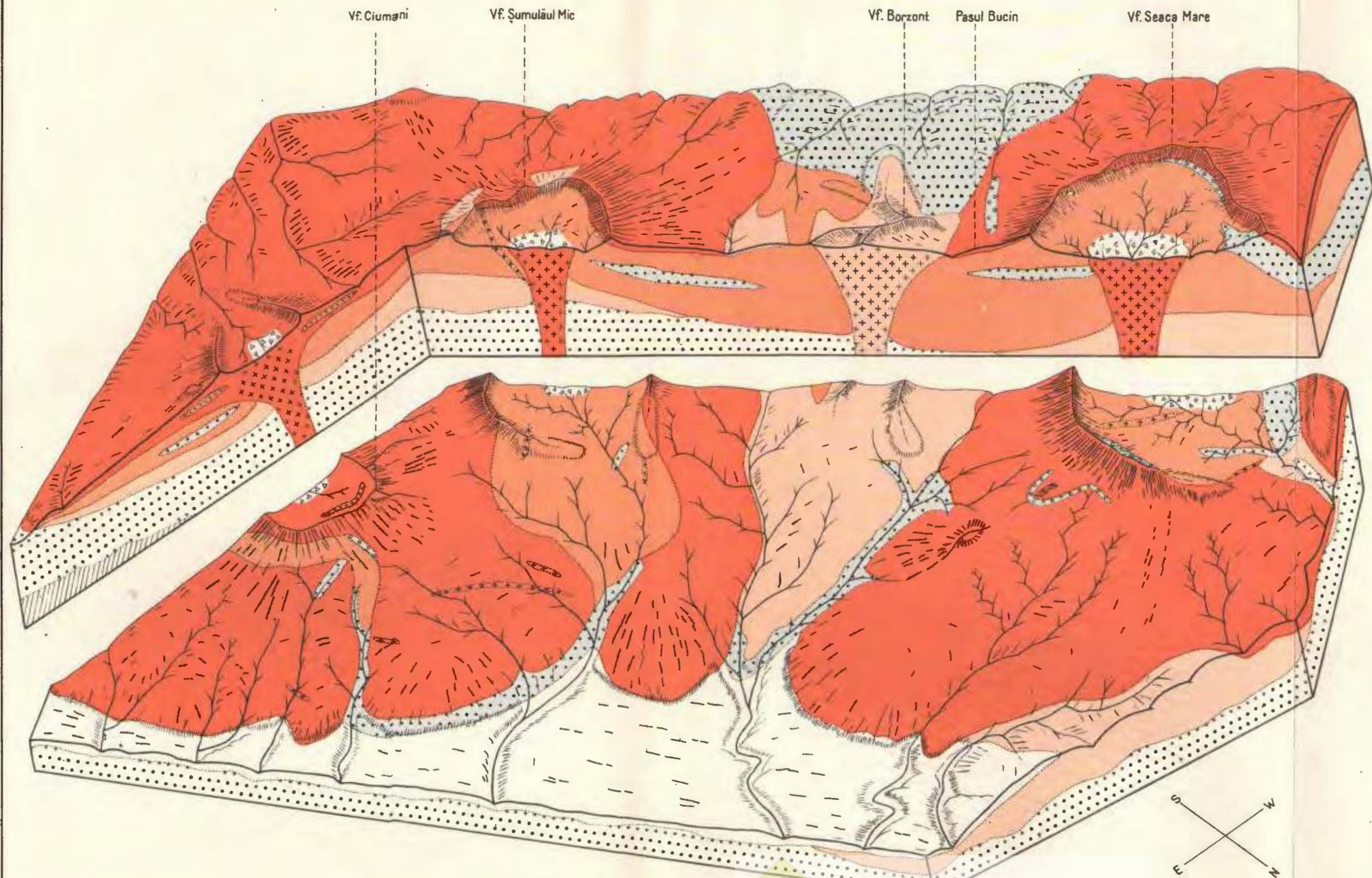
1. CLOOS H. Einführung in die Geologie, Berlin 1936.
2. GÖTZ A. Dare de Seamă asupra regiunii Sovata—Praid. *D. S. Com. Geol.*, XL (1952—1953), București 1956.
3. GRIGORE I. Studiu geologic și petrografic asupra Munților Gurghiuului. București 1957.
4. TREIBER I. Vulcanologia și tectonica Munților Gurghiu de SW. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952), București 1955.
5. WOLFF F. v. Der Vulkanismus. Stuttgart 1914, 1923.



D. RĂDULESCU - AL. VASILESCU - S. PELTZ
HARTA GEOLOGICĂ
A PĂRȚII DE S E
A MUNȚILOR GURGHIU

0 1 2 3 4 5 km





D.RĂDULESCU, AL.VASILESCU, S.PELTZ
**STRUCTURA GEOLOGICĂ
 A PĂRȚII DE S E
 A MUNȚILOR GURGHIU**

0 1500 3000 4500 m

LEGENDA

- | | | | | | |
|------------------------------|---|--|------------------------------|---|--|
| Piroclastite superioare | 1 | | Andezite piroxenice | 5 | |
| Piroclastite intermediare II | 2 | | Andezite cu hornblendă verde | 6 | |
| Piroclastite intermediare I | 3 | | Andezite cu hornblendă brună | 7 | |
| Piroclastite inferioare | 4 | | Fundament | 8 | |
| | | | Coș, dyk | 9 | |

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮЖНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЯХ ГОР ГУРГИУ

Д. РЭДУЛЕСКУ, А. ВАСИЛЕСКУ, С. ПЕЛЦ

(Краткое содержание)

Горы Гургиу — как и горы Кэлиман и Харгита, представляют собой зону, очень мало подвергшуюся эрозии, вследствие чего смогли сохраниться морфологические облики, характерные для вулканических зон. В Северо-восточной части последних находятся — за исключением кальдеры Фынчел-Лэпушна — все остальные вулканические аппараты, составляющие эти горы.

Размеры вулканических аппаратов в общем очень большие; настоящие диаметры кратеров — в 3, 4, 5 км. являются результатами центростремительной эрозии, во внутренней части последних. Это обстоятельство подтверждается сохранением на дне кратеров отложений делювиальных россыпей, сползших со стен кратеров, не будучи еще удалены рекой, которая дренирует эту зону. Вопреки своим очень большим размерам, аппараты не являются собственно кальдерами, как их принято было считать, так как во внутренней их части не было обнаружено проявлений новой вулканической генерации, но установлено, что пни-циальный аппарат продолжал нормально свою деятельность до последних моментов.

В образовании области входят комплексы андезитов *а)* с зеленой роговой обманкой, *б)* с коричневой роговой обманкой, *в)* с гиперстеном и авгитом и 4 уровнями пирокластитов; последние обособляются очень точно, как своим геометрическим положением, так и своим петрографическим характером. Порядок выявления этих пород следующий: нижние пирокластиты — андезиты с коричневой и зеленой роговой обманкой, в обрамлении последних, прослежены пропластки первого уровня промежуточного пирокластита, — второй уровень промежуточных пирокластитов — андезиты с гиперстеном и авгитом, в массе которых выявляются высшие пирокластиты.

Модуль распределения этих пород, на исследуемой поверхности, очень нагляден: подчеркивается наличие вулканических аппаратов и расшифруется их структура. Необходимо заметить то обстоятельство, что нижние пирокластиты составляют платформу, представляющую старый уровень эрозии в продуктах более древней вулканической деятельности; за исключением последних, все остальные типы пород должны



быть отнесены к деятельности вышеописанных вулканических аппаратов. Кроме течения лав и пирокластических пород, были идентифицированы и многочисленные дайки с очень правильным расположением по направлению СЗ—ЮВ и СВ—ЮЗ.

Наглядным примером исследованной области является вулканический аппарат Сяка-Тэтарка, представляющий самую очевидную структуру, с участием всех типов указанных выше пород. В остальных случаях расшифровка структур является более тяжелой, вследствие очень широкого развития, которому подверглись последние продукты, андезиты с гиперстеном и авгитом, перекрывающие более древние элементы.

Определение геологической структуры вулканических аппаратов Гор Гургиу, установление их пластовулканического характера содействует опровержению мнения, по которому зона Гор Кэлиман-Гургиу-Харжита якобы находится на субвулканическом доэффузивном фундаменте.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ, ЧЕРТЕЖА И КАРТЫ

РИСУНКИ

Переходные пирокластиты (Дорога Георген-Пранд).

ЧЕРТЕЖ

Геологическая структура юго-восточной части гор Гургиулуй.

1, верхние пирокластиты; 2, переходные пирокластиты — II; 3, переходные пирокластиты I; 4, нижние пирокластиты; 5, пироксеновые андезиты; 6, андезиты с зеленой роговой обманкой; 7, андезиты с бурой роговой обманкой; 8, фундамент; 9, жерло; дайка.

КАРТА

Геологическая карта юговосточной части гор Гургиулуй

1, аллювиальные отложения; 2, конусы выноса; 3, глыбы; 4, четвертичные отложения; 5, андезиты с пироксеном (а, жерло и дайки); 6, верхние пирокластиты; 7, переходные пирокластиты II; 8, андезиты с авгитом и гиперстеном (а, жерло, дайка); 9, андезиты с зеленой роговой обманкой (а, жерло, дайка); 10, андезит с бурой роговой обманкой (а, жерло, дайка); 11, зоны гидротермального превращения; 12, окаймления кратеров; 13, положение лавовых потоков.



RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LA PARTIE SUD ET EST DES MONTS GURGHIU

PAR

D. RĂDULESCU, AL. VASILESCU, S. PELTZ

(Résumé)

Les Monts Gurghiu — de même que les monts Călimani et Hărghita — représentent une zone dans laquelle l'érosion peu avancée a permis la conservation des aspects morphologiques caractéristiques des zones volcaniques. Dans la partie SE on rencontre, à l'exception de la « caldera » de Fîncel — Lăpușna, tous les appareils volcaniques qui constituent ces monts.

En général, les appareils volcaniques accusent de très grandes dimensions; la plupart des actuels diamètres des cratères (3,4,5, km) sont le résultat de l'érosion centripète. Au fond des cratères s'est conservé le matériel provenu des parois et qui n'a pas été encore entraîné par le ruisseau qui draine cette zone. Quoique les dimensions soient très grandes, les appareils ne représentent pas des « calderas », comme les considéraient plusieurs auteurs; à l'intérieur il n'existe pas une nouvelle génération volcanique mais l'appareil initial a continué son activité normale jusqu'aux dernières manifestations.

La composition de la région comporte des complexes d'andésite à hornblende verte, à hornblende brune et à hypersthène et augite, et quatre niveaux de pyroclastites; ces dernières sont nettement individualisées autant par leur position géométrique que par leurs caractères pétrographiques. L'ordre de l'apparition de ces roches est le suivant: pyroclastites inférieures — andésites à hornblende brune et andésites à hornblende verte, dans la masse desquelles interviennent des pyroclastites intermédiaires; pyroclastites intermédiaires — andésites à hypersthène et augite, dans la masse desquelles apparaissent les pyroclastites supérieures.

Le mode de répartition de ces roches dans la zone étudiée souligne l'existence des appareils volcaniques et en démontre leur structure. Il faut retenir que les pyroclastites inférieures constituent une plate-forme qui représente un ancien niveau d'érosion situé dans les produits d'une activité volcanique plus ancienne. À part les coulées de laves et les roches pyroclastiques les auteurs ont identifié de nombreux dykes à disposition ordonnée, orientés NW—SE et NE—SW.

Dans la région étudiée l'appareil volcanique Seaca—Tătarca accuse la structure la plus évidente avec la participation de tous les types de roches mentionnés plus haut. Dans les autres cas, la structure est plus difficile à déchiffrer vu le large développement des andésites à hypersthène et augite qui couvrent les éléments plus anciens.



La détermination de la structure géologique des appareils volcaniques des Monts Gurghiu et l'établissement de leur caractère stratovolcanique contribuent à infirmer les opinions selon lesquelles la zone des Monts Călimani—Gurghiu—Hărgăhita serait emplantée sur un « soubassement subvolcanique pré-effusif ».

EXPLICATION DES FIGURES, DE LA PLANCHE ET DE LA CARTE FIGURES

Pyroclastites intermédiaires I (route Gheorghieni—Praid).

PLANCHE

Structure géologique de la partie sud-est des Monts Gurghiu.

1, pyroclastites supérieures; 2, pyroclastites intermédiaires II; 3, pyroclastites intermédiaires I; 4, pyroclastites inférieures; 5, andésites pyroxéniques; 6, andésites à hornblende verte; 7, andésites à hornblende brune; 8, soubassement; 9, cheminée, dyke.

CARTE

Carte géologique de la partie sud-est des Monts Gurghiu.

1, alluvions; 2, cônes de déjection; 3, blocs; 4, dépôts quaternaires; 5, andésites à pyroxène (a, cheminée et dyke); 6, pyroclastites supérieures; 7, pyroclastites intermédiaires II; 8, andésite à augite et hypersthène (a, cheminée, dyke); 9, andésite à hornblende verte (a, cheminée, dyke); 10, andésite à hornblende brune (a, cheminée, dyke); 11, zones de transformations hydrothermales; 12, bord des cratères; 13, position des coulées de lave.



DATE GEOLOGICE TEHNICE ASUPRA GABBROURILOR DE LA IUȚI¹⁾

GOGU PÎRVU

Zăcămintul care face obiectul lucrării de față este situat pe malul stîng al Dunării, între comuna Svinița și satul Tișovița, la cca 35 km S de orașul Orșova. El ocupă o serie de culmi (Cioca, Maslat, Slatina, Cioca Belova, etc.) care se desprind din ramura sudică a munților Almașului și care se întind spre S și SW, pînă în malul stîng al Dunării, unde se opresc brusc. Roca ce se exploatează aci este cunoscută în literatura geologică existentă sub numele de « gabbrou de Iuți », după numele pîrîului Iuți, care străbate zăcămintul longitudinal.

Primele informații asupra gabbroului le deținem de la A. BOUÉ (1836), care în urma unei excursii făcute în Banat menționează gabbrourele de Iuți și serpentinele de la Tișovița. Au urmat apoi o serie de lucrări, fie cu caracter local, fie cu caracter mai general, datorite lui: A. TIETZE, F. SCHAFARZIK și A. STRECKEISEN. Aportul important în studiul geologic și petrografic asupra gabbrourilor de Iuți, în ansamblul lor, revine însă Prof. AL. CODARCEA, care rezolvă o întreagă serie de probleme referitoare atît la succesiunea stratigrafică, la variațiile litologice, cît și la vîrsta formațiunilor din această parte a Banatului.

Dintre lucrările recente cu referire la zăcămintul cercetat, menționăm aci lucrarea lui GR. RĂILEANU și rapoartele echipelor geologice din cadrul Comitetului Geologic și Întreprinderii de Prospekțiuni, echipe din care au făcut parte C. GHEORGHIU, I. BERCIA și E. BERCIA.

Geologia zăcămintului

Zăcămintul de gabbrouri de la Iuți se prezintă sub forma unui masiv eruptiv, înconjurat de serpentine la NE, de formațiunile permienne la W, iar la S se afundă sub apa Dunării sau sub aluviunile acesteia. În partea de NE, unde întâlnește

¹⁾ Comunicare în ședința din 28 martie 1958.



serpentinele, masivul nu are o limită net distinctă, pe linia de contact observându-se adesea întrepătrunderi din ambele părți și întâlnindu-se frecvent fișii înguste de piroxenite (dialag). În partea de W masivul se afundă sub depozitele permiane, cu gresii roșii în bază, sau sub porfirele cuarțifere, dovedindu-se prin aceasta vârsta antepremiană a masivului.

În general, zăcămintul se dezvoltă pe direcție NE-SW, atingând lățimea maximă de cca 4 km în partea de NE și minimă în partea de SW, unde se îngustează treptat până la 2 km. El se prezintă sub formă de bancuri puternice, ușor dirijate spre NE, formate din gabbrouri proaspete de culoare cenușiu-închisă sau cenușiu-negricioasă și din gabbrouri saussuritizate și uralitizate, a căror culoare variază între cenușiu-verzui și cenușiu închis.

În ansamblul său, zăcămintul prezintă numeroase fracturi, iar pe planele acestora alterația roci este extrem de accentuată, avînd ca rezultat o intensă sericitizare, formare de carbonați magnezieni și calcici, precum și a unei mari cantități de hidroxid de fier.

Gabbroul proaspăt se întâlnește frecvent pe V. Iuți, V. Lomore și pe versantul drept al văii Tisovița. El este alcătuit din cristale bine dezvoltate de plagioclaz și dialag, la care se asociază uneori o cantitate variabilă de olivină. Adesea, în masa gabbroului se observă concentrații aproape exclusiv feldspatice (plagioclazite) și piroxenice (sau piroxenite), care ating dimensiuni centimetrice. În centrul carierei Iuți se observă o lentilă de gabbrou pegmatoid, în care cristalele de dialag apar cu dimensiuni cuprinse între 5—6 cm.

Fenomenele de saussuritizare și uralizare sînt destul de frecvente, acestea întâlnindu-se uneori chiar în gabbrourele proaspete. De aici reiese că între gabbrourele nealterate și cele saussuritizate și uralitizate este o trecere continuă.

În secțiunile microscopice, roca apare alcătuită din cristale mari de feldspat și din minerale melanocrate, uneori complet transformate în actinot. Structura este holocristalin-inechigranulară, iar textura masivă.

Feldspatul este un plagioclaz bazic (labrador cu 62% An), maclat după legea albit și albit-periclin. Este bine individualizat, cu contururi xenomorfe; la contact cu olivina dă pelicule kelfitice și este dantelat de golfuri umplute cu clinozoit asociat cu prisme de actinot.

Piroxenul (dialagul) este parțial transformat în uralit și se prezintă în cristale bine dezvoltate, la care se observă clivajul suplimentar al dialagului. Atît hornblenda cît și epidotul, care reprezintă produsul de transformare prin hidratare, pătrund între cristalele roci sau le traversează sub formă de filonașe, cu dispoziție neregulată. În secțiune, cuarțul apare foarte rar; de asemenea olivina.

Produsele secundare sînt legate de o fază de hidrotermalizare. Uneori se observă cuiburi în care clinozoitul este asociat cu cloritul. De asemenea, a mai fost observată prezența pistasilului.



Zăcămintul de gabbrou de la Iuți este străbătut de numeroase filoane leucocrate, constituite din apлите, oligoclazite, porfire cuarțifere cu microclin și chiar din cuarț curat, precum și de filoane melanocrate, de lamprofire. Asemenea filoane se pot vedea:

În deschiderile de la E de marea carieră Iuți, filoane mai ales leucocrate, de orientări după două direcții aproape perpendiculare;

În peretele vestic al aceleiași cariere, unde își face apariția un mare filon de lamprofire orientat aproape N—S și cu căderi spre E;

În versantul stîng al văii Iuți, la cca 2 km de gura acesteia, unde apare un filon de apлите cenușii-roșcate, orientate NW—SE;

Pe firul văii Selski, unde apare un filon de apлите roșietice puternic zdrobit;

În vîrfurile culmii Cioca Belova și partea de E a culmii Cracul Pietrosului, unde la contactul gabbroului cu serpentinele își face apariția un filon de apлите și unul de porfire cuarțifere, acesta din urmă traversînd V. Tisoviței;

În versantul drept al V. Iuți, respectiv în culmea despărțitoare dintre vale și șoseaua națională, unde se observă separații neregulate de apлите, străbătute transversal de un sistem de filoane paralele de lamprofire orientate NW—SE. De asemenea, trebuie menționat filonul serpentinic de pe versantul drept al orașului Gasin.

Zăcămintul de gabbrou de la Iuți este acoperit în cea mai mare parte de sol. Numai în centrul său se întîlnesc două benzi de depozite sedimentare care, prin fauna ce o conțin, indică prezența Tortonianului. Benzile de depozite sedimentare sînt foarte înguste, atingînd în unele locuri cîteva sute de metri și au grosimea cuprinsă între 1—10 m. Ele stau discordant fie direct peste fundamentul gabbroic, fie peste brexia acestuia și sînt alcătuite din microconglomerate cenușii-gălbui, peste care urmează un orizont de gresii nisipoase, friabile și nisipuri gălbui-murdare, în alternanță cu strate subțiri de marne șistoase cenușii sau cenușii-negricioase. În aceste orizonturi și în deosebi în orizontul microconglomeratelor s-au întîlnit resturi fosile, foarte fragile, de: *Conus dujardini* DES., *Fusus hørnesi* BELL., *Turritella* cf. *turris* BAST., *Natica helicina* BRACH., *Arca* sp., *Ostrei*, etc., determinate pentru prima dată de FR. SCHAFARZIK. Asupra poziției Tortonianului trebuie menționat că în timpul Paleogenului și Miocenului inferior și mediu, gabbroul de Iuți a constituit un uscat care a fost intens erodat. Odată cu Tortonianul, el s-a scufundat, depunîndu-se formațiunile neogene care stau discordant peste fundamentul gabbroic, ca și pe sedimentele mai vechi.

Geneza și condițiuni de zăcămint

1. *Geneza*. Conform descrierilor făcute de petrografii și geologii anteriori, gabbrourele de Iuți au luat naștere dintr-o magmă ofiolitică, prin diferențiere. C. GHEORGHIU susține că primele roce care s-au separat din magma bazică au fost gabbrourele, care s-au format la periferia masei magmatice, unde răcirea a fost



mai rapidă. Restul topiturii mai bazice s-a răcit treptat, cu procese de licuație și diferențiere prin cristalizare, rezultând dunitele, werlitele, etc. Ca diferențiate, s-au separat de o parte plagioclazitele, iar de alta piroxenitele.

După consolidare, gabbrourele au fost străpunse pe liniile de slabă rezistență de soluții diferențiate ultrabazice sau acide, rezultând filoanele amintite la geologia zăcămintului.

1. *Condițiuni de zăcămint.* Masivul de gabbrouri de la Iuți are o dezvoltare foarte mare, ocupînd dealurile Cioca Maslat, Slatina, Cioca Belova, Cioca Hajduța, Lomore și Cracul Pietrosului, dealuri în care rocele gabbroice află în cea mai mare parte. El se prezintă sub forma unui masiv fragmentat în blocuri paralelipipedice uriașe, cu grosimi vizibile cuprinse între 10 și 100 m. Formele paralelipipedice sînt rezultatul puternicelor fracturi ce afectează zăcămintul și datorită cărora acesta suferă un intens proces de alterație din cauza apelor superficiale care se infiltrează pe aceste direcții. Partea superioară a zăcămintului prezintă de asemenea o zonă de alterație, avînd o grosime vizibilă de cca 4 m. Peste această zonă stau formațiunile neogene sau depozitele acoperitoare noi (solul). Zona de alterație, formațiunile neogene și solul, acolo unde există, alcătuiesc discoperta zăcămintului. Aceasta are o grosime cuprinsă între 1—4 m, iar în porțiunile unde apar depozitele neogene ea depășește 10 m grosime.

Caracteristicile fizico-mecanice

În scopul determinării în laborator a caracteristicilor fizico-mecanice ale gabbroului de Iuți, s-a abatut cu explozivi o cantitate de rocă, din care s-au cioplit manual un număr de calupuri. Din acestea s-au confecționat, prin tăiere cu gaterul și cu polizorul, epruvete în formă de prisme, cuburi și forme speciale, pentru determinarea rezistențelor la eforturi de compresiune, încovoiere, etc. Aceste caracteristici au fost determinate prin încercări de laborator conform STAS 730-49, după care s-a încercat o încadrare a gabbroului în diferite grupe și categorii ale clasificărilor existente, iar din rezultatele obținute s-au tras concluziile de ordin practic.

Deoarece epruvetele sînt confecționate din blocuri detașate din carieră cu explozivi, nu este exclusă posibilitatea existenței unor microfisuri în interiorul acestora, datorite șocului undelor explozive, astfel încît nu este exclus ca aceste microfisuri să fi influențat rezultatele obținute. Epruvetele confecționate au fost supuse la încercări și analize pentru determinarea următoarelor caracteristici fizice și mecanice:

1. *Caracteristicile fizice:*

a) *Greutatea specifică γ_m* , a fost determinată prin metoda picnometruului, rezultînd valoarea medie $\gamma_m = 2,967 \text{ g/cm}^3$, iar



b) Greutatea volumetrică a fost determinată prin metoda măsurării directe a volumului și metoda determinării volumului cu balanța Mohr Westphall, obținându-se valoarea medie $am = 2,942 \text{ g/cm}^3$, valori din care rezultă că gabbroul se încadrează în categoria rocilor grele, pînă la foarte grele;

c) Compactitatea C_m s-a determinat cu relația $\frac{am}{a_s}$ (în %), rezultînd valoarea medie $C_m = 97,87\%$, iar

d) Porozitatea n s-a determinat cu relația $n = 1 - C$ (în %), rezultînd valoarea $2,10\%$,

valori din care rezultă că gabbroul de Iuți se încadrează în categoria rocilor compacte cu fisuri strîmte. Deci, el nu este permeabil sau, cel mult, este permeabil numai grație fisurilor produse în diverse locuri ale roci, însă și în acest caz fisurile nu sînt destul de continue pentru ca apa să poată circula;

e) Absorbția de apă an a fost determinată numai la presiune și temperatură normală, înregistrîndu-se valoarea $an = 0,35\%$, iar

f) Saturația cu apă N s-a determinat cu relația $N = \frac{an_s}{n}$ (în %), obținîndu-se valoarea $N = 6,5\%$,

valori care confirmă că gabbroul face parte din categoria rocilor compacte. Menționăm că pentru determinarea absorbției și saturației s-a întrebuițat metoda de scufundare lentă a probei, astfel că aerul din pori se elimină în mare parte.

2. Caracteristicile mecanice:

a) Rezistența la compresiune R_c a fost determinată pe cuburi de $5 \times 5 \times 5 \text{ cm}$ în stare uscată, saturată și după îngheț-dezgheț, la temperatura de -15°C , folosîndu-se o presă hidraulică de 300 t, fabrica Losenhausen-Werk din Düsseldorf. În vederea obținerii unor date comparabile, sarcina aplicată asupra epruvetelor s-a exercitat cu o creștere constantă exprimată prin viteza de apropiere a fălcilor preseii de 5 mm/min , pînă la cedarea epruvetei. Un dispozitiv special electromecanic permite să se lucreze cu valori diferite de creștere a sarcinilor de încărcare, adică cu viteza de apropiere a fălcilor preseii de $10, 15, 20, 25$ și 30 mm/min .

Din rezultatele obținute, s-a constatat că gabbroul de Iuți se comportă ca o rocă tare, pînă la foarte tare, cu o rezistență la compresiune:

În stare uscată $R_{cum} = 1.721 \text{ kg/cmp}$,

În stare saturată $R_{esm} = 1.143 \text{ kg/cmp}$,

După îngheț-dezgheț $R_{cim} = 1.339 \text{ kg/cmp}$.

Din buletinele laboratorului, s-a observat că rezistența la compresiune variază uneori foarte mult de la o epruvetă la alta, ex.: buletinul 64 C, de la 1.602 kg/cmp sare la 3.236 kg/cmp , sau buletinul 64 A, de la 964 kg/cmp sare la 2.680 kg/cmp . Această diferență de rezultate se explică prin faptul că gabbroul de Iuți este diaclazat,



iar pe aceste diaclaze a suferit un intens proces de alterație și probabil că sarcina a fost aplicată pe zona alterată.

b) Coeficientul de tărie f a fost determinat prin relația $f = \frac{1}{100} \times R_c$, în care $R_c = 1.721$ kg/cmp (rezistența medie la compresiune)

$$f = \frac{1}{100} \times 1721 = 17,21$$

valoare din care reiese că din punct de vedere al perforării și abatării gabbroul de Iuți face parte din categoria rocilor cu un coeficient de tărie cuprins între 17–18, adică, după clasificarea lui M. M. PROTODIACONOV, face parte din categoria II a rocilor tari pînă la foarte tari.

După clasificarea lui F. P. SAVARITSCKI, care se bazează pe considerația că proprietățile principale care caracterizează rocile din punct de vedere tehnico-geologic sînt: proprietățile fizice, comportarea la acțiunea apei și proprietățile mecanice, gabbroul se încadrează în grupa A a rocilor compacte, dure, stîlcoase, practic incompresibile.

c) Rezistența la întindere (tracțiunea) a fost determinată pe epruvete de forme speciale (în formă de opt), secțiunea de rupere la mijlocul epruvetei avînd dimensiunile de $2 \times 2,50$ cm. Încercările s-au efectuat pe epruvete în stare uscată, rezultînd valoarea medie $R_{tm} = 101$ kg/cmp, valoare din care rezultă că rezistența la întindere este de 6% din rezistența la compresiune, adică foarte mică, așa că în aceste condițiuni nu trebuie să se folosească roca de cît cu foarte mare precauțiune.

d) Rezistența la încovoiere R_i a fost determinată cu ajutorul unor epruvete de formă prismatică, avînd lungimea de 25 cm și secțiunea 6×6 cm, conform normelor internaționale, aplicîndu-se relația $\frac{3}{2} \cdot \frac{Pl}{bh^2}$, în care:

P = sarcina de încărcare în kg;

l = distanța între repere (20 cm sau 10 cm);

b = înălțimea secțiunii transversale a epruvetei;

h^2 = lățimea secțiunii transversale a epruvetei.

Sarcina s-a aplicat pe epruvete în stare uscată și saturată, distanța între repere de 10 și 20 cm, obținîndu-se valorile:

În stare uscată cu 10 cm între repere

$$R_{im} = 193 \text{ kg/cmp,}$$

În stare saturată cu 10 cm între repere

$$R_{ism} = 110 \text{ kg/cmp,}$$

În stare uscată cu 20 cm între repere

$$R_{ium} = 133 \text{ kg/cmp,}$$

În stare saturată cu 20 cm între repere

$$R_{ism} = 71 \text{ kg/cmp,}$$



valori din care rezultă că rezistența la încovoiere este de 11 % din rezistența la compresiune, ceea ce arată că roca are o rezistență la încovoiere mediocră.

e) Rezistența la forfecare R_f s-a determinat pe epruvete în formă de bastonașe prismatice, cu lungimea de 20 cm și secțiunea de $1,5 \times 1,5$ cm, conform normelor. Încercările s-au făcut pe epruvete în stare uscată și, saturată, obținându-se valorile:

În stare uscată $R_{fu} = 268$ kg/cmp,

În stare saturată $R_{fs} = 250$ kg/cmp,

valori din care reiese că rezistența la forfecare este de 14,7 % din rezistența la compresiune, depășind limita superioară a cifrei admise de STAS (12 %).

f) Coeficientul de înmuiere a fost determinat prin relația $\frac{R_{cu} - R_{cs}}{R_{cu}}$ și este egal cu 20,17 %, iar

g) Coeficientul de gelivitate a fost determinat cu relația $\frac{R_{cu} - R_{ci}}{R_{cu}}$ și este egal cu 23,27 %, valori din care rezultă că roca este gelivă.

CARACTERISTICILE FIZICO-MECANICE ALE GABBROULUI DE IUȚI

Caracteristicile fizice	Greutatea specifică medie	m	= 2,967 g/cmc
	Greutatea volumetrică medie	am	= 2,942 g/cmc
	Compactitatea	Cm	= 97,87 %
	Porozitatea	n	= 2,10 %
	Absorbția de apă	an	= 0,35 %
	Saturația la umezire normală	N	= 6,5 %
Caracteristicile mecanice	Rezistența la compresiune:		
	în stare uscată	R_{um}	= 1.721 kg/cmp
	în stare saturată	R_{sm}	= 1.143 kg/cmp
	după îngheț-dezghet	R_{im}	= 1.339 kg/cmp
	Rezistența la întindere	R_{tm}	= 101 kg/cmp
	Rezistența la încovoiere:		
	în stare uscată cu 10 cm între repere	R_{im}	= 193 kg/cmp
	în stare saturată cu 10 cm între repere	R_{is}	= 110 kg/cmp
	în stare uscată cu 20 cm între repere	R_{iu}	= 133 kg/cmp
	în stare saturată cu 20 cm între repere	R_{is}	= 71 kg/cmp
	Rezistența la forfecare:		
	în stare uscată	R_{fu}	= 262 kg/cmp
	în stare saturată	R_{fs}	= 250 kg/cmp
	Coeficientul de înmuiere		= 20,17 %
	Coeficientul de gelivitate		= 20,27 %



Din cele de mai sus reiese că gabbroul de Iuți este o rocă destul de tare și rezistentă, iar absorbția și saturația sînt aproximativ reduse. Acestea fac ca gabbroul să fie considerat ca o bună rocă pentru construcție și, în deosebi, ca o bună rocă pentru lucrări decorative interioare și exterioare. Deoarece coeficientul de gelivitate este ridicat, este bine ca roca să nu fie întrebuințată la construcții ce iau contact cu apa.

ДАННЫЕ ПО ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ В СВЯЗИ С ГАББРОВЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЕМ В МЕСТНОСТИ ЮЦ

ГОГУ ПЫРВУ

(Краткое содержание)

Габбровый изверженный массив местности Юц, расположен на левом берегу Дуная между селами Свиница к СЗ и Тисовица к ЮВ. Он окружен: на СВ серпентином, на западе перьмскими образованиями, а на юге он погружается под наносы и под русло Дуная. В зоне соприкосновения с серпентинитами трудно провести точную границу между ними, так как тут часто наблюдаются выступы и выемки в виде фестонов и узкие полосы пироксенитов.

Изверженный массив имеет удлиненную форму и простирается с СВ к ЮЗ, северо-восточная часть, самая широкая (в 4 км), а юго-западная — самая узкая (в 2 км). Наблюдается множество трещин, в которых породы сильно изменены, там находятся: серицит, углекислый магний, углекислый кальций и окись железа в большом количестве.

В общих чертах массив состоит из темно-серого или черноватого габбро и из соссуритизированных и уралитизированных габбро зелено-серого или темно-серого цвета. Неизмененное габбро часто встречается в долинах: Юц, Ломоре и Тисовица и состоит из грубых кристаллов плагиоклазов и диаллага, к которым иногда присоединяется и оливин. Часто наблюдаются чисто полевошпатовые или пироксенитовые скопления (плагиоклазиты) или (пироксениты); их кристаллы достигают размеров в несколько сантиметров — диаллаг имеет 6—7 см.

Структура полнокристаллическая неравномернозернистая, а текстура — массивная.



Массив испещрен множеством лейкократовых жил, заполненных аплитом, олигоклазитом, кварценосным порфиром с микроклином и даже чистым кварцем, а также и мелано-кратовыми-лампрофировыми жилами.

В своей центральной части он подстилает две полосы осадочных отложений, относящихся по своей фауне к тортону. Полоса этих отложений очень узка — 100—300 м, их мощность достигает от одного до десяти метров и они состоят из желтовато-серых микроконгломератов и из рыхлого песчаника серовато-желтого цвета, чередующегося с тонкими слоями мергелистых сланцев — черновато-серого цвета.

Генезис.

Габбро из местности Юц образовалось при процессе дифференциации офиолитовой магмы. Первыми выделились габбро по краям магматической массы, где охлаждение было более быстрым. Остальная часть сплава, являющаяся по своему составу более основной, охлаждалась постепенно во время процесса ликвации и дифференциации и кристаллообразования. В результате дифференциации были выделены плагиоклазиты и пироксениты. После консолидации через габбро проникли вдоль линий наименьшего сопротивления ультраосновные или кислые растворы.

Физико-механические свойства.

В лаборатории были определены: средний удельный вес — равный $\gamma_m = 2,967$ г/куб. см; средний объемный вес $\gamma_{ам} = 2,942$ г/куб. см; плотность $S_m = 97,87$ %; пористость $n = 2,10$ %; насыщенность $N = 6,5$ %; абсорбция $a_n = 0,35$ %; сопротивление сжатию в сухом виде $R_{cu} = 1,721$ кг/кв. см; в насыщенном виде $R_{cs} = 1,143$ кг/кв. см; после замораживания и оттаивания $R_{ci} = 1,339$ кг/кв. см.

Было также высчитано сопротивление растяжению $R_t = 101$ кг/кв. см; сопротивление изгибу $R_i = 193$ кг/кв. см; сопротивление срезу $R_f = 268$ кг/кв. см; коэффициент образования морозобойных трещин равен 23,27 %.

На основании этих данных порода включается в категорию очень тяжелых пород, оказывающих сильное сопротивление при сжатии и имеющих высокий коэффициент образования морозобойных трещин, вследствие микроскопических трещин, которыми испещрено габбро. Габбро считается благоприятной породой для строительства и в особенности для внутреннего и внешнего декорирования помещений. Ввиду высокого коэффициента образования морозобойных трещин не рекомендуется применять его для сооружений, которые приходят в соприкосновение с водой.



DONNÉES GÉOLOGIQUES TECHNIQUES SUR LE GISEMENT DE GABBRO DE IUȚI

PAR

GOGU PÎRVU

(Résumé)

Le massif éruptif du gabbro de Iuți est situé sur la rive gauche du Danube, entre les localités Svinița au NW et Tisovița au SE. Il est entouré par des serpentines au NE, des formations permienes à l'W tandis qu'au S il plonge sous les alluvions et les eaux du Danube. Au contact avec les serpentines il est difficile d'en tracer la limite distincte, étant donné qu'entre le massif éruptif et les serpentines on observe de fréquentes interpénétrations et d'étroites bandes de pyroxénites.

Le massif accuse une forme allongée en direction NE—SW, ayant la largeur maximum (4 km) dans la partie NE et minimum (2 km) dans le SW. Il présente de nombreuses fissures, dans les plans desquelles la roche est très altérée, de sorte que l'on observe de la séricite, des carbonates magnésiens et calciques et de grandes quantités d'hydroxydes de fer.

En général, le massif est formé de gabbros de couleur gris foncé ou gris noirâtre et de gabbros saussuritisés et ouralitisés, dont la couleur varie du gris verdâtre au gris foncé. Le gabbro non altéré apparaît fréquemment dans les vallées de Iuți, Lomore et Tisovița, étant constitué par de grands cristaux de plagioclase et de diallage, auxquels s'associe parfois l'olivine. Souvent on observe des concentrations feldspathiques (plagioclases) ou pyroxéniques (pyroxénites), les cristaux atteignant des dimensions centimétriques. La structure est hollocristalline — inéchigrenue et la texture massive.

Le massif est traversé par de nombreux filons leucocrates formés d'aprites, d'oligoclases, de porphyres quartzifères et même de quartz pur, ainsi que des filons mélanocrates — lamprophyres.

Dans la partie centrale, ce massif supporte directement deux bandes de dépôts sédimentaires, lesquels par leur faune indiquent la présence du Tortorien. Ces dépôts sont très étroits (100—300 m), accusent une épaisseur entre 1 m et 10 m et sont constitués par des microconglomérats gris jaunâtre et des grès sableux friables, en alternance avec de minces couches de marnes schisteuses.

Le gabbro de Iuți a pris naissance par différenciation d'un magma ophiolitique. Les gabbros se sont différenciés initialement, se séparant à la périphérie de la masse magmatique, où le refroidissement a été plus rapide. Le reste du magma fondu, plus basique, s'est consolidé graduellement avec des processus de



liquation et de différenciation par cristallisation. Comme roches différenciées se sont séparées les plagioclases et les pyroxénites. Après la consolidation, les gabbros ont été traversés le long des lignes de faible résistance par des solutions différenciées ultrabasiques ou acides.

Caractéristiques physico-mécaniques. Au laboratoire on a déterminé: le poids spécifique moyen ($\gamma_m = 2,967 \text{ g/cm}^3$); le poids volumétrique moyen ($\gamma_{am} = 2,942 \text{ g/cm}^3$); la compaction ($C_m = 97,87\%$); la porosité ($n = 2,10\%$); la saturation ($N = 6,5\%$); l'absorption ($a_n = 0,35\%$); la résistance à la compression (à l'état sec $R_{cu} = 1.721 \text{ kg/cm}^2$, à l'état saturé $P_{cs} = 1.143 \text{ kg/cm}^2$ et après le gel-dégel $R_{ci} = 1.339 \text{ kg/cm}^2$).

On a déterminé également la résistance à la tension ($R_t = 101 \text{ kg/cm}^2$); la résistance à la flexion ($R_f = 193 \text{ kg/cm}^2$); la résistance au cisaillement ($R_s = 268 \text{ kg/cm}^2$) et le coefficient de gélivité ($23,27\%$).

Suivant les valeurs mentionnées plus haut, la roche est attribuée à la catégorie des roches lourdes — très lourdes, ayant une grande résistance à la compression et le coefficient de gélivité élevé à cause des microfissures qui sillonnent la roche. C'est pourquoi le gabbro est une roche indiquée pour les constructions et surtout pour les travaux décoratifs intérieurs et extérieurs. Étant donné le coefficient de gélivité élevé il est recommandable que la roche ne soit pas utilisée dans les constructions qui viennent en contact avec l'eau.





ASUPRA RHETICULUI DE LA BIGĂR (BANAT)¹⁾

DE
A. SEMAKA

În anul 1957 am examinat lucrările de prospecțiune și explorare executate la Bigăr de Întreprinderea de Stat pentru Explorări Miniere (I.S.E.M.), din Comitetul Geologic. Am avut prilejul de a colecta un bogat material paleobotanic, atât din forajele de pe Valea Dragosela Mică, cât și din lucrările miniere de pe Valea Sirinca.

Nota de față se referă la resturile de plante colectate în Valea Sirinca și la valoarea lor biostratigrafică.

Situația geografică a punctului fosilifer. Pe teritoriul comunei Bigăr, din Banatul de Sud, curge pîrîul Sirinca, ce se varsă în Dunăre lângă localitatea Cozla. Pe cursul superior al acestui pîrîu și anume la cca 2,200 km est (în linie dreaptă) de comuna Bigăr, se situează galeriile I.S.E.M. nr. 8 și nr. 9, în prezent abandonate. Materialul a cărui studiu constituie obiectul acestei note a fost cules de noi din haldele acestor galerii.

Condițiile geologice ale zăcămintului. Regiunea sinclinalului Bigăr — Rudăria îmbrățișează parte din terenurile sedimentare ale zonei danubiene Svinița — Svinecea și a făcut obiectul unor cercetări geologice încă din secolul trecut. GR. RĂILEANU (1953), în monografia sa asupra Banatului de sud-est, face o sinteză a tuturor cunoștințelor despre geologia regiunii. Autorul menționat prezintă și o descriere foarte amănunțită a Liasicului de la Bigăr. Din lipsă de fosile însă, partea inferioară a depozitelor liasice nu poate fi subdivizată decît pe baze lito-faciale (GR. RĂILEANU, 1953, fig. 26). Astfel, seria detritică a conglomeratelor de Cioaca Borii, ce inaugurează transgresiunea jurasică din regiune, este considerată ca aparținînd « probabil » Rheticului. Într-o lucrare mai recentă (GR. RĂILEANU, 1957), același autor revine asupra acestei probleme, aducînd noi argumente de ordin geometric (p. 8—9, tab. 2) pentru vîrsta rhetică a acestei serii.

¹⁾ Comunicare în ședința din 4 aprilie 1958.



Sucesiunea de depozite întîlnită în galeria I.S.E.M. nr. 9 spre baza terenurilor liasice, cuprinde efectiv termenii de bază ai seriei liasice. Din profilul întocmit de geologul I. CHIRIAC (I.S.E.M.), rezultă că deasupra conglomeratelor atribuite Permianului, urmează un pachet de gresii grosiere (microconglomeratice), gros de cca 30 m, în care se intercalează mai multe bancuri de marno-argile negre-cenușii, uneori noduloase. În aceste din urmă roci se află păstrate resturile de plante fosile pe care le-am găsit. Cum galeria nu a mai întîlnit o rocă identică pe altă porțiune traversată, se poate afirma cu certitudine că materialul pe care l-am examinat, cu toate că a fost colectat din haldă, provine din acest nivel.

Deasupra acestor conglomerate și marno-argile de vîrstă rhetică, urmează în continuitate de sedimentare o alternanță de gresii cenușiu-închis, micacee, și de argile cenușii pînă la negre, uneori foioase, în care se află intercalate și stratele cele mai inferioare de cărbune. Aceste roce aparțin părții medii și superioare a Liasicului inferior (după cum arată și GR. RĂILEANU, 1953).

Flora fosilă. În materialul colectat din roca descrisă am putut determina următoarele forme:

Equisetites münsteri STERNBERG (eșantioanele nr. 849, 854, 856, 857, 858, 864, 866, 870, 871, 873, 874, 875, 878, 881)

Equisetites sp. (eșantioanele nr. 859, 868)

? *Phlebopteris* sp. (eșantionul nr. 861)

Clathropteris sp. (an *meniscoides* BRONGNIART) (eșantionul nr. 875)

Thaumatopteris brauniana POPP (eșantioanele nr. 846, 851, 867, 872, 877)

Hausmannia sp. (eșantioanele nr. 862, 878)

? *Thinnfeldia* sp. (eșantionul nr. 869)

Podozamites cf. *mucronatus* HARRIS (eșantionul nr. 860)

Podozamites sp. (eșantionul nr. 876)

Baiera typus (eșantioanele nr. 870, 879)

Sphenobaiera sp. (an sp. n. ?) (eșantionul nr. 854)

Czekanowskia nathorsti HARRIS (eșantioanele nr. 852, 853)

? *Carpolithes typus* (eșantioanele nr. 848, 855, 858, 865, 875).

Este de remarcat că din cauza roci cu structură noduloasă, rocă ce prin alterare sub influența agenților atmosferici suferă o puternică dezagregare, multe dintre formele găsite nu au permis decît o determinare generică.

Considerații asupra vîrstei depozitelor. Exemplarele determinate numai generic și acelea a căror apartenență sistematică este încă dubioasă, nu pot fi luate în considerație pentru stabilirea unei vîrste mai precise; din această cauză le vom elimina din discuție. În felul acesta ne rămîn trei specii, a căror variație în scara stratigrafică este de un deosebit interes. Ele sînt:



1. *Equisetites münsteri* STERNBERG, reprezentată printr-un număr de 14 fragmente. Această formă se cunoaște numai din depozite rhetice din următoarele localități: Sternsham, Worcestershire (Anglia); Waidhofen (Austria); Dallefluh-Thunnersee (Elveția); Antulles (Autun), La Milardièr (Autun) (Franța); Bamberg, Bayreuth, Kulmbach, Erlangen, Baden, Hannover (Germania); Cap Stewart (Grönlanda); Sapuhin (Kaswin — Persia); Swietohrzyski, Gromadzice (Polonia); Höganäs, Helsingborg, Bornholm (Suedia).

2. *Thaumatopteris brauniana* POPP, reprezentată printr-un număr de cinci fragmente (în cea mai mare parte foliole sterile). Această formă se cunoaște din următoarele formațiuni și localități: Keuper — Lias, Franken; Rheto-Liasic, Scoresby Sound; Rhetic, Polonia; Liasic inf., Steierdorf, Brașov (Cristian ?), Rudăria.

3. *Czekanowskia nathorsti* HARRIS, reprezentată prin două exemplare. Această formă se cunoaște din următoarele formațiuni și localități: Rhetic, Scoresby Sound; Rheto-Liasic, Scoresby Sound.

Concluzii. Avînd în vedere prezența speciei rhetice *Equisetites münsteri* STERNBERG în depozitele de pe Valea Sirinca, trebuie să tragem concluzia că în baza Liasicului de la Bigăr există și Rhetic, dovedit paleontologic.

BIBLIOGRAFIE

1. RĂILEANU GR. Cercetări geologice în regiunea Svinița—Fața Mare. *Bul. Șt. Acad. R.P.R. Secț. Geol.-Geogr.*, V, 2, București 1953.
2. RĂILEANU GR. Considerațiuni generale asupra geologiei Banatului de Vest. *Anale Geol.-Geogr.* București 1957.

О РЭТСКОМ ЯРУСЕ В МЕСТНОСТИ БИГЭР (БАНАТ)

А. СЕМАКА

(Краткое содержание)

В галерее № 9 (Горнопромышленного предприятия И.С.Э.М.), расположенного в долине р. Серинка, в 2.200 километрах к востоку от местности Бигэр (Южный Банат) была обнаружена интересная ископаемая флора (стр. 174 румынского текста), которая доказывает впервые на палеонтологической основе присутствие рэтских отложений в основе трансгрессивно залегающих юрских отложений Дунайской области.



LE RHÉTIEN DE BIGĂR (BANAT)

PAR

A. SEMAKA

(Résumé)

Dans la galerie n° 9 (I.S.E.M.) de la Vallée de Sirinica, à 2.200 km est de Bigăr (Banat méridional) l'auteur a trouvé une flore mésozoïque particulièrement intéressante (page 174 du texte roumain), car, grâce aux espèces déterminées, c'est pour la première fois qu'on a pu établir sur des données paléontologiques la présence du Rhétien dans le domaine danubien, à la base de la série transgressive du Jurassique.



CONTRIBUȚII LA STUDIUL MIOCENULUI DIN BAZINUL BAHNA — ORȘOVA ȘI CULOARUL BALTA — BAIA DE ARAMĂ¹⁾

DE

FLORIAN MARINESCU, JOSEFINA MARINESCU

Abundența fosilelor, prezența unor strate de cărbuni, precum și interesantele probleme de geologie pe care le pune bazinul neogen al Bahnei au atras atenția cercetătorilor încă de mult timp. Totodată, căutându-se o legătură eventuală cu bazine neogene din regiuni învecinate, s-a studiat și depresiunea îngustă cuprinsă între Balta și Baia de Aramă.

Dificila problemă de stratigrafie pe care o pune vârsta stratelor cu cărbuni situate la partea inferioară a terenurilor neogene a dat naștere la păreri controversate, mai ales că această formațiune nu oferă argumente paleontologice concludente pentru o precizare de vîrstă.

Între primele lucrări asupra Bahnei trebuie menționate acelea ale lui GR. ȘTEFĂNESCU (15) care consideră depozitele terțiare dispuse concordant și cutate într-un sinclinal. M. DRĂGHICEANU susține, din contră, existența unei lacune de sedimentare și a unei tectonici antetortoniene; formațiunea cu cărbuni, pe care o atribuie Aquitanianului, ar fi fost cutată într-un sinclinal și acoperită apoi discordant de depozitele Miocenului superior cutate într-o fază ulterioară. Autorul presupune de asemenea existența unor cute și în vestul regiunii, sub Tortonian (2,3).

Principala lucrare din regiune este a Prof. GH. MACOVEI (9), care consideră bazinul ca avînd o sedimentare normală și continuă de la Burdigalian pînă la Sarmatianul inferior. Depozitele neogene au fost cutate apoi într-un sinclinal cu un flanc laminat și încălecat de Cristalîn, de-a lungul faliei Bahnei. Ulterior M. DRĂGHICEANU, comentînd părerile susținute pînă la acea dată, își menține punctul de vedere (4). Mult mai tîrziu GH. VOICU încearcă să argumenteze vîrsta formațiunilor pe baze micropaleontologice (19), recunoscînd formațiunea cu cărbuni de vîrstă oligocenă.

¹⁾ Comunicare în ședința din 4 aprilie 1958.



Noile date cu privire la stratigrafia Miocenului din Europa au făcut ca unii cercetători să redeschidă problema Burdigalianului de la Bahna¹⁾, presupunând că aici ar putea fi reprezentat Girondianul. În urma cercetărilor pe teren în decursul a două campanii am încercat să facem o orizontare a formațiunilor terțiare și să găsim argumente pentru soluționarea problemei ridicate de vîrsta depozitelor cu cărbuni.

Formațiunile terțiare ale Bazinului Bahna—Orșova apar dispuse într-un sinclinal asimetric, cu flancul sud-estic laminat, încălecat de Cristalin, de-a lungul faliei Bahnei. După cum reiese din harta Prof. AL. CODARCEA, sinclinalul se dezvoltă parte deasupra Cristalinului Pînzei getice, parte peste Autohtonul danubian, reprezentat prin granite de Ogradena și calcare mesozoice. Terenurile miocene dintre Balta—Baia de Aramă, depuse într-un culoar destul de îngust, au fost strîns cutate între depozitele mai vechi, apărînd astfel încadrate între două falii. Cum în nota de față ne-am propus numai discutarea stratigrafiei terenurilor terțiare, nu vom mai prezenta alte amănunte asupra tectonice.

Descrierea terenurilor neogene

Bazinul Bahna — Orșova. În acest bazin cea mai veche formațiune terțiară care a fost întîlnită pînă azi, formațiunea cu cărbuni, apare la zi pe o suprafață foarte restrînsă, în extremitatea nord-estică, pe teritoriul satului Bahna. Profilul cel mai complet și cel mai reprezentativ al formațiunii se află pe Og. Crovuri, în malul drept al căruia fusese instalat puțul de extracție al minei. Stratele din bază nu apar însă la zi, fiind acoperite de aluviunile riului Bahna; ele nu au putut fi cercetate decît într-o galerie transversală de către M. DRĂGHICEANU, care le-a clasat în prima din cele patru grupe de strate separate de el (3). Astfel, în bază se menționează o argilă micacee verzuie-roșcată, peste care se dispune o marnă bariolată cu fragmente de gips și argilă verzuie (vezi planșa). Deasupra acesteia, în malul drept al Bahnei, se găsesc argile fin nisipoase, în bază negricioase, apoi verzui și bariolate, cu o intercalație de nisip bun-roșcat (b), nisip alb-cenușiu cu elemente de pietriș (c), argilă cenușie-negricioasă cu fragmente de cărbune (d), nisip slab argilos gălbui, foarte micaceu (e). Toate stratele prezintă o direcție NNE—SSW, cu înclinări mergînd de la 25° în malul Bahnei, la 50° în sus, pe Ogașul Crovuri.

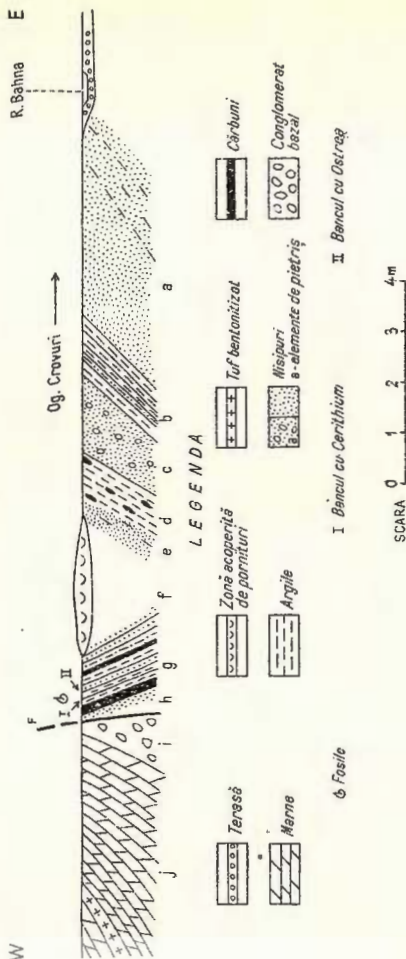
Urmează o porțiune acoperită cu pornituri și material provenit din săparea puțului de mină (f), după care întîlnim, înclinînd în sens invers, cu 70°—80° spre E, argile brune cu un strat de argilă cărbunoasă și cărbune (g), stînd peste un nisip argilos, galben-cenușiu, micaceu (h). Imediat deasupra stratului de cărbune se află un banc foarte fosilifer, în care predomină Ceriții, peste care se dispune un altul plin cu Ostrei mari. Mai sus pe vale, fie nisipul argilos cenușiu, fie

¹⁾ I. MOTAȘ. Date noi asupra Miocenului în Europa de Vest. Referat în șed. Com. Geol., 1957.



F. MARINESCU - JOSEFINA MARINESCU

FORMAȚIUNEA CU CĂRBUNI IN OG. CROVURI (BAHNA)



stratul cu cărbune, vin în contact cu pietrișuri verzui, conținând elemente colțuroase de Cristalin (i), peste care urmează marne cenușii (j) cu *Picnodonta navicularis* BROCC., *Leda* sp. și cu o intercalație de tuf (k).

Fauna din nivelele fosilifere situate peste stratul de cărbune, precum și fauna depozitelor corespunzătoare din culoarul Balta—Baia de Aramă cuprinde următoarele forme menționate până acum: *Ostrea crassissima* LK., *O. gingensis* DEFR., *Mytilus aquitanicus* MAY., *Arca* sp., *Cardium* sp., *Nerita picta* FER., *Turritella cathedralis* BRONGN., *Natica millepunctata* LK., *Natica helicina* BROCC., *Cerithium plicatum* BRONG., *Cerithium margaritaceum* BROCC., *Cerithium papaveraceum* BAST., *Cerithium lignitarum* EICHW., *Cerithium moravicum* HOERN., *Murex* sp., *Buccinum miocenicum* MICHT., *Buccinum nodosocostatum* HILB., *Buccinum ternodosum* HILB., *Buccinum haueri* MICHT., *Ancillaria glandiformis* LK., *Clavatula calcarata* GRAT., *Clavatula* aff. *emmae* R. HOERN., et A., *Clavatula descendens* HILB., *Pleurotoma jouanneti* DES MOUL., *Pleurotoma spinescens* PARTSCH.

Fauna colectată de autorii acestei note la Bahna cuprinde un număr mai restrâns de forme și anume:

Gryphaea (*Crassostraea*) *gryphoides crassissima* LK.

Cardium sp.

Clithon (*Vittoclithon*) *pictus pictus* FER.

Pirinella plicata papillata SDBGR.

Tympanotomus (*T.*) *margaritaceus* BROCC.

Terebralia bidentata bidentata DEFR.

Dorsanum (*D.*) *miocenicum* MICHT.

Perrona (*P.*) *jouanneti descendens* HILB.

Asupra vârstei acestei formațiuni, atribuită până azi Oligocenului, Aquitania-nului sau Burdigalianului, vom reveni mai departe.

O amănunțită cercetare a depozitelor mai noi decât formațiunea cu cărbuni ne-a dus la separarea mai multor entități litologice, care pe rama bazinului pot fi grupate într-un orizont inferior, cuprinzând nisipuri, argile, marne și calcare, și unul superior alcătuit din nisipuri și pietrișuri (vezi planșa).

1. *Orizontul inferior nisipos, cu argile, marne și calcare.* În cadrul acestui orizont se disting trei nivele și anume de jos în sus: a) cu marne și calcare; b) cu nisipuri, argile și marne; c) cu argile sistoase.

a) *Nivelul marno-calcaros.* Acest nivel are deseori în bază un conglomerat calcaros, deasupra căruia urmează calcare mai mult sau mai puțin detritice, fosilifere, în care se întâlnesc recifi coraligeni, uneori și cu *Lithothamnium* — calcarul de Curchia. Elementele ce alcătuiesc conglomeratele sînt remaniate numai din fundamentul de șisturi cristaline și granite de Ogradena situat în vecinătate.



Calcarul de Curchia nu formează totuși faciesul predominant al acestui nivel care este caracterizat mai ales prin prezența unor marne cenușii, uneori vineții, cu care se îndințează calcarele. Acolo unde acest nivel vine direct în contact cu formațiunea cu cărbuni, nu mai întâlnim conglomeratul calcaros amintit, ci în locul lui apare, ca în Og. Crovuri, un pietriș cu matrice argilooasă, ce conține o microfaună caracteristică pentru Tortonianul superior.

În acest nivel se găsesc principalele puncte fosilifere din bazin, pe Og. Țuchii și Og. Viilor, la Ilovița, pe Og. Tîrlui la Jupalnic, precum și pe Ogașul Curchia, cel mai cunoscut în literatura referitoare la Bazinul Bahna, din care a fost colectată bogata faună (243 specii) cercetată de TH. FUCHS și Prof. GH. MACOVEI. Materialul paleontologic ce am recolectat și determinat pînă acum cuprinde numeroase forme necitate în această regiune, așa încît inventarul faunei menționate crește considerabil¹⁾.

Corali

- + *Deltocyathus italicus*, M. EDW. et H.
- + *Flabellum roisyanum* M. EDW.
- + *Heliastrea defrancei* M. EDW. et H.
- + *Heliastrea conoidea* RSS.
- + *Heliastrea reussana* M. EDW.
- + *Solenastrea manipulata* RSS.

Serpula

- + *Serpula* sp.

Briozoare

- Eschara varians* RSS.
- Celleporaria foraminosa* RSS.

Scaphode

- + *Dentalium mutabile* DODERLEIN
- + *Dentalium bouei* DESH.
- + *Dentalium michelotii* M. HOERN.
- Dentalium badense* PARTSCH.
- Dentalium passerinianum* COCC.
- Dentalium novemcostatum* LAM.
- Siphonodentalium transilvanicum* BOETT.
- Fustiaria jani* M. HOERN.

¹⁾ Formele notate cu + apar și în lista prezentată de prof. G. MACOVEI.



Lamellibranchiate

- Nucula greppini* DESH.
Nucula sp.
Leda (*Cenibulus*) *fragilis* CHEMN.
Leda sp.
Bathyarca polyfasciata SISM.
Glycymeris (*Glycymeris*) *humila* (DESH.)
Glycymeris (*G.*) *pilosa* L.
Mytilus sp.
Brachyadonta (*Septifer*) *oblitus plioblitus* (SACCO)
+ *Lithodomus* (*Lithophagus*) *lithophagus* BONN.
Amussium cristatum badense (FONT.)
Variamussium aff. *fenestratus* FORB.
+ *Pecten* (*Macrochlamys*) *latissimus* BROCC.
Pecten (*M.*) *latissimus nodosiformis* DE SERRES.
Pecten vermistus GOLD.
Pecten sp. ex. gr. *P. bessi*
Chlamys elegans (ANDRZ.)
Chlamys angelonii MENNECHINI DE STEFANI et PANTARELLI
Chlamys aff. *ournali* DE SERRES.
Spondylus gaederopus deshaysi MICH.
+ *Spondylus crassica* LAM.
+ *Anomia ephyppium* L.
Anomia ephyppium hoernesi FOR.
Pycnodonta navicularis BROCC.
Crassatella (*Crassatella*) *moravica* M. HOERN.
Isocardia cor. LAM.
Linga (*Linga*) *columbella* LAM.
Linga (*L.*) aff. *borealis* FRIEDB.
Loripes (*Microloporipes*) *nivea* EICHW.
Anodontia globulosa hørnea (DESH.)
Dentilucina orbicularis rotundiloides SACCO.
Dentilucina brandei MAY.
+ *Chama gryphoides* L.
+ *Chama gryphina* LAM.
Meretrix sciwetilla DESH.
Venus (*Mioclausinella*) *sclerata* BRONN.
+ *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* OLIV.
Corbula (*V.*) *gibba curta* BROCC.



Cuspidaris elegantissima M. HOERN.

Jouannetia urens FONT.

Gasteropode

Fissurella (Papillaea) clypeata (GRAT.)

Monodonta (Monodontella) himatowiczi (BOETT.)

Leucorhynchia iricolor BOETT.

Leptothyra mamilla ANDRZ.

Diloma (Oxistele) orientalis (COSSM. et PEYR.)

Teniosstoma (Solariorbis) affine BOETT.

Turbo (Sarmaticus) mamillaris EICHW. (și opercule)

Astraea (Bolma) meynardi (MICH.)

Astraea (B.) perangulata spinosa (FRIEDB.)

Neritopsis radula L.

Melanella jeckelii BOETT.

Menestho (Pseudoscilla) miocaenica (BOETT.)

Strombiformus trulla BOETT.

Pseudomalaxis sp.

Turbonilla (Sulcoturbonilla) turricula (EICHW.)

Rissoa sp

Odostomia (Odostomia) elisabethae BOETT.

Odostomia conoidea BOETT.

Potamides (Ptychopotamides) papaveraceus (BAST.)

+ *Cerithium (Cerithium) europaem europaem* MAY.

+ *Cerithium (Tiaracerithium) zeuschneri zeuschneri* PUSCH.

Cerithopsis ulricae BOETT.

Cerithopsis elsol BOETT.

Turritella (Turritella) tricarinata BROCC.

Turritella (Haustator) tricinta BORS.

+ *Turritella (H.) vermicularis vermicularis* BROCC.

Turritella (H.) vermicularis perlatecinta SACCO

+ *Turritella (Zarria) subangulata subangulata* BROCC.

Turritella (Z.) subangulata ditropsis FONT.

Turritella (Z.) subangulata spirata BROCC.

Turritella (Z.) subangulata polonica FRIEDB.

Turritella (Archimediella) erronea COSSM.

Turritella (A.) bicarinata subtricarinatulla SACCO

+ *Turritella (A.) turris* BAST.

Turritella (A.) dertronensis MAY.

Turritella (A.) pulchra FRIEDB.



- Architectonica (Architectonica) simplex* BRONN.
Architectonica (A.) millegranum (LAM.)
Architectonica (Solariaxis) criticum (BOETT.)
Architectonica (S.) kostejanum (BOETT.)
Lemintina arenaris arenaris (L.)
Lemintina arenaria dentifera (LAM.)
Lemintina arenaria perpustulata (SACCO)
Petalonchus intortus intortus (LAM.)
+ *Petalonchus intortus woodii* (MURCH.)
Tenagodus anguinus (L.)
Natica (Nacca) millepuntata tigrina DEFR.
Polinices (Polinices) köneni (SACCO) (și opercule)
Polinices (Neverita) josephina (RISSO.)
Polinices (Euspira) cf. catena DA COSTA
Polinices (E.) catena helicina (BROCC.)
Polinices (E.) catena depressiuscula SACCO
Calyptraea (C.) chinensis L.
Amalthea (A.) sulcata BORS.
Amalthea (A.) phlepsi BOETT.
Xenophora testigera testigera (BRONN.)
Xenophora testigera elatiuscula SACCO
Aporrhais sp.
+ *Strombus (Strombus) coronatus* DEFR.
Cypraea duclosiana BAST.
Cypraea aff. duclosiana BAST.
Cypraea aff. leporina LAM.
Cypraea sp.
Cassis sp.
Cymatium (Lampusia) affine (DESH.)
+ *Charonia (Sassia) appenninica* (SASSI)
+ *Charonia (S.) tarbelliana* (GRAT.)
Dolium (Cadium) aff. orbiculatum (BROCC.)
Ficus (Ficus) geometrus BORS.
+ *Pterynotus (P.) swaisoni* (MIGHT.)
Trophonopsis (Pagodula) goniostoma (PARTSCH)
Trophonopsis (P.) varicosissima (BON.)
Trophonopsis (P.) vaginata (JAM.)
Murex (Haustellum) borsoni MIGHT.
Murex (H.) partschi subspinosa SACCO
Murex delbosianus GRAT.



- Murex dujardini* TOUR. (formă juvenilă)
Murex berti orony SACCO
Murex (Muricidaea) moravicus R. HOERN. et AU.
Ocenebrina caelata GRAT.
Purpura (Tritonalia) delbosiana friedbergi COSSM. et PEYR.
Typhis (Typhis) horridus (BROCC.)
 + *Mitrella (Macrurella) nassoides* (GRAT.)
Mitrella (Mitrella) semicaudata (BON.)
Amyclina semistriata (BROCC.)
Amyclina karreri (R. HOERN. et AU.)
Arcularia (A.) dujardini (DESH.)
 + *Hinia (Uzita) hoernesi* (MAY.)
 + *Hinia (Uzita) vulgatissima* (MAY.)
Euthria (Euthria) intermedia (MIGHT.)
Euthria (E.) puschi (ANDRT.)
 + *Euthria (E.) subnodosa* (R. HOERN. et AU.)
Lathyrulus (Neolaturus) rothi (BEYR.)
 + *Lathyrulus (Pseudolaturus) bilineatus* (PARTSCH.)
Euthriofusus (E.) burdigalensis (BAST.)
 + *Fascicolaria (Pleuraplaca) fimbriata* BROCC.
Fusus ottnogensis HOERN.
Oliva (Neocylindrus) inflata BELL.
Oliva longispira brevis SACCO
Oliva sp.
 + *Ancilla (Baryspira) glandiformis* (LAM.)
Tortoliva appenninica BELL.
Tortoliva suturalis BON.
Vexillum (Vexillum) ebenus ebenus (LAM.)
Vexillum (Costellaria) pseudorecticoستا vexans (BOETT.)
Vexillum (C.) plicatum (BROCC.)
Vexillum (Uromitra) minutecostata (BELL.)
Vexillum (U.) borsoni (BELL.)
Vexillum (U.) cupressinum (BROCC.)
Mitra (Mitraria) ambigua ambigua (FRIEDB.)
Mitra (Tiara) grateloupi D'ORB.
 + *Mitra (M.) substriatula* D'ORB.
Mitra (Tiara) scorbiculata BROCC.
Mitra aperta BELL.
 + *Athleta (A.) ficulina rarispina* (LAM.)
Lyria (L.) taurinia (BON.)



- Gibberula minuta* (PFEIFF.)
Clavatula (*Perrona*) *jouanneti descendens* (HILB.)
Turricula (*Surcula*) *recticosta* (BELL.)
Turricula (*S.*) *serrata* (HOERN.)
Turricula (*S.*) *consobrina* (BELL.)
+ *Clavus* (*Drillia*) *allionii* BELL.
+ *Clavus* (*D.*) *spinescens* (PARTSCH)
+ *Clavus* (*D.*) *pustulatus* (BROCC.)
+ *Turris* (*Turris*) *trifasciata* (HOERN.)
Turris (*T.*) *badensis* (R. HOERN et AU.)
Gemmula (*Gemmula*) *coronata coronata* (MÜNST)
+ *Gemmula* (*G.*) *coronata lapugyensis* (R. HOERN et AU.)
+ *Gemmula* (*G.*) *subcoronata* BELL.
+ *Gemmula* (*Hemipleurotoma*) *annae* (R. HOERN. et AU.)
+ *Crassispira* *crispata* (JAN.)
Epalix (*Bathytoma*) *cataphracta dertogranosa* (SACCO)
Raphitoma (*Raphitoma*) *harpula* (BROCC.)
+ *Conus* (*Chelyconus*) *suessi* R. HOERN. et AU.
Conus (*Ch.*) cf. *avellana* (LAM.)
Conus (*Ch.*) *fuscocingulatus* BRONN.
Conus (*Ch.*) *oliveaformis* R. HOERN. et AU.
Conus (*Ch.*) *puschi* MIGHT.
Conus (*Conolithus*) *dujardini* DESH.
Conus (*C.*) *brezinae* R. HOERN. et AU.
+ *Conus* (*Lithoconus*) *hungaricus* R. HOERN. et AU.
Conus (*L.*) *mercati mercati* BROCC.
+ *Conus* (*L.*) *mercati sharpaeanus* (DA COSTA)
Conus (*L.*) *antiquus* LAM.
Conus (*L.*) *subacuminatus* D'ORB.
Conus (*Rhizoconus*) *ponderosus ponderosus* BROCC.
Conus (*Leptoconus*) *elatus funiformispiratus* SACCO
Conus (*Dendroconus*) *berghausi* MIGHT.
Subula (*Oxymeris*) *fuscata modesta* (TRIST.)
Subula (*C.*) *fuscata plicaria* (BAST.)
Terebra (*Terebra*) *acuminata acuminata* BORS.
Terebra (*Acus*) *hochestetteri* (R. HOERN. et AU.)
Terebra (*Myurella*) *basteroti* NYST.
+ *Ringicula* (*Ringicula*) *auriculata buccinea* (BROCC.)
Bulla (*Bullaria*) aff. *hungarica* BOETT.
Bulla sp.



Acteocina sp.

Spirialis andrusowii HILB.

Vaginella depressa DAUD.

Vaginella aff. *gibbosa* SACCO

Limnaea viridis BRAND.

Cefalopode

Scaptorrhynchus miocenicus BELL.

Crustacee

Dairia speciosa RES.

Pești

Chrysophis sp. (dinți palatini și molari)

Lamna sp. (dinți)

Reptile

Lacerta sp.

b) Nivelul nisipo—argilos—marnos reprezintă termenul următor — denumit tot după conținutul litologic — ce se poate urmări pe întreaga lungime a bazinului. El se înfățișează ca o alternanță de nisipuri cenușii, uneori gălbui, cu strate de argilă sau marnă cenușie. La S de Ilovița, în nisipuri apar cordoane sau elemente de pietriș, iar argilele devin mai șistoase. Alteori nisipurile sînt mai consolidate și constituie lamine bine distincte. În general există tendința de a se instala un regim torențial.

În acest nivel se întîlnesc rare forme fosile, din care majoritatea cantonate în regiunea satelor Ilovița—Bahna, prezentînd în general o scoică fină și de dimensiuni mici. Între ele se întîlnesc în special:

Corbula gibba OLIVI

Pycnodonta navicularis BROCC.

Amussium sp.

Turritella subangulata BROCC.

Ringicula buccinea DESH.

Apporhais sp.

Într-un singur loc, pe drumul dintre Bahna și Curchia, se găsesc mulaje turtite de *Bryssopsis* sp., alături de *Corbula* sp. aff. *gibba* OLIVI și *Cuspidaria elegantissima* R. HOERN.

c) Nivelul argilelor șistoase. Între Ilovița și Jupalnic nivelul descris anterior trece spre partea superioară într-un nivel de argile șistoase, fine feruginoase, brun-gălbui, cu aspect disodilic, aproape complet lipsite de faună;



numai la locul numit Cotul Bisericii, lângă Ilovița, am găsit impresiunea unui embrion de Pește și mai mulți solzi ¹⁾).

Atît în nivelul nisipos-argilo-marnos, cît mai ales în acest nivel de argile, au fost observate texturi de alunecare submarină și anume strate contorsionate și lentile trunchiate de nisipuri, cuprinse între pachete slab înclinate, nederanjate, de argile.

2. *Orizontul superior de nisipuri și pietrișuri.* Partea inferioară a acestui complex este constituită în general din nisipuri, pietrișurile predominînd la partea lui superioară. Complexul menționat cuprinde și o intercalație de cinerit, cu valoare de nivel-reper. În raport cu acest nivel s-a putut constata că în partea de sud-vest a bazinului pietrișurile încep să se dezvolte mai devreme decît în partea lui de nord-est. Cu alte cuvinte, pietrișurile și nisipurile nu constituie orizonturi ci reprezintă faciesuri.

a) *Nisipurile.* Odată cu dispariția argilelor șistoase la W de Jupalnic, unde probabil se efilează, nivelul nisipos-argilo-marnos devine mai detritic spre partea superioară, spre a trece în nisipuri cenușii-verzui, cu cordoane de pietriș, lentile de argile vinete și fragmente de plante încarbonizate, aceste depozite avînd o mare dezvoltare în bazin. Dezvoltarea faciesului nisipos se poate urmări și în porțiunea nord-estică a bazinului, unde intercalațiile de argile și marne ale orizontului inferior se reduc treptat, în favoarea depozitelor grosolane (Og. Țuchii, la Ilovița).

Se întîmplă de asemenea să întîlnim remaniate în nisipuri enclave neregulate de argile sau marne, rupte din formațiunile subiacente.

De data aceasta caracterul torențial este foarte bine evidențiat prin stratificația încrucișată. De notat că aceste depozite cu caractere de sedimentare torențială au fost atribuite mai înainte Sarmațianului și Pliocenului; s-a admis chiar poziția discordantă a pietrișurilor « pliocene » pe nisipurile « sarmațiene ».

Urmele organice apar rar și nu le-am întîlnit decît pe afluenții văii Curchia, în nisipuri:

Heliastrea reussana M. EDW.

Lucina globulosa DESH. var. *hörnea* DES.

Policines (Euspira) catena DA COSTA

Turritella (Zarria) subangulata BROCC.

În restul bazinului mai apar spre S, la nivele superioare celui cu fosilele amintite, rare exemplare de *Helix* sp. Numai într-un singur loc, pe lângă exemplare de *Helix*, au fost găsite și alte Gasteropode dulcicole, precum și un maxilar de *Lacerta* sp. și un femur nedeterminat.

¹⁾ Din datele de foraj primite ulterior depunerii manuscrisului rezultă că acesta este singurul nivel care nu se menține spre centrul bazinului.



b) Pietrișurile. Spre partea lor superioară și tot de la S spre N nisipurile încep să fie invadate de pietrișuri și bolovănișuri, care reprezintă umplutura bazinului și a căror dezvoltare corespunde unui episod de apă dulce. Elementele întâlnite, uneori de 1 m diametru, provin din șisturile cristaline și granitele fundamentului, precum și din gresiile și conglomeratele permieni sau liasice. Fauna este mai săracă decât în depozitele faciesului nisipos, întâlnindu-se foarte rare exemple de *Helix* sp. și *Planorbis* sp. Au mai fost găsite și fragmente indeterminate de oase. Se constată că depunerea nisipurilor (și ulterior a pietrișurilor) a început mai devreme la SW (Ieșelnița) decât la NE (Bahna).

c) Nivelul de cinerite. Singurul care se menține absolut constant în întregul bazin este un nivel de tuf bentonizat, a cărui grosime variază între 0,6—1,5 m și care se poate urmări de la W (V. Mala) până la NE de Ilovița, unde este retezat de falia Bahnei. La Bahna, ceva mai aproape de ramă, în nivelul nisipos-argilo-marnos se distinge un alt strat de cinerit, care se destramă în direcția Curchia.

Deasupra pietrișurilor, care încheie o etapă de sedimentare, se găsește, pe o suprafață foarte restrânsă și doar în partea axială a sinclinalului, o alternanță de nisipuri cu argile, de data aceasta gălbui și cuprinzând un nivel cu cuiburi fosilifere, în care se întâlnesc:

Cardium sp.

Cardium transcarpaticum GRISCHK.

Ervilia podolica EICHW.

Solen subfragilis M. HÖRN.

Pirenella picta mitralis EICHW.

Mohrensternia angulata EICHW.

Bulla sp.

Depășindu-l pe unele porțiuni, deasupra acestuia se află un ultim orizont de marne cenușii, în strate de 0,5—25 cm, în general destul de slab fosilifer. Totuși, pe Ogașul lui Ivan și pe Og. Bucovăț există două puncte conținând o bogată faună sarmațiană, menționată de multă vreme în literatura geologică, asupra bazinului Bahna—Orșova. Multe din speciile citate au fost colectate și de noi: *Serpula* sp., *Modiola marginata* EICHW., *Cardium* sp., *Cardium obsoletum* EICHW., *Cardium ruthenicum* HILB., *Abra reflexa* (EICHW.), *Ervilia podolica* EICHW., *Macra podolica* EICHW., *Hydrobia ventrosa* MONTE., *Rissoa* (*Mohrensternia*) *angulata* EICHW., *Rissoa inflata* ANDRZ., *Bulla lojonkajreana* BAST, *Pirenella picta mitralis* BAST., *Paludina partschi* FRAUENF.

Argile de același tip au fost întâlnite de către SCHAFARZIK la SW de Orșova, în ogașul Dilboca (14) unde însă din cauza porniturilor și a vegetației existente nu au putut fi regăsite.



Fauna menționată indică Sarmațianul inferior, concluzie la care a ajuns și mai de mult prof. GH. MACOVEI (9). Asociația micro-paleontologică confirmă aceasta, indicând zona S_2 din Subcarpați; deci, ne găsim aproximativ în prezența părții superioare a Volhynianului.

Culoarul Balta—Baia de Aramă. Banda de formațiuni terțiare ce se întinde între cele două localități menționate corespunde culoarului de legătură între Bahna și vestul Depresiunii getice. Ea este dezvoltată pe o lățime de 100—500 m, ocupând un graben.

În cadrul depozitelor neogene din această zonă am putut separa pe baze litologice două orizonturi. Orizontul inferior, reprezentat la Balta prin argile negre-vinete, nisipoase sau greso-calcaroase, cu cărbuni, trece spre N la o alternanță de nisipuri vinete cenușii, cu argile negre și intercalații carbunoase. Treptat spre N și spre partea superioară stratele de argilă se subțiază, astfel că la Ponoare și Baia de Aramă orizontul menționat cuprinde nisipuri cenușii-deschise, cu aspect rubanat datorită unor lamine de argilă. Tot în această parte a culoarului se intercalează în nisipuri lentile de pietriș și conglomerat.

Din argilele de la Balta au fost menționate: *Ostrea crassissima* LK., *Chytarea incrassata* Sow., *Turritella cathedralis* BRUGT., *Cerithium margaritaceum* BROCC., la care putem adăuga:

Arca sp.

Mytilus sp.

Pirenella plicata BRUG., (foarte abundent)

Natica sp. etc.

colectate din Og. Pogoruța și un afluent al Văii cu Teascu.

Spre N, în special răspândite în nisipuri, se întâlnesc exemplare de *Pirenella plicata* BRUG. Pe afluenții Văii Orașului această specie se găsește împreună cu altele sub formă de cuiburi, în intercalații conglomeratice sau în concrețiuni marno-calcaroase sideritice. Din fauna colectată putem prezenta pînă acum:

Mytilus sp.

Gryphaea (Crassostrea) gryphoides crassissima LAM.

Chama sp.

Cardita (Cardiocardita) partschi GOLDF.

Linga (L.) columbella LAM.

Clithon (Vittoclithon) pictus pictus FER.

Scala (Clathroscala) xeniae BOETT.

Macrostoma recedens BOETT.

Melanopsis (Melanopsis) clava clava SDBG.

Pirenella plicata BRUG.

Tympanotonus (Tympanotonus) cf. margaritaceum (BROCC.)



Cerithium (Theridium) europaeum MAY.
Cerithium (Ptychocerithium) procrenatum plurifasciata SACCO
Mitrella (Macrurella) nassoides GRAT.
Gemmula (Gemmula) aff. coronata (MÜNST.)
Triphora (T.) *aequilirata* BOETT.
Turritella (Turritella) tricarinata BROCC.
Turritella (Haustator) vermicularis BROCC.
Turritella (Archimediella) erronea erronea COSSM.
Turritella (Archimediella) turris BAST.
Polinices (Euspira) catena helicina (BROCC.)
Architectonica (Architectonica) simplex (BRONN.)

la care se adaugă următoarele forme menționate de autorii anteriori: *Ostraea gingensis* DEFR., *Clavatula calcarata* GRAT., *Pleurotoma descendens* HILB, *Ancillaria grandiformis* LK.

Deasupra orizontului nisipos-argilos cu cărbuni se distinge un altul, conținând numai nisipuri albe sau gălbui, cu intercalații subțiri de argile, precum și cu un nivel de bentonită, ce aflurează discontinuu, datorită puternicei tectonizări a formațiunilor. Bentonita apare la S de Baia de Aramă, pe culmea din dreapta P. Buseștilor, și pe un afluent al Văii Rea, între Cerna Vîrf și Balta.

Tot la S de Baia de Aramă, imediat sub nivelul de bentonită, se ivesc nisipuri greso-calcaroase, cu numeroase resturi organice foarte prost păstrate, în care putem deosebi:

Pectunculus sp.

Cardium sp.

Turritella (Acer) turris BAST.

În rest nivelul apare complet lipsit de fosile.

La Târnița, transgresiv peste orizonturile descrise și peste formațiunile din fundament, se dispune un complex de nisipuri cenușii cu structură torențială, cu cordoane de pietrișuri, foarte asemănător cu nisipurile din complexul de nisipuri și pietrișuri de la Bahna. Rarele resturi de Moluște observate, aparținând genurilor *Modiola* și *Hydrobia*, cît mai ales microfauna, indică prezența Sarmațianului inferior (Volhynian).

Discuții asupra vîrstei formațiunilor

Bogata faună existentă în nivelul marno-calcaros din Bazinul Bahna—Orșova conține forme întîlnite la Lăpugiu și Buituri, la Coștei sau în Tortonianul din Subcarpații Munteniei, precum și în calcarele de Leitha și marnele de Baden, cu care a fost comparată încă de mult timp, atît de cercetătorii ce au studiat împrejurimile Bahnei, cît și de cei ce au studiat partea sudică a bazinului (5, 13, 14).



Pentru aceeași comparație pledează și crustaceul *Dairia speciosa* REUSS găsit la Curchia și determinat de D. PATRULIUS, menționat în calcarele de la Leitha. De asemenea, forma *Cuspidaria elegantissima* este semnalată, alături de exemplare de *Bryssopsis*, în mările cu *Spirialis* din Subcarpații Munteniei, de către E. SAULEA (12); dealtfel și conținutul micropaleontologic este comparabil celui din orizontul cu *Spirialis* din Subcarpați, cum a remarcat și GH. VOICU (19).

În acest fel putem afirma că ne aflăm în prezența Tortonianului superior, echivalentul marelui cu *Spirialis*, căruia îi revin nu numai nivelul marno-calcaros, dar și nivelul nisipos-argilo-marnos, argilele șistoase și nisipurile, în care reamintim că în bazinul hidrografic al Văii Curchia au fost întâlnite forme marine miocene.

Pietrișurile din complexul de nisipuri, fiind dezvoltate între Volhynian și Tortonianul superior, corespund Buglovianului și cuprind probabil și ultima parte a Tortonianului superior. Se poate confirma astfel constatarea făcută de E. SAULEA în Subcarpații Munteniei, anume că Buglovianul « ține de ciclul de sedimentare al Miocenului mediu », reprezentînd o fază de regresie care îl încheie (12).

Situată sub orizontul marno-calcaros, la Bahna apare la zi formațiunea cu cărbuni, atribuită de M. DRĂGHICEANU Aquitanianului, pe baza faunei determinate de TH. FUCHS (2, 3). Acesta o compară cu stratele de Molt și cu depozitele cu cărbuni din Bazinul Petroșani (6, 7). MURGOCI o situează și el în Mediteranianul I, la fel ca depozitele din culoarul Balta — Baia de Aramă (11). Prof. GH. MACOVEI, analizînd răspîndirea în celelalte regiuni din Europa a fiecărei specii întâlnite, conchide că formațiunea cu cărbuni și Neogenul dintre Balta și Baia de Aramă reprezintă Burdigalianul (9). Ultimul care s-a ocupat de vîrsta acestor depozite a fost GH. VOICU (19), care o atribuie Aquitanian-Oligocenului superior, prin analogie cu orizontul marno-argilos superior din Bazinul Petroșani, considerat de dînsul ca fiind de această vîrstă.

În concluzie, majoritatea autorilor anteriori au situat formațiunea cu cărbuni în Miocenul inferior, mulți dintre ei precizînd chiar existența Burdigalianului. Numai SAVA ATHANASIU atribuie această formațiune Helvețianului (1), în timp ce prof. GH. MACOVEI își menține punctul de vedere (10). Din păcate însă, nu a fost întâlnită pînă acum o asociație de Moluște caracteristică, unele forme care apar în Oligocen fiind întâlnite și în Miocen. De asemenea, mica suprafață pe care aflorează formațiunea cu cărbuni de la Bahna, precum și contactul anormal cu depozitele mai noi, sînt piedici în găsirea unor argumente stratigrafice. Microfauna, cu un caracter pregnant salmastru, nu este nici ea concludentă.

În culoarul Balta — Baia de Aramă orizontul superior nisipos, conținînd puține fosile, din care numai *Turritella turris* determinată specific, cuprinde spre partea inferioară un nivel de bentonită ce aflorează discontinuu din cauza tectonizărilor. Prezența nivelului de bentonită ne permite să considerăm acest orizont sincron cu ceea ce am separat la Bahna ca Tortonian superior, conținînd și acolo un



de tuf bentonitizat. Absența marelor și calcarelor fosilifere din Bazinul Bahna — Orșova s-ar datora unor condiții de sedimentare diferite.

Orizontul din bază, argilos-nisipos, fosilifer și cu cărbuni, în care abundă și aici *Pirenella plicata*, îl socotim, ca și autorii anteriori, de aceeași vîrstă cu argilele cu cărbuni de la Bahna. Între acest orizont și nisipurile situate deasupra lui există concordanță, pe alocuri chiar trecere gradată. Bazați pe aceste fapte, presupunem că orizontul argilo-nisipos cu cărbuni cuprinde Tortonianul inferior, probabil și Helvețianul.

În consecință, credem că putem considera și formațiunea cu cărbuni de la Bahna ca fiind Tortonian inferior — Helvețian, revenind astfel la ideea exprimată de SAVA ATHANASIU.

Cele expuse se pot rezuma astfel:

Legătura dintre marea miocenă din Depresiunea getică și aceea din Banatul de Vest trecînd prin Baia de Aramă, Balta — Bahna — Orșova, probabil Dubova și Iuți, se făcea printr-un culoar, care a început să funcționeze în Tortonianul inferior sau cel mai devreme în Helvețian.

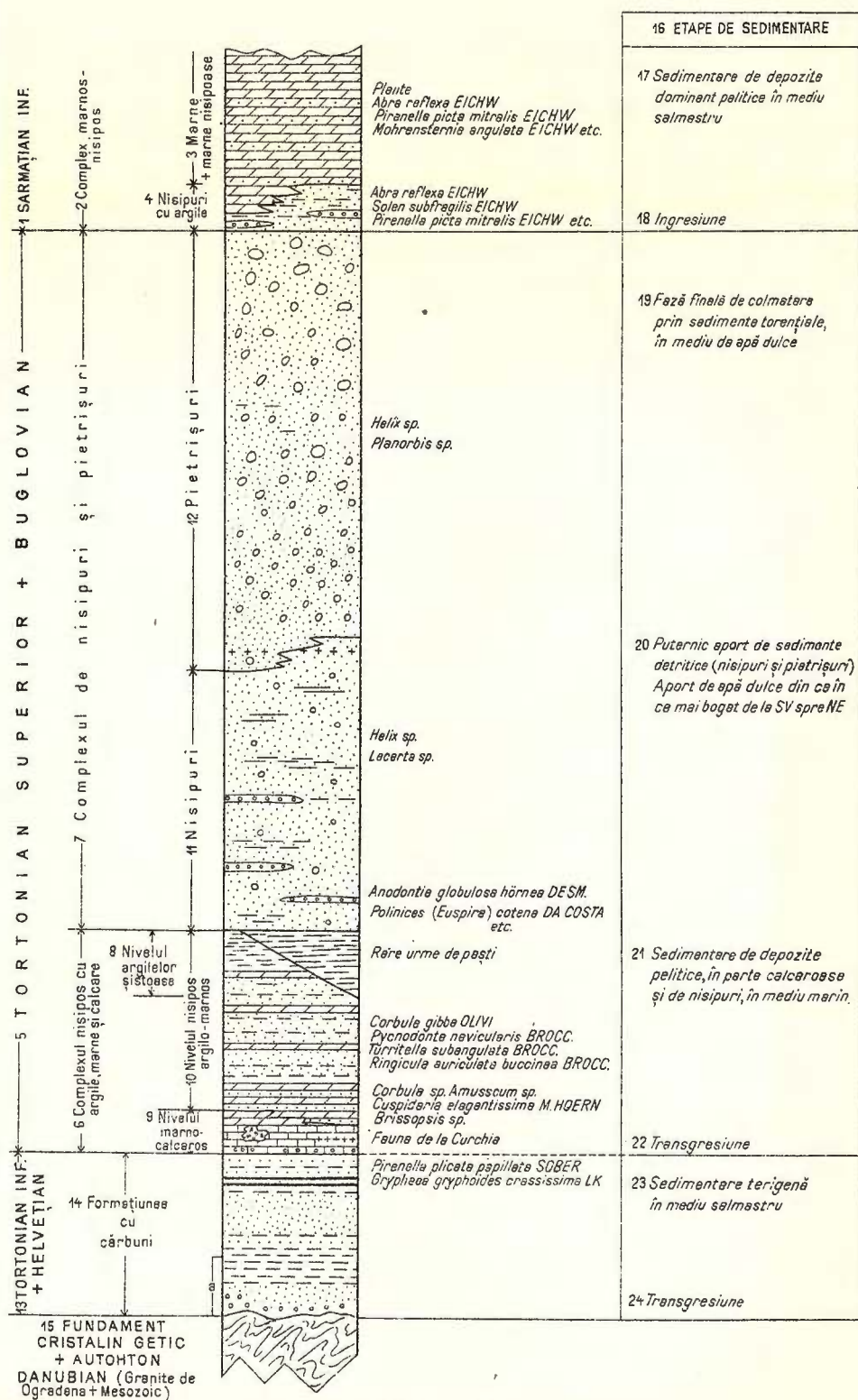
Depozitele cercetate în Bazinul Bahna — Orșova au fost sedimentate în trei etape. În prima etapă (Helvețian — Tortonianul inferior) se depun formațiuni salmastre, cu cărbuni; în a doua etapă (Tortonianul superior) se marchează o transgresiune care începe cu conglomerate, calcaroase de obicei, deasupra lor urmînd: nivelul marno-calcaros, nivelul nisipos-argilo-marnos, argilele șistoase și complexul de nisipuri și pietrișuri. În această etapă a Tortonianului superior este cuprins și Buglovianul, care o încheie. În Sarmațianul inferior (a treia etapă) legătura dintre Depresiunea getică și Banat a încetat, datorită unor ridicări de fundament, probabil începute deja înainte de sfîrșitul Tortonianului. Terenurile sarmațiene au rămas cantonate numai la E de Baia de Aramă (în Depresiunea getică) și la Orșova.

BIBLIOGRAFIE

1. ATHANASIU SAVA Discuțiune asupra vîrstei Formațiunii salifere din România, *D. S. Inst. Geol. Rom.* V (1913—1914), București 1916.
2. DRĂGHICEANU M. Avuția minerală a jud. Mehedinți *Bul. Soc. Geogr. Rom.*, an. IV. Sem. I. 1882.
3. DRĂGHICEANU M. Mehedinții. Studii geologice, tehnice și agronomice. București. 1885.
4. DRĂGHICEANU M. Privire comparativă asupra mai multor profile ridicate în Bazinul Bahnei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* VII (1915—1916), București 1917.
5. FOETHERLE F. Die Gegend zwischen Tissovitz, Orșova, der Tilfa Frasinului und Toplez in der Roman-Banater Militärgrenze. *Verh. k.k. Geol. R.A.* 1869.
6. FUCHS TH. Tertiärfossilien aus dem Becken von Bahna (Rumänien). *Verh. k.k. Geol. R.A.* 1885.



SUCESIUNEA STRATIGRAFICĂ A NEOGENULUI DIN BAZINUL BAHNA-ORȘOVA



LEGENDA

- | | | | | | |
|----|-----------------------|----|--------------------------|----|----------------------------|
| 25 | +++ Tufuri | 28 | Calcare racif | 31 | Conglomerate |
| 26 | Cărbuni | 29 | Argile | 32 | Pietrișuri și balovanisuri |
| 27 | Marne marne nisipoase | 30 | Nisipuri grasi nisipoase | 33 | Cristalin |

34 a. Porțiune acoperită de aluviunile R. Bahna

7. FUCHS TH. 1894. Geologische Studien in den jüngeren Tertiärbildungen Rumäniens. *N. Jahrb. Min.* Bd. 1, 1894.
8. LESSMANN A. Die Gegend von Turnu Severin bis gegen den Berg Schlieglan an der Grenze Rumäniens, *Verh. k.k. Geol. R.A.*, 1871.
9. MACOVEI GH. Basenul terțiar de la Bahna. *An. Inst. Geol. Rom.* III, 1, București 1909.
10. MACOVEI GH. Asupra virstei formațiunilor salifere subcarpatice. *D. S. Inst. Geol. Rom.* V (1913—1914), București 1916.
11. MURGOCI GH. Terțiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, București 1907.
12. SAULEA E. Contribuțiuni la stratigrafia Miocenului din Subcarpații Munteniei. *An. Com. Geol.*, XXIX, București 1956.
13. SCHAFARZIK FR. Über die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Orșova, Jesselnitz und Ogradina. *Jahrb. k.k. geol. A.f.* 1890, Budapest 1892.
14. SCHRETER Z. Bericht über die im Nebengebiet von Orșova (= Orșova) und Mehadia — Kornya vorgekommenen geol. Untersuchungen. *Jahresber. kgl. ung. geol. R.A.f.* 1908, Budapest 1911.
15. ȘTEFĂNESCU GR. Notă asupra basinelui terțiar și lignitului de la Bahna (jud. Mehedinți). *Bul. Soc. Geogr. Rom.*, an. I, nr. 9—10, 1876. Idem *Rev. științifică*, an. 8, nr. 2, 1877. Note sur le bassin tertiaire de Bahna (Roumanie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* a. III, t. 5 (1876—1877), 1877.
16. ȘTEFĂNESCU SABBA Memoriu relativ la geologia jud. Mehedinți. *An. Bir. Geol.*, 1882—1883, nr. 3, 1883.
17. ȘTEFĂNESCU SABBA Étude sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contribution à l'étude stratigraphique. Lille 1897.
18. TOURNOUER R. Remarques à propos des observations faites par M. Gr. Ștefănescu à Bahna. *Bull. Soc. Géol. Fr.* III, t. 5 (1876—1877), 1877.
19. VOICU GH. Cercetări geologice și micropaleontologice în Bazinele Bahna și Petroșani. *D. S. Com. Geol. XXXVIII* (1950—1951), București 1954.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ МИОЦЕНА БАСЕЙНА БАХНА—ОРШОВА И КУЛУАРА БАЛТА—БАЯ ДЕ АРАМЕ

ФЛ. МАРИНЕСКУ и И. МАРИНЕСКУ

(Краткое содержание)

Эта работа включает предварительные поисковые данные, полученные в связи с стратиграфией миоценовых территорий, простирающихся в бассейне рек Бахна—Оршова и в кулуре Балта—Бая де Араме.

В бассейне Бахна—Оршова авторы различают следующие образования:

1. Угольные образования содержат глину, песок, два пласта лигнита и горизонты содержащие следующие ископаемые: *Pirenella plicata* (BRUG.) *Gryphaea crassissima* (LAM.). На основании собранного до сих пор палеонтологического материала нельзя еще точно определить возраст этого



образования: по аналогии с последовательностью неогеновых отложений в кулуаре Балта—Бая де Арамэ можно приурочить эти образования к нижнему тортону или к гелвету.

2. Горизонт включающий пески, глину, мергель и известняки, залегает несогласно на угольных образованиях. В пределах этого горизонта авторы различают снизу вверх три ясно выраженных слоя:

а) слой мергелей и известняков с конгломератовой банкой основания и с прослойкой бентонита расположен в окрестностях Бахны. Этот слой включает очень богатую фауну, похожую на фауну из Буитурь, Лэпуджиу и Коштей (бассейн реки Стрей), указывающую на верхнетортонский возраст слоев. Изобилующие ископаемыми пункты, где авторы нашли эту фауну это Куркрія, Леспезь, Огашул Цукий, Раковэц, в Иловице и долина Тырлуй (в местности Жупальник).

б) песчаный, глинистый и мергелистый слой с менее обильной морской фауной, характерен для тортона.

в) слой, содержащий дисодиловые глинистые сланцы.

3. Комплекс из песков и гальки с прослойками бентонитизированных вулканических туфов с ясно выраженной перекрестной стратификацией и с очень бедной наземной и пресноводной фауной (*Helix*, *Planorbis*, *Lacerta*). Этот комплекс является завершением тортона и возможно и буглова, так, как он подстилает волынские мергели. Нижняя часть комплекса состоит из песков с прослойками гальки, а верхняя содержит почти исключительно гальку. Наблюдается что отложение гальки началось в южной части бассейна (Есельница, Оршова) раньше чем в его северной части (Бахна). Это видно из расположения гальки по отношению к опорному уровню бентонитизированных вулканических туфов в разных участках бассейна.

4. Голубовато-серые мергели, пески и галька с характерной для волынских отложений фауной.

Эти данные свидетельствуют о том что в бассейне Бахна-Оршова осадконакопление началось с солоноватых угленосных отложений (гельвет-ниж. тортон), во время верхнего тортона отложения стали чисто морскими, а во время буглова установился режим континентальных отложений: озерных или образованных потоками и бассейн наполнился галькой в период сильного опущения и во время нижнего сармата снова установился режим солонцоватых отложений.

Неогеновые отложения кулуара Балта—Бая де Арамэ отложились в грабене. Авторы различают два ясно выделяющихся горизонта:

Нижний глинисто-песчаный горизонт с прослойками угля и с довольно богатой фауной.



Самый распространенный вид это *Pirenella plicata* (BRUG).

Верхний горизонт исключительно песчаный с переслойкой бен-тонита. В залегающих на бентонитовой банке отложениях авторы нашли к югу от Бая де Арамэ фауну, содержащую следующие ископаемые: *Pectunculus* sp., *Cardium* sp., *Turritella* (*Archimediella*) *turris* (BAST.).

Основываясь на присутствии прослойки бентонита, авторы считают песчаный горизонт кулуара Балта—Бая де Арамэ синхронным по отношению к отложениям бассейна, Бахна—Оршова, которые содержат характерные для верхнего тортона ископаемые. Нижний горизонт кулуара Бая де Арамэ переходит постепенно в горизонт, включающий переслойку бентонита. Следовательно первый из этих горизонтов был приурочен к нижнему тортону-гельвету. К этому же возрасту отнесены угленосные отложения Бахны, содержащие такую же фауну. Таким образом авторы присоединяются к мнению высказанному еще Саввой Атанасиу (1) приурочившего угленосное образование Бахны к гельвету и к тортону.

ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖА

Стратиграфическая последовательность неогена в бассейне Бахна-Оршова.

1, Нижний сармат; 2, мергелисто-песчаный комплекс; 3, мергели + песчаные мергели; 4, супеси; 5, Верхний тортон + буглов; 6, комплекс супеси, мергели и известняки; 7, комплекс песка и гравия; 8, уровень глинистых сланцев; 9, мергелисто-известковый уровень; 10, песчано-глинисто-мергелистый уровень; 11, пески; 12, гравий; 13, нижний тортон + гельвет; 14, углистые образования; 15, гетский кристаллический фундамент + дунайский автохтон (граниты Оградены + мезозойские отложения); 16, период осадкоотложения; 17, осадконакопление, главным образом пелитовое, в солоноватой среде; 18, ингрессия; 19, окончательная фаза заиления вследствие отложений осадков потоков в пресной среде; 20, мощный привнос детритовых отложений (песков и гравия), прилив пресной воды усиливающийся с юго-запада к северо-востоку; 21, осадконакопление пелитовых отложений, частично известковых и песков в морской среде; 22, трансгрессия; 23, терригенные отложения в солоноватой среде; 24, трансгрессия; 25, туфы; 26, угли; 27, мергели, песчаные мергели; 28, известняки, рифы; 29, глины; 30, пески, песчаник; 31, конгломераты; 32, гравий мелкий и крупнообломочный; 33, кристаллические породы; 34, участок покрытый наносами реки Бахны.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DU MIOCÈNE DU BASSIN BAHNA — ORȘOVA ET DU COULOIR BALTA — BAI A DE ARAMĂ

PAR

FL. MARINESCU et J. MARINESCU

(Résumé)

Cette note comprend les données préliminaires des recherches que les auteurs ont entreprises sur la stratigraphie des terrains miocènes développés dans le bassin Bahna — Orșova et le couloir Balta — Baia de Aramă.



Dans le bassin Bahna — Orșova ils distinguent les termes suivants :

1. Formation à charbons, comprenant des argiles, des sables, deux couches de lignite et des niveaux fossilifères à *Pirenella plicata* (BRUG.) et *Gryphaea crassissima* (LAM.). Le matériel paléontologique (liste de la page 177) récolté jusqu'à présent ne permet pas encore de préciser l'âge exact de cette formation. Par comparaison avec la succession des terrains néogènes dans le couloir Balta — Baia de Aramă on peut considérer provisoirement cette formation comme représentant le Tortonien inférieur, éventuellement aussi l'Helvétien.

2. Horizon formé de sables, argiles, marnes et calcaires, discordant sur la formation à charbons. Dans le cadre de cet horizon les auteurs distinguent trois niveaux, notamment de bas en haut :

a) Niveau à marnes et calcaires avec banc conglomératique à la base et une intercalation de bentonite dans les environs de Bahna. Ce niveau renferme une faune extrêmement riche (liste des pages 178—184), très ressemblante à celles de Buituri, Lăpugiu et Coștei (Bassin de Streiu) et qui précise l'âge Tortonien-supérieur de ces couches. Les points fossilifères où les auteurs ont récolté la faune la plus abondante sont Curchia, Lespezi, Ogașul Țuchii, Racovăț (à Ilovița) et le ravin de Tîrlui (à Jupalnic).

b) Niveau à sables, argiles et marnes, avec faune marine moins abondante, représentative pour le Tortonien.

c) Niveau constitué par des argiles schisteuses d'aspect dysodilique.

3. Complexe constitué par des sables et des graviers avec banc intercalé de cinérites bentonitisées, stratification entrecroisée très évidente et faune très pauvre à formes terrestres et dulcicoles (*Helix*, *Planorbis*, *Lacerta*, etc.) Ce complexe représente la partie terminale du Tortonien et probablement le Buglowien, car il supporte des marnes volhyniennes. Sa partie inférieure est constituée par des sables avec quelques intercalations de graviers, sa partie supérieure comprend presque exclusivement des graviers. On constate aussi que la sédimentation des graviers a débuté plus tôt dans la partie sud du bassin (Ieșelnița, Orșova) que dans sa partie nord (Bahna). Ce fait est mis en évidence par la position des graviers en rapport avec le niveau-repère des cinérites bentonitisées, dans différents secteurs du bassin.

4. Marnes gris bleuâtre, sables et graviers à faune représentative pour le Volhynien (liste de la page 186).

Il résulte de ces données que dans le bassin Bahna—Orșova la sédimentation a débuté par des dépôts saumâtres à charbons (Helvétien—Tortonien inférieur), qu'au Tortonien supérieur le régime est devenu franchement marin, qu'au Buglowien s'est installé un régime torrentiel continental-lacustre, le bassin étant comblé de graviers, sous un régime de forte subsidence, et qu'au Sarmatien inférieur il y a eu une reprise du régime saumâtre.



Les dépôts néogènes du couloir Balta—Baia de Aramă ont été sédimentés dans un graben. Les auteurs y distinguent deux horizons, notamment:

Horizon inférieur argilo-sableux à intercalations de charbons et faune assez riche (liste es pag. 187—188).

L'espèce la plus fréquente est *Pirenella plicata* (BRUG.).

Horizon supérieur, exclusivement sableux, avec une intercalation de bentonite. Dans les dépôts qui surmontent ce banc de bentonite les auteurs ont récolté au sud de Baia de Aramă une faunule comprenant *Pectunculus* sp., *Cardium* sp. et *Turritella* (*Archimediella*) *turris* (BAST.).

Se basant sur la présence d'une intercalation de bentonite, les auteurs considèrent l'horizon sableux du couloir Balta—Baia de Aramă comme synchrone aux dépôts qui dans le bassin Bahna—Orșova contiennent une faune caractéristique du Tortonien supérieur. Entre l'horizon inférieur à charbons du couloir Balta—Baia de Aramă et celui qui comprend l'intercalation de bentonite il y a passage graduel. En conséquence, le premier de ces horizons a été attribué à l'Helvétien—Tortonien inférieur. Le même âge est assigné aux dépôts à charbons de Bahna qui contiennent une faune similaire. De cette sorte les auteurs se raliennent au point de vue exprimé autrefois par SAVA ATHANASIU (1) qui attribua à l'Helvétien et au Tortonien la formation à charbons de Bahna.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Succession stratigraphique du Néogène du Bassin Bahna—Orșova.

1, Sarmatien inf.; 2, Complexe marno-sableux; 3, marnes + marnes sableuses; 4, sables à argiles; 5, Tortonien sup. + Buglowien; 6, Complexe sableux à argiles, marnes et calcaires; 7, Complexe de sables et de graviers; 8, niveau des argiles schisteuses; 9, niveau marno-calcaire; 10, niveau sableux argilo-marneux; 11, sables; 12, graviers; 13, Tortonien inf. + Helvétien; 14, formation à charbons; 15, soubassement cristallin gétique + Autochtone danubien (granites d'Ogradena + Mésozoïque); 16, étape de sédimentation; 17, sédimentation de dépôts surtout pélique en milieu saumâtre; 18, ingression; 19, phase finale de colmatage par sédiments torrentiels en milieu d'eau douce; 20, puissant apport de sédiments détritiques (sables et graviers), apport d'eau douce de plus en plus abondant du SW vers le NE; 21, sédimentation de dépôts péliques, en partie calcaires, et de sables, en milieu marin; 22, transgression; 23, sédimentation terrigène en milieu saumâtre; 24, transgression; 25, tufs; 26, charbons; 27, marnes, marnes sableuses; 28, calcaires, récif; 29, argiles; 30, sables, grès sableux; 31, conglomérats; 32, graviers menus et grossiers; 33, Cristallin; 34a, portion couverte par les alluvions de la Bahna.





Institutul Geologic al României

OBSERVAȚII GEOLOGICE ASUPRA ZONEI TUNELULUI TELIU¹⁾

DE
ION MARINESCU

Introducere. Tunelul de cale ferată de la Teliu este plasat pe traseul Brașov — Întorsura Buzăului și reprezintă cea mai mare construcție de acest fel din țara noastră. Celebritatea tunelului Teliu s-a datorat mai ales fenomenelor fizico-geologice, care au avut loc în timpul săpării lui. Aceste fenomene au creat probleme de construcție destul de dificile, care au fost în cele din urmă rezolvate de constructori.

Scopul construirii tunelului de la Teliu a fost de a lega printr-o cale ferată dublă Transilvania de Cîmpia Dunării, unind Brașovul cu Buzăul, prin Nehoiașu.

Tunelul Teliu traversează cumpăna apelor dintre Țara Bîrsei și V. Buzăului, trecînd pe sub pasul Predeal (825 m), situat pe un deal care reprezintă prelungirea spre N a culmii Cărbunările — Cocoanele, făcînd parte din Munții Bîrsei. Prin acest tunel, traversarea culmii Carpaților în direcția văilor Teliu și Buzău se face la 734 m.

Pentru săparea tunelului s-a ales în mod judicios metoda austriacă, care se utilizează în rocile moi, ce dau naștere la deformări din cauza presiunilor ridicate.

Stratigrafia

Formațiunile geologice din regiunea tunelului Teliu fac parte din două unități ale Flișului, adică din Flișul vest-intern și Flișul est-intern.

În Flișul vest-intern din regiune apar depozite infravalanginiene și barremian-apțiene. Dintre acestea, numai Barremian-Apțianul a fost străbătut de tunel.

Formațiunile Flișului est-intern din zona tunelului aparțin Vracono-Cenomanianului și Turonian-Senonianului. Dintre acestea sînt străbătute de tunel numai depozitele turonian-senoniene.

¹⁾ Comunicare în ședința din 15 aprilie 1958.



Infravalanginianul din Flișul vest-intern este cea mai veche formațiune din regiune, fiind reprezentat prin stratele cu *Aptychus*. În aflorimentul cercetat, stratele cu *Aptychus* sînt constituite din marnocalcare cenușii-verzui, cu lumașel de *Punctaptychus* și *Lamellaptychus*, dintre care am determinat *Punctaptychus punctatus* VOLZ cu varietăți și *Lamellaptychus inflexicosta* TRAUTH (fig. 1). Apar și calcare brecioase verzui-cenușii, breccii calcaroase cu silicolite și elemente de Cristalin,



Fig. 1. — Marno-calcăr cu lumașel de *Lamellaptychus inflexicosta* TRAUTH și *Punctaptychus punctatus* VOLZ em. TRAUTH (strate cu *Aptychus*) aproape de portalul de W (foto DRAGOMIRESCU).

conglomerate cu *Hibolites* și chiar marnocalcare roz-violacee cu *Aptychus* și numeroase oglinzi de fricțiune (13). În marnocalcare, V. C. PAPIU a identificat, în secțiuni subțiri, numeroase exemplare de *Calpionella alpina* LORENZ (13) .

Cel dintii cercetător care a separat cartografic strate cu *Aptychus* în Carpații orientali a fost I. BĂNCILĂ, considerîndu-le titonic — berriasiene. Aceste aparițiuni apar însă mai la interiorul Flișului vest-intern, în zona stratelor de Sinaia, pe supra-ridicările axiale ale unor anticlinale (1).

Infravalanginianul apare pe un izvor al pirîului Cărbunarea Mare, sub forma unui mic petec (100×20 m) situat la cca 900 m SW de portalul de W al tunelului, la contactul tectonic dintre Barremian-Aptian și Turonian-Senonian. Deși prezența *Infravalanginianului* în regiune se datorește forțelor tectonice, ea arată însă continuitatea de sedimentare de la Portlandian la Neocomian, cel puțin în regiunea cercetată.

Barremian-Aptianul este reprezentat în regiunea tunelului Teliu prin stratele de Comarnic, complexul marno-grezos și calcare recifale urgoniene. Stratele de Comarnic cuprind calcare cenușii și calcare brecioase brun-roșcate sau roz, cu diacaze pline cu calcit și Orbitoline mici. Cartografic, stratele de Comarnic apar sub forma unei fișii continue, care începe la N în culmea Vîrșaielor și traversează șoseaua națională în pasul Predeal (825 m), ajungînd către S în fundul Pîrîului Brădetului (izvorul Mînecelul) la E de dealul Cocoanele, pînă în Dealul Carului. Aflorimentele din culmea Vîrșaielor (plaiul Pilișchia), descoperite de M. G. FILIPESCU în 1936, au fost interpretate ca o apariție în fereastră tectonică de sub pînza internă albiană a Flișului (7).

Cercetători mai noi au considerat această apariție ca fiind o brechie sedimentară formată în timpul Albianului (19).

Complexul marno-grezos reprezintă faciesul cel mai răspîndit al Barremian-Aptianului din regiunea tunelului. Apare sub formă de marne și argile vinete-albăstrui, cu pete brune și cu intercalații de gresii subțiri vinete, calcaroase, slab curbicorticale, cu numeroase vine de calcit, resturi de plante incarbonizate și Orbitoline mici. Gresia de Teliu din V. Teliu, în aval de viaduct, reprezintă un facies grezo-calcaros cu cuarț și Orbitoline al complexului marno-grezos. În regiunea tunelului, complexul marno-grezos însoțește stratele de Comarnic și se dezvoltă neînterupt la W și S de tunel, din masivul Pilișchia pînă în fundul văii Cărbunările, fiind tăiat de pîrîul Teliu și de calea ferată, în aval de viaductul Teliu. Din fundul văii Cărbunările, complexul marno-grezos se continuă către E pînă în D. Cocoanele, de unde se prelungește spre N sub forma unei limbi peninsulare, care trece peste tunel și ajunge în culmea Vîrșaielor. Deci, între formațiunile din prelungirea Predeal — Vîrșaielor și între ivirile de la W de viaduct există o legătură prin culmea Predeal — Cărbunările. Rezultă astfel că aceste depozite barremian-apțiene înconjoară aparițiunile vracono-cenomaniene și turonian-senoniene din V. Teliu, situate între portalul de W al tunelului și viaduct. Remarcăm că înconjurul acestor formațiuni cretacic medii-superioare nu este complet, deoarece ele comunică cu cele din V. Dobîrlăului prin șeaua din fundul Pîrîului Odgonului. În V. Dobîrlăului, complexul marno-grezos se menține pe versantul de W și N al muntelui Pilișchia (1222 m). Aparițiuni de gresii și marno-argile barremian-apțiene au fost întîlnite la izvoarele pîraielor Craca Mare (Nagyag) și Leacurile. Mai în aval, vis-à-vis de gura Pîrîului Dulce, Barremian-Aptianul apare bine deschis în malul stîng al Văii Dobîrlăului, pe care o traversează mai jos de gura Pîrîului Răchiți.

Schița geologică arată că formațiunile barremian-apțiene din prelungirea Predeal — Vîrșaielor traversează pe o lățime de cca 1100 m traseul liniei de telegraf C.F.R., care urmărește la suprafață tunelul Teliu. Datele geologice mai vechi (12) menționează că zona tunelului este constituită din formațiuni cretacic-inferioare. Această constatare se bazează probabil pe unele fosile găsite



de W. KRONECKER, pe V. Cărbunarea Mare ¹⁾. Recunoaşterile efectuate în 1956, precum şi ridicările geologice detaliate din anul 1957, ne-au arătat că răspîndirea Barremian-Aptianului în regiunea tunelului este limitată. De asemenea, s-a constatat că tunelul Teliu străbate numai pe o anumită porţiune formaţiunile barremian-aptiene din Flişul vest-intern.

Examinarea atentă a haldei de la portalul de W dinspre Poiana Florilor ne-a confirmat acest punct de vedere. Într-o porţiune a haldei, pe malul stîng al văii Teliu, s-a găsit pe cca 120 m lungime numai material barremian-aptian, adică marno-argile vinete, calcare brune-vinete, tipice stratelor de Comarnic, şi gresii calcaroase tari cu vine de calcit. Făcînd o legătură între aceste date şi cele cartografice, rezultă că tunelul a străbătut, pe o porţiune de cîteva sute de metri (cca 550 m după aprecierile noastre) formaţiunile barremian-aptiene din prelungirea culmii Predeal — Virşăie.

Calcarele recifale urgoniene apar sub forma unui mic masiv, în fundul văii Cărbunarea Mică.

Vraconian-Cenomanianul din zona tunelului apare în V. Teliu, pe şoseaua naţională la N de tunel (km 121 + 700), pînă la viaductul Teliu. Această serie este alcătuită din marne calcaroase roşii sau pătate, uneori cu blocuri de gresii verzui-cenuşii, care se găsesc intercalate într-un pachet de marnocalcare tari cenuşii, în plăci, cu grosimea de cca 300 m. Vîrsta acestei formaţiuni a fost menţionată pentru prima oară de I. BĂNCILĂ în 1952 (3). Pe baza prezenţei unui Amonit bine conservat, determinat ca *Puzosia supplanulata* SCHLÜTER, găsit în spatele gării Poiana Florilor (fig. 2) şi a numeroaselor exemplare de *Neohibolites ultimus* D'ORB., confirmăm această vîrstă. Într-o comunicare anterioară (12) am arătat că această formaţiune reprezintă un facies calcaros mai intern al gresiei de Sita — Tătaru şi al complexului marno-grezos cenomanian din Flişul est-intern şi o denumim stratele de Poiana Florilor. Acestea sînt identice cu apariţiile din V: Dobîrlăului (P. Craca Mare) de la Izvorul Fetii (Boncuţa). În P. Fetii, la Boncuţa, se observă trecerea de la faciesul grezos-marnos la cel marno-calcaros, care se face treptat, prin înlocuirea marnelor cu marno-calcare şi răirirea bancurilor de gresie, pe măsură ce urcăm în scara stratigrafică.

În regiunea tunelului, această formaţiune se întîlneşte în ambii versanţi ai văii Teliu, între portalul de W şi viaduct şi pe afluenţi ca Pîrîul Odgonului, Pîrîul Gării, Pîrîul Virşăiele din versantul drept, precum şi pe pîrîul Cărbunarea din versantul stîng.

În V. Dobîrlăului, la N şi NW de zona tunelului, marnocalcarele roşii şi cenuşii apar în aval de gura Pîrîului lui Micloş, pînă mai jos de confluenţa cu Craca Mare. De asemenea, marnocalcare cenuşii, roşii şi pătate apar pe P. Craca Mare,

¹⁾ Informaţie verbală de la A. MĂRGĂRIT (C.F.R.).



pînă în zona izvoarelor, unde plonjează sub Turonian-Senonianul marno-grezos și cu pelosiderite. De asemenea, în versantul drept al văii Dobîrlăului, marno-calcarele cenușii și roșii sînt acoperite de formațiunea cu Inocerami.

În zona de la W de viaductul Teliu, marnocalcarele cenușii cu marne roșii sînt acoperite cu marnele cenușii pătate cu *Neohibolites ultimus* D'ORB, care aparțin Cenomanianului. Acestea se dezvoltă pe o fișie îngustă care pleacă din versantul estic al vîrfului Pilișchia (cota 1222 m) și se continuă pe sub pîriul Teliu pînă în versantul de W al văii Cărbunarea Mică, unde dispar sub formațiunile barremian-apțiene. Cele mai bune deschideri în aceste marne le-am întîlnit pe vechiul traseu



Fig. 2. — Marno-calcăr cenușiu cu *Puzosia subplanulata* SCHLÖTER (Cenomanian inferior) strate de Poiana Florilor (foto DRAGOMIRESCU).

al căii ferate forestiere Teliu — Brădet, pe P. Hirjului și pe calea ferată normală în aval de viaductul Teliu, de unde am colectat multe exemplare de *Neohibolites ultimus* D'ORB.

Turonian-Senonianul este reprezentat prin formațiunea cu Inocerami sau stratele de Valea Mare, care fac parte tot din Flișul est-intern. Formațiunea cu Inocerami pare că se așază discordant peste stratele de Poiana Florilor și este constituită la partea inferioară din marne și argile vinete-cenușii cu bancuri sau pîini de pelosiderite. Între marno-argilele vinete cenușii, apar intercalate pachete

de argile roșii și verzi. Apar de asemenea intercalate gresii fine micacee, calcaroase, slab curbicorticeale, cu hieroglife încrucișate, uneori pe ambele fețe și cu vine de calcit, precum și gresii grosiere verzui-cenușii cu Inocerami. În vecinătatea portalului de E apar conglomerate mărunte cu fragmente de Inocerami, gresii micacee masive și chiar conglomerate cu elemente mari (P. Brazilor).

La portalul de W al tunelului, formațiunea cu Inocerami se dezvoltă sub forma unei fișii care apare în V. Cărbunarea Mare de sub Barremian-Aptian și se continuă spre N peste tunel, pînă în culmea Virșaiele, unde dispare tot sub Barremian-Aptian. La E de prelungirea culmii Predeal — Virșaiele, formațiunea cu Inocerami se dezvoltă pînă la Întorsura Buzăului, de unde se continuă pe versantul de W al Buzăului pînă la Vama Buzăului spre S și Valea Mare spre N. În V. Dobîrlăului, formațiunea cu Inocerami se dezvoltă în P. Răchiții, în P. Dulce și în P. Pistrăgosului, afluenți pe dreapta. De asemenea, în fundul văii Dobîrlăului, gresiile micacee și argilele vinete cu pelosiderite turonian-senoniene apar în Pîrîul lui Micloș și în izvorul Fetii. În P. Dulce, am găsit un exemplar de *Inoceramus regularis* D'ORB. iar pe un afluent pe dreapta al văii Dobîrlăului, în amonte de Craca Mare, am colectat o lespede cu *Inoceramus balticus* BÖHM.

Schița geologică (pl. I) arată că tunelul Teliu trebuie să fi străbătut, atît la intrare cît și la ieșire, o bună porțiune din formațiunea cu Inocerami. De asemenea, profilul geologic ne arată că în afară de cei 550 m străbătuți de tunel prin Barremian-Aptian, restul de 3826 m a fost stăpuns prin formațiunea cu Inocerami. Examinînd halda de la Poiana Florilor, am constatat că în cea mai mare parte aceasta este constituită din marno-argile vinete, argile roșii și gresii cenușii-verzui micacee cu Inocerami, din care s-au colectat eșantioane fosilifere. O porțiune din tunel, lungă de 1000 m, începînd de la Întorsura Buzăului, a fost săpată numai în stratele de Valea Mare, fapt confirmat de materialul existent în halda de la Întorsura Buzăului în care s-au întîlnit marno-argile vinete, argile roșii și verzi, conglomerate mărunte cu Inocerami și gresii micacee verzui-cenușii. Menționăm că după literatură, gresia fin micacee mai friabilă s-a dezvoltat între km 2+100 și km 2+870. Din acest punct spre E, au apărut în tunel, după, E. JEKELIUS (11), gresii micacee tari, calcaroase, în bancuri groase, care se întîlnesc și deasupra tunelului în D. Ghilcoș și muchia Hărcioaia. După părerea noastră, aceste gresii aparțin stratelor de Valea Mare. Literatura menționează că argilele roșii și verzi vărgate au apărut în jumătatea de E a tunelului, dar și în porțiunea de W la km 0+400 — 0+500. Din haldele examinate am colectat numeroase fragmente de Inocerami mari și mici, iar în vecinătatea tunelului am găsit un rest de Inoceram ce are afinități cu *Inoceramus lamarcki* (fig. 3). Fauna de Inocerami găsită la Valea Mare și pe V. Scrădoasa a confirmat vîrsta turonian superior — senoniană, atribuită de noi acestei formațiuni, controlată și cu date microfaunistice (14).



Tectonica

Din datele culese, s-a constatat că tunelul Teliu străbate o zonă de contact tectonic între Flișul vest-intern și Flișul est-intern.

Într-adevăr, încă din 1956, am remarcat că depozitele barremian-apțiene din zona Teliu sînt situate pe înălțimi cuprinse între 800 și 1200 m. Barremian-Aptianul apare astfel la W de tunel în vîrfurile Pilișchia, de unde se continuă pe sub V. Teliu în muchia Cărbunările. La S de tunel, muchia Cărbunările — Cocoanele este formată din Barremian-Aptian, care se continuă prin Predeal pînă la culmea Virșaielor. Depozitele vracno-cenomaniene și turonian-șenoniene din V. Teliu, care apar

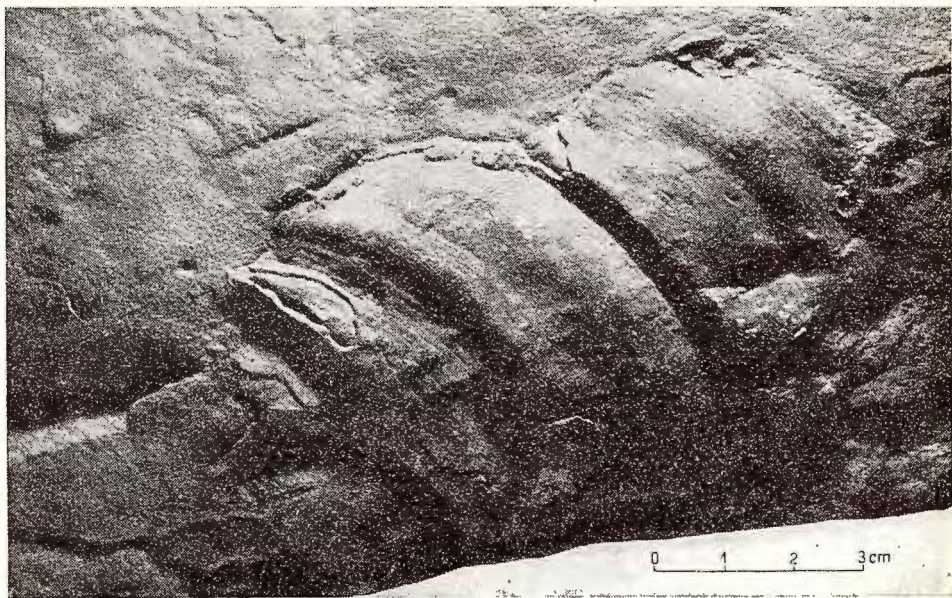


Fig. 3. — Rest de *Inoceramus* cf. *lamarcki*, formațiunea cu Inocerami, V. Hărcăoia (foto DRAGOMIRESCU).

la cote inferioare (650—800 m), sînt înconjurate aproape complet de depozitele barremian-apțiene din muchiile menționate. Această situație, recunoscută pe teren în 1956, ne-a sugerat ideea existenței unei ferestre tectonice. Cretacicul mediu-superior din V. Teliu apărea astfel de sub depozite barremian-apțiene, fiind încălecat de la W la E.

Încălecarea Barremian-Aptianului din Flișul vest-intern apărea evidentă și la Întorsura Buzăului (Brădet). În această regiune s-a constatat încă din 1956 că limita estică a Barremian-Aptianului taie diagonal formațiunea cu argile

vărgate roșii-verzi care dispare sub încălecarea Flișului vest-intern la N de gura Acrișului.

Cercetările din anul 1957 au arătat că între depozitele cretacic medii-superioare din V. Teliu și cele din V. Dobârlăului există o legătură prin șeaua dintre Pilișchia și Virșaie de la fundul Pîrîului Odgonului. În V. Dobârlăului, Cretacicul superior cu Inocerami și cu argile cu pelosiderite este acoperit tectonic de complexul barremian-apțian din versantul stîng al văii. Am constatat astfel existența unei semifereestre tectonice pe care am denumit-o semifereastră Poiana Florilor—Teliu. În acest caz, depozitele barremian-apțiene din culmea Predeal—Virșaie, străbătute și de tunel, apar ca o peninsulă tectonică, iar limita dintre Barremian-Apțian și Cretacicul mediu-superior este o linie tectonică. Așa cum am arătat în 1956 (12), această linie tectonică nu este altceva decît linia «Lutul Roșu», stabilită de I. BĂNCILĂ în 1952 (2, 3). Rezultă că Flișul vest-intern cu formațiunea barremian-apțiană constituie o unitate șariată, iar Cretacicul mediu-superior din Flișul est-intern reprezintă un parautohton.

Se observă din schița geologică cum Barremian-Apțianul ia contact cu diferiți termeni ai Flișului est-intern, adică cu marnele cenușii pătate la W de viaduct, cu Vraconian-Cenomanianul marno-calcaros sub culmea Virșaiele și cu formațiunea cu Inocerami la W și E de capul tectonic Predeal—Virșaie. În regiunea tunelului Teliu, linia «Lutul Roșu» trece pe sub versantul estic al vîrfului Pilișchiei, traversează V. Teliu și calea ferată pe la W de viaduct, ajungînd astfel către S în fundul văii Cărbunările. Din această zonă, linia cotește către E, apoi către N, se întretaie cu linia de telegraf a tunelului, la cca 300 m E de portalul de W, și peste V. Teliu se îndreaptă către NW, menținîndu-se pe versantul de S al culmii Virșaiele. După întoarcerea bruscă din șeaua de la fundul Pîrîului Odgonului, linia cotește către E și apoi spre SE, ajungînd pe versantul de N al culmii Virșaiele. După un alt cot către S, linia ajunge în Predeal, de unde se continuă către SE pînă aproape de gura Acrișului (Vama Buzăului). Conturul actual se datorește eroziunii, căci linia de încălecare inițială trebuie să fi fost mai la E. De la fundul Pîrîului Odgonului către N, linia «Lutul Roșu» se îndreaptă către N, pe la fundul pîraielor Craca Mare și Leacurilor, atingînd valea Dobârlăului, în dreptul gurii Pîrîului Dulce. În aval de acest loc, linia traversează valea Dobârlăului mai jos de gura Pîrîului Răchiții.

Aflorimentul de Infravalanginian din V. Cărbunarea Mare, care apare pe linia «Lutul Roșu», îl considerăm că reprezintă o lamă de șariaj smulsă din baza Flișului est-intern, purtată apoi pe planul suprafeței de încălecare și rămasă în urmă față de fruntea pinzei. Regiunea tunelului, privită în spațiu, apare formată dintr-un brîu de depozite barremian-apțiene, care se mulează de jur împrejurul depozitelor cretacic medii-superioare din semifereastră Teliu, cu excepția porțiunii din fundul Pîrîului Odgonului. Înainte ca eroziunea să avanseze, Barremian-



Aptianul acoperea probabil în întregime Cretacicul mediu-superior din semi-fereastră, mulindu-se peste boltirea în formă de anticlinorium, constituită de aceste depozite.

Mai târziu, eroziunea a îndepărtat parțial calota cu depozite barremian-apțiene din pînza vest-internă, scoțind la iveală atît Cretacicul mediu-superior emergent, cît și lama de șariaj cu Aptychi. Boltirea în formă de anticlinorium din V. Teliu, formată de stratele de Poiana Florilor și de stratele de Valea Mare, este constituită din două anticlinale unite printr-un sinclinal (vezi planșa). Primul anticlinal are axa în spatele magaziei C.F.R. Poiana Florilor și în gura Pîrului Cărbunarea. La E de acesta urmează un sinclinal normal, după care apare un alt anticlinal slab înclinat, a cărui axă este situată la portalul de W al tunelului Teliu. Acest ultim anticlinal primește discordant pe flancul de E formațiunea cu Inocerami și a fost remarcat de E. JEKELIUS (11). Către N, boltirea în formă de anticlinorium din V. Teliu suferă o scoborîre axială în zona culmii Vîrșaielor, dar se ridică iarăși în V. Dobîrlăului. În versantul drept al acestei văi, stratele de Poiana Florilor plonjează sub formațiunea cu Inocerami. În V. Teliu, în extremitatea de S a semiferestrei tectonice, anticlinoriumul se scufundă sub Barremian-Aptian, în fundul văii Cărbunările. Formațiunea cu Inocerami, străbătută de tunel, are o tectonică mai complicată, caracterizată printr-o cutare mai deasă, cînd mai liniștită, cînd mai strînsă într-o dispoziție haotică. Acest lucru a fost constatat¹⁾ în tunel, unde, în general, stratele formațiunii cu Inocerami sînt oblice pe axa tunelului, mai rar verticale. Cutarea cea mai deasă s-a observat în pachetele de argile șiistoase, pe porțiuni izolate, probabil în apropierea liniei «Lutul Roșu», unde apar desigur și accidente tectonice secundare (falii satelite și brecifieri, oglinzi de fricțiune). În orice caz, în porțiunea de tunel de sub D. Ghilcoș, unde apar gresii, cutarea devine mai largă.

În această concepție, stratele de Comarnic din peninsula tectonică Vîrșaielor nu constituie o apariție în anticlinal, iar depozitele vracono-cenomaniene nu apar în sinclinal (10). De asemenea, nu se confirmă concepția după care stratele de Comarnic din plaiul Vîrșaielor ar reprezenta o brecie sedimentară albiană, care apare în umplutura unui sinclinal deversat spre E (19). După GR. POPESCU, în axa acestui sinclinal cu Aptian pe flancuri ar apare seria de Dumbrăvioara și Senonianul roșu. Ceea ce s-a considerat flancul normal de la Brădet—Predeal al sinclinalului nu reprezintă seria curbicorticală aptiană-albiană, ci formațiunea cu Inocerami, din zona sinclinală D. Cîrlanu—Boriceanu—Floroaia Mică—Brădet.

Amploarea încălecării Flișului vest-intern peste Flișul est-intern în regiunea tunelului este de cca 5 km. Urmărind linia «Lutul Roșu» către N și S, am constatat că amploarea încălecării este mult mai mare, atingînd 9 km în regiunea

¹⁾ Constatări confirmate de fotografii luate în timpul săpării tunelului (col. A. MĂRGĂRIT).



Boncuța. Vîrsta acestei încălecări este după noi post-senoniană. Pînza vest-internă s-a realizat dintr-o falie de încălecare accentuată încă de la sfîrșitul Cretacicului (faza laramică), care a atins probabil stadiul de pînă în Oligocen (faza savică), desăvîrșindu-se în Miocenul superior (faza stiriacă) (1).

BIBLIOGRAFIE

1. BĂNCILĂ I. Étude géologique dans les monts Hăghimaș-Ciuc. *An. Inst. Geol. Rom* XXI, București 1941.
2. — Cercetări geologice în Carpații orientali. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951), București 1954.
3. — Paleogenul zonei mediane a Flișului. *Acad. R.P.R., Bul. Șt., Secf. Biol.-Geol.-Geogr.* 7/4 București 1955.
4. — Geologia Carpaților orientali. *Edit. științ.* București 1958.
5. CERNEA G. Geologia generală. *Ed. tehnică.* București 1954.
6. DANDUROV M. I. Tunelele căilor de comunicație. *Of. de presă și docum. C.F.R.* (traducere din l. rusă). București 1949.
7. FILIPESCU M. G. Studiu geologic al regiunii cuprinse între Valea Telejenelului și Văile Slănic și Bîsca Mică. *Bul. Lab. Min. gen. Univ. București*, II, 1937.
8. — Vederi noi asupra tectonicei flișului din Carpații orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, 6—7, București 1955.
9. — Contribuții la orizontarea Cretacicului din flișul Carpaților orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, 8, București 1955.
10. JEKELIUS E. Raport asupra unor observații geologice în tunelul de la Telii. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XIV, (1925—1926), București 1930.
11. KRONECKER DR. W. Julius Berger Tiefbau A.G. *Feierberichte für 1905—1930.* Berlin 1931.
12. MARINESCU I. Cercetări geologice în flișul Munților Buzăului. *D. S. Com. Geol.*, XLIV (1956—1957) (sub tipar).
13. — Aptychus Schichten im Kreideflysch der Ostkarpathen (Rumänien). *Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh.*, 107, 1. Stuttgart, Okt. 1958.
14. — Noi observații asupra geologiei tunelului Telii. *Rev. Minelor*, anul XI, nr. 3. București 1960.
15. MIHĂILESCU N. G. Geologie tehnică. *Edit. tehnică*, 2, București 1952.
16. MIHĂILESCU V. România. Geografie fizică. *Socec și Co. S.A.* București 1936.
17. NEAGU T., FILIPESCU M. G. Contribuții la orizontarea Cretacicului din Valea Telii, reg. Brașov. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, 12, București 1956.
18. POPOV I. Geologie ingierească *Com. Geol.* (traducere din l. rusă). București 1952.
19. POPESCU GR. Asupra unor breccii cu blocuri în flișul din V. Prahovei. *Acad. R.P.R., Bul. Șt., Secf.-Agr.-Geol.-Geogr.*, VI, 2, București 1954.
20. ZARUBA Q., MENCL W. *Inženýrská Geologia.* Praha, 1954. (traducere din l. cehă). *Inst. Docum. Tehn.* București 1955.

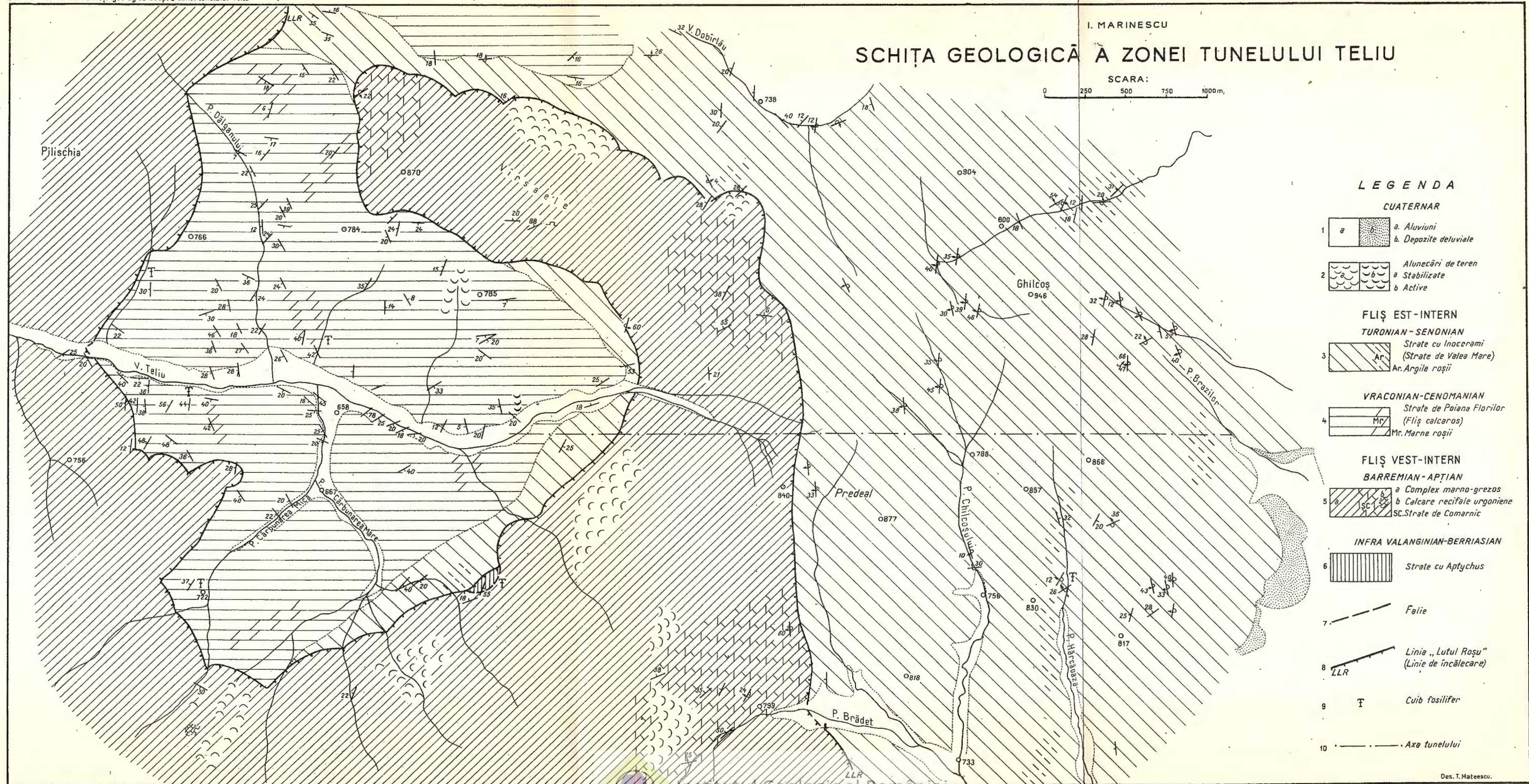


SCHIȚA GEOLOGICĂ A ZONEI TUNELULUI TELIU

I. MARINESCU

SCARA:

0 250 500 750 1000 m.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В ЗОНЕ ТУННЕЛЯ ТЕЛИУ

ИОН МАРИНЕСКУ
(Краткое содержание)

Железнодорожный туннель Телиу расположен на железнодорожной ветке проходящей через город Сталин и Ынторсэтура Бузэулуй и пересекает водораздел между Цара Бырсей и долиной реки Бузэу на высоте 734 м.

С стратиграфической точки зрения, геологические образования зон, через которую проходит туннель Телиу принадлежат нижнему валанжину, баррему-апту, ургону, вракону-сеноману и туруну-сенону.

Нижний валанжин представлен слоями содержащими *Aptychus*, в которых были встречены мергели и известняки зеленого и фиолетового цвета, содержащие *Puuctaptychus* и *Lamellaptychus* и брекчии включающие кристаллические сланцы, рифовые известняки и силиколиты.

Баррем-апт представлен слоями Комарник сложенными плотными серыми или брекчиевидными известняками, с диаклазами наполненными кальцитом. Самая распространенная фация баррема-апта — это мергелисто-песчанистый комплекс в котором выявляются тонкозернистые известковые песчаники с ископаемыми *Orbitolina*, остатки необугленных растений и диаклазы, наполненные кальцитом, а также синева-серые мергели и известняки с бурыми пятнами. Известковый песчаник Телиу, содержащий кварц и ископаемые остатки мелких *Orbitolina*, является также фацией баррема-апта.

Ургонские рифовые известняки были выявлены в виде небольшого массива (Д. Кэрбунаря Микэ).

Вракон-сеноман (слои Пояна Флорилор) сложен из серых, красных или пятнистых мергелей и известняков с *Neohibolites ultimus d'Orb.* и *Puzosia subplanulata Schlüter*, обнаруженных в долинах Телиу и Добырлэу. Выше залегает горизонт сложенный из пятнистых синева-серых мергелей с *Neohibolites ultimus d'Orb.*, выявленных вблизи виадукта Телиу.

Турон-сенон представлен образованиями, содержащими *Inoceramus* (слои Валя Маре), сложенными из тонкозернистых песчаников, пересеченных иероглифами, из слюдистых среднезернистых песчаников, образующих довольно мощные банки, из красных или серых глин с овальными прослойками пелосидеритов, расположенных у основания свиты.



На основании данных полученных при картографических съемках, или приведенных в литературе, а также на основании тщательного наблюдения отвалов, автор пришел к заключению что данный туннель пересекает образования содержащие *Inoceramus* на протяжении более 2800 м и слои Комарник на протяжении более 500 м.

В отношении структуры, автор пришел к выводу что нижневалац-жинские, баррем-аптские и ургонские отложения относятся к западной единице внутреннего флиша. Что касается враконо-сеноманских и турино-сенонских образований, то они принадлежат — восточной единице внутренней зоны флиша.

Между этими двумя единицами наблюдается тектонический контакт, так как западно-внутренний флиш надвинут на восточно-внутренний.

Враконо-сеноманские отложения долины Телиу приподняты в пределах открывающегося в долине антиклинория, окруженного барремскими и аптскими, отложениями наблюдаемыми на вершинах (Д. Выршае, Д. Преद्याл, Д. Кэрбунаря). Таким образом образовалось тектоническое полуокно, полуокно Пояна Флорилор—Телиу, соприкасающееся на востоке и на северо-востоке с тектоническим полуостровом Преद्याл—Выршае. Этот тектонический полуостров соответствует синклинорию, смятому в складки и сложенному из барремских и аптских отложений, которые пересекает туннель Телиу.

Шарьяжная линия, по которой западно-внутренний флиш надвинут на восточно-внутренний, известна под названием линии «Лутул Рошу». Зона, на которую распространяется надвиг, в области туннеля Телиу, имеет около 9 км. Данный шарьяж произошел в послеолигоценовый период и соответствует савийской орогенической фазе. Шарьяж закончился во время верхнего миоцена (штирийская фаза).

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ И ЧЕРТЕЖА РИСУНКИ

Рис. 1. — Мергели и известняки с лумашелью *Lamellagtychus inflexicosta* Trauth, *Punctapichus punctatus* Volz em. Trauth. (слои с *Agtycus*) в обрамлении портала (фото ДРАГОМИРЕСКУ).

Рис. 2. — Серые мергели и известняки с *Puzosia sublanulata* Schlüter (ниж. сеноман), слои Пояна Флорилор (фото ДРАГОМИРЕСКУ).

Рис. 3. — Остатки *Inoceramus* cf. *Lamarki*, образование с *Inoceramus*, долина Хэркэоя (фото ДРАГОМИРЕСКУ).



ЧЕРТЕЖ

Геологический разрез в зоне туннеля Телиу. Четвертичный период: 1а, наносы; 1, делювиальные отложения оползней: 2а, стабилизированные; 2б, находящиеся в стадии скольжения. Восточно-внутренняя фаза флиша турон-сенон: 3, слои содержащие иноперамы (слой Валя Маре) (Аг., красные глины). Вракон-сеноман: 4, слои Пояны Флорилор (известковый флиш) (Rr., красные мергели). Западная часть внутреннего флиша. Баррем-апт: 5а, мергелисто-песчанистый комплекс; 5б, ургонские рифовые известняки (SC, слои Комарник). Нижний валанжин-берриас: 6, слои с *Aptyschu*. 7, сброс; 8, линия «Лутул Ропу» (LLR, линия скольжения); 9, гнезда ископаемых; 10, ось туннеля.

OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES SUR LA ZONE DU TUNNEL DE TELIU

PAR

ION MARINESCU

(Résumé)

Le tunnel de Teliu est creusé pour le chemin de fer Braşov—Întorsura Buzăului et traverse la ligne de faîte entre Țara Bîrsei et la vallée du Buzău, à la cote 734.

Du point de vue stratigraphique, les formations géologiques de la zone du tunnel de Teliu appartiennent à l'Infravalanginien, au Barrémien-Aptien, respectivement à l'Urgonien, au Vraconien-Cénomaniens et au Turonien-Sénonien.

L'infra-Valanginien est représenté par des Couches à *Aptychus* qui comprennent des marno-calcaires verdâtres et violacés à *Punctaptychus* et *Lamellaptychus* et des brèches à éléments de schistes cristallins, calcaires récifaux et silicolithes.

Le Barrémien-Aptien est représenté par les Couches de Comarnic à calcaires gris compacts ou brêcheux à diaclasses remplies de calcite. Le faciès le plus fréquent du Barrémien-Aptien est le complexe marno-gréseux, lequel comprend des grès calcaires, fins, à Orbitolines, restes de plantes carbonisées et diaclasses à calcite, et des marno-argiles violacé gris, à taches brunes. Le grès calcaire de Teliu à quartz et restes de petites Orbitolines est également un faciès du Barrémien-Aptien.

Les calcaires récifaux urgoniens sont rencontrés sous la forme d'un petit massif (Vf. Cărbunarea Mică).

Le Vraconien-Cénomaniens (Couches de Poiana Florilor) est constitué par des marno-calcaires gris et rouges ou tachetés à *Neohibolites ultimus* D'ORB. et *Puzosia subplanulata* SCHLÜTER qui apparaissent dans la vallée du Teliu et du Dobîrlău. Un horizon plus supérieur est formé de marnes gris bleuâtre, tachetées, à *Neohibolites ultimus* D'ORB., qui apparaissent au viaduc de Teliu.

Le Turonien-Sénonien est représenté par la formation à Inocérames (Couches de Valea Mare) comprenant des grès finement grenus à hiéroglyphes entrecroisés, des grès micacés à grain moyen, disposés en bancs épais, des argiles grises ou rouges et des intercalations ellipsoïdales de pélosidérites vers la base de la série.



Suivant les données cartographiques de terrain et les données de la littérature, ainsi qu'à l'aide d'un examen attentif des haldes, l'auteur a tiré la conclusion que le tunnel a traversé sur plus de 2800 m la formation à Inocérames et sur plus de 500 m les Couches de Comarnic.

Du point de vue structural, l'auteur a établi que les dépôts infravalaginiens, barrémiens-aptiens et urgoniens appartiennent à l'unité du Flysch ouest-interne. En ce qui concerne les formations du Vraconien-Cénomaniens et du Turonien-Sénonien, elles ont été attribuées à d'autres unités, c'est-à-dire au Flysch est-interne.

Entre les deux unités il existe des rapports tectoniques étant donné que le Flysch ouest-interne chevauche le Flysch est-interne.

Les dépôts d'âge vraconien-cénomaniens de Valea Teliu apparaissent soulevés dans un anticlinorium qui affleure dans la vallée, étant entouré presque complètement par les dépôts d'âge barrémien-aptien des crêtes (Dealul Vîrșaie, Dealul Predeal, Dealul Cărbunarea). Sous cet aspect apparaît une semi-fenêtre tectonique, la semi-fenêtre de Poiana Florilor—Teliu, flanquée à l'E et au NE par la péninsule tectonique Predeal—Vîrșaie. Cette péninsule tectonique correspond à un synclinorium très plissé, formé de dépôts d'âge barrémien-aptien, traversés par le tunnel de Teliu.

La ligne de charriage selon laquelle le Flysch ouest-interne chevauche le Flysch est-interne est la ligne dénommée «Lutul Roșu». L'ampleur du chevauchement dans la zone du tunnel est de 5 km près, et dans la région de plus de 9 km. Le charriage est d'âge post-oligocène, correspondant à l'orogénèse savique. Le charriage a pris fin pendant le Miocène supérieur (phase styrienne).

EXPLICATION DES FIGURES ET DE LA PLANCHE

FIGURES

Fig. 1. — Marno-calcaires à lumachelle de *Lamellaptychus inflexicosta* TRAUTH et *Punctaptychus punctatus* VOLZ em. TRAUTH (couches à *Aptychus*) à proximité de l'entrée W du tunnel (photo DRAGOMIRESCU).

Fig. 2. — Marno-calcaires gris à *Puzosia subplanulata* SCHLUTER (Cénomaniens inf.), couches de Poiana Florilor (photo DRAGOMIRESCU).

Fig. 3. — Reste d'*Inoceramus* cf. *lamarcki*, formation à Inocérames, Valea Hărcăoia (photo DRAGOMIRESCU).

PLANCHE

Esquisse géologique de la zone du tunnel de Teliu

Quaternaire: 1a, alluvions; 1b, dépôts déluviaux. Glissement de terrain; 2a, stabilisés; 2b, actifs. Flysch est-interne. Turonien-Sénonien: 3, couches à Inocérames (couches de Valea Mare) (Ar., argiles rouges). Vraconien — Cénomaniens: 4, couches de Poiana Florilor (Flysch calcaire) Rr., marnes rouges). Flysch Flysch ouest-interne. Barémien Aptien: 5a, Complexe marno-gréseux; 5b, calcaires récifaux urgoniens (SC, couches de Comarnic). Infra-valaginiens-Berriasien: 6, couches à *Aptychus*. 7, faille; 8, ligne de «Lutul Roșu» (LLR, ligne de chevauchement); 9, nid fossilifère; 10, axe du tunnel.



**REFERAT ASUPRA LUCRĂRII: « LA TERRA E LA VITA »
DE ORLANDO VECCHIA (COLECȚIA «II PRISMA»,
MILANO 1957¹⁾)**

DE
MIRCEA PAUCĂ

Progresele cercetărilor din toate domeniile științelor naturii din zilele noastre fac necesară apariția unor lucrări de sinteză în care să se expună, pe înțelesul maselor largi și totuși la un nivel destul de ridicat, concepțiile cele mai noi asupra problemelor referitoare la planeta noastră, la dezvoltarea vieții și la activitatea omului.

Lucrarea lui Orlando Vecchia răspunde acestei necesități.

Prima parte, intitulată « planeta noastră », constă din 13 capitole, în care sînt expuse noțiunile generale asupra formei pămîntului, atmosferei, hidrosferei, litosferei, biosferei, orogenezei, paleogeografiei, vulcanismului, cutremurelor de pămînt, formarea și structura internă a globului.

Partea a doua a lucrării se ocupă de apariția și evoluția vieții pe pămînt și de bogățiile subsolului.

O idee de bază exprimată în acest capitol este aceea că « creația este continuă », în sensul că, datorită schimbării continue a mediului fizic și celui biologic exterior, speciile iau mereu alte înfățișări, fapt care determină numărul imens de aspecte sub care se prezintă speciile.

Capitolul « Animalele și plantele » începe prin expunerea importanței micro-organismelor, extrem de variate atît ca alcătuire morfologică cît și ca mod de viață. Sînt expuse problemele migrațiilor speciilor de animale în funcție de alimentație, modul de colonizare a insulelor, speciile distruse în ultimul mileniu ca o consecință a înmulțirii omului.

Ultimul capitol « Comorile Pămîntului » expune activitatea omului ca explorator al bogățiilor subsolului. Descoperirea procedeului de topire a metalelor l-a determinat să urmărească minereurile tot mai adînc, în interiorul scoarței. Paralel

¹⁾ Ședința din 6 mai 1958.



cu descoperirea metalelor a intensificat exploatarea cărbunilor, iar dezvoltarea crescândă a industriei l-a determinat să caute petrolul.

Progresele industriei chimice ne permit în ultimele decenii să valorificăm la maximum produsele naturale, obținând din ele numeroși compuși care stau la baza dezvoltării economice și culturale a popoarelor.

Expunerea se încheie cu relatarea descoperirii și folosirii energiei atomice, care este pusă tot mai mult în folosul omului.

Ca încheiere, trebuie să remarcăm că într-un singur an, care s-a scurs de la apariție, cartea este depășită prin datele obținute în cursul « Anului geofizic internațional » și prin progresele tehnice din ultimii 2—3 ani, care au întrecut cu mult optimismul manifestat de autor.



CERCETĂRI GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE ÎN PARTEA CENTRALĂ A MUNȚILOR SEMENIC¹⁾

DE
C. HURDUZEU

Lucrarea de față se referă la zona din centrul Munților Semenic delimitată la nord de o linie ce unește localitățile Văliug cu Slatina—Timiș, la est Slatina—Timiș cu Pîrvova, la sud Pîrvova cu Colonia Predilcova, iar la vest de o linie ce ar uni cantoanele silvice Cereșnaia cu Roșovan.

Munții Semenic fac parte din Masivul Banatic, avînd o înălțime relativ mică, culminînd cu vîrful Gosna (1449 m). La formarea acestui masiv iau parte mai multe culmi ce pleacă din jurul nodului orografic, scăzînd treptat din înălțime spre est, vest, nord și sud. Pe aceste culmi E. DE MARTONNE a descris Platforma Semenicului (1.400—1.000 m), Platforma Tomnatica (900—750 m) și Platforma Teregova (500—400) m.

Din munții Semenic izvorăsc cele mai importante ape ale Banatului: Timișul, Nera, Bîrzava, Carașul și Mehadica, care cu afluenții lor, brăzdează masivul în toate direcțiile.

Regiunea a fost parțial studiată în secolul trecut de I. KUERNATSCH, I. BÖCKH și ROTH VON TELEGD.

AL. CODARCEA, în lucrările de sinteză asupra Banatului sudic, separă zone cristaline de metamorfism diferit, printre care și zona de Miniș ce apare în sudul perimetrului cercetat. LIVIU ROȘCA se referă la rocile cristaline din jurul localităților Brebu, Gărina și Slatina—Timiș.

I. Cristalinul

Regiunea cercetată este formată din roci cristaline și eruptive, peste care au transgresat în vest depozite mesozoice, iar în est cele neogene. În regiune se găsesc masive granodioritice legate sinorogenic de Cristalin și roce banatitice.

¹⁾ Comunicare în ședința din 13 mai 1958.



Șisturile cristaline aparțin domeniului getic repartizate la două serii cu grad metamorfic diferit: seria de Miniș cu facies mai ales epizonal și seria de Timiș cu facies mesozonal.

A) **Seria de Miniș** se încadrează în faciesul de șisturi verzi a lui ESCOLA și se găsește la est de Valea Poneasca, cu extremitatea nordică delimitată de Og. Alibeg, traversînd V. Tăria, partea mijlocie a văii Helisagu, precum și partea inferioară a văilor Coșava și Nergănița, retrăgîndu-se în sinclinal pe V. Tiesul Mic și V. Craiovei, pînă sub Tilva Cățelii.

Rocile din această serie se pot separa în două complexe metamorfice: complexul muscovit-cloritic și complexul biotit-cloritic.

1. *Complexul muscovit-cloritic* ocupă aproape în întregime seria de Miniș cu excepția văii Tăria și a culmilor ce o însoțesc pe stînga și dreapta și este reprezentat prin șisturi cloritice, șisturi actinolitice, șisturi cuarțitice și filite.

a) *Filitele* apar intercalate între șisturi cloritoase pe V. Raicului și culmea estică. Roca are culoarea verde, structura blastopelitică și textura șistoasă marcată de lamelele de clorit ce prind între ele cuarțul fin granular.

b) *Șisturile cloritice* sînt prezente sub formă de intercalații printre șisturile cuarțitice și amfibolice, prezentînd o paragenză caracteristică formată din: clorit + muscovit + cuarț.

c) *Șisturile cuarțitice* sînt rocile cele mai dezvoltate din seria de Miniș. Ele apar în zone separate pe văile Nergănița, Nera, Cașava și Helisag; de asemenea, sub formă de intercalație între șisturile amfibolice și cloritoase. Se disting patru paragenze caracteristice:

Cuarț + feldspat + muscovit,

Cuarț + grafit + feldspat,

Cuarț + clorit + biotit,

Cuarț + biotit + clorit.

Rocile au o granulație fină și prezintă o structură granolepidoblastică și o textură paralel sinuoasă. În zona cuarțitelor biotitul predomină în partea nordică, muscovitul, cloritul, în zona de mijloc, iar cuarțitele grafitoase ocupă Culmea lui Narotă.

d) *Șisturile amfibolice* apar sub formă de intercalații între șisturile cuarțitice și cloritoase și în fișii dezvoltate pe V. Craiova și pe versantul stîng al văii Poneasca, între Poiana Alibeg și Murăscu. Se deosebesc trei paragenze caracteristice:

Actinolit + hornblendă comună + biotit,

Actinolit + clorit + cuarț,

Actinolit + titanit + cuarț.

Rocile prezintă culoarea verde închisă, structura de la nematoblastică pînă la nematolepidoblastică și o textură șistoasă.



e) Micașisturile filitoase cu granat, descrise de AL. CODARCEA ca roci caracteristice pentru contactul estic al seriei de Miniș cu Cristalinul mesozonal, apar și în partea de nord a seriei, excluzând zonele de contact ale șisturilor amfibolice cu seria de Timiș. În ultimul caz, în șisturile actinolitice de la contact, se vede o îmbogățire a rocii cu hornblendă.

Micașisturile sînt filitoase, prezintă o culoare verzuie-cenușie și au caracteristic porfiroblaste de granat. Se disting următoarele parageneze caracteristice:

Muscovit + sericit + clorit + cuarț + granat,

Biotit + muscovit + cuarț + granat.

2. *Complexul biotit-clorit* este reprezentat prin roci tranzitorii între epizonă și mesozonă, în general retromorfozate, cu biotitul și granatul cloritizate parțial sau total, iar muscovitul care predomină, frecvent a provenit din biotit sau este sericitizat. Cuarțul este microgranular primar sau secundar, iar plagioclazul este reprezentat mai ales prin albit și mai rar prin albit-oligoclaz.

Acest complex apare la est de granodioritul de Poneasca peste Poiana Murăscului, V. Tăria și Tîlva—Tăriei, într-o zonă frământată, în care se pot distinge micașisturi muscovito-biotitice, micașisturi cu granați, paragnaise și gnaise aplitice.

B) Seria de Timiș. Seria de Timiș este constituită din șisturi cristaline mesozonale, în deosebi micașisturi și paragnaise, în care apar zone de injecțiuni aplitopegmatitice. Cartografic se pot deosebi: complexul micaceu, complexul feldspatic, complexul amfibolic și complexul calcaros.

1. *Complexul micaceu.* În cadrul acestui complex apar opt tipuri de roce cu o largă răspîndire în regiune.

a) Micașisturile muscovitice apar în alternanță cu micașisturile muscovito-biotitice și în strate separate pe V. Nera, în aval de confluența cu Nergănița. Sînt roci de culoare alb-cenușie șistoase și cu mult muscovit. Se deosebește următoarea parageneză caracteristică: muscovit + cuarț + feldspat + biotit. Muscovitul și cuarțul apar în cantitate mare. Muscovitul este larg dezvoltat, de obicei dantelat pe margini, la unele cristale observîndu-se pe liniile de clivaj și pe margine biotit pleuroic sau clorit. Feldspatul este reprezentat prin albit-oligoclaz și microclin, ce apare în cantitate mică.

b) Micașisturile muscovito-biotitice sînt roci răspîndite în toată regiunea, fiind intercalate între micașisturile biotitice, micașisturile cu granat și între paragnaise. În fișii separate apar într-o zonă ce trece peste Fața Tomnatica, Tîlva lui Vasile, Dosul Purcariului și Chersobețul. Macroscopic se observă alternanța păturilor de mică cu cele de cuarț. Parageneza caracteristică a rocilor este următoarea: biotit + muscovit + cuarț + plagioclaz.

Sporadic apare zoizitul, titanitul și granatul. Muscovitul și biotitul apar asociate în pături care mulează grăunțe de cuarț și feldspat, dînd rocii un aspect șistos ondulat.



Uneori în cadrul şisturilor micacee, cuarţul apare în cristale mari neconturate, ce formează pături paralele cu străţuleţele de cuarţ microgranular asociat cu feldspat şi cu fişiiile de mică.

c) Micaşisturile cu biotit sînt rocile cele mai răspîndite din complexul micaceu. Se găsesc sub formă de intercalaţii între paragneisele şi şisturile cuarţitice din vest şi între micaşisturile cu granaţi şi cele muscovito-biotitice din est. În jurul localităţii Armeniş, fundamentul este format din micaşisturi biotitice, în care se întîlnesc injecţii pegmatitice şi de cuarţ. Parageneza caracteristică a rocilor este formată din: biotit + cuarţ + feldspat. La această parageneză se adaugă frecvent şi granatul, care dă un tip de micaşist mai puternic metamorfozat. Sporadic apar cloritul, zoizitul, titanitul şi muscovitul.

Biotitul apare în cantitate mare sub formă de lamele individualizate sau grupate în benzi orientate pe direcţia de şistuoizitate a rocei. Este puternic pleocroic de la brun închis la galben pal. Frecvent se observă asocierea biotitului cu muscovitul. Mai rar se observă cloritizarea pe marginea biotitului. În majoritatea cazurilor prezintă incluziuni de cuarţ şi zircon cu aureole pleocroice.

d) Micaşisturile cu granaţi apar intercalate între celelalte tipuri de roci şi în zone separate. O astfel de zonă lată de 2 km apare pe malul stîng al văii Timişului, între V. Săcaşul şi V. Petroasă, continuîndu-se cu lăţimea de 500 m pînă în Og. Poienii. O zonă larg dezvoltată apare în jurul Vf. Piatra Semenice, peste cracul Păroasa şi V. Linului. Zone mai înguste apar între Poiana Foiofiu şi Tilva Căţelii, între Cracul Roşu şi V. Mehadica şi între V. Nera şi Spătarea.

Se deosebeşte următoarea parageneză caracteristică: muscovit + biotit + granat + cuarţ.

În cantitate redusă apare feldspat, clorit, turmalină, iar sporadic zircon, apatit şi zoizit. Rocile sînt şistuoase observîndu-se pături de mică şi cuarţ cu porfiroblaste de granat. Uneori cuarţul formează filonaşe şi lentile mici printre păturile micacee, scoţînd în evidenţă structura sinuoasă cu aspect lenticular. Granatul este un almandin cu o culoare roşie, de dimensiuni ce variază între 1 mm şi 1 cm. De obicei este mai numeros unde predomină muscovitul.

e) Micaşisturile cu disten şi staurolit sînt roce puternic metamorfозate şi frămîntate. Apar între micaşisturile cu granaţi pe o lăţime de 200 m, pe partea stîngă a Timişului, între V. Petroasă şi V. Mare, şi într-o zonă restrînsă pe V. Poienii de Măr. Sub formă de intercalaţii între micaşisturi, ele apar în Vf. Gosna, Grămada Urşilor şi pe Og. Bibănul. Micaşisturile cu disten sînt roci şistuoase şi de culoare cenuşie-albăstrui. Cristalele de disten sînt alungite, albăstrui, uşor observabile pe teren. Lungimea variază de la 3 mm la 1,5 cm.

La microscop distenul este incolor şi răspîndit neuniform în masa rocii. Prezenţa distenului în cantitate mare este în detrimentul granatului şi turmalinei. Pentru aceste roci sînt caracteristice două parageneze:



Biotit + cuarț + granat + disten,

Biotit + cuarț + disten + staurolit \pm granat.

Prima paragenază este mai frecventă și de obicei i se alătură și turmalina. Cea de a doua paragenază apare mai rar. Am întâlnit-o doar pe Vf. Gosna și Grămada Urșilor. Staurolitul este granular, bine dezvoltat, cu crăpături neregulate și cu o culoare galben-aurie. Rocile prezintă o structură porfiro-granoblastică și o textură șistuoasă.

f) Micașisturi cu turmalină se găsesc sub formă de intercalații între micașisturile cu granați pe V. Nera, în aval de confluența cu Helisagul, pe Helisagul mic și Culmea Mare și între micașisturile cu disten pe Og. Poienii de Măr.

Turmalina apare cu habitus prismatic alungit de la 5 mm pînă la 1 cm, de culoare brun-închisă-neagră, puternic pleurocică. Parageneza caracteristică este formată din biotit + cuarț + granat + turmalină.

g) Micașisturile cu hornblendă sînt intercalate între fișia de micașisturi cu granat ce pleacă din Poiana Alibeg pînă în Culmea Trecătoarea. În restul regiunii apar sporadic. Rocile prezintă parageneza caracteristică: biotit + cuarț + hornblendă + plagioclaz. Hornblendă apare în cristale individualizate și sub formă de benzi continui, paralele cu cele de biotit. Este puternic pleurocică de la verde închis la verde-galben.

h) Șisturile cuarțito-biotitice apar pe o zonă întinsă la vest de V. Bîrzava și în zone mai restrînse pe Ogașul Frîncului, Cracul Selului și Ogașul Mișău. Frecvent apar intercalate între micașisturi și paragneise. În aceste roci predomină cuarțul granular și biotitul lamelar. Feldspatul apare în cantitate mică și este reprezentat prin microclin și albit-oligoclaz. Structura rocilor este granolepidoblastică, textura șistuoasă.

2. *Complexul feldspatic*. În M. Semenici rocile feldspatice au cea mai dezvoltată răspîndire și sînt reprezentate prin paragneise, gnaise mixte și gnaise de injecție.

a) Paragneisele sînt cele mai dezvoltate din complexul feldspatic. Apar sub formă de intercalații printre toate tipurile de roci și formează orizonturi separate pe zone întinse. Cartografic se pot deosebi paragneise micacee, paragneise cuarțitice și paragneise cu granat.

Paragneisele muscovit-biotitice apar sub formă de intercalații între micașisturi și gnaise mixte pe văile Săcașul, V. Mare, Pietroasa, Timiș, Teregova, Belentinul și Craiova. În orizonturi separate apar între ogașele Pietroasa și Frîncului și între V. Timiș și Ogașul Clocotiș. O zonă larg dezvoltată apare peste văile Mehadica, Certejul și Slătinic, oprindu-se la localitatea Pîrvova. Rocile sînt șistuoase, cu mult feldspat și cuarț, prins între benzi de mică. Culoarea lor este cenușiu-închisă. Structura granolepidoblastică, textura paralelă sinuoasă pînă la șistuoasă. Deosebim o paragenază caracteristică: plagioclaz + biotit + muscovit + cuarț. Mai apare



granatul, epidotul și rare ori microclinul și zoizitul. Plagioclazul este reprezentat prin albit-oligoclaz, în general maclat polisintetic și ușor sericitizat.

Paragnaise cuarțitice cu biotit apar intercalate între micașturi pe o zonă ce pleacă din culmea Bradul Moșului până în pîrîul Mehadica. Altă zonă pleacă din Culmea munților peste Og. Nerei și Nergăniței. La vest de Bîrzava aceste roci sînt puternic dezvoltate. Pe V. Luncavița apar în strate separate cu mult biotit. Aceste roci se caracterizează prin cantitatea mare de cuarț și biotit, alături de plagioclaz. Cloritul și granatul este destul de frecvent. Sporadic apare epidotul, titanitul și minereul opac.

Paragnaise cu granați apar pe o fișie lată de 250—300 m, ce pleacă la est de localitatea Verendin peste Og. Patia, V. Mehadica și Og. Sîrbului, efilîndu-se în V. Nergănița. Rocile sînt șistuoase, conțin multă mică, plagioclaz și granați. Pe unele porțiuni apare turmalină și staurolit. Se deosebesc două parageneze caracteristice:

Plagioclaz + mică + granat + staurolit + cuarț,

Plagioclaz + muscovit + biotit + granat + cuarț.

b) Gnaisurile mixte apar printre micașturi și paragnaise și conțin un vădit aport de material eruptiv. În jurul localităților Gărina și Brebul, gnaisurile mixte sînt biotitice. La sud-vest, pe Valea Timiș, Valea Semenici și Valea Nergănița, aceste roci conțin și muscovit. Ele mai apar și la est de Poiana Foiofui, între văile Cașava și Nergănița, cu o cantitate mică de microclin. Aceste roci sînt foarte frămîntate și ondulate. Fișiile de mică mulează cristalele de cuarț și feldspat, iar pe unele locuri sînt dezvoltate lenticular, ajungînd la gnaisurile de injecție. Paragenezele caracteristice ale acestor roci sînt următoarele:

Feldspat potasic + plagioclaz + biotit + granat,

Feldspat potasic + plagioclaz + biotit + muscovit,

Ortoză + biotit + hornblendă + plagioclaz.

Feldspatul potasic este reprezentat prin ortoză și microclin. Cristalele sînt bine dezvoltate, cu contur neregulat și în macles caracteristice. Plagioclazul, în cristale prismatice și maclate polisintetic, are un conținut în anortit de 15—30%.

c) Gnaisurile de injecție sînt dezvoltate în nord-estul regiunii, în special în jurul localităților Teregoa și Armeniș, alături de pegmatite și gnaisurile mixte. Rocile sînt formate în special din minerale leucocrate, cu structuri variabile ce caracterizează mai multe tipuri de gnaisuri.

Gnaisurile ocular-liniare au aspectul pegmatitic, cuarțul și feldspatul este dezvoltat în ochiuri, lentile mici și benzi liniare. Aceste roci se găsesc pe Certeia Haiducilor pe văile Mîțăul, Belentinul, Mehadica și V. Mare, de unde pleacă o fișie de peste 200 m spre sud-vest trecînd peste V. Bibănul, Tilva Bogdanului și V. Timiș. Pe Og. Poienii, pîrîul Teregoa, Og. Cerbului și Og. Lazului, aceste gnaisuri sînt intercalate între cele aplitice, granitice și mixte. Mai spre sud-est, spre Og. Clocotiș, între



gnaisele granitice, se găsește o lentilă de epigranit. Feldspatul este reprezentat prin microclin larg dezvoltat sub formă xenoblastică și pertit, ortoză și plagioclaz. Parageneza caracteristică acestor roci este formată din feldspat potasic + plagioclaz + cuarț. În cantitate mică apare muscovitul și biotitul.

Gnaisele aplitice sînt roci de culoare albă, cu structură cristaloblastică și textură masivă. Apar sub formă de benzi înguste pe Og. Pietroasa și Og. Leo. Cuarțul și feldspatul sînt minerale predominante, asociate în benzi subțiri.

Gnaisele granitice sînt roci cu aspect granitic și cu componența mineralogică asemănătoare, dar metamorfozate. Mineralele sînt orientate. Mica mulează cristalele de cuarț și feldspat, iar cuarțul prezintă extincție ondulatorie. Aceste roci apar pe V. Săcașului în două lentile late de 50 m și pe V. Tiesul Mare și Og. Leo în concordanță cu gnaisele.

d) Pegmatitele sînt larg dezvoltate în jurul localităților Armeniș, Teregova și Pîrvova. Apar sub formă de filoane și lentile pe zonele de minimă rezistență, în general între gnaise. Parageneza caracteristică este formată din microclin + plagioclaz + cuarț + muscovit. Macroscopic se observă masa de plagioclaz cu ochiuri de cuarț și muscovit. Uneori apare beril și columbit. La Pîrvova, pe V. Slătinic, apar cinci filoane de pegmatit, în care parageneza caracteristică este: microclin + plagioclaz + cuarț + muscovit + granat. Structura rocilor este pegmatitică uneori grafică, în special la pegmatitele din jurul Armenișului.

3. *Complexul amfibolic.* În partea estică a munților Semenici, între micașisturi și paragneise, apar sub formă de intercalații lenticulare și interstratificate amfibolite, șisturi amfibolice și gnaise amfibolice. Structura rocilor este grano-nematoblastică și textura în general paralel șistuoasă. Se deosebesc trei parageneze caracteristice:

Amfiboli + titanit + plagioclaz,

Amfiboli + cuarț + plagioclaz + biotit,

Amfiboli + plagioclaz + cuarț.

a) *Amfibolite* apar intercalate între paragneise pe V. Slătinic și în baza lentilei de sideroză din Dealul Timpa. Rocile sînt formate din hornblendă verde, larg dezvoltată, puternic pleuroică, cu numeroase incluziuni de titanit și magnetit.

b) *Șisturile amfibolice* apar pe Valea Mare în două lentile de 60 m lățime, intercalate între paragneise, și pe Og. Bibănuș și Frîncului în baza calcarelor cristaline. Interstratificate cu micașisturile apar pe culmea Corcana, Og. Cuculea, V. Breazova și la sud de Poiana Răchita. Aceste roci sînt constituite din cristale de hornblendă dispuse în benzi paralele, ce alternează cu fișii mai fine de biotit, cuarț și plagioclaz. Titanitul este răspîndit neuniform în rocă și cu tendință de orientare a granulelor. Sporadic apare minereul, cloritul și zoizitul.

c) *Gnaisele amfibolice* sînt roci dure, prezentînd o culoare verde închis cu puncte albe de plagioclaz. Se găsesc pe Ogașul Crăcoasa, intercalate în



paragneise, și pe Og. Frîncului la contactul cu porfirele granodioritice. Hornblenda comună apare în cristale bine dezvoltate, cu contur neregulat pe margine fiind actinolică. Plagioclazul este în general sericitizat și are incluziuni de cuarț.

4. *Complexul calcaros*. Între localitățile Teregova și Sadova Veche apar calcare cristaline marmoreene albe, calcare grăunțoase cu conținut de fier și calcare dolomitice în lentile cu grosimi de 5—50 m și lungimi de 25—150 m.

În Dealul Glinov calcarul cristalin prezintă intercalații de amfibolite bogate în magnetit și minereuri de fier care se exploatează. Pe Og. Frîncului apar calcare dolomitice alături de amfibolite. La contact se observă benzi de tremolit, alternînd cu benzi fine de diopsid. La Tîmpa, lângă calea ferată, calcarul este intercalat între micașturi. La contact apare de asemenea diopsid și tremolit. Aceste minerale se datoresc unui metamorfism ridicat și probabil unui aport metasomatic. Pe Og. Bibănul calcarul este dezvoltat într-o mare lentilă ce străbate dealul, aflorînd în șosea și în malul drept al Timișului, unde se exploatează. Calcarul alb alternează cu benzi centimetrice verzui de tremolit, iar la contactul cu șisturile cristaline se găsește amfibolit.

În fața gării Armeniș calcarul prezintă granule de magnetit și tremolit. În Dealul Tîmpa calcarul este de culoare roșietică, cu un conținut de fier în jur de 20%, apropiindu-se de sideroză, în care sînt intercalate lentile de magnetit în general exploatare și amfibolit. Asemenea lentile mineralizate se găsesc și pe Fața Tîmpa și Ogașul lui Crai. La gura pîrului Armeniș apare o mare carieră de calcar dolomit care la partea superioară este sideritic. Acest complex calcaros cu slabe mineralizații se afundă spre nord sub sedimente neogene. În sud-estul regiunii calcarele cristaline apar pe V. Slătinic în cinci lentile intercalate între paragneise și amfibolite.

II. Rocile eruptive

A) *Granodioritele de Poneasca și Gruniu*. În partea de vest a munților Semenici, în bazinul hidrografic al pîrului Poneasca și pe versantul drept al văii Bîrzava, sub Vf. Piatra Nedeea, apar masive eruptive granodioritice.

Aceste roci se găsesc între pîrîul Berzeveța și pîrîul Băieșilor și se dezvoltă peste pîrîul Gruniul Bun, din care motive este bine a denumi acest granodiorit «granodioritul de Gruniu».

Pe Valea Poneasca granodioritul apare la 1 km în amonte de confluența cu pîrîul Miniș, lărgindu-se treptat spre nord, pînă în apropierea văii Cușec, unde este dezvoltat numai pe versantul drept, cu o lățime de aproape 4 km, care se menține pînă în Og. Blaj, de unde se reduce treptat ajungînd la 500 m pe V. Bîrzava, pe care o însoțește 600 m. În jurul masei granodioritice apar mai multe apofize, pe care le-am delimitat în Og. Balnovăț, Og. Ioni, Cracul Rusului și pe malul stîng al văii Bîrzava.



Direcția masei granodioritice este SSW—NNE, fiind paralelă cu direcția șisturilor cristaline. Din diagrama variației conținutului în cuarț, feldspat potasic și plagioclaz, reiese clar că aceste roci eruptive sînt reprezentate prin granodiorite (vezi figura). Granodioritul prezintă diferite varietăți : granodioritul cu două

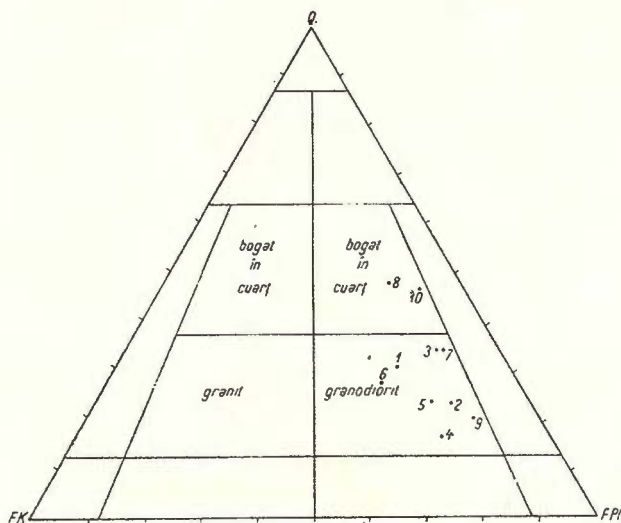


Diagrama variației conținutului în cuarț, feldspat potasic și plagioclaz.

mice (granodioritul propriu-zis), granodioritul biotitic, granodioritul muscovitic, pegmatitele, gnaisele granodioritice.

Structura rocilor este holocristalină și textura masivă.

1. Granodioritul cu două mice se dezvoltă pe versantul stîng al văii Poneasca; pe versantul drept apare pe Og. Cușec, Og. Ferenchi și Og. Pușcașului. În granodioritul de Gruniu se găsește răspîndit în mod neuniform. Acest granodiorit este alb-roziu pînă la alb-cenușiu. Roca este dură, cu structura hipidiomorf grăunțoasă. Din analiza planimetrică se constată că aceste roci conțin 33—41,3% cuarț, 33,6—51% plagioclaz, 7,5—19% ortoză și microclin-pertit.

Cuarțul apare în cristale xenomorfe răspîndite neuniform în rocă. Uneori este ușor zdrobit și cu extincție ondulatorie.

Plagioclazul, reprezentat prin albit-oligoclaz și oligoclaz, este sub formă prismatică, maclat polisintetic, mai rar cu structură zonală. Este ușor sericitizat. Cantitatea în anortit variază între 10—30%.

Feldspatul potasic apare în cristale idiomorfe cu habitus prismatic. Microclinul, mai puțin dezvoltat, prezintă macle caracteristice. Apare uneori cu structură microclin pertitică.



Biotitul apare individualizat sau asociat cu muscovitul. Prezintă pleocroism brun-verzui pînă la brun-galben. În unele cristale este cloritizat pe margini, alteori pierde fierul și se transformă în muscovit. Muscovitul în lamele individualizate apare în granodioritul de Gruniu, în procent de 8—10%. Granatul reprezentat prin almandin apare sporadic în granodioritul de Gruniu și pe Valea Cușec.

Cloritul este un clinoclor de culoare verde-gălbuie. Epidotul apare sporadic.

2. **Granodioritul cu biotit** se găsește alături de granodioritul propriu-zis pe Og. Rusului, Og. Pușcașului, Og. Cușec și V. Poneasca. În granodioritul de Gruniu această rocă este frecventă, apărînd în Og. Băieșilor, Og. Molit și Og. Gruniu. În apofize se găsește doar acest tip de granodiorit. Roca este mai grăunțoasă, ușor alterabilă și sfărîmicioasă. Apar blocuri mari detașate din bază. Frecvent este străbătut de vine aplitice de granodiorit muscovitic și filoane de pegmatit.

La microscop se observă o bazicitate mai mare a plagioclazului. Anortitul ajunge pînă la 40%, iar o cantitate mare de cristale sînt cu structură zonară.

Din analiza planimetrică rezultă cuarț 15—25%, plagioclaz 47,5—55,71%, feldspat potasic 8,69—13,28%, mică 13,50—21%; granatul, titanitul, calcitul și epidotul apar sporadic. Se constată o mare cantitate de plagioclaz și biotit în detrimentul ortozei. Feldspatul potasic este reprezentat prin ortoază, microclin și pertit.

3. **Granodioritul muscovitic** format din minerale leucocrate în general microgranulare, apare sub formă de filoane în granodioritul biotitic, ieșind la suprafața acestuia sub formă de benzi nealterate. În granodioritul propriu-zis apare rar, iar în cel de Gruniu este bine dezvoltat. Frecvent însoțește în zonele marginale intruziunile de pegmatite. Structura rocii este granulară și textura masivă, culoarea albă, puțin rozie atunci cînd ortoza apare în cantitate mai mare. Această rocă conține 26% cuarț, 23% feldspat potasic, 45,98% plagioclaz și 5,02% muscovit.

4. **Pegmatitele** sînt roci filoniene cu cristale larg dezvoltate de ortoază, pertitică, plagioclaz și mică. Apar mai ales în granodioritul biotitic, în filoane ce variază între 1—4 m, pe Og. Cușec și Cracul Bradului Maxim. Pe Og. Pușcașul Mare și Cracul Mare, pegmatitul prezintă plăci de biotit. Culoarea filoanelor este rozie cînd predomină ortoza și albă cînd predomină plagioclazul. Pe unele locuri filoanele pegmatitice trec marginal în granodioritele muscovitice.

5. **Gnaisele granodioritice** sînt dezvoltate într-o mare apofiză ce trece peste Poiana Begului, Valea Nera pînă sub Poiana Mare. Pe teren aceste roci se deosebesc greu de granodioritele propriu-zise, deoarece sînt puțin orientate și au structura holocristalină. Sub microscop se observă orientarea mineralelor, iar lamelele de biotit și muscovit mulează cristalele de feldspat și cuarț. Din analiza planimetrică rezultă: cuarț 24—37%, plagioclaz 37—60%, feldspat potasic 5,94—12%, mică 5—18,06%, granat, 0,5—1%.



B) Banatitele. În partea estică a munților Semenici sînt foarte frecvente intruziunile de banatite, reprezentate prin granodiorite, porfire granodioritice și porfire dioritice.

a) **Granodioritele** apar în cinci dyke-uri pe Og. Lazului, cu grosimi ce variază între 100—250 m. Roca este grăunțoasă, masivă și pe alocuri transformată în gruz.

Din analiza planimetrică rezultă: cuarț 15,1%, feldspat potasic 8,1%, plagioclaz 65,7%, amfibol 9,1%, biotit 2%; titanitul apare sporadic. Plagioclazul apare în cristale cu structură zonară și habitus prismatic. Conținutul în anortit variază între 20—40%. Amfibolul este reprezentat prin cristale prismatice de hornblendă verde.

b) **Porfirele granodioritice** apar pe Og. Frîncului în trei intruziuni cu lățimi de la 15 la 60 m. Lîngă localitatea Mehadica roca se exploatează într-o carieră cu o lungime de circa 325 m. Mici intruziuni mai apar pe V. Teregova, Og. Cerchezului, Og. Verendinului, Og. Patia și Og. Slătinic. Aceste roce sînt cenușii, cu fenocristale de plagioclaz prinse într-o masă microlitică foarte dură. Structura lor este porfirică, iar textura masivă. Pasta apare în procent de 22,41% pînă la 30% și este formată din granule de cuarț, ortoză și plagioclaz sericitizat, caolinizat și calcitizat. Apare și epidot. Fenocristalele sînt reprezentate prin plagioclaz 53,4%—60%, hornblendă 15—18%, cuarț 3—5%, epidot 3—5%, biotit 0,3%, clorit 0—3%.

Plagioclazul este idiomorf, cu structură zonară și cu un procent de 25—40% An.

c) **Porfirele dioritice** apar în jurul Poienii Alibeg pe o suprafață de aproape 2 km². Roca este dură, de culoare verde-cenușie, cu fenocristale de plagioclaz și hornblendă și microcristale de cuarț, ortoză și plagioclaz.

Din analiza planimetrică rezultă conținutul în microcristale de 10,9%, plagioclaz 57,6%, amfibol 28,3%, cuarț 3,2%.

Plagioclazul apare în cristale idiomorfe în general cu structură zonară și cu un conținut în anortit de 30—53%.

III. Roci sedimentare

Peste șisturile cristaline și rocile eruptive din vestul regiunii se așază transgresiv depozite sedimentare liasice și cretacice, iar în est depozitele neogene ale culoarului Mehadia—Caransebeș.

IV. Concluzii tectonice și genetice

Munții Semenici fac parte din pînza getică. Sînt formați din șisturi cristaline mesozonale, aparținînd seriei de Timiș peste care stau în sinclinal șisturile cristaline epizonale ale seriei de Miniș. În apropiere de linia tectonică dintre Pînza getică și Autohton între localitățile Sadova, Teregova și Pîrvova, Cristalinul mesozonal



este strîns cutat, prezentînd numeroase injecții aplitice și pegmatitice. Rocile migmatitice din vestul zonei sînt dispuse pe axul unui anticlinal cu direcția SSW—NNE și paralelă cu direcția de șistuoizitate a rocilor. Înclinarea stratelor la vest de granodiorit este NW 36° — 60° , iar la est SE 40° — 75° . Aceste înclinări se mențin spre NE la distanță mare de granodiorit într-un anticlinal ce traversează V. Nera, Poiana Mare și Tilva Nergănița. În jurul Vf. Piatra Semenic, stratele vin în periclin, iar la NE în zona bazinului hidrografic al Timișului, stratele stau monoclinale cu direcția generală NE 15° — 45° și cu înclinări spre WNW de 25° — 35° .

La est de masivul granodioritic pînă în bazinul neogen al Mehadiei șisturile cristaline au direcția NE și NW în jur de 85° cu înclinări ce cresc de la sud spre nord. Astfel în sud, în aval de pîrîul Helisag și V. Breazova înclinările sînt între 20° — 30° , iar în nord, la Tilva Nergănița, ajung pînă la 80° .

Șisturile cristaline ale seriei de Miniș pe V. Craiova stau în sinclinal peste seria de Timiș, la care trec gradat. Pe V. Tiesul rocile mesozonale încalecă peste epizonă, lucru marcat de o falie, la fel ca și pe V. Nera în aval de confluența cu Nergănița. În apropierea granodioritului de Poneasca, rocile sînt deranjate, iar zona este puternic frămîntată și diafторizată.

Intruziunile banatitelor s-au produs pe linii de minimă rezistență sau falii (între Og. Clocotici și Certejul), producîndu-se mici deranjări locale.

Rocile cristaline mesozonale din seria de Timiș au un caracter local și au rezultat din depozite sedimentare depuse în geosinclinal. În partea estică a geosinclinalului au predominat argilele cu intercalații grezoase, marnoase și calcare asociate cu oxizi de fier, iar în partea de vest au predominat gresiile cu intercalații de argile.

În timpul cutărilor hercinice, depozitele sedimentare din partea estică s-au transformat în micașisturi și paragneise cu intercalații de șisturi cuarțitice amfibolice și calcare cristaline cu magnetit, iar în vest, în roci cuarțitice cu intercalații de micașisturi.

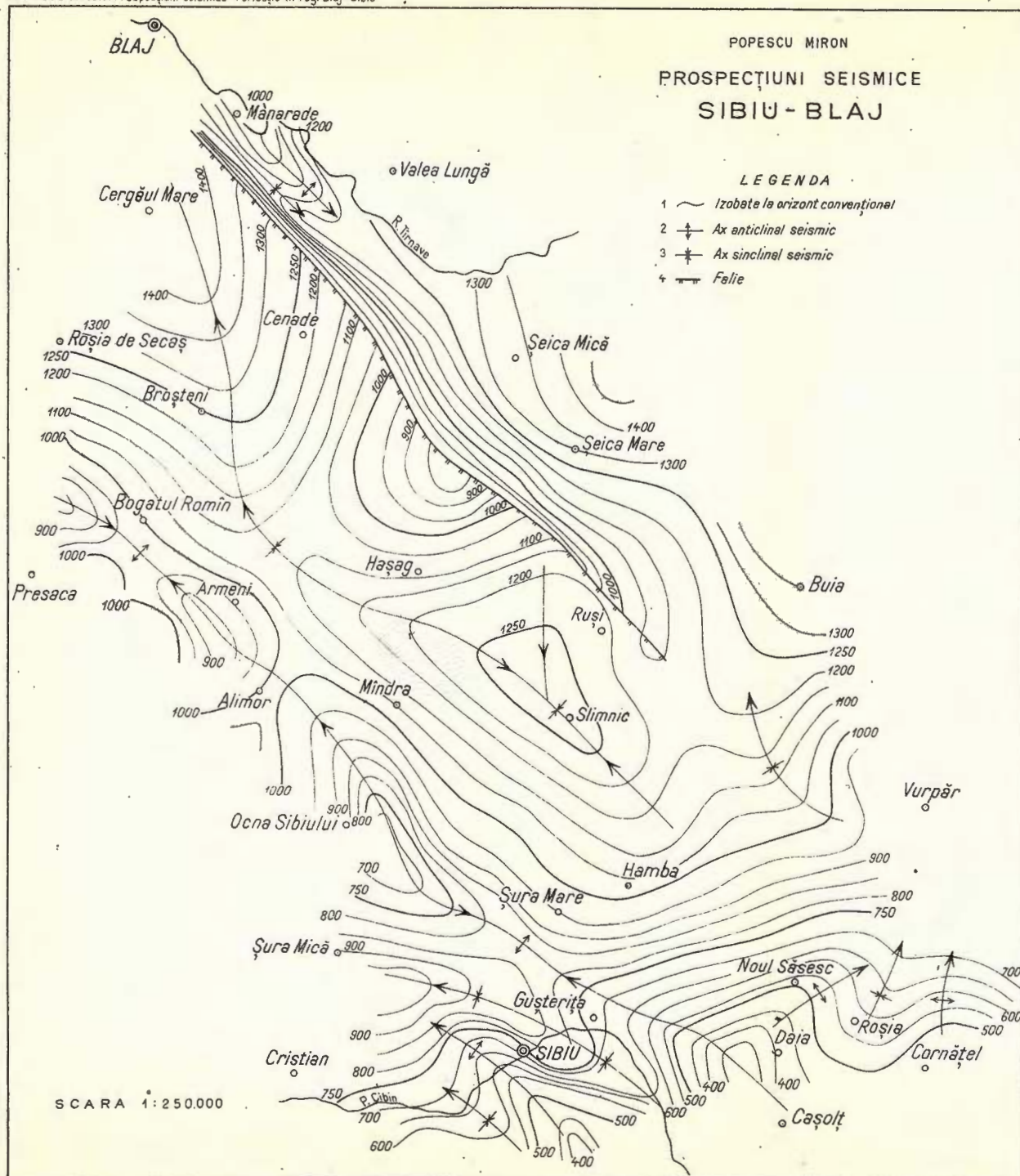
În munții Semenic unda metamorfică nu a avut aceeași intensitate. Astfel, în partea sudică a determinat formarea unor șisturi mai slab metamorfozate, constituind seria de Miniș. În această serie se observă o accentuare a metamorfismului de la sud spre nord.

Între seria de Miniș și seria de Timiș este o trecere gradată, marcată prin prezența constantă la contact a micașisturilor filtoase cu granat sau a șisturilor amfibolice și a complexului biotito-cloritit.

În timpul cutărilor hercinice au avut loc injecții de roci acide, reprezentate în est prin pegmatite și gnaise de injecție, iar în vest prin granodiorite.

Rocile granodioritice sintectonice prezintă caracterele unui migmatit în jurul căruia sînt dezvoltate injecții lit-par-lit, iar în partea estică, peste Nera, granodioritele au o orientare evidentă.





Tipurile diferite de granodiorite au luat naștere în același timp și se datoresc variației cantitative mineralogice a injectiilor.

În timpul cutărilor cretacee, când a luat naștere pînza getică din care fac parte și munții Semenic, s-au produs și intruziunile de roci banatitice.

BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA AL. Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fer—Bocșa Montană, jud. Caraș, Banat. *An. Inst. Geol. Rom.*, XV. București, 1930.
2. GHERASI N. Étude géologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Țarcu. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII. București, 1937.
3. PAVELESCU L. Studiu geologic și petrografic al părții centrale și de SE a Munților Poiana Ruscă. *An. Com. Geol.*, XXV. București, 1953.
4. PAVELESCU L. Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.*, XXVIII. București, 1955.
5. POP E. Bazinul neogen al Caransebeșului, între Poarta și Caransebeș. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951). București, 1954.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГОР СЕМЕНИК

К. ХУРДУЗЕУ
(Краткое содержание)

Изучаемая область занимает центральную часть гор Семеник, расположенную между местностями Штейердорф—Вэлюг—Слатина—Тимиш и Пырвова. Эта область сложена из кристаллических пород, из гранодиоритовых массивов, синтектонически связанных, с кристаллическими и банатитовыми породами, на которых трансгрессивно залегают на западе — мезозойские, а на востоке — неогеновые отложения.



Кристаллические сланцы принадлежат к Гетской области и подразделяются на две свиты, имеющие различную степень метаморфизма: свита Миниш, в которой преобладает эпизональная фация и свита Тимиш — с мезозональной фацией.

Свита Миниш залегает в синклинали на свите Тимиш и простирается к востоку от Д. Поняскэ до Тылва Кэцэллий.

Слагающие эту свиту породы можно подразделить на два метаморфических комплекса: мусковито-хлоритовый и биотито-хлоритовый комплексы.

В свите Миниш преобладает мусковито-хлоритовый комплекс, сложенный из хлоритовых, актинолитовых, кварцитовых и филлитовых сланцев.

Биотито-хлоритовый комплекс подвергся обратному метаморфизму и представлен мусковито-биотитовыми слюдистыми сланцами, слюдистыми сланцами с гранатами, парагнейсом и аплитовыми гнейсами.

Свита Миниш переходит постепенно в серию Тимиш, этот переход обозначен присутствием на месте контакта филлитовых слюдистых сланцев с гранатом и амфиболовых сланцев.

Свита Тимиш сложена из мезозональных кристаллических сланцев, главным образом из слюдистых сланцев и парагнейсов, среди которых выявлены зоны аплито-пегматитовых инъекций. Картографически автор выделяет: слюдистый комплекс, полевошпатовый, амфиболовый и известняковый комплексы.

Слюдистый комплекс широко представлен в данной области 8 типами пород: а) мусковитовыми слюдистыми сланцами; б) мусковитобиотитовыми слюдистыми сланцами; в) слюдистыми сланцами с биотитом; г) слюдистыми сланцами с гранатом; д) слюдистыми сланцами с дистеном и ставролитом; е) слюдистыми сланцами с турмалином; ж) слюдистыми сланцами с роговой обманкой; з) кварцитовыми и биотитовыми сланцами.

Амфиболовый комплекс выявлен в восточной части области в виде линзевидных и межпластовых прослоек, он сложен из амфиболитов, амфиболовых сланцев и амфиболовых гнейсов.

Между местностями Терегова и Садова Веке выявлены кристаллические белые мраморовидные известняки, зернистые, содержащие железо, и линзевидные доломитовые известняки, мощностью в 5—50 м и длиной в 25—150 м. На месте контакта известняков с кристаллическими сланцами выявлены диопсид и тремолит. Во время герцинского складкообразования произошли инъекции кислых пород, представленные — на востоке пегматитами и инъекционными гнейсами, а на западе — гранодиоритами.



Гранодиориты развиты в гидрографическом бассейне рек Поняска и Грунио в следующих разновидностях: а) гранодиорит со слюдой; б) биотитовый гранодиорит; в) мусковитовый гранодиорит; г) пегматиты д) гранодиоритовые гнейсы.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ И КАРТЫ РИСУНОК

Диаграмма изменения содержания кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

КАРТА

Геологическая карта гор Семеник (центральная часть).

1, аллювиальные отложения; 2, неоген; 3, банатиты; 4, мезозой. Свита Миниш; 5, хлорито-москвитовая фация; 6, хлоритобиотитовая фация. Свита Тимиш; 7, парагнейс; 8, слюдястые сланцы; 9, слюдястые сланцы с гранатами; 10, кварцевые сланцы; 11, гнейсы смешанного типа; 12, инъекционный гнейс; 13, амфиболиты, сланцы и амфиболовый гнейс; 14, перекристаллизованные известняки; 15, пегматиты; 16, гранодиориты; 17, гнейсовые гранодиориты; 18, граница образований; 19, антиклинальная ось; 20, синклиналиная ось; 21, сброс.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DANS LA PARTIE CENTRALE DES MONTS SEMENIC

PAR

C. HURDUZEU

(RÉSUMÉ)

La région étudiée occupe la partie centrale des Monts Semenic, comprise entre les localités Steierdorf—Văliug—Slatina—Timiș—Pîrnova. Cette région est formée de roches cristallines, de massifs granodioritiques rattachés syntectoniquement au Cristallin, et de roches banatitiques sur lesquelles sont transgressifs les dépôts mésozoïques dans l'ouest et les dépôts néogènes dans l'est.

Les schistes cristallins appartiennent au domaine gétique qui comporte deux séries à degré métamorphique différent, à savoir: la série de Miniș à faciès d'épizone et la série de Timiș à faciès de mésozone.



La série de Miniș surmonte — dans le synclinal — la série de Timiș, au sud du périmètre, depuis l'est de Valea Poneasca jusque sous Tilva Cătelii.

Les roches de cette série peuvent être groupées en deux complexes métamorphiques, notamment: le complexe muscovito-chloriteux et le complexe biotito-chloriteux.

Dans la série de Miniș domine le complexe muscovito-chloriteux représenté par des chloritoschistes, schistes actinolitiques, schistes quartzitiques et phyllites.

Le complexe biotito-chloriteux est rétromorphisé et représenté par des micaschistes à muscovite et biotite, des micaschistes à grenats, des paragneiss et des gneiss aplitiques.

Entre la série de Miniș et celle de Timiș il existe un passage graduel, marqué au contact par la présence des micaschistes phylliteux à grenat et des schistes amphibolitiques.

La série de Timiș est constituée par des schistes cristallins de mésozone, particulièrement des micaschistes et des paragneiss, dans lesquels apparaissent des zones d'injections aplito-pegmatitiques. Au point de vue cartographique on sépare plusieurs complexes, tels: le complexe micacé, le complexe feldspathique, le complexe amphibolique et le complexe calcaire.

Le complexe micacé, largement distribué dans la région, est représenté par huit types de roches: *a)* micaschistes à muscovite; *b)* micaschistes à muscovite et biotite; *c)* micaschistes à biotite; *d)* micaschistes à grenat; *e)* micaschistes à disthène et staurolite; *f)* micaschistes à tourmaline; *g)* micaschistes à hornblende; *h)* schistes quartzitiques à biotite.

Le complexe amphibolique apparaît dans l'est de la région sous forme d'intercalations lenticulaires et interstratifiées, étant représenté par des amphibolites, des schistes amphibolitiques et des gneiss amphibolitiques.

Entre les localités Teregova et Sadova Veche surgissent des calcaires cristallins marmoréens, blancs, des calcaires grenus ferrifères et des calcaires dolomitiques lenticulaires dont l'épaisseur varie de 5 à 50 m et la longueur de 25 à 150 m. Au contact des calcaires avec les schistes cristallins apparaît le diopside et la trémolite. Pendant les plissements hercyniens ont eu lieu des injections de roches acides, représentées à l'est par des pegmatites et des gneiss d'injection et à l'ouest par des granodiorites.

Les granodiorites se développent dans le bassin hydrographique de Pîrîul Poneasca et Pîrîul Grunic. Plusieurs variétés peuvent être distinguées, à savoir: *a)* la granodiorite à deux micas; *b)* la granodiorite à biotite; *c)* la granodiorite à muscovite; *d)* les pegmatites; *e)* les gneiss granodioritiques.

La masse granodioritique accuse le caractère d'une migmatite, autour de laquelle se sont développées des injections lit-par-lit, tandis qu'à l'est de Valea Nera, les granodiorites sont orientées. Pendant les plissements crétacés, dans l'est de la



région, le long de la zone de résistance minimum se sont produites des intrusions de roches banatitiques représentées par des granodiorites, des porphyres granodioritiques et des porphyres dioritiques.

Les Monts Semenik appartiennent à la nappe gétique chevauchant l'Autochtone de l'est. À proximité de la ligne tectonique les roches sont tectonisées et présentent de nombreuses injections. Le Sédimentaire est transgressif dans l'est et l'ouest.

EXPLICATION DE LA FIGURE ET DE LA CARTE

FIGURE

Diagramme de la variation du contenu en quartz, feldspath potassique et plagioclase.

CARTE

Carte géologique des Monts Semenik (partie centrale).

1. Alluvions; 2, Néogène; 3, banatites; 4, Mésozoïque. Série de Miniș: 5, faciès chlorito-muscovitique; 6, faciès chlorito-biotitique. Série de Timiș: 7, paragneiss; 8, micaschistes; 9, micaschistes à grenats; 10, schistes quartzitiques; 11, gneiss mixtes; 12, gneiss d'injection; 13, amphibolites, schistes et gneiss amphiboliques; 14, calcaires cristallins; 15, pegmatites; 16, granodiorites; 17, granodiorites gneissiques. 18, limite des formations; 19, axe d'anticlinal; 20, axe de synclinal; 21, faille.





Institutul Geologic al României

PROSPECȚIUNI MAGNETICE ÎN VALEA LEUCA (BIHOR)¹⁾

DE
DRAGOMIR ROMANESCU

În prezenta lucrare se discută rezultatele primelor cercetări magnetice executate asupra Cristalinului de Bihor, constând din ridicări magnetice ΔZ de detaliu și informații în zona cursului superior al văii Leuca inclusiv pîrîul Dibarț și Pîrîul Vacii. În același timp cu noi, în 1956, FLORIAN IONESCU a executat lucrări similare în regiunea Gruiul Dumii.

Am ținut să prezentăm aceste rezultate, pe de o parte pentru că ele aduc un aport în cunoașterea regiunii, dar mai ales pentru că prin lucrarea noastră se deschideau, după cum am spus, cercetările magnetice ale Cristalinului de Bihor. Rezultatele obținute de noi arată cercetătorilor care ne vor urma în această regiune, comportarea din punct de vedere magnetic a Cristalinului de Bihor în general și a anumitor formațiuni în special, iar din punct de vedere petrografic se va putea observa în ce direcție și în ce măsură metoda noastră își poate da aportul la descifrarea alcătuirii regiunii.

Suprafața ridicată magnetic în detaliu și informativ, de către noi, se include în perimetrul prezentat din punct de vedere petrografic de CORNELIU IONESCU în lucrarea din *An. Com. Geol. XXXII*.

Lucrările noastre de detaliu s-au dezvoltat în zona cursului superior al Văii Leuca, cuprinzînd aproape în întregime Pîrîul Vacii și Muta și o parte din pîrîul Dibarț. Profilele de informație s-au dezvoltat pe Pîrîul Cerbului și în zona vîrfului Chiceruții.

Regiunea este străjuită la nord de vîrfurile Tomnatecul (1313 m), la est de creasta principală a masivului Bihor (care duce din Biharia pînă la Găina), cu vîrfurile Romîna (1428 m), și la sud de Vîrfurile Dolii (1452 m). Valea Leuca, a cărei obîrșie se află chiar în centrul suprafeței cercetate de noi, formează un mare bazin, drenînd întreaga rețea hidrografică.

¹⁾ Comunicare în ședința din 14 februarie 1958.



Faptul că lucrarea și harta lui CORNELIU IONESCU asupra petrografiei aceleiași regiuni au apărut în *An. Com. Geol. XXXII*, ne scutește de a mai discuta din acest punct de vedere regiunea. Amintim doar că rocile care participă la alcătuirea geologică sînt șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, gnaise albitice, sernifite, ortoamfibolite și apariții reduse de calcare cristaline. În cele ce urmează, vom discuta rezultatele măsurărilor de detaliu.

Cîmpul magnetic al suprafeței prospectate prezintă discontinuități, valorile ΔZ variind pe distanțe relativ mici (zeci de metri) chiar cu cîteva sute de gamma. Există însă și porțiuni calme, ca de exemplu o fișie orientată nord-sud, în partea de est a suprafeței.

Cea mai mare parte dintre anomalii sînt cuprinse între $+500 \gamma$ și -100γ , conturîndu-se însă și trei zone anormale, foarte puternice, cu valori între $+3500 \gamma$ și -3500γ (pîriul Muta și Pîriul Vacii, aproape de vărsare și aproape de obîrșie).

Odată separate aceste trei zone distincte, observăm că parte din anomaliile de valori mici sînt dispuse haotic (la sud-vest și nord-est de confluența pîriului Dibarț cu Pîriul Vacii), altă parte grupîndu-se însă mai ordonat și formînd complexe anormale (sectorul de la nord de Valea Leuca, precum și partea centrală a hărții). Anomaliile mici ca amplitudine sînt mici și ca extindere, dar cînd ele se grupează, complexe anormale pe care le formează se extind pe sute de metri sau kilometri (sectorul de la nord de valea Leuca).

Pe scurt, observăm în harta noastră:

1. O zonă, mai redusă, lipsită de variații ΔZ ;
2. Trei anomalii foarte puternice, a căror influență se extinde pe sute de metri;
3. Anomalii mici ca valoare și ca extindere, care se grupează însă formînd complexe anormale importante;
4. Anomalii mici, dispuse haotic.

Să trecem la interpretarea geologică a acestei situații magnetometrice.

În ceea ce privește comportarea magnetică a diferitelor formațiuni, se observă clar deosebirea dintre sernifite, care prezintă un cîmp ΔZ cu totul liniștit (este vorba tocmai de fișia de est a hărții, după cum am arătat mai înainte) de valoare relativă aproximativ $+50 \gamma$, și celelalte formațiuni, care toate prezintă variații ale cîmpului ΔZ . Între acestea din urmă, remarcăm că anomaliile puternice, de valori mai mari de 500γ se plasează numai pe șisturile cu porfiroblaste de albit, gnaisele albitice generînd doar anomalii mici, foarte rar și cu totul local atîngînd $+500 \gamma$.

O altă observație este aceea că anomaliile de pe gnaisele albitice nu se prezintă niciodată sub formă dipolară, în timp ce cele de pe șisturile cloritoase au aproape întotdeauna acest caracter, indiferent dacă ele au valori mai mari (peste 500γ) sau mai mici (sub 500γ).



Limitele formațiunilor sînt uneori cartabile magnetic, alte ori nu. Întotdeauna se va putea cartă limita dintre sernifite și celelalte roce, sernifitele caracterizîndu-se, după cum am spus, prin lipsa totală de anomalii. FLORIAN IONESCU (cu echipa nr. 5 magn. minieră) regăsește acest lucru în regiunea Gruitul Dumii, iar MARCEL BOISNARD, în lucrările pe care le-a executat în 1957 tot pe valea Leuca în aval de regiunea de care ne ocupăm noi, pune de asemenea în evidență fenomenul.

Trecem acum la discuția și interpretarea fiecărui gen de anomalii în parte.

Nu ne mai oprim asupra anomaliilor mici și dispuse neregulat. Ele indică niște concentrații cu totul locale de minerale cu proprietăți magnetice.

Am specificat mai sus că uneori anomaliile mici se grupează formînd complexe anormale. La nord de valea Leuca se observă o serie de dipoli magnetici, de valori scăzute, cu polul pozitiv sistematic orientat spre nord, înșiruiți pe un aliniament de direcție sud-vest—nord-est, care se prelungește pe aproape 1,5 km, ieșind din suprafața cercetată de noi. Acești dipoli, așezați ordonat după linia specificată, au valori cuprinse între $+780 \gamma$ și -350γ . După cum se știe, cauza care i-a generat trebuie căutată în apropierea suprafeței. De la început, noi am remarcat că linia urmărită magnetometric prin acest șir de anomalii corespunde la o serie de puternice limonitizări care află în unele puncte. Perpendicular pe direcția acestui aliniament, noi am practicat două șanțuri de dezvelire. În ambele, situația geologică era următoarea: pornind de la sud spre nord, întîlnim, pînă la zona anomală, șisturi cloritoase cu limonitizări tot mai puternice cu cît ne apropiem de dipolul magnetic. Chiar la locul dipolului, între stația de valoare negativă și cea de valoare pozitivă, în șisturile puternic limonitizate, se dezvoltă cristale de magnetit, calcit, pirită și slabe epidotizări. Această situație caracterizează toată întinderea liniei magnetice. Foarte interesant este faptul că acest aliniament anomal trece chiar prin apariția de calcare din valea Leuca, precum și prin cel din al doilea afluent din malul drept al pîrîului Dibart, ca o linie care le-ar uni. Pe marginea acestor constatări se pot naște mai multe ipoteze. Nu insistăm însă și ne oprim doar la a spune că, probabil, în acest fel putem urmări foarte bine orizontul inferior al lentilelor de calcare, de care sînt legate unele cuiburi magnetitifere. La Gruitul Dumii, FLORIAN IONESCU observă la fel înșiriri de anomalii, pe distanțe apreciabile, urmărind aparițiunile de calcare.

În fig. 1 se prezintă profilul ΔZ al șanțului de direcție sud-nord, executat peste zona descrisă geologic mai sus. Se figurează și profilul geologic al șanțului. Calcarele nu apar în descoperța noastră, dar ele apar la zi la cîteva zeci de metri spre sud-vest. Faptul că dipolul apare invers (cu polul negativ spre sud) nu se datorează în nici un caz unui fenomen de magnetizare inversă, ci influenței reliefului (spre sud față de zona mineralizată, nivelul măsurătorilor magnetice a fost inferior nivelului cauzei perturbante), precum probabil și formei corpului care înlesnește



obținerea influenței polului negativ. Hașurile mai mari din profil reprezintă mineralizare cu magnetit mai redusă.

În continuare, discutăm anomaliile de valori mari.

Ne oprim mai întâi la aceea situață pe Valea Vacii, pe versantul ei stîng, la aproximativ 300 m în amonte de confluența acestei văi cu pîrîul Dibaș. Aici, la periferia apariției de ortoamfibolite se află un dipol ΔZ orientat normal și de valori

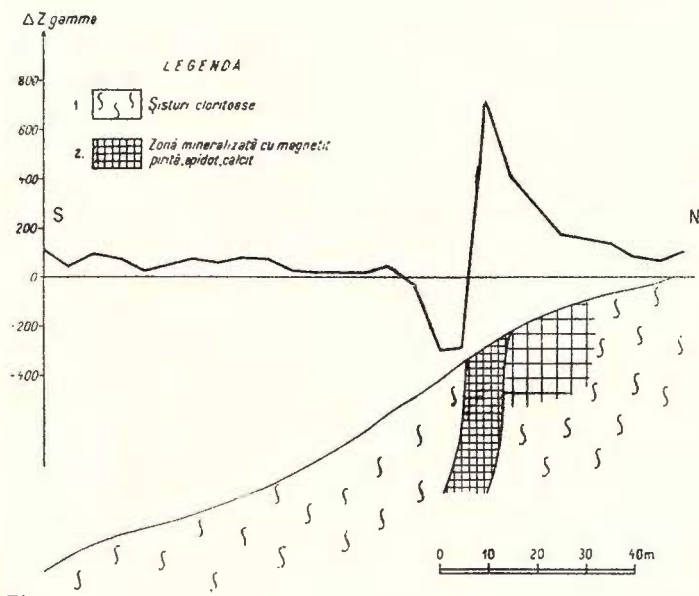


Fig. 1. — Profilul ΔZ și profilul geologic al șanțului de dezvelire de pe versantul drept a văii Leuca.

maxime $+3500 \gamma$ la -3500γ . El este generat de o puternică concentrație de magnetită, aproape masivă (fig. 2).

Cea mai întinsă anomalie, care prezintă și valori puternice, este aceea de la obîrșia Pîrîului Vacii. De data aceasta, dipolul este orientat est-vest, cu polul negativ spre vest. Aici ne aflăm în fața unui exemplu clasic de efect al pereților, adică de intrare cu nivelul observațiilor magnetometrice sub nivelul superior al orizontului perturbator. Este vorba aici de puternice concentrații de magnetit în șisturile cloritoase. Orizontul magnetitifer afloră la un moment dat în versanții văii și din acel loc în aval începe partea negativă a anomaliiei. Toate măsurătorile executate sub acest nivel superior, adică în interiorul cauzei anomaliiei, au ca rezultat valori ΔZ negative, pe cînd cele practicate deasupra, arată valori pozitive foarte puternice în imediata apropiere a aflorimentului, ele descrescînd pe măsură ce între orizontul



perturbator și aparatul de măsură se interpune un strat mai gros de roce cu proprietăți magnetice reduse. Dacă valea nu și-ar fi tăiat drum pe aici, iar suprafața pe care se execută observațiile ΔZ nu ar fi fost în pantă, ci orizontală, toată anomalia ar fi fost pozitivă.

Anomalia de pe pîrîul Muta este similară cu aceasta ca formă și cauză, dar mai redusă ca suprafață.

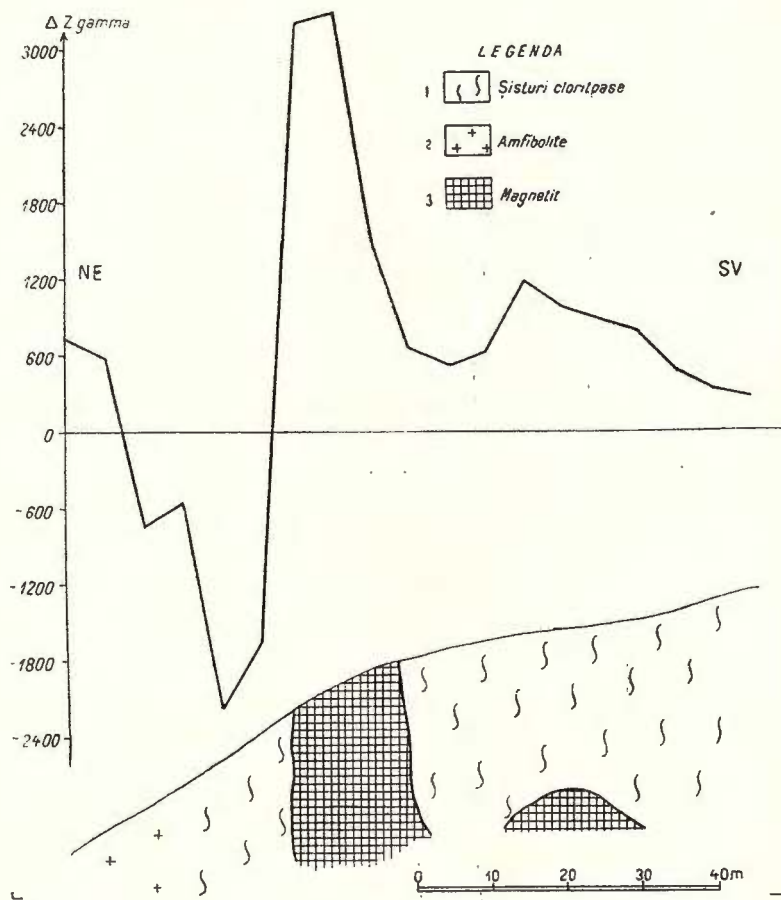


Fig. 2. — Profilul ΔZ și profilul geologic al șanțului de dezvelire executat pe versantul stîng al Pîrîului Vacii.

Profilul de informație de pe pîrîul Cerbului traversează de asemenea o zonă similară, acest pîrîu tăindu-și albia în șisturi cloritoase, impregnate suficient de mult cu magnetit într-un anumit sector.



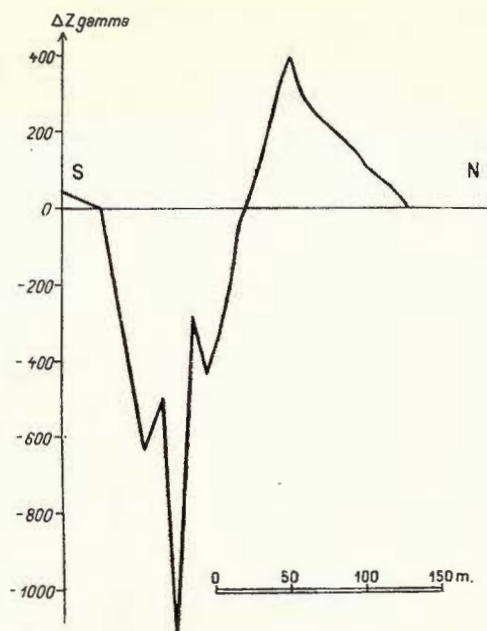


Fig. 3. — Profilul ΔZ pe o porțiune din Piriul Cerbului.

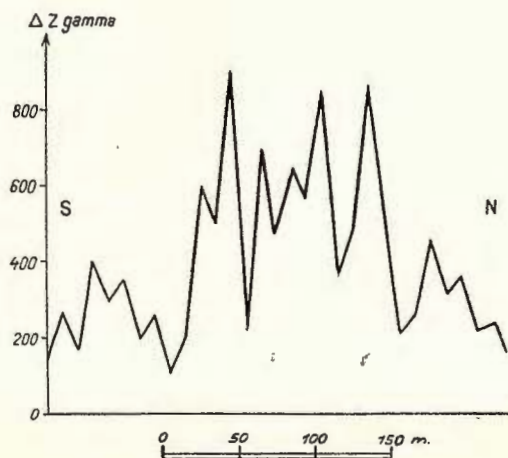


Fig. 4. — Profil ΔZ pe Culmea Chiceruții.

În fig. 3, în care se prezintă profilul anomaliei de pe Pîrîul Cerbului, se observă că polul negativ este plasat în sudul polului pozitiv, iar amplitudinea lui este de două ori și jumătate mai mare. Acest dipol, ca și în zona de la obîrșia Pîrîului Vacii, este datorat reliefului, nivelul măsurătorilor coborînd mult în interiorul zonei perturbatoare (pîrîul curge de la N spre S).

Profilul practicat în zona Vîrfului Chiceruții are un aspect cu totul diferit de cele examinate mai înainte.

Se observă și din fig. 4 că în general valorile ΔZ sînt ridicate și foarte discontinue. Acest lucru se datorește faptului că profilul traversează ortoamfibolite, bine cunoscute ca active magnetic. Zona în care valorile sînt mai mari corespunde unei regiuni în care roca are un conținut însemnat în magnetit. Prin aspectul și valorile cîmpului ΔZ aceste roci pot fi cu ușurință cartate magnetic.

Concluzii

Ne oprim doar la concluziile de ordin general, care se pot extinde la întreaga regiune, adică acele care interesează pe viitorii cercetători ai Cristalinelui Bihorului.

În general privit, Cristalinul de Biharia este activ magnetic, generînd anomalii de diferite tipuri.

Se pot caracteriza, din punct de vedere magnetic, diferitele tipuri de roci după cum urmează:

1. Sernifitele se recunosc prin lipsa de anomalii ale cîmpului magnetic pe care îl generează, precum și după amplitudinea scăzută a acestui cîmp. Ele se pot cartea magnetic, indirect, deoarece toate celelalte formațiuni (șisturile cloritoase, gnaisele albitice și ortoamfibolitele) din regiunea studiată de noi sînt active magnetic.

2. Se poate face o distincție între anomaliile generate de șisturile cloritoase și cele generate de gnaisele albitice. Primele sînt în general mai mari ca amplitudine și aproape întotdeauna dipolare, în timp ce ultimele sînt mai reduse și se prezintă ca poli unici (pozitivi). Toate anomaliile de valori mai mari de 500 gamma se găsesc numai pe șisturile cloritoase.

3. Ortoamfibolitele generează un cîmp magnetic propriu (valori mari și foarte discontinue), cu ajutorul căruia se pot cartea cu ușurință.

Concentrațiile interesante de magnetit sînt cantonate în șisturile cloritoase și în ortoamfibolite și nu în gnaisele albitice sau sernifite.

Se poate urmări cu ajutorul hărților magnetice de detaliu orizontul inferior al lentilelor de calcare.



BIBLIOGRAFIE

1. GIUȘCĂ DAN. *Métamorphysme hydrothermal des roches paléozoïques. Bul. Lab. Mineralog, Universit. București*, vol. II.
2. LOGACEV A. A. *Kurs Magnitorazvedki*, Moscova 1952.
3. PAPIU V. CORVIN, SAVU H., ROMANESCU DRAGOMIR, PÎRVU OLIVIA. Corelația dintre alcătuirea geologică și anomaliile magnetice din zona axială a masivului Drocea (Munții Apuseni). *D. S. Com. Geol.*, XLIII (1955–1956), București 1961.

МАГНИТОРАЗВЕДКА В ДОЛИНЕ ЛЕУКА (БИХОР)

ДРАГОМИР РОМАНЕСКУ

(Краткое содержание)

Автор описывает результаты магниторазведки, произведенной в 1956 г. в зоне долины Леука в Бихорских горах, с целью послужить путеводителем для будущих исследователей этой области.

Геологические образования, к которым относятся измерения это: хлоритовые сланцы с альбитовыми порфиробластами, альбитовый гнейс, сернифиты, ортоамфиболиты и редкие появления кристаллического известняка.

Дается характеристика каждого типа пород, с магнитной точки зрения.

1. Сернифиты не являются активными с магнитной точки зрения.
2. Хлоритовые сланцы порождают аномалии, которые могут достигнуть несколько тысяч гамм, эти аномалии почти всегда являются дипольными.

3. Альбитовые гнейсы вызывают небольшие аномалии, достигающие только в некоторых случаях — 500 гамм и которые никогда не являются дипольными.

4. Ортоамфиболиты обладают сильной магнитной деятельностью. Они порождают очень неоднородное магнитное поле, для которого в среднем характерны большие значения.

Из этих пород, заносят на карту, с большей точностью, на основании их магнитной деятельности, ортоамфиболиты, присутствие которых определяется прямо и сернифиты, которые определяются косвенно.



Можно также занести на карту и нижний горизонт известняковых линз, с которыми связаны небольшие скопления намагниченных пород, порождающих ряд магнитных диполей.

Указывается что значительные концентрации магнетита надо искать в хлоритовых сланцах и в ортоамфиболитах, а не в альбитовых гнейсах или в сернифитах.!

На рисунках изображены разрезы, основанные на более значительных аномалиях. Указано, что там где, диполи расположены необыкновенно (отрицательным полюсом к югу), это не является, ни в каком случае, следствием обратного намагничивания, а следствием рельефа и положения будоражающего тела.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Профиль ΔZ и геологический разрез участка правого склона Валя Леука.

1, хлоритовые сланцы; 2, минерализованная зона магнетитом, пиритом, эпидотом и кальцитом.

Рис. 2. — Профиль ΔZ и геологический разрез одного участка на левом склоне Пырыул Вачий.

1, хлоритовые сланцы; 2, амфиболиты; 3, магнетиты.

Рис. 3. — Разрез ΔZ части Пырыул Чербулуй.

Рис. 4. — Разрез ΔZ на вершине Кулья Кичеруций.

PROSPECTIONS MAGNÉTIQUES DANS LA VALLÉE DE LA LEUCA (MONTS BIHOR)

PAR

DRAGOMIR ROMANESCU

(Résumé)

L'auteur présente les résultats des prospections magnétiques effectuées en 1956 dans la vallée de la Leuca (Monts Bihor) en vue de faciliter les futures recherches de la région.

Des mesures magnétiques ont été faites dans les formations géologiques suivantes: chloritoschistes à porphyroblastes d'albite, gneiss albitiques, serniphites, orthoamphibolites et apparitions réduites de calcaires cristallins.

L'auteur établit les caractéristiques magnétiques des différents types de roche:

1. les serniphites ne présentent pas une activité magnétique;



2. les chloritoschistes produisent des anomalies qui peuvent atteindre quelques milliers de gamma, étant presque toujours dipolaires;

3. les gneiss albitiques produisent de faibles anomalies magnétiques qui atteignent seulement dans peu de cas +500 gamma et ne sont jamais dipolaires;

4. les orthoamphibolites ont une activité magnétique remarquable. Elles causent un champ fort discontinu, mais en moyenne à valeurs élevées.

Des levés magnétiques précis peuvent être exécutés dans les orthoamphibolites et indirectement dans les serniphites. On peut effectuer également des levés dans l'horizon inférieur des lentilles de calcaires englobant des accumulations magnétifères qui produisent des dipôles magnétiques.

L'auteur souligne que des concentrations de magnétite doivent être cherchées dans les chloritoschistes et les orthoamphibolites et non pas dans les gneiss albitiques ou les serniphites.

Les figures représentent les profils des anomalies plus importantes. On montre que la disposition anormale des dipôles (le pôle négatif tourné vers le sud) n'est pas due à une aimantation inverse mais aux effets du relief et au mode d'emplacement de la cause perturbatrice.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Profil ΔZ et coupe géologique de la tranchée du versant droit de Valea Leuca. 1, schistes chloriteux; 2, zone minéralisée de magnétite, pyrite, épidote, calcite.

Fig. 2. — Profil ΔZ et coupe géologique de la tranchée du versant gauche de Pîrîul Vacii. 1, schistes chloriteux; 2, amphibolites; 3, magnétite.

Fig. 3. — Profil ΔZ d'une portion de Pîrîul Cerbului.

Fig. 4. — Profil ΔZ dans Culmea Chiceruții.



EFECTUL GEOMAGNETIC AL UNOR IVIRI DE ROCE ERUPTIVE DIN CARPAȚII ORIENTALI DIN MUNTENIA ȘI TRANSILVANIA ¹⁾

DE
ȘTEFAN AIRINEI

În această notă vor fi expuse unele observații izolate, adunate sporadic în ultimii ani, care se referă la aspectele geomagnetice ale unor roce eruptive cunoscute din literatura geologică sau descoperite mai recent în zona flișului Carpaților orientali din Muntenia și Transilvania.

Fiind vorba de imagini izolate și situate la distanțe mari una de alta, care nu pot fi reprezentate într-o hartă magnetică generală, am crezut că este necesar să fie reprezentate separat, drept contribuție la problema geologică pe care o ridică prezența întâmplătoare a acestor roce eruptive în diverse puncte și la diferite orienturi geologice ale Flișului carpatic.

Precizăm, de la început, că rețelele de detaliu care au fost executate în legătură cu fiecare ivire eruptivă au fost legate de profilele magnetice regionale ce traversează Carpații orientali din Muntenia și Transilvania (2) sau de rețeaua regională din Munții Perșani (1). Această operație a avut un dublu scop: unul, de a înregistra eventualele creșteri ale valorilor cîmpului geomagnetic în legătură cu înrădăcinările posibile ale maselor eruptive, altul, de a se avea posibilitatea unei aprecieri asupra valorilor ΔZ măsurate direct pe Eruptiv în raport cu valoarea cîmpului geomagnetic regional.

În cele ce urmează prezentăm rezultatele magnetice obținute pentru ivirile de Eruptiv cercetate.

I. *Diabazul de la Poiana Crăiței*. Ivirea de diabaz de la Poiana Crăiței se găsește pe malul drept al văii Păltinoasa, un afluent pe stînga al văii Doftanei, la punctul numit La Pietri, sub Vf. Crăițelor. Cale de acces, o potecă de munte între satele Teșila și Petriceaia.

¹⁾ Comunicare în ședința din 28 februarie 1958.



În literatura geologică este menționată fie ca un bloc din masa unor klippe de rabotaj (10), fie sub forma unui filon ce străbate Stratele de Sinaia (12), fie, în fine, că diabazul împreună cu Stratele de Sinaia care îl înconjoară pot reprezenta vaste terenuri de acumulări de fragmente desprinse dintr-o cordilieră (15). Harta geologică a României, scara 1: 500.000, foaia 5A, înregistrează această ivire în una din aceste concepții (12). Diabazul apare sub forma unui bloc considerabil,

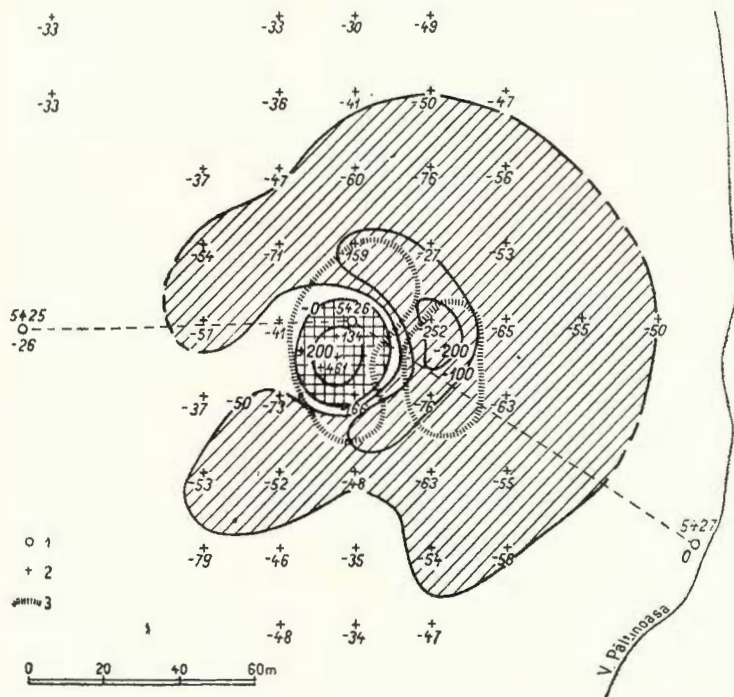


Fig. 1. — Anomalia magnetică (ΔZ) produsă de diabazul din Poiana Crăiței (reg. Ploiești) 1, stații din profilul gravimetric-magnetic Teșila — Petricea (1954); 2, stații de variometru vertical și valorile ΔZ (1955); 3, limita maselor de diabaz.

desprins în două, prins în depozite marnoase din Stratele de Sinaia, care la contact cu roca eruptivă apar metamorfozate (12).

Rețeaua de detaliu, orientată N-S, care încadrează ivirea de diabaz este legată de profilul gravimetric-magnetic Teșila — Petricea (3). Valorile ΔZ au fost determinate în 46 stații de variometru vertical. Harta ΔZ întocmită precizează imaginea Eruptivului sub forma unui dipol magnetic. Valorile ΔZ extreme măsurate sînt: + 464 γ pe blocul din vest și - 252 γ pe blocul din est. Variația bruscă a valorilor ΔZ nu permite, pentru claritatea imaginii, trasarea izodinamelor decît la intervale mari



și neechidistante. Dispoziția izoliniilor marchează un pol pozitiv, central și restrâns, plasat în bună parte pe blocul de diabaz din vest, și un pol negativ, centrat pe blocul din est, dar cu o rază de influență mare, înconjurând polul pozitiv (fig. 1).

Anomalia magnetică este dată de roca eruptivă. Intensitatea de magnetizare a diabazului, evident de natură remanentă, se datorează procentului de oxizi de fier (2—3%) și ilmenitului, minerale prezente în compoziția sa (după analize în secțiuni subțiri, făcute de RADU DIMITRESCU). Întinderea zonei anormale, raportată la câmpul geomagnetic regional înconjurător, calm, este strict locală și în legătură cu aceste corpuri care afloră.

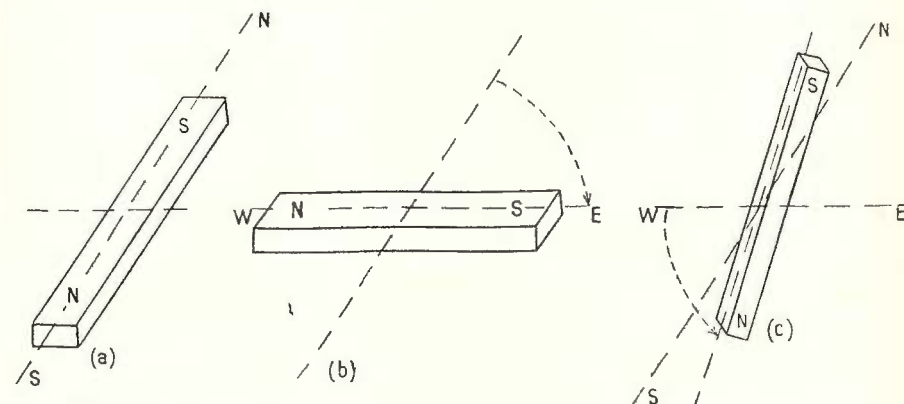


Fig. 2. — Cel mai mic număr de mișcări ale blocului de diabaz (Poiana Crăiței) din poziția de magnetizare (a), pînă în poziția actuală (c).

Magnetizarea rocii a avut loc sub influența câmpului geomagnetic indus, în momentul punerii în loc a masei eruptive, mai precis în timpul răcirii ei și posterior depunerii sedimentelor Stratelor de Sinaia care o includ. Desigur, magnetizarea s-a produs după legea generală a polarizării nord—sud (polul negativ spre nord, polul pozitiv spre sud).

În cazul dipolului măsurat, polii sînt plasați pe o axă perpendiculară meridianului magnetic și anume, polul pozitiv spre vest și polul negativ la est. Această dispoziție a polilor arată că masa eruptivă a suferit, de la punerea sa în loc și pînă în prezent, o mișcare de răsucire de 9° de la nord la est. Mai mult, proiecția polilor pe planul de măsurare (Harta ΔZ) (fig. 1) arată o dispoziție geometrică a polilor la nivele diferite. Polul pozitiv se află la un nivel inferior polului negativ. În felul acesta se poate explica înecarea valorilor pozitive de către zona largă a valorilor negative. Ori, acest lucru arată, în plus, că blocul eruptiv a suportat, pe lîngă o răsucire, și o răsturnare.



Fig. 2 arată schematic mișcările dipolului magnetic. Acest număr de mișcări, la care a fost supusă masa de diabaz din momentul magnetizării sale și până în poziția actuală, poate fi un minim. Cu alte cuvinte, mișcarea corpului din poziția inițială ar putea, foarte bine, să consiste din mai multe răsuciri și rostogoliri succesive.

În concluzie, se poate spune că:

Dimensiunile anomaliei magnetice în legătură cu diabazul din Poiana Crăiței arată că masa eruptivă este superficială, în limitele cartate geologic;

Dispoziția vest—est a dipolului magnetic, precum și poziția la nivele diferite a polilor, arată că masa eruptivă a suferit cel puțin o mișcare de răsucire și o răsturnare din poziția sa inițială (poziția de punere în loc a magmei și a magnetizării sale în câmpul magnetic inductiv);

Mișcarea blocului de diabaz s-a produs odată cu masa Stratelor de Sinaia, în care este prins.

II. *Diabazul de pe muntele Tesla*. Ivirea de diabaz de pe Muntele Tesla, din masivul Ciucaș, a fost descoperită în anul 1955 de către GH. MURGEANU și D. PATRULIUS. Măsurătorile magnetice au fost executate în cursul lunii septembrie 1956. Rețeaua de stații de variometru a fost legată de profilul regional Măneciu—Bratocea—Satulung (2), printr-un profil de stații distanțate la circa 500 m, situat pe poteca turistică de pe culmea din stînga văii Teslei.

Diabazul este situat la ESE de Vf. Tesla și apare sub forma unei ridicături, acoperită aproape în întregime de vegetație. Spațiul înconjurător este ocupat de conglomerate de tip Zăganu. Diabazul a metamorfozat roca din contact.

Ivirea de diabaz a fost încadrată de o rețea de stații de variometru (44 stații). Imaginea magnetică obținută este compusă dintr-o anomalie centrală pozitivă alungită (de circa 140 m lungime) și două anomalii negative, strîns lipite de flancurile primei (anomalie negativă din sud este fragmentată de un intrînd spre sud al anomaliei pozitive). Valorile ΔZ extreme măsurate depășesc intervalul de 650 γ . Magnetizarea rocii este produsă, de asemenea, de prezența oxizilor de fier, în proporție de 2% din masa diabazului (după analizele făcute de RADU DIMITRESCU).

O linie care ar uni centrele anomaliilor magnetice (linie ce are orientarea NE—SW) face, cu direcția meridianului magnetic, un unghi de aproximativ 25°. Imaginea magnetică indică o formă alungită și turtită pentru masa diabazului (o placă, reprezentînd interstratificația magmei); polul negativ fiind activ și simetric față de poziția centrală a polului pozitiv, pare să indice o poziție răsturnată a corpului, adică cu polul negativ situat într-un plan inferior polului pozitiv.

În concluzie, se poate spune că:

Dimensiunile și forma anomaliei magnetice în legătură cu diabazul de pe Vf. Tesla arată că masa eruptivă este superficială și ceva mai mare decît poate fi urmărită la suprafață (fig. 3);



al Cristalinului situat aici (11). S-a constatat, ca și în alte împrejurări (1), că masa cristalină este inactiv magnetică.

IV. *Trahitul din valea Baciului* apare în două puncte: chiar în firul văii, la circa 130 m nord de ultima casă, și pe malul drept, din acest loc pînă în cariera de piatră, unde are dezvoltarea cea mai mare. Eruptivul este prins în calcare titonice (8), fiind menționat și în Harta geologică a Romîniei, scara 1 : 500.000, foaia 5 a.

Măsurătorile magnetice, efectuate în rețea cu ochi pătratic de 20 m, în luna noiembrie 1957 (valoarea ΔZ a fost citită în 56 stații de variometru vertical), au stabilit că ivirea de trahit este inactivă în cîmpul geomagnetic, deși în secțiuni subțiri roca arată procentul cel mai ridicat în oxizi de fier (4—5%, după RADU DIMITRESCU). Dacă este vorba de o magnetizare în sensul unei variații a vectorilor magnetizării inițiale, pînă la o aparentă dispariție a unui efect măsurabil la un anumit moment dat, o atribuim, și în acest caz, eforturilor tectonice la care a fost supusă roca în timpul mișcărilor orogenice la care a participat. În literatura de specialitate sînt citate cazuri de acest fel (6).

Spre deosebire de aceste iviri izolate de roce eruptive, care par a fi îndepărtate sau cel puțin deranjate din locul lor inițial, cităm două cazuri, în care erupțiunile mai vechi sau mai noi, active în cîmpul geomagnetic, pot da indicații fie asupra liniilor tectonice care au facilitat punerea în loc a magmei, fie a unui dispozitiv regional de manifestațiuni eruptive. În ambele cazuri, efectele perturbatoare locale deranjează pe scară largă dispoziția normală a cîmpului regional.

V. *Zona Poiana Mărului — Holbav*. Cristalinul acestei zone, în facies epizonal sau mesozonal, este străbătut de un număr considerabil de filoane de sienite-bostonite, diabaze-camptonite-serpentine (9), dintre care unele conțin cristale de pirotină nicheliferă, magnetită, etc. (4). Mineralizările sînt dispuse în corpuri lenticulare și care sînt activ magnetice. Măsurătorile efectuate inițial informativ (1) și ulterior în rețea de mare detaliu ¹⁾, au pus în evidență anomalii magnetice cartate de-a lungul unor aliniamente preferențiale, de zeci de kilometri. Aceste aliniamente indică indirect traseele dislocațiilor care au facilitat punerea în loc a magmei, formînd sistemul filonian al acestei zone.

VI. *Zona de bazalte din Munții Perșani*. Zona erupțiunilor terțiare de andezite și bazalte cuprinde o arie de circa 25 × 15 km, plasată în partea de NW a Munților Perșani, între localitățile Rupea — Racoșul de Jos — Veneția de Sus (7). Roca bazică apare sub următoarele aspecte: bazalte masive în coloane, bazalte vacuolare, bazalte scoriacee, tufite bazaltice, aglomerate bazaltice. Aceste produse vulcanice

¹⁾ ȘTEFLEA V. și ȘTEFLEA L. Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ executate în regiunea Munților Perșani, Sectorul Poiana Mărului și sectorul Holbav. Campania 1956. Arh. Com. Geol. Serv. Geofizică.



fiind puternic magnetizate, dau anomalii magnetice intense, care sînt resimțite în distribuția cîmpului geomagnetic regional.

Bazaltul de la Rupea apare la zi sub forma unui mamelon caracteristic conurilor vulcanice. El este situat spre ieșirea de WNW a localității Rupea. Pe creștetul mamelonului sînt păstrate destul de bine zidurile fostei cetăți medievale.

Poziția stațiilor de variometru vertical efectuate în incinta cetății, pe stîncă de bazalt masiv și în jurul ei, valorile ΔZ măsurate și izodinamele care au putut fi interpolate sînt redată de fig. 4. Schița ΔZ indică un puternic dipol magnetic, dispus de-a lungul unui ax N—S. Suma polului pozitiv și polului negativ, considerînd valorile ΔZ absolute extreme măsurate, este de circa 10.000 γ (adică +8924 γ și -1626 γ). Forma alungită a înfășurătoarei dipolului precizează o secțiune eliptică pentru coșul vulcanic.

Valorile ΔZ măsurate lateral de bazaltul în coloane, pe flancurile mamelonului formate din aglomerate vulcanice, scad destul de rapid, apropiindu-se, pe măsura depărtării de coșul vulcanic, de valoarea cîmpului regional.

Bazaltul de la Baia Cioplită, de pe valea Comanei, apare la zi sub formă de coloane în deschiderea unei cariere. Valorile ΔZ mari sînt de asemenea în legătură cu bazaltul masiv, dispus în coloane.

Ambele amplasamente prezentate (Rupea și Baia Cioplită) sînt considerate a fi coșuri vulcanice (7). Măsurătorile magnetice confirmă acest lucru prin gruparea de valori ΔZ mari, dispuse bipolar pe bazaltele masive, în coloane.

În concluzie, se poate spera că o ridicare magnetică de detaliu în această regiune ar putea da cartă cu succes întregul aparat vulcanic și eventuala legătură presupusă a exista cu aria de sud a Munților Vulcanici Hărghita—Căliman.

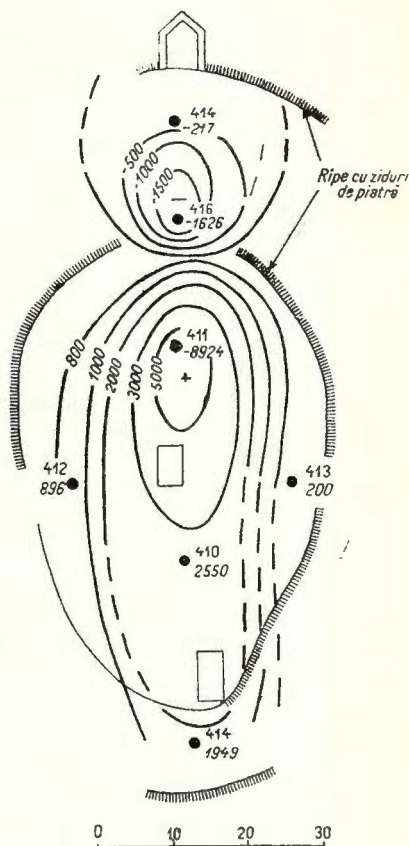


Fig. 4. — Măsurători magnetometrice de detaliu pe coșul bazaltic de la Cetatea Rupea (iulie 1951).



Concluzii

Rețelele de detaliu efectuate în legătură cu unele iviri de roce eruptive din Carpații orientali din Muntenia și Transilvania au fost legate de Hărțile ΔZ generale ale regiunilor respective.

Rezultatele obținute prin intermediul acestor rețele indică următoarele trei situații:

a) Anomalii legate de corpuri izolate de eruptiv, care par a fi remaniate în diverse formațiuni ale Flișului intern (diabazul de la Poiana Crăiței, diabazul de pe Vf. Tesla, etc.), care nu influențează câmpul geomagnetic regional;

b) Anomalii legate de mase de eruptiv orînduite fie pe linii mari de dislocație (zona Poiana Mărului-Holbav), fie în dispozitive eruptive regionale (zona de bazalte din Munții Perșani), care influențează câmpul geomagnetic regional;

c) Iviri de eruptiv, cu aspect de rocă demagnetizată, plasate în sectoare ce au înregistrat eforturi tectonice maxime (diabazele de pe valea Prahovei, trahitul de pe valea Baciului, etc.).

BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI ȘT. Ridicări magnetice regionale în Transilvania (Munții Perșani și regiunea Sibiu—Blaj—Hunedoara—Hațeg). *D. S. Com. Geol.*, XLII, București 1958.
2. AIRINEI ȘT. Imagini gravimetrice și geomagnetice din regiunea de curbură pentru Carpații orientali și Țara Birsei. *Bul. șt. Acad. R.P.R., secția Geol. — Geogr.*, t. 4, nr. 1—2, 1959.
3. AIRINEI ȘT. Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Mislea—Buștenari—Șotriile—Teșila—Petriceaia—Cosminele—Vilcănești). *Com. Geol., Stud. tehn. econ.*, seria D, nr. 3, București 1959.
4. CODARCEA AL., IANOVICI V., PETRULIAN N. Asupra mineralizațiilor metalifere din unele roce ultrabazice din Carpații meridionali. *Bul. șt. Acad. R.P.R., secția Științe biol., agron. geol., geogr.*, t. 4, nr. 1, 1952.
5. GHIȚULESCU T. P. Note préliminaire sur les gisements métallifères de la région de courbure des Carpates orientales. *Bull. Sect. scient. Acad. Roum.*, t. 21, nr. 3—4, 1939.
6. HOSPERS J. Rock Magnetism and Polar Wandering. *The Journal of Geology*, t. 63, nr. 1, Chicago 1955.
7. ILIE MIRCEA D. Structura geologică a Munților Perșani, I. și II., *An. Com. Geol.*, XXVI și XXVII, București 1953 și 1954.
8. JEKELIUS E. Der geologische Bau des Gebirges von Brașov. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIX, București 1938.
9. MANILICI V. Studiul petrografic al rocilor eruptive mesozoice din regiunea Poiana Mărului—Șinca Nouă. *An. Com. Geol.*, XXIX, București 1956.



10. MRAZEC L., VOGEȘTI I. P. Quelques nouvelles données sur les klipptes carpatiques. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, III, București 1912.
11. MURGEANU GH., GHERASI N. Sur la présence des schistes cristallins dans V. Zamurei (Bușteni —Poiana Țapului). *Soc. Rom. Geol.*, t. 1, București 1932.
12. MURGEANU GH. La Nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila (Prahova). *An. Inst. Géol. Roum.*, XVI, București 1934.
13. PAPIU V. C. Erupțiuni vulcanice submarine. *Ed. Științ.*, București 1956.
14. PATRULIUS D. Observații asupra depozitelor mesozoice din Bucegi și Perșani. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII, București 1950.
15. POPESCU GR. Asupra unor brezii cu blocuri în Flișul cretacac din bazinul văii Prahova. *Bul. științ. Acad. R.P.R., secția științe biol., agron., geol., geogr.*, t. 6, nr. 2, 1954.

ГЕОМАГНИТНЫЙ ЭФФЕКТ ВЫЯВЛЕНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД В ВОСТОЧНЫХ КАРПАТАХ МУНТЕНИИ И ТРАНСИЛЬВАНИИ

ШТЕФАН АИРИНЕЙ
(Краткое содержание)

Представлено несколько отдельных карт ΔZ , изображающих магнитные проявления изверженных пород флиша Восточных Карпат Мунтении и Трансильвании, пытаясь разъяснить геологические проблемы, связанные с неожиданными выявлениями изверженных пород в различных пунктах и в различных геологических горизонтах Карпатского флиша. Для установления их локального эффекта по отношению к эффекту регионального магнитного поля, эти отдельные изображения были связаны при помощи разрезов и изображены в виде карты ΔZ , покрывающей всю изучаемую автором территорию. Были прослежены по своему магнитному проявлению три категории

1. Отдельные изверженные тела представляют изображение намагниченности этих выходов, как например диабаза в Пояна Рускэ или в горах Тесла (рис. 1 и 3) имеют только местное значение, так как они не влияют на региональное магнитное поле. Судя по расположению магнитных полюсов изверженные массы являются отдельными телами, разбросанными среди осадочных образований, подвергшиеся с момента намагничивания и до сих пор движениям различных амплитуд. Для



интерпретации важно что (ни с гравиметрической, ни с магнитной точек зрения) не наблюдается связи между ними и окружающими флишевыми образованиями, среди которых они находятся.

2. Изверженные тела, расположенные вдоль линий разрывов или включенные в систему таких линий (зона Пояна Мэрулуй — Холбов), или эффузивные породы, разлившиеся на большую поверхность, примерно, целой области, как, например, базальтовая зона в горах Першань, влияют на региональное магнитное поле. Эти выходы изверженных пород, по всей вероятности, внедрены в кристаллические или в осадочные породы, из под которых они выявляются. Кроме того, судя по величине измеренных значений магнитной напряженности и нормального расположения диполей, можно надеяться, что детальная магнито-разведка сможет точно установить, в первом случае, систему сбросов, а во втором — разлитие изверженных пород.

3. Изверженные тела, являются нейтральными, с магнитной точки зрения (диабазы долины Праховы, трахит долины Бачулуй и т.д.). Микроскопический анализ образцов этих выходов показал, что эти породы, содержат окись железа, иногда в большем количестве, чем породы, входящие в состав предыдущих категорий. Автор упоминает что эти выходы изверженных пород находятся в зонах наиболее сильной тектонической деятельности на границе между мезозойской кристаллической зоной и зоной внутреннего флиша Восточных Карпат, считая именно этот факт причиной того, что эти породы являются размагниченными. (В процессе тектонических движений они потеряли со временем первичную намагниченность вследствие усилий).

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Магнитная аномалия (ΔZ) порожденная диабазом в Пояна Крэицей (обл. Плоешть).

1, станции гравиметрических и магнитных профилей, на которые разбит разрез Тешила-Петричауа (1954); станции вертикального вариометра и значений ΔZ (1955); 3, границы диабазовых масс.

Рис. 2. — Наименьшее число движений диабазовой глыбы (Пояна Краицей) с момента нахождения в положении магнетизации) (до принятия настоящего положения. (с).

Рис. 3. — Магнитная аномалия, порожденная диабазом в Вырфул Тесла.

Рис. 4. — Детальные магнитные измерения в необазальтовом жерле Четатя Руля (июль 1951 г.).

скалы.



EFFET GÉOMAGNÉTIQUE DE QUELQUES APPARITIONS DE ROCHES ÉRUPTIVES DANS LES CARPATES ORIENTALES DE MUNTÉNIE ET TRANSYLVANIE

par

ȘTEFAN AIRINEI

(Résumé)

L'auteur présente quelques cartes ΔZ isolées comprenant les images magnétiques de quelques apparitions de roches éruptives dans le Flysch des Carpates orientales, en vue d'éclaircir le problème géologique de la distribution au hasard de ces roches éruptives dans divers endroits et horizons géologiques du Flysch carpatique. Pour apprécier leur effet par rapport à l'effet du champ géomagnétique régional, ces images isolées ont été liées par des profils à la carte ΔZ , qui couvre tout le territoire étudié par l'auteur (1). Suivant leur aspect géomagnétique, on a distingué trois catégories d'apparitions éruptives :

1. Corps éruptifs isolés, dont les images magnétiques, telles le diabase de Poiana Crăiței (fig. 1), le diabase du Mont Tesla (fig. 3), etc., sont strictement locales, et n'influencent point l'aspect régional du champ géomagnétique.

De la disposition des pôles magnétiques on déduit que les masses éruptives représentent des corps isolés dans les formations sédimentaires et qu'ils ont subi — dès leur aimantation jusqu'à présent — des mouvements plus ou moins amples. Pour interpréter leur présence il est important de dire que l'on ne saurait soutenir, du point de vue magnétique et gravimétrique, leur enracinement dans les formations du Flysch.

2. Des corps éruptifs, échelonnés le long des grandes lignes de dislocation ou sur un système intermédiaire de pareilles lignes (zone Poiana Mărului — Holbav) et des corps d'éruptif disposés en groupes effusifs régionaux (zone des basaltes des Monts Perșani), qui influencent l'aspect régional du champ géomagnétique et peuvent être considérés comme enracinés dans les formations cristallines ou sédimentaires. Vu l'ordre de grandeur des intensités d'aimantation mesurées et la disposition normale des dipôles, on peut espérer qu'une prospection magnétique de détail pourrait préciser autant le système de failles que le dispositif éruptif.

3. Corps éruptifs neutres, du point de vue magnétique (diabases de Valea Prahovei, trachytes de Valea Baciului, etc).

Les analyses microscopiques des échantillons de ces apparitions ont démontré que ces roches contiennent un pourcentage d'oxydes de fer parfois plus élevé que les roches des catégories précédentes. Nous mentionnons que ces apparitions de roches éruptives existent dans les zones qui ont subi un effort tectonique maximum



(la limite entre la zone cristallino-mésozoïque et le Flysch interne des Carpates orientales). L'aspect de roche non-aimantée est dû aux mouvements tectoniques sous l'influence desquels les roches ont perdu leur aimantation initiale.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Anomalie magnétique (Z) produite par la diabase de Poiana Crăiței (région de Ploiești).

1, stations du profil gravimétrique-magnétique Teșila — Petriceaua (1954); 2, stations variomètre vertical et valeurs Z (1955); 3, limite des masses de diabase.

Fig. 2. — Le plus petit nombre de mouvements du bloc de diabase (Poiana Crăiței) de la position de magnétisation (a), jusque dans la position actuelle (c).

Fig. 3. — Anomalie magnétique provoquée par la diabase de Virful Tesla.

Fig. 4. — Mesures magnétométriques de détail dans la cheminée basaltique de Cetatea Rupea juillet, 1951).
rochers.



PROSPECȚIUNI SEISMICE-REFLECȚIE ÎN REGIUNEA BLAJ — SIBIU ¹⁾

DE
MIRON POPESCU

Prospecțiunea seismică executată în această porțiune a Bazinului Transilvaniei este o urmare a necesității descoperirii de noi zăcăminte de hidrocarburi și a conturării și precizării, în adâncime, a celor cunoscute din datele geologiei de suprafață și ale prospecțiunilor geofizice anterioare.

Regiunea cercetată de Comitetul Geologic, între Blaj și Sibiu, are ca limită nordică valea Tîrnavei Mari de la Mănărade pînă la Micăsasa, iar la sud văile Cibinului de la Cristian la Sibiu și a afluentului său Hîrtibaciul de la Cașolț la Hosman. La vest se întinde pînă la șoseaua Blaj—Ocna Sibiului—Turnișor, iar la est pînă la drumul Țapu—Șeica Mică—Șeica Mare—Buia—Vurpăr—Cornățel.

Lucrările s-au desfășurat în trei campanii de teren, 1953—1955, acoperindu-se o suprafață de aproximativ 1000 km², cu o rețea de profile a cărei densitate de 0,5 locații/km² a fost condiționată de accesibilitatea extrem de redusă datorită reliefului accidentat și zonelor împădurite.

În prima campanie s-a căutat să se încadreze întreaga suprafață de prospectat prin profile regionale, care să furnizeze informații asupra unor probleme urgente propuse prospecțiunii seismice. În următoarele s-a detaliat regiunea, completîndu-se rețeaua și verificîndu-se anumite porțiuni prin seismosondaje, pentru ca astfel să se poată realiza o hartă structurală finală.

Seismosondajele s-au impus, în ultima campanie, pentru precizarea unor axe anticlinale care, datorită slăbelor înclinări ale orizonturilor, nu erau prea bine localizate.

¹⁾ Comunicare în ședința din 14 martie 1958.



Modul de lucru

Întrucît în această parte a Bazinului Transilvaniei orientarea generală a liniilor tectonice este aproximativ NW—SE, s-a căutat ca profilele să fie ortogonale pe această direcție, pentru ca înregistrările să se efectueze în condiții optime.

În afara acestei direcții preferențiale, au mai apărut și altele, datorite unor cauze locale, așa că și profilele seismice au fost orientate în consecință.

Au fost executate 28 profile de corelație continuă, după cum urmează: I, Sibiu—Cornățel—Hosman; II, Daia—Roșia; III, E Sibiu—Noul Săsesc; IV, N Roșia—Vurpăr—Buia; V, Sibiu—Șura Mare—Slimnic—Ruși—Boarta; VI, Șura Mare—Hamba—Buia; VII, Sibiu—Ocna Sibiului—Mîndra—Loamneș—Șeica Mare; VIII, Ocna Sibiului—Păuca—Roșia de Secaș—Blaj; IX, Bogatul Român—Cenade—Lunca; X, Armeni—Țapul; XI, E Broșteni—W Țapul; XII, W Broștenii—E Mănărade; XIII, Alămor—Șeica Mică; XIV, N Hașag—Șeica Mare; XV, Slimnic—Buia; XVI, Mîndra—Slimnic; XVII, Șura Mică—Ocna Sibiului; XVIII, Cristian—Turnișor; XIX, Turnișor—Sibiu; XX, Alămor—Mîndra; XXI, Gușterița—Noul Săsesc; XXII, W Turnișor—E Sibiu; A, N Sibiu—S Gușterița; B, Șeica Mare—Buia; B₁, S Lunca—Micăsasa; B'₁, Blaj—Lunca; B₂, Roșia de Secaș—Broșteni; C, Micăsasa—Șeica Mică—Șeica Mare.

Profilele au fost executate cu respectarea strictă a condiției de rectilinitate a panoului dintre două locații, însă lungimea celor două «întinderi» care alcătuiesc panoul nu a putut fi totdeauna riguros respectată, din cauza condițiilor de teren.

S-au făcut înregistrări cu o stație seismică de 24 canale, tip SS—24—48, care realiza, la o desfășurare a dispozitivului de înregistrare, 460 m, deoarece în prima fază s-a lucrat cu o distanță de 20 m între seismografi; constatîndu-se însă că pentru condițiile de relief accidentat, în special în cazul lucrărilor de detaliu, distanța între seismografi este prea mare, s-a redus la jumătate, astfel încît pentru realizarea unui panou erau necesare patru întinderi.

Cu aceeași distanță de 10 m între seismografi s-au realizat și seismosondajele, pentru a se putea urmări mai bine axele de sinfază pe seismograme și pentru a înlătura posibilitatea trecerii de pe o fază pe alta, în cazul unor diferențe de elevație accentuate între seismografi. Seismosondajele s-au înregistrat pe trei direcții, diferențele între azimute variînd între limitele 30°—90°, în funcție de posibilitățile de amplasare pe teren. Distanța între stații, pe profile, a fost de cca 500 m.

În afară de profile de corelație și seismosondaje, s-au mai executat, pentru determinarea grosimii straturilor de alterație (zona de viteze mici), profile de refracție scurtă, cu împușcare la suprafață. Lungimea acestora a fost condiționată de grosimea z.v.m. și de relief, căutîndu-se să se intercepteze roca vie. În general, aceste profile au fost plasate pe curbele de nivel și, atunci cînd poziția lor era transversală pe profilul de corelație, grosimea z.v.m. se calcula pentru punctul de intersecție,



făcându-se media ponderată între rezultatele obținute la punctele de împușcare. Distanța între seismografi era progresivă, iar hodograful complet se obținea prin rabatarea dispozitivului.

Același sistem de rabatare a fost întrebuințat și pentru corelația continuă, spre deosebire de sistemul de lăsare, de la o întindere la alta, a unui seismograf de legătură. În acest fel corelația se putea face datorită identității întregului canal și nu numai a geofonului de legătură, ca în celălalt caz. Posibilitatea erorilor introduse de diferențele de timp prin întârzierile de aprindere ale amorsoarelor electrice și prin adâncimile diferite ale punctelor de explozie, era eliminată iar pe de altă parte, se putea vedea cu precizie pe ce fază a impulsului respectiv se face corelarea.

În general, s-au luat în considerație numai reflecțiile sigure, iar cele foarte bune au căpătat o mențiune specială, ele fiind acelea de care s-a ținut în primul rând seama la construcția orizontului convențional, pe baza căruia s-a redactat harta de contur structural.

Pentru identificarea traseului axei de sinfază, pe seismograme, s-a ținut seama în primul rând de primele ruperi, adică de sosirea undei directe la geofoni.

Metoda de calcul și interpretare. Pentru corelația continuă s-a utilizat metoda hodografilor undelor reflectate, pe baza cărora se calculau vitezele și apoi adâncimile orizonturilor reflectoare. Hodografilor bruți li s-au aplicat corecțiile de relief, z.v.m., adâncimea punctului de împușcare, întârziere la marcarea momentului de explozie, trecere de pe o fază pe alta, etc.

Datorită diferențelor mari de relief, s-a căutat ca aplicarea corecțiilor de elevație să fie foarte riguroasă. S-a dat o atenție deosebită lucrărilor de topometrie, în special de nivelment, neadmițându-se închideri pe poligoane decât de ordinul decimetrilor, limita maximă excepțională fiind fixată la 0,5 m, deoarece s-a admis ca la o viteză medie, folosită pentru acest calcul, eroarea produsă să fie de ordinul unei milisecunde, respectiv posibilitatea de apreciere a valorii de timp prin citirea cu ochiul liber pe seismogramă.

De asemeni, calcularea grosimii zonei de viteze mici s-a făcut cu o deosebită atenție, întrucât aceasta era în strânsă legătură cu geomorfologia regiunii. S-a observat o variație a grosimii stratului de alterație destul de neregulată, datorită acțiunii felurite a diferiților agenți care au contribuit la formarea lui; s-ar părea totuși că urmărește o anumită lege și anume: se îngroașe în zonele cu relief pozitiv și se subțiază în văile adânci. Din această cauză, desimea profilelor de refracție la suprafață a fost condiționată de variațiile reliefului și s-a urmărit din aproape în aproape, astfel încât să se traseze cu siguranță baza stratului de alterație.

Adâncimea punctului de explozie a variat uneori chiar de la o înregistrare la alta, deși locațiile au fost tubate tocmai pentru a asigura coborîrea încărcăturii de explozivi;



aceasta mai ales în zona cu material detritogen. Deoarece, în dese rînduri, nisipul înfunda tubingul, exploziile produceau în acesta importante pagube materiale.

Întrucît datorită condițiilor tehnice de înregistrare sau celor de teren nu totdeauna se putea citi pe seismogramă primul ciclu al unei reflecții, se numerotau ciclurile, astfel că pentru hodograful final s-a căutat totdeauna să se revină pe ciclul inițial. De asemeni, pentru a se urmări corelarea corectă a fazelor, s-au suspectat toate neregularitățile canalului de legătură, rămas identic de la o seismogramă la alta.

Stația neavînd dispozitive tehnice prea avansate, au fost necesare minimum trei înregistrări pentru fiecare punct fizic: prima de reglare, a doua — cu cantitate de exploziv mică — pentru obținerea reflecțiilor de suprafață, iar a treia — cu cantitate mare — pentru informații de adîncime, pînă la limita posibilă în regiune. Fiind în apropierea ramei muntoase, se considera fundamentul destul de aproape și deci nu se așteptau reflecții de la prea mare adîncime, mai ales că limita Sedimentar/Cristalin marcînd un contrast puternic de densitate, era susceptibilă de a produce reflecții multiple.

Determinarea vitezelor s-a făcut prin mai multe metode, selecționîndu-se rezultatele obținute prin metoda Glotov, care s-a dovedit a fi cea mai indicată în astfel de regiuni, mai ales cu hodografi destul de neregulați — neregularitățile datorîndu-se în special terenului accidentat — deoarece are în vedere toate punctele luate în considerație atît la trasarea hodografului mediu cît și la construirea curbei diferențelor. S-a urmărit și variația laterală a vitezei prin construirea așa numitului « Glotov desfășurat ». Cu aceste viteze s-a construit fiecare secțiune în parte, urmărindu-se variația vitezelor pe poligoane alcătuite din profile transversale și longitudinale, controlîndu-se, în acest fel, în mod riguros, închiderile. Verificarea s-a făcut prin construirea orizonturilor reflectoare, care în punctele de intersecție ale profilelor trebuiau să aibă exact aceeași adîncime.

Calcularea seismosondajelor s-a făcut cu formula obișnuită, întrebuițîndu-se vitezele obținute din profilele de corelație continuă. Înregistrările făcîndu-se pe trei azimute, rezultatele obținute prezintă un surplus de garanție față de dispozitivul « în cruce », deoarece poziția vectorilor-înclinare poate fi mai bine controlată. Prin construirea triunghiului erorilor se puteau constata deficiențele și astfel era posibilă remedierea lor în scopul construirii mai juste a rezultantei. Și la calcularea seismosondajelor s-au aplicat aceleași corecții ca la profilarea continuă. Construirea secțiunilor s-a făcut prin metoda intersecției, iar rezultatele, obținute prin compunerea vectorilor-înclinare din cele trei azimute, au fost proiectate pe planul vertical al profilului respectiv.

În zonele unde secțiunile seismice aveau și rezultatele seismosondajelor proiectate, acestea au fost elementul hotărîtor pentru construirea orizontului convențional, prin paralelizarea cu ele.



Trasarea orizontului convențional. S-a ajuns l-a concluzia construirii unui orizont convențional deoarece nu s-au putut corela reflecții caracteristice. Falia Ruși—Soroștin—Cenade separă regiuni cu aspect seismogeologic diferit: în nord, existența mai bine marcată a tufurilor se face simțită prin apariția unor reflecții puternice, care pot fi însă urmărite pe o porțiune restrânsă; în sud, monotonia de facies, manifestată printr-o alternanță de nisipuri și marne, fără intervenția tufurilor caracteristice, face ca reflecțiile să fie sporadice și necorelabile pe porțiuni mai întinse.

Inițial s-a pornit de la un orizont reflector, din Miocen, însă datorită penuriei informațiilor seismice, s-a continuat în mod convențional, urmărindu-se în primul rând orizonturile cele mai apropiate, dar ținându-se seama și de alura ansamblului, astfel încât harta de contur structural reflectă oarecum dispoziția Miocenului și, numai în cazul concordanței, pe a întregului pachet de Sedimentar.

Descrierea geologică a regiunii

Suprafața prospectată face parte din zona marginală de SW a Bazinului Neogen al Transilvaniei, cunoscută sub numele de zona cutelor diapire, situată în vecinătatea ramei muntoase a Carpaților meridionali, respectiv Cristalinul Munților Căminului și Făgărașului.

Din punct de vedere geomorfologic, este o regiune de dealuri, cu un relief foarte variat, cu diferențe de nivel pînă aproape de 480 m, cota minimă fiind cca 200 m, iar punctul cel mai ridicat — Virful Hamba — avînd altitudine de 678 m.

Regimul hidrografic este condiționat de cele două cursuri mai importante, Tîrnava Mare, care strînge apele din partea de nord și centru a regiunii, și Căminul, care le captează din sud.

Istoria Bazinului Transilvaniei începe la sfîrșitul Cretacicului prin scufundarea treptată a fundului, datorită acumulării considerabile de sedimente, a căror grosime pledează pentru formarea prin subsidență a acestui bazin.

Stratigrafia. Informațiile noastre seismice se pare că s-au mărginit la Mediteranian, deci nu ne vom ocupa de celelalte etaje mai vechi, care sînt însă cunoscute din cercetări geologice.

Miocenul. Aquitaniul, ca și Oligocenul, este acoperit de Burdigalianul cu facies marin, alcătuit din gresii moi, pietrișuri și conglomerate uneori roșcate, fapt care explică lipsa de reflecții caracteristice, prin inexistența unui contrast de densitate puternic.

Helvețianul apare sub un facies marin litoral, reprezentat prin marne, nisipuri, conglomerate și chiar intercalații de gipsuri, iar uneori efflorescențe saline. Se comportă la fel din punct de vedere seismic.



Tortonianul, precum și celelalte depozite mai noi, au o influență deosebită asupra înregistrărilor seismice, deoarece aparțin la zi în regiunea de lucru, ne dau posibilitatea să corelăm datele noastre cu geologia de suprafață și să interpretăm mai just rezultatele obținute. În special tufurile, care formează limite importante de separație în stratigrafie, constituie orizonturi reflectoare de o calitate superioară, putând furniza reflecții caracteristice. Aceasta însă numai în porțiunea de la nord de falia Ruși—Cenade—Șoroștin, deoarece la sud regimul seismogeologic se schimbă fundamental prin dispariția acestor reflecții caracteristice, dispoziția lentiliformă, în special a zăcămintelor de sare, și efilarea stratelor, care nu permite corelarea reflecțiilor pe distanțe mai mari.

Tuful de Dej separă Tortonianul de Helvețian, iar limita superioară o formează orizontul «Marnelor cu *Spirialis*». Faciesurile sub care se prezintă Tortonianul sînt diferite: cel lagunar, de care este legată apariția masivelor de sare, și cel neritic, reprezentat prin marne, nisipuri și cîteodată intercalații de calcare. În masa sării apar ca incluziuni: gipsuri, gresii, nisipuri și marne. Prezența faciesului lagunar într-un complex marin este explicată prin oscilațiile nivelului mării, care, datorită excesului de sedimentare, făceau ca unele mici depresiuni de fund să devină lacuri, fapt care explică forma de lentilă a zăcămintelor de sare (1).

Buglovianul se individualizează, după ultimele cercetări, între orizontul Marnelor cu *Spirialis* și Tuful de Ghiriș (16). Este, ca și Tortonianul și Sarmațianul, sediul unor formațiuni gazeifere, însă mult mai restrînse ca număr.

Sarmațianul, fiind constituit dintr-o alternanță de marne și nisipuri, apare sub un facies prea monoton (2, 3), fapt care explică de altfel și neînregistrarea de reflecții caracteristice. Orizontarea Sarmațianului se face tot pe baza tufurilor dacitice, cel inferior fiind cuprins între Tuful de Ghiriș și cel de Urca, cel mediu pînă la Tuful de Sărmășel, iar cel superior pînă la Tuful de Bazna. În zona prospectată însă aceste tufuri nu prezintă caracterul de continuitate, din care cauză Sarmațianul se manifestă din punct de vedere seismic prin reflecții suficiente ca număr, însă necorelabile pe distanțe mari.

Pliocenul. În lumina ultimelor studii geologice, pe bază de microfaună, Pliocenul se separă de Meoțian și Pontian, care, în trecut, erau cuprinse sub numele comprehensiv de Panonian (16).

Mersul sedimentației a fost lent și progresiv. Îndulcirea apelor s-a făcut treptat, trecîndu-se de la un mediu salmastru în Sarmațian, la unul lacustru în Pliocen. Depozitele acestuia din urmă se caracterizează printr-o alternanță de argile, marne, nisipuri, gresii, pietrișuri și conglomerate.

Pleistocenul apare pe pantele colinelor, fiind reprezentat prin pietrișuri aluvionare, însoțite de nisipuri torențiale și o argilă galbenă loessoidă, de origine coliană, selecționată din depozite glaciare (1).



Tectonica. Ținând seama de împărțirea Depresiunii Transilvaniei în trei zone concentrice (14), suprafața cercetată se înscrie în zona intermediară a masivelor de sare, unde Miocénul este intens cutat, cutele avînd caracter diapir, sîmburii de sare spărgînd uneori bolta anticlinalelor. La alcătuirea unora din aceste cute ia parte și Panonianul, ceea ce denotă că aceste cutări s-au produs în Pliocénul superior.

Din cauza presiunii sedimentelor asupra depozitelor de fund, s-a produs o deplasare pe orizontală, întrucît materialul era construit din marno-argilă și sare. Translația a avut loc peste fundamentul rigid, fiind o urmare a fenomenului de subsidență, disarmonia cutelor datorîndu-se vitezelor diferite cu care a fost antrenat materialul.

Deversările, mai mult sau mai puțin pronunțate, fac impresia unor pînze embri-onare cu mers antigravitațional, fiind revărsate dinspre zona de sedimentare către masa cristalină (1). Astfel apare în regiunea prospectată cuta Ruși—Șoroștin—Cenade, cu flancul nord-estic ridicat peste cel sud-vestic.

Linia importantă Păuca—Prisaca—Ocna Sibiului corespunde cu rezultatele gravimetrice, suprapunîndu-se cu o linie de maxim (10). Atît ea cît și cuta Ruși—Blaj iau parte la alcătuirea «Virgației Sebeșului», formată în general din anticlinale de Aquitanian-Tortonian și anticlinale pontiene. (9).

Bogății miniere

Principală bogăție minieră a regiunii o constituie gazele naturale, a căror existență este trădată de vulcanii noroioși semnați la Roșia de Secaș, Șoroștin, Hașag, Gușterița. Formațiunile nisipoase și grezoase au format o rocă-magazin excelentă, iar marnele și argilele au format învelișul protector.

Existența în adîncime a zăcămintelor de petrol este o posibilitate care încă nu a fost verificată în mod eficient.

Sarea, cînd este curată și condițiunile de exploatare sînt mai ușoare, constituie și ea o bogăție, iar o consecință sînt apele clorosodice provenite din spălarea masivelor sau a argilelor salifere și care formează uneori lacuri sărate cu calitate terapeutice, ca la Ocna Sibiului.

Prospecțiuni geofizice anterioare

Prospecțiuni gravimetrice au fost executate în 1951 și 1952 de SCARLAT STOENESCU. Ele au stat la baza prospecțiunilor seismometrice, servind la orientarea lucrărilor, astfel încît să se rezolve, în condiții optime, problemele propuse, și



au furnizat argumente concludente pentru interpretarea finală a rezultatelor seismometrice.

Este adevărat că rezultatele gravimetrice, care reprezintă efectul cumulat al suprastructurii și infrastructurii, nu seamănă cu cele seismometrice decât atunci când Sedimentarul mulează în concordanță fundamentul. Astfel, ridicarea fundamentului reflectată în anomalia majoră de formă triunghiulară, cu vîrfurile Slimnic—Vurpăr—Roșia, nu se manifestă în harta rezultatelor seismice, deoarece Sedimentarul prezintă o cădere regională de la Daia, unde se pare că este maximul de ridicare, către fundul zonei depresionare de la Slimnic. În schimb, anomalia maximă de la Sibiu corespunde unei ridicări, a cărei închidere înspre sud n-a fost încă precizată seismic.

Axul de maxim gravimetric Prisaca—Alămor—Ocna Sibiului corespunde cu înălțuirea de anticlinale denumită « Linia Sării », datorită faptului că aproape toate au sîmbure de sare, verificat fie prin foraj, fie prin apariție la zi. Această linie, interpretată ca o creastă de fundament, ar putea fi socotită cauza deversării antigravitationale a anticlinalului Ruși—Blaj, ea constituind un obstacol în calea mișcărilor de translație a Sedimentarului acoperitor.

De asemenea, anomalia negativă Broșteni—Sud Cenade corespunde sinclinalului determinat prin seismometrie; însă falia care afectează cuta Ruși—Soroștin—Cenade nu apare în harta Bouguer, ceea ce ar avea o explicație în ipoteza că ea nu afectează fundamentul, iar rocile sedimentare, care vin în contact anormal, nu prezintă un contrast de densitate care să provoace variații ale cîmpului gravific.

Prospecțiuni magnetice regionale a executat în 1951 ȘTEFAN AIRINEI.

Anomaliile magnetice puse în evidență de harta componentei ΔZ , sînt interpretate ca aparate vulcanice ivite de-a lungul unei dislocații tectonice, care s-ar părea că se localizează pe același traseu cu falia determinată seismic de-a lungul anticlinalului Ruși—Blaj.

Una din aceste anomalii corespunde cu bombamentul, marcat în harta de contur structural la Șoroștin, furnizînd astfel pentru interpretare încă o ipoteză în afară de aceea a unei lame de sare prinsă și forțată de translație.

Prospecțiuni seismice informative au fost executate în 1954 de Ministerul Petrolului; ele au constatat dintr-un profil de corelație continuă Copșa Mică—Boița și se suprapun pe porțiuni restrînse cu profilele V și VII (din 1953).

Este de remarcat că reflecțiile principale, corelate cu tufurile caracteristice în sonda de la Copșa Mică, dispar în dreptul comunei Ruși, fără însă ca falia să fie semnalată. În continuare reflecțiile sînt sporadice și necaracteristice, marcînd o ridicare continuă către rama muntoasă, fără a se zisa undulațiile provocate de intersecția cu « Linia Sării » și cu ridicarea de la Sibiu.

Înclinările orizonturilor reflectoare sînt de asemeni slabe, în jurul a 5° — 7° .



Lucrări de foraj

Sonda Nr. 1 Păuca — Roșia de Secaș a întâlnit pînă la 30 m depozite pontiene. După aceasta urmează Meoțianul diferențiat pe bază de microfaună, care la 270 m este transgresiv peste Buglovian.

Limita Buglovian/Tortonian a fost fixată la adîncimea de 400 m, iar de la 674 m s-a intrat în sare pînă la 1106 m, unde sonda a fost oprită.

Nu au fost întîlnite formațiuni gazeifere, ci numai complexe marnoase cu slabe intercalații de gresii și tufuri, iar sarea este albă, pură, cu intercalații de sare impură — negricioasă.

Sonda de prospecțiuni Nr. 1 Șoroștin a trecut printr-un complex de marne compacte, cu faună pontică, după care urmează un complex de nisipuri cu intercalații de marne inferioare pliocene, oprindu-se la adîncimea de 385 m.

Fiind amplasată în apropierea faliei, a străbătut strate cu înclinări foarte mari.

Sonda de referință Nr. 1 Hamba a străbătut un Ponțian nisipos pînă la 378 m, și marnos pînă la 525 m, după care urmează nisipuri grosiere cu faună meoțiană.

La adîncimea de 730 m, Meoțianul este transgresiv peste Sarmațianul inferior.

Între 950—956 m s-a identificat un tuf dacitic ca fiind Tuful de Ghiriș, deci limita Sarmațian/Buglovian. Sonda a fost oprită la adîncimea de 1201 m fără a fi atins Tortonianul.

Lipsa Sarmațianului superior și mediu creează perspective defavorabile pentru structurile din această parte a Bazinului Transilvaniei, în ceea ce privește existența acumulărilor de gaz metan.

Rezultatele prospecțiunilor seismometrice

Harta de contur structural (vezi planșa) dă imaginea subsolului regiunii prospectate la un nivel din Miocen, astfel încît suprapunerea cu rezultatele geologice de suprafață sau cu cele ale prospecțiunilor geofizice anterioare corespunde în măsura concordanței sedimentării etajelor identificate sau a mulării fundamentului.

Este pusă în evidență orientarea preferențială a liniilor tectonice importante, NW—SE, care corespunde regimului de cutare din această parte a Depresiunii Transilvaniei. Ondulările acestora sau alte linii de mai mică importanță cu orientări diferite sînt urmarea unor cauze locale și explicarea lor se poate face prin corelarea rezultatelor geofizice.

Începînd de la nord spre sud au fost întîlnite o serie de anticlinale și sinclinale, care pot fi urmărite pe hartă.

Anticlinalul Mănărade are o formă alungită și se termină periclinal la sud de Tîrnava Mare. Un sinclinal foarte îngust îl separă de cuta Ruși—Șoroștin—S Blaj,



al cărui flanc nordic este tot așa de strâns. Aceste creste paralele au fost identificate și prin cercetările geologice de suprafață și grupate într-un mic anticlinorium (2).

Anticlinalul Ruși—Șoroștin—Cenade—S Blaj este puternic tectonizat. În axul lui apare Sarmațianul la zi, iar poziția flancurilor este evidențiată de regimul izobatelor: cel nordic, unde desimea izobatelor indică înclinarea mare a stratelor, este puternic redresat, spre deosebire de cel sudic, unde înclinările sînt mult mai mici. Pasul faliei se pare că descrește de la nord-vest spre sud-est, fapt care a permis să se considere că dispare cu totul la est de Ruși. Falia a apărut destul de clar pe toate profilele care au traversat-o, între Blaj și Ruși, însă nu s-a mai constatat pe profilul IV, ultimul dinspre est. Problema existenței ei în profunzime rămîne deschisă, însă informațiile seismice nu lasă să se întrevadă acest lucru. Flancul sudic prezintă o ridicare la nord de Hașag, explicabilă fie prin ipoteza care a stat la baza interpretării datelor magnetice regionale, fie printr-o masă de sare, care, fiind mai plastică, datorită presiunii dinspre nord-est a împins mai mult rocele înconjurătoare, ceea ce a făcut ca axul sinclinal principal să sufere o incurbație la nord de Armeni. Vasta zonă depresionară ce se întinde între cuta Ruși—Șoroștin—Blaj și « Linia Sării » se adîncește către nord-vest, se ridică în dreptul comunei Armeni și se închide la Slimnic, de unde izobatele indică apoi, o ridicare continuă spre bombamentul de la Daia. Axul acestui larg sinclinal trece pe la est de Cergăul Mare și Cergăul Mic, iar de la Broșteni prezintă o incurbație spre sud, datorită ridicării de la Șoroștin, după care revine la direcția preferențială.

A treia linie importantă este « Linia Sării », pe care se înșiruie anticlinalul cu simburile de sare: Păuca—Prisaca, Armeni—Alămor, Ocna Sibiului și care pe la nord de Gușterița se leagă cu ridicarea de la Daia—Cașolț. Prin foraj s-a găsit sare la Păuca și Daia, iar la Ocna Sibiului apare la zi. Astfel, structura Armeni—Alămor, care se înscrie perfect între diapirele verificate, este de asemenea de presupus că nu va face excepție de la regulă. Faptul că izobatele au valori mai mari lasă să se întrevadă posibilitatea unor acumulări de hidrocarburi, însă cu șanse minime. La Daia apare, ca și în axul cutei Ruși—S Blaj, Sarmațianul la zi.

« Linia Sării » are în tot lungul ei orientarea NW—SE și se pare că se continuă tot astfel și în afara hărții, izobatele bombamentului de la Daia rămînînd deschise spre sud.

Din ridicarea de la Daia se continuă spre Noul Săsesc o digitație a cărei continuare spre NE depășește limita estică a regiunii prospectate. Această prelungire anticlinală este separată de periclinul de la Cornățel prin sinclinalul Roșia. Toate acestea depășesc cadrul hărții, iar orientarea lor, oarecum deosebită de restul liniilor detectate, ar putea fi explicată prin schimbarea influenței tectonice și anume preponderența apropierii ramei Munților Făgăraș.



Anticlinalul de la Cornățel s-ar părea că este cel mai interesant din această parte a zonei cercetate, continuarea și precizarea lui spre sud fiind un lucru interesant de urmărit.

La sud de «Linia Sării», separarea de ridicarea de la Sibiu este făcută de sinclinalul Șura Mică—S Gușterița. Acesta, împreună cu sinclinalul Turnișor, îmbracă periclinul nord-vestic al anticlinalului Sibiu. Bombamentul de la Sibiu corespunde cu anomalia gravimetrică și prin urmare este efectul unei ridicări a fundamentului. (10) Valorile izobatelor sint asemănătoare cu acelea ale ridicării de la Daia, ceea ce înseamnă că formațiunile interesante au fost reduse la maximum sau au dispărut cu totul și deci este puțin probabil să prezinte vreun interes economic. Din hartă rezultă că s-ar continua spre sud, însă din informațiile gravimetrice — anomalia de maxim fiind închisă de jur împrejur de minime — înseamnă că periclinul sud-vestic nu poate fi prea departe.

Ar mai fi de menționat sinclinalul de la vest de Vurpăr, însă continuitatea acestuia este incertă, deoarece informațiile seismice nu sînt suficiente.

Pe baza rezultatelor seismometrice se poate explica mulțumitor și hidrografia regiunii, respectiv orientarea cursului principalelor riuri.

Cibinul este forțat să ocolească bombamentul de la Sibiu (10) și împiedicat să se îndrepte spre nord de către obstacolul format de legătura dintre Ocna Sibiului și Daia, astfel încît este nevoit să-și croiască drum în lungul sinclinalului Șura Mică — S Gușterița, îndreptîndu-se spre sud, spre Olt.

Rîul Alb este atras de depresiunea de la Slimnic și se îndreaptă spre nord, traversînd cuta Ruși—Șoroștin, probabil printr-un fenomen de captare a unui afluent al Tîrnavei Mari, al cărui traseu îl urmărește pînă la vărsare.

În fine, rîul Secaș are o orientare spre nord-vest întru totul conformă cu sinclinalul major care se afundă în această direcție.

În general, harta de contur structural indică pentru această porțiune a Bazinului Transilvaniei o cădere regională de la sud-est către nord-vest cu ondulări ale Sedimentarului, datorită unei tectonici accentuate, și care corespund, mai mult sau mai puțin, eventualelor trepte ale fundamentului. Se fac simțite influențele ramelor muntoase, atît a Munților Cibinului cît și a Făgărașului.

Correspondența datelor seismometrice cu geologia de suprafață este mai evidentă decît cu prospecțiunile influențate de fundament, deoarece ca adîncime de informație Sedimentarul mediu joacă un rol preponderent.

Coroborarea interpretărilor prin fiecare metodă a fost deosebit de importantă, pentru că numai în felul acesta s-au putut rezolva toate problemele ivite.

Din punct de vedere economic este importantă pentru gaz metan cuta Ruși—Șoroștin—S Blaj, ale cărei flancuri se prezintă în condiții diferite: cel sudic fiind mai bine conservat, poate fi interesant chiar pînă în apropierea faliei, pe cînd



cel nordic, puternic redresat, trebuie cercetat mai departe de zona tectonizată, probabil degradată prin expunerea la zi, și la adâncime mai mare.

Ar mai putea prezenta interes anticlinalul de la Cornățel, în măsura verificării lui.

Din acest punct de vedere, «Linia Sării» nu prezintă importanță, deoarece anticlinalele diapire care se înlanțuie în lungul ei au arătat lipsa «formațiunilor gazeifere», Sarmațianul mediu și superior lipsind cu totul, iar Tortonianul și eventual Buglovianul nefiind favorabile.

De asemenea, ridicarea de la Sibiu, fiind similară cu cea de la Daia, nu are mai multe șanse de a fi productivă.

Acumulările de sare menționate sînt mai puțin interesante, iar existența unor hidrocarburi lichide nu a fost îndeajuns verificată, forajele limitîndu-se la cercetarea existenței gazului metan, astfel încît această problemă rămîne deschisă.

BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI ȘT. Ridicări magnetice regionale în Transilvania (Munții Perșani și regiunea Sibiu—Blaj—Hunedoara—Hațeg) *D. S. Com. Geol.* XLII (1954—1955), București 1959.
2. CERNEA G. Considerațiuni geologice asupra regiunii Ocnișoara—Blaj—Șeica Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951), București 1953.
3. CERNEA G. Raport asupra rezultatelor geologice obținute în regiunea Blaj. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI (1948—1949), București 1952.
4. CIUPAGEA D. T. Nouvelles données sur la structure du Bassin Transylvain. *Bul. Soc. Rom. Geol.* II, București 1935.
5. CIUPAGEA D. T. Sur la structure des champs gazéifères de Transylvanie, *Congrès Intern. Mines.* VII-e Session, Paris, 20—26 octobre 1935.
6. ILIE MIRCEA. Sedimentația și subsidența în Bazinul Transilvaniei. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948—1949). București 1952.
7. ILIE MIRCEA. Cercetări geologice în Bazinul Transilvaniei (Regiunea Aiud—Teiuș—Alba Iulia—Ocna Sibiului). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVII (1949—1950), București 1953.
8. ILIE MIRCEA. Cercetări în regiunea Sebeș—Sibiu—Avrig. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951), București 1954.
9. ILIE MIRCEA. Cercetări geologice în Bazinul Transilvaniei (Regiunea Alba Iulia—Sibiu—Făgăraș—Rupea). *An. Com. Geol.*, XXVIII, București 1955.
10. ILIE M. și STOENESCU S. Structura geologică în sud-vestul Cuvetei Transilvaniei. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952), București 1955.
11. MACOVEI G. Geologie stratigrafică cu privire specială la teritoriul Republicii Populare Romîne. Editura Tehnică. București, 1954.
12. MRAZEC L., JEKELIUS E. Aperçu sur la structure du Bassin néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. *Assoc. Avanc. Géol. Carpathes, Guide des excursions*, București 1927.
13. ONCESCU N. Geologia R.P.R. Editura Tehnică. București 1957.



14. VANCEA A. Observațiuni geologice în regiunea de sud-vest a Cîmpiei Ardelene. Sibiu 1929.
15. VANCEA A. Contribution à l'étude géologique de la Formation à gaz de la Cuvette Transylvaine. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIX, București 1938.
16. VANCEA A. Neogenul din Bazinul Transilvaniei. Editura Acad. R.P.R. București 1960.

СЕЙСМОРАЗВЕДКА — МЕТОДОМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН В ОБЛАСТИ БЛАЖ — СИБИУ

МИРОН ПОПЕСКУ
(Краткое содержание)

Данная работа является результатом сейсморазведки, произведенной при полевых работах в 1953, 1954 и 1955 гг.

Исследуемая область занимает площадь приблизительно в 1000 кв. км. и находится в юго-западной части Трансильванского бассейна.

Был применен метод постоянного пикетажа и сейсмозондажа с трехазимутным симметричным приспособлением, а для исследования зоны небольшой скорости прохождения волн — короткие разрезы преломления волн.

Были построены по сети корреляционные разрезы, густота поперечных разрезов зависит от морфологии местности, а для точного определения оси были построены, на основании сейсмозондирования короткие разрезы. Значительная разница в уровне геофонов (сейсмических каналов) вызвала необходимость тщательной корреляции.

Для вычисления скорости прохождения и глубины применялись годографы отраженных волн, эти же данные в связи со скоростью были использованы и для вычисления при сейсмозондаже.

Для каждого разреза были выделены сейсмические участки на основе разной скорости прохождения волн, как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

За неимением типичного отражения волн карта структурных контуров была построена на основании условного миоценового горизонта, параллельного с существующими отражающими горизонтами.

В общих чертах для карты характерно преобладающее направление важнейших тектонических линий с СЗ на ЮВ.



С севера на юг наблюдаются следующие тектонические линии:

а) Антиклиналь Блаж—Мэнэраде, имеющая вид переклинали, отделена очень узкой синклиналью от складки Рушь—Блаж.

б) Антиклиналь, разорванная сбросом Блаж—Ченаде—Рушь, в оси которой выходит на дневную поверхность сармат. Самая возвышенная часть этой антиклинали находится в местности Сорошин и наблюдается лучше на южном склоне.

в) Главная синклиналь Чергэу—Броштень—Слимник—Гамба образует обширную депрессионную зону, простирающуюся между складкой Рушь—Блаж и линией «Линия Сэрий», имеющей то же более приподнятую зону к северу от Армень.

г) Антиклиналь Пэука—Присака, Армень—Алэмор, Окна Сибиулуй и Дая—Кашолт представляет собой ряд возвышенностей, где соль либо выходит на дневную поверхность, либо была найдена в буровых скважинах и потому эта цепь возвышенностей была названа «Линией соли». Из этих возвышенностей самая большая высота отмечена в зоне Дая, где сармат тоже выходит на дневную поверхность.

Такое же расположение тектонических элементов, меньшего значения наблюдается на юге данной области: синклиналь Шура Микэ—Гуштерица, поднятие Сибиу и синклиналь Турнишор.

Иначе расположены, из-за горного хребта Фэгэраш: антиклиналь Корнэцэл, синклиналь Рошия и дигитация местности Ноул Сэсеск.

В общем наблюдается понижение всей местности с ЮВ к СЗ, от горного хребта по направлению к депрессионным зонам бассейна и на этом фоне наблюдается вышеописанная волнистая область.

С экономической точки зрения представляют интерес, главным образом, скопления болотного газа (метана) и, в меньшей степени, соляные массивы.

Сопоставление результатов полученных несколькими геофизическими методами с данными геологических поисков, дают очень хорошие результаты, при заключительном толковании данных об исследуемой области.

ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖА

Сейсмические поиски на территории Сибиу-Блаж.

1, изобаты условного горизонта; 2, сейсмическая антиклинальная ось; 3, сейсмическая синклинальная ось; 4, сброс.



PROSPECTIONS PAR SÉISMIQUE — RÉFLEXION DANS LA RÉGION BLAJ—SIBIU

par

MIRON POPESCU

(Résumé)

Ce travail représente le résultat des prospections séismométriques effectuées pendant les campagnes en terrain des années 1953, 1954 et 1955.

La région prospectée a une superficie d'environ 1000 km², étant située dans la partie SW du Bassin Transylvain.

On a utilisé la méthode du profilage continu et des séismosondages à dispositif symétrique, sur trois azimuts, et pour l'étude de la zone de petites vitesses, de courts profils de réfraction.

On a effectué un réseau de profils de corrélation continue, la densité de ceux transversaux étant conditionnée par la morphologie de la région; pour en préciser les axes on a exécuté de courts profils de séismosondages. Les importantes différences de niveaux entre les géophones ont imposé l'application des corrections très exactes.

Pour les calculs de vitesse et de profondeur on a utilisé les hodographes des ondes réfléchies, les mêmes vitesses étant appliquées aussi pour le calcul des séismosondages.

On a construit des sections sismiques pour chaque profil, tenant compte de la variation de vitesse en sens vertical et latéral.

Faute de réflexions caractéristiques, la carte du contour structural a été dressée au moyen d'un horizon conventionnel du Miocène, parallèle aux horizons réflecteurs existants.

L'aspect général de la carte est caractérisé par l'orientation préférentielle des lignes tectoniques importantes en direction NW—SE.

À partir du nord vers le sud il faut mentionner les lignes tectoniques suivantes:

a) L'anticlinal Blaj—Mănărade, mis en évidence sous forme périclinale, séparé du pli Ruși—S Blaj, par un synclinal très étroit;

b) L'anticlinal faillé S Blaj—Cenade—Șoroștin—Ruși, dans l'axe duquel affleure le Sarmatien. La surélévation maximum de cet anticlinal est à Șoroștin et elle est marquée surtout sur le flanc S;

c) Le synclinal majeur Cergău—Broșteni—Slimnic—N Hamba constitue une vaste zone dépressionnaire comprise entre le pli Ruși—S Blaj et « la ligne du sel » qui accuse également une zone plus élevée au N de la localité Armeni.

d) Les anticlinaux Păuca—Prisaca, Armeni—Alămor, Ocna Sibiului et Daia—Cașolț constituent une succession d'élévations enlacées, dans lesquelles le sel



affleure ou apparaît dans les forages et qui ont été désignées sous le nom de « ligne du sel ». La zone la plus élevée est la zone de Daia, où affleure également le Sarmatien.

La même orientation, mais moins importante, existe dans la partie S de la région : le synclinal Șura Mică—Gușterița, la surélévation de Sibiu et le synclinal Turnișor.

Des orientations différentes — vu la bordure montagneuse des monts Făgăraș — accusent l'anticlinal Cornățel, le synclinal Roșia et la digitation de Noul Săsesc.

En ensemble, on observe un plongement général du SE vers le NW, depuis la bordure montagneuse jusqu'aux zones d'affaissement du bassin sur lesquelles sont greffées les ondulations décrites plus haut.

Du point de vue économique la région est intéressante par les accumulations de gaz et moins par les massifs de sel.

La superposition de plusieurs méthodes géophysiques et de la prospection géologique s'est avérée extrêmement utile pour l'interprétation définitive.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Prospections sismiques Sibiu—Blaj.

1, isobathes d'un horizon conventionnel; 2, axe anticlinal sismique; 3, axe synclinal sismique; 4, faille.



CERCETĂRI GRAVIMETRICE ÎN MOLDOVA DE SUD ¹⁾

DE
TR. BĂCIOIU

În campania anului 1956 am executat o prospecțiune gravimetrică de semidetaliu într-o zonă de contact a unor mari unități geologice de la noi din țară, în regiunea administrativă Galați. Suprafața prospectată se află în partea de est a R.P.R. la hotarul cu U.R.S.S., fiind limitată: la est, de cursul inferior al Prutului, începînd de la Oancea și pînă la vărsarea sa în Dunăre la Galați (respectiv Giurgiulești, comuna dincolo de Prut) și de Dunăre, de la Galați și pînă aproape de Brăila, despărțind zona cercetată de Dobrogea; la sud, de o linie paralelă cu cursul inferior al Siretului, la cîtiva km mai la sud de acesta, trecînd prin localitățile nord Brăila, Măxineni, Gulianca, Măicănești; la vest, de linia Măicănești, Suraia, Tecuci; la nord, de o linie ce trece ceva mai la nord de paralela Tecuci, Bujor, Oancea.

Scopul acestei prospecțiuni a fost de a pune în evidență anomaliile cîmpului gravitațional, precum și stabilirea, pe cît posibil, a cauzelor geologice care le-au produs. Lucrarea prezintă de altfel nu numai interes științific, cum pare la prima vedere, ci și unul economic, datorită perspectivelor ce le oferă această regiune din punct de vedere petrolifer.

Date geomorfologice, geologice și geofizice

1. *Morfologia regiunii.* Din punct de vedere morfologic, zona prospectată are aspectul unei stepe în jumătatea sudică, cu trecere gradată spre dealuri în partea nordică. Ca altitudine, de la cîtiva metri în partea de sud-est, la Dunăre, crește pînă în limita vestică la circa 100 metri, iar în cea nordică la 180 metri. Dealurile din partea nordică sînt orientate nord—sud și brăzdate de văi uneori adînci.

Hidrografic, suprafața cercetată este cuprinsă în zona de confluență a unor mari cursuri de ape care sînt colectate apoi de Dunăre. Astfel, limita estică este for-

¹⁾ Comunicare în ședința din 28 martie 1958.



mată de Prutul inferior, care, înainte de vărsarea în Dunăre la Giurgiulești, alimentează printr-un canal lacul Brateș. În partea de sud, râul Siret, după ce adună apele Birladului, Putnei, Rîmnicului Sărat și Buzăului, se varsă în Dunăre la Galați. Toate aceste cursuri de ape au constituit o greutate în executarea măsurătorilor. Totuși, am reușit să executăm măsurători într-o rețea suficient de deasă și uniformă.

2. Date geologice și tectonice. Din punct de vedere geologic regiunea cercetată se plasează la întâlnirea marilor unități structurale: Cîmpia Romînă la sud, care este o prelungire a Platformei prebalcanice, pînă în valea Siretului, Platforma moldovenească la nord, ce se întinde la cîțiva zeci de km nord de regiunea noastră, Dobrogea de nord în partea de sud-est și Depresiunea precarpatică la vest.

După cum se vede, ne găsim într-o zonă geologică complicată, cu caractere diferite și pînă în prezent insuficient cercetată, deși procedeele de cercetare s-au înmulțit și îmbunătățit.

În istoria evoluției geologice a regiunii Moldovei de sud se pot distinge cinci etape, așa cum sînt redată de AVANISIAN:

Prima etapă a avut loc în Paleozoicul inferior printr-o coborîre lentă a întregii zone; a doua etapă a început la sfîrșitul Paleozoicului inferior și s-a terminat în Triasic, prin ridicarea părților nordice, atrăgînd după sine retragerea treptată a mării paleozoice de la nord la sud; a treia etapă a ocupat intervalul de timp dintre Triasic și Jurasicul superior și s-a caracterizat prin formarea Dobrogei ca masiv muntos și formarea Depresiunii submuntoase dobrogene cu o grosime a depozitelor de peste 2.500 m; a patra etapă a început cu Titonicul și s-a terminat cu Paleogenul, caracterizîndu-se prin ridicarea părții sud-vestice, fapt care este dovedit de deplasarea axei Depresiunii submuntoase dobrogene spre nord; a cincia etapă s-a remarcat printr-o transgresiune miocenă, terminîndu-se spre sfîrșitul Cuaternarului; la începutul acestei etape a avut loc o coborîre generală a uscatului, iar apoi o ridicare treptată începînd din nord.

În ceea ce privește stratigrafia regiunii, din cartările geologice și mai ales din datele de foraj, care în ultimul timp sînt foarte numeroase, reies o serie de informații, deocamdată insuficiente, asupra sedimentarului și fundamentului regiunii, precum și raporturile dintre acestea.

Depozitele care apar la zi în regiune aparțin exclusiv Cuaternarului și Levantinului.

Cuaternarul este reprezentat prin două orizonturi bine distincte și anume: orizontul superior de facies continental, reprezentat de loess și lehm loessoid, și orizontul inferior de facies lacustru, format din nisipuri.



Levantinul se găsește sub forma unei fișii est — vest, începînd de la linia Tecuci — lacul Brateș spre nord. În constituția lui se separă două orizonturi: orizontul superior format din pietrișuri și conglomerate, ce arată o transgresiune față de cel inferior deoarece se găsește discordant la nord peste Dacian, și orizontul inferior format din nisipuri și lentile de gresie cu intercalații argiloase cuprinse în baza sa.

Din datele de foraje dăm în continuare scara stratigrafică a regiunii:

Dacianul formează un orizont continuu și bine dezvoltat, fiind cel mai reprezentativ etaj al Pliocenului. Este format din nisipuri grosiere cu intercalații marnoase, spre bază crescînd procentul marnos în detrimentul nisipului. Rare ori se întîlnesc și argile.

Ponțianul nu apare ca un etaj distinct. Un orizont de marne nisipoase cenușii cu ceva pete feruginoase este atribuit Ponțianului.

Meoțianul, de grosime destul de mare, are o constituție litologică asemănătoare Dacianului, adică nisipuri și marne nisipoase. Stratele acestui etaj prezintă o înclinare de 8° — 15° , mai mare decît a stratelor de deasupra.

Sarmațianul este format din marne cenușii-verzui cu intercalații calcaroase.

Fundamentul, care se găsește sub Sarmațian sau chiar numai sub Pliocen în unele porțiuni, are un relief și o compoziție petrografică foarte variată. Partea sa superioară conține marne roșietice și negricioase cu concrețiuni calcaroase. Apoi urmează un orizont de conglomerate de elemente rulate din fundament din roci sedimentare, metamorfe și eruptive, înglobate într-un ciment marnos. Acest orizont conglomeratic face legătură între formațiunile sedimentare și fundamentul cristalin propriu-zis. În compoziția sa petrografică intră gnaisele și paragnaisele. În apropierea Dunării, la sud de Galați, pe o rază de 5—6 km, se găsește un eruptiv la circa 400 m adîncime, după care radiar, începînd dinspre NNW pînă spre SW, se pot diferenția în fundament adevărate fișii metamorfozate de gresii, șisturi cloritoase, amfibolite cuarțitice și calcare cristaline. O altă caracteristică a fundamentului este aspectul variat al reliefului său, care a influențat probabil depunerea sedimentarului. Configurația sa se prezintă ca niște digitații neuniforme cu direcție preponderent spre NW, în care se și afundă uneori cu căderi destul de bruște.

În linii mari, regiunea cercetată se află la contactul între lanțul muntos al Carpaților orientali și meridionali și Platforma podolică la est, cu Platforma prebalcanică la sud și cu Masivul nord-dobrogean la sud-est (acesta afundîndu-se repede în regiunea Galați). Acest contact se face aici prin intermediul Depresiunii precarpatice umplute cu depozite terțiare cutate, care s-a format în urma orogenezei alpine de la sfîrșitul Paleogenului. Din ultimele lucrări geologice, geofizice și de foraj s-a constatat că în partea de SW Platforma podolică se găsește în contact cu Masivul dobrogean prin intermediul unei mari zone depresionare, în cuprinsul căreia au fost găsite depozite neogene, paleogene, cretacice, jurasice și triasice. Depresiunea



este cunoscută sub denumiri diferite: predobrogeană (MURGOCI), submuntoasă dobrogeană (AVANISIAN), marginală dobrogeană (GOFSTEIN).

Maximul gravimetric de pe Prutul inferior, orientat nord—sud, avînd drept cauză geologică o creastă a fundamentului pe această direcție, separă în această mare Depresiune predobrogeană în partea dreaptă a Prutului o fosă depresionară denumită de N. ONCESCU și N. GRIGORAȘ, Depresiunea Birladului.

Datorită faptului că pe marginea Depresiunii predobrogene au fost întîlnite depozite triasice, iar în centrul depresiunii sondajele au rămas în Jurasicul inferior, este probabil ca în centrul ei să se găsească o serie continuă mesozoică și chiar mai veche.

Așa cum am arătat, Masivul dobrogean se scufundă spre nord-vest de Galați, direcție în care șisturile verzi presiluriene au jucat un rol important. Continuarea lor spre nord-vest se presupune sub forma unor cordiliere ce au funcționat ca atare pe marginea exterioară a Depresiunii precarpătice. Resturile acestor cordiliere sînt întîlnite sub forma de elemente de șisturi verzi și de roci mesozoice remaniate în conglomerate de vîrste diferite, începînd cu Cretacicul inferior și terminînd cu Miocenul superior.

Este de menționat gradul diferit de metamorfism al șisturilor verzi în funcție de poziția lor în cuprinsul depresiunilor, anume creșterea gradului de metamorfism de la margine spre centru. Așa se explică probabil lipsa elementelor verzi în zonele interne carpatice, unde metamorfismul puternic a schimbat complet caracterul lor litologic.

În ceea ce privește raporturile tectonice ale marilor unități structurale, ele se pot urmări destul de ușor în regiunea noastră, după datele geofizice și de foraj, mai ales avînd și imaginea subsolului redată de harta noastră Bouguer. Astfel se poate urmări îmbinarea Depresiunii precarpătice cu Platforma podolică, începînd din nord, oarecum de-a lungul rîului Siret pînă la Bacău, iar de aici direcția se schimbă spre sud-est, traversînd Prutul pe la Vișinevca, contactul făcîndu-se însă aci între platformă și Depresiunea predobrogeană. Pe direcția meridională Bacău—Focșani, se poate separa o altă zonă tectonică, ce desparte Depresiunea precarpatică de cea predobrogeană. Mai la est de aceasta și paralel cu ea, în direcția Vaslui—Bîrlad, așa cum remarcă și geologul sovietic SOLLOGUB, se află un alt accident tectonic, dar de amplitudine mai mică. Se pare că pe aceste două falii meridionale se face îmbinarea Depresiunii precarpătice cu cea predobrogeană.

3. Cercetări geofizice anterioare. În regiunea noastră s-au executat de-a lungul anilor toate metodele de prospecțiuni geofizice.

Prospecțiunile gravimetrice cu caracter regional executate încă din 1939 de MASSIER au scos în evidență numai anomalii majore din regiune.



Sondajele electrice verticale executate de I. POPEIA pe porțiuni mai restrânse au confirmat anomaliile indicate de noi, așa cum este cazul zonei minimale de la sud-est de Băleni.

În ultimii ani această regiune a fost cercetată de numeroase echipe seismice atât de la Comitetul Geologic cât și de la Ministerul Petrolului. Demne de remarcat sînt lucrările următorilor cercetători:

ION VASILIU (Comitetul Geologic), pe un profil de refracție est—vest, ceva mai la sud de Pechea, pe o porțiune de 5 km nu a mai putut construi cu ușurință orizontul-reper urmărit de la Prut spre vest (orizontul Cristalinelui dat de forajul de la Frumușița).

DUMITRU PAICU (Comitetul Geologic) și SMIL BUHMAN (Ministerul Petrolului) prin lucrările seismice reflexie de la sud-est de Tecuci și respectiv de la Independența, găsesc structuri orientate NNW—SSE, în formațiunile superioare ale fundamentului cristalin.

Altă grupă de lucrări seismice executate în cadrul Ministerului Petrolului A. KLANG și M. ALEXANDRU), arată în centrul Depresiunii Bîrladului prezența a numeroase orizonturi reflectatoare sub un orizont caracteristic atribuit Sarmațianului, în timp ce pe marginea depresiunii toate aceste orizonturi de adîncime lipsesc.

Acest lucru indică caracterul de transgresiune al depunerilor terțiare, fapt găsit de altfel și în depresiunea de la est de Prut.

Prospecțiunea magnetică regională făcută de ȘT. AIRINEI a pus în evidență o anomalie pozitivă locală orientată NW—SE în jurul localității Pechea.

Rezultatele cercetărilor gravimetrice

Din prelucrarea măsurătorilor gravimetrice executate cu aparatul de tip Nörsgaard, am obținut harta Bouguer construită pe baza densității stratului intermediar de 2,20 gr/cm³, avînd ca plan de referință nivelul mării. Din aceasta, cu ajutorul formulei dată de SKEELS, am obținut harta derivatei a doua a lui Δg pentru o latură a rețelei de 1.000 m.

În cele ce urmează, vom analiza separat cele două hărți, apoi vom privi rezultatele noastre prin corelație cu datele cunoscute pînă acum în regiune.

1. *Harta Bouguer* pune în evidență trei zone gravimetrice majore distincte:

În partea de SE un mare maxim gravimetric dezvoltat spre NW de Dunăre pînă în apropierea localității Costache Negri, bordat în partea de sud-vest la Cotul Lung și în partea de est de Galați prin lacul Brateș, de către un gardient foarte puternic;

În partea de NE a regiunii prospectate, la nordul anomaliei precedente, o zonă de minim gravimetric, largă și orientată W—E, cu axul de minim ce trece prin localitățile Cudalbi, Foltești pînă la Prut;



La vestul ambelor zone de mai sus o zonă de gradient gravimetric, ale cărei izogame sînt orientate N—S și cu micșorarea valorilor de la est la vest.

Aceste trei regimuri gravimetrice diferite corespund la trei unități structurale: Unitatea dobrogeană, Depresiunea Bîrladului (predobrogeană) și Depresiunea precarpatică.

a) Unitatea dobrogeană. Zona de maxim gravimetric arată prin dispoziția descrescătoare a izogamelor de la Dunăre spre NW și brusc spre W și NE, că masivul dobrogean se prelungește în această direcție în care se și scufundă. Pe această mare zonă anomală se înscriu alte anomalii gravimetrice de mai mică amplitudine.

În partea de W, la Cotul Lung, se observă un accident tectonic cu aspect de falie, perpendicular pe cursul Siretului, accident care se prelungește spre NNW, trecînd pe la W de Cudalbi, după ce dispăre în zona minimală a Depresiunii Bîrladului. Manifestarea acestei falii este redată de harta Bouguer prin îndesirea maximă a izogamelor sub forma unui cordon, cu gradient maxim la Cotul Lung de 4,3 mgal/km. Este probabil ca această direcție să coincidă cu direcția faliei Vaslui—Bîrlad citată de SOLLOGUB.

Începînd de la Cotul Lung spre NW în amonte pe Siret, se dezvoltă o puternică fosă sinclinală pînă dincolo de Nămolosa (a). Aceasta se datorește probabil reliefului masivului Dobrogean care a format această albie umplută ulterior cu sedimente marine destul de groase. De altfel nu întîmplător și-a săpat Siretul cursul său pe această direcție.

În partea de sud a lucrării de la Dunăre spre vest, se evidențiază un maxim gravimetric (b), pe care îl punem pe seama unei ridicări anticlinale a fundamentului.

În mijlocul acestei unități dobrogene se observă unele inflexiuni ale curbelor, cu direcția axială NW—SE, care descriu o linie de minim gravimetric (c) de la nord de Vadeni pînă la est de Pechea, bordată de două linii maxime paralele (d și e). Aceste anomalii se pot interpreta ca fiind efecte ale reliefului fundamentului, anume linia de minim fiind ecoul unei văi erodate în Cristalin și umplută cu elemente de eroziune. De altfel aceasta corespunde cu anomalia pozitivă magnetică, deci elementele cărate de ape și depuse la Pechea trebuie să cuprindă conglomerate cu constituenți fero-magnetici. La aceasta se adaugă și variația constituției petrografice a fundamentului, dirijată NW—SE, așa cum am arătat la capitolul de geologie.

Pe malul Dunării, între Brăila și Galați, anomalia marcată printr-un maxim local, de o formă semicirculară cu o rază de 4—5 km, arată existența unui exces de densitate față de zonele învecinate. Acest maxim este pus pe seama prezenței eruptivului în fundamentul regiunii.

Un gradient puternic dirijat NW—SE delimitează unitatea dobrogeană în partea de est, unde Dunărea prezintă o inflexiune (la Cotul Pisicii) pe șoseaua Galați—Giurgiulești. Pe această direcție masivul dobrogean trebuie să se scufunde brusc,



deoarece dincolo de Prut, în zona învecinată, datele indică existența unei depresiuni cu un Sedimentar gros de peste 2.500 m.

b) Depresiunea Bîrladului. Zona de minim gravimetric se evidențiază printr-un ax de minim gravimetric larg (f) cu direcția W—E, în centrul zonei plasîndu-se o anomalie minimală închisă, lângă Băleni. Spre SE de Băleni se află, sub forma unui apendice, o anomalie de minim gravimetric (g) destul de puternică, ce se continuă sub o formă mai atenuată pe la nord de Tulucești pînă în Prut.

Paralel cu aceasta, la sud de Frumușița, se reliefează de data aceasta o anomalie gravimetrică pozitivă, al cărei ax se urmărește pînă în Prut (h). Aceste anomalii se pot explica pe baza cutelor Sedimentarului, variației de facies și reliefului fundamentului.

Față de centrul zonei, unde pe linia de intersecție a axelor anomaliilor (f) și (g) ne găsim într-o maximă afundare depresionară, variația intensității cîmpului gravitațional ne arată că de aici trebuie să existe o ridicare a fundamentului, respectiv subțierea depozitelor sedimentare spre N, E și S.

c) Depresiunea precarpatică. Partea de W a regiunii cercetate corespunzînd limitei estice a Depresiunii precarpatice, este caracterizată prin direcționarea paralelă N—S a izogamelor, conformă cu direcția lanțului Carpatic și scăzînd valoric de la E la W. Această scădere ne arată că fundamentul se afundă către W.

Raporturile tectonice sub care apar cele trei unități de regimuri gravimetrice descrise mai sus concordă cu cele anunțate la capitolul de geotectonică. Astfel, contactul între Unitatea dobrogeană și Depresiunea Bîrladului se face de-a lungul liniei Costache Negri — Oasele — Lacul Brateș. Îmbinarea Depresiunii precarpatice cu Depresiunea Bîrladului și Unitatea dobrogeană se poate urmări pe linia Cotul Lung — Cudalbi și în continuare spre nord probabil pînă la Bîrlad. Este evident că imediat în vecinătatea afundării bruște a fundamentului dobrogean, intrăm într-o zonă de maximă adîncime a depresiunii (minimele a, f și g).

2. *Harta derivatei a doua.* Aceasta relevă într-o bună parte anomaliile gravimetrice din harta Bouguer, care nu au fost condiționate în totalitate de fundamentul regiunii, dîndu-le un caracter local. Gradientul regional mai ales din partea vestică a regiunii a fost complet anulat. Anomalii numeroase și puternice, efecte ale cauzelor superficiale, apar în sudul și estul regiunii studiate. Orientarea majorității anomaliilor din această hartă este NNW—SSE, cu deosebire că în axul Depresiunii Bîrladului se observă o tendință de orientare W—E. Valorile curbelor sînt cuprinse între —350 — +350 unități. În mod succint vom studia anomaliile de pe această hartă, corespondente celor de pe harta Bouguer.

Accidentul tectonic de la Cotul Lung—Cudalbi se găsește prezent și aici prin izolinia de zero, cuprinsă pe o distanță mică între o anomalie de minim la vest



și alta de maxim la est. Marcarea sa netă se poate urmări pînă pe paralela comunei Hanul Conachi, de unde se intră în zona depresionară a Bîrladului. Deci, pe această porțiune amplitudinea faliei fiind destul de mare a afectat probabil și Sedimentarul nou.

În Unitatea dobrogeană anomalia de minim (a) de pe cursul Siretului este puțin deplasată spre NE și N; celelalte anomalii (c, d și e) sînt conturate pe arii mai mari, în special cea de minim (c) care întărește interpretarea dată de noi ca fiind datorată unei zone de eroziune a fundamentului. Anomaliile de maxim (b) și gradientul de la est de Galați, fiind în zonele marginale ale hărții Bouguer, nu au putut fi calculate cu metoda derivatei a doua.

În unitatea Depresiunii Bîrladului, axa minimală (f) este reprezentată printr-o zonă tot de minim destul de largă. Minimul de la SE de Băleni (g) este localizat printr-o anomalie puternică negativă, de formă aproape eliptică, cu valoare maximă de -300 , și prin alta mai slabă la Tulucești, între ele insinuîndu-se un fel de șea. Maximul de la Frumușița (h) este conturat printr-o slabă anomalie pozitivă cu orientarea NW—SE. Existența acestor anomalii indică efectul unor cute din Sedimentarul superficial. Anomalia de minim gravimetric de la Băleni este reprezentată de asemenea printr-o anomalie minimală închisă, dar cu o dezvoltare mai mare.

Corelînd datele gravimetrice rezultate din harta Bouguer și harta derivatei a doua cu rezultatele celorlalte prospecțiuni geofizice specificate mai sus, și cu datele geologice din foraje, putem trage următoarele concluzii:

Harta Bouguer redă în mod fidel tectonica subsolului din regiune, marcînd existența a trei regimuri gravimetrice diferite, corespunzătoare a trei unități structurale mari.

Raporturile dintre aceste unități se fac prin intermediul unor accidente tectonice, printre care putem remarca falia de la Cotul Lung și gradientul puternic de la est de Galați.

Anomaliile hărții Bouguer exprimă efectul cumulat al formațiunilor sedimentare cu cel dat de fundament.

Harta derivatei a doua redă anomaliile cauzate de efecte mai de suprafață, dar concordante cu cele din harta Bouguer.

Anomalia negativă gravimetrică de la Pechea (c) își găsește interpretarea într-o formă de relief erodată a fundamentului cristalin, conform cu datele de seismică și de magnetometrie enunțate anterior.

Anomaliile rezultate în harta derivatei a doua au o orientare NNW—SSE, ca și structurile ce au aceeași orientare din hărțile structurale seismice amintite la capitolul respectiv.

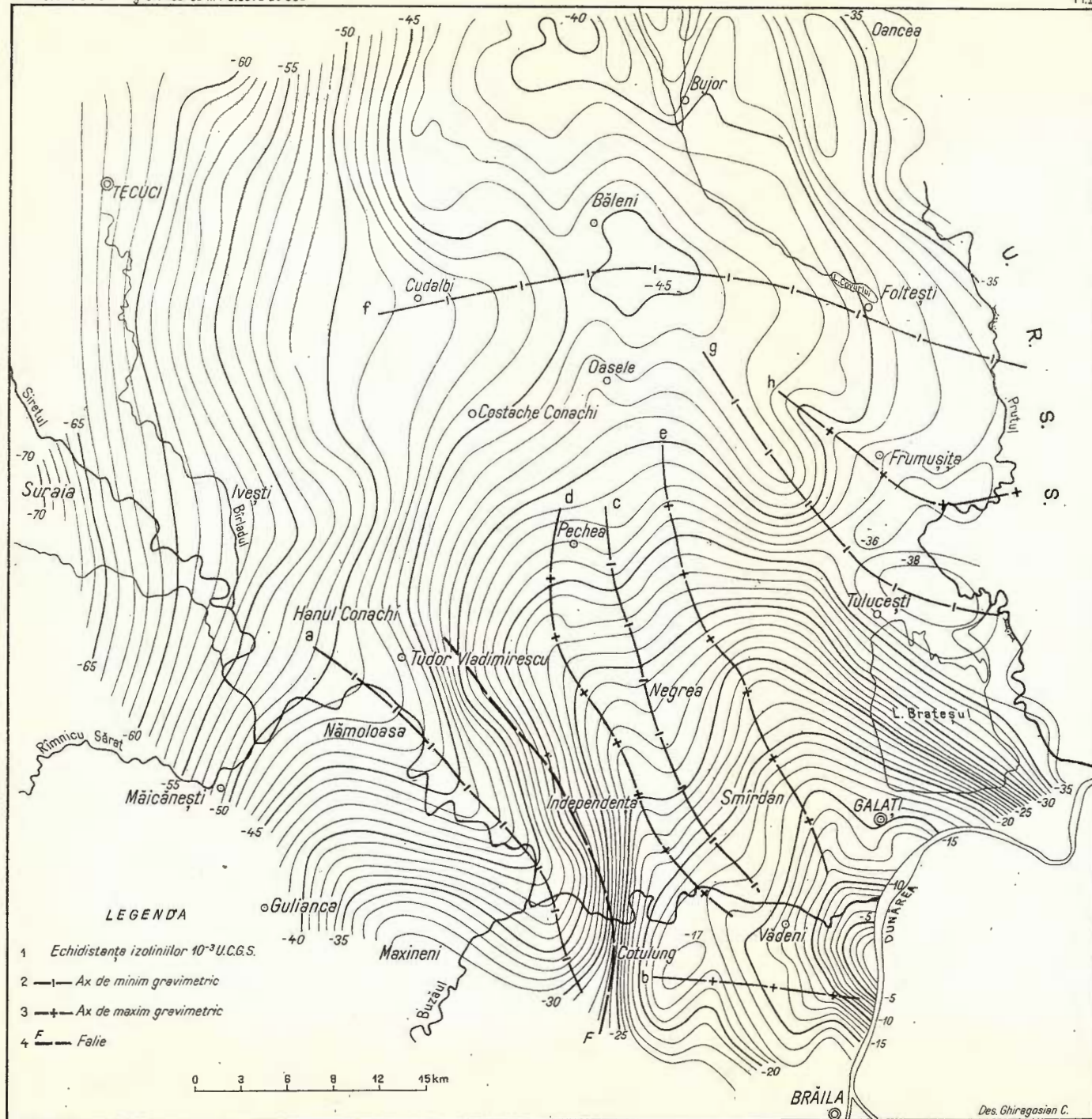
În centrul Depresiunii Bîrladului, pe o direcție W—E cam între Costache Negri și Cudalbi, precum și pe linia Băleni — Tulucești, sîntem într-o zonă de maximă



HARTA GRAVIMETRICĂ (BOUGUER) A MOLDOVEI DE SUD

BĂCIOIU T. Cercetări gravimetrice în Moldova de Sud

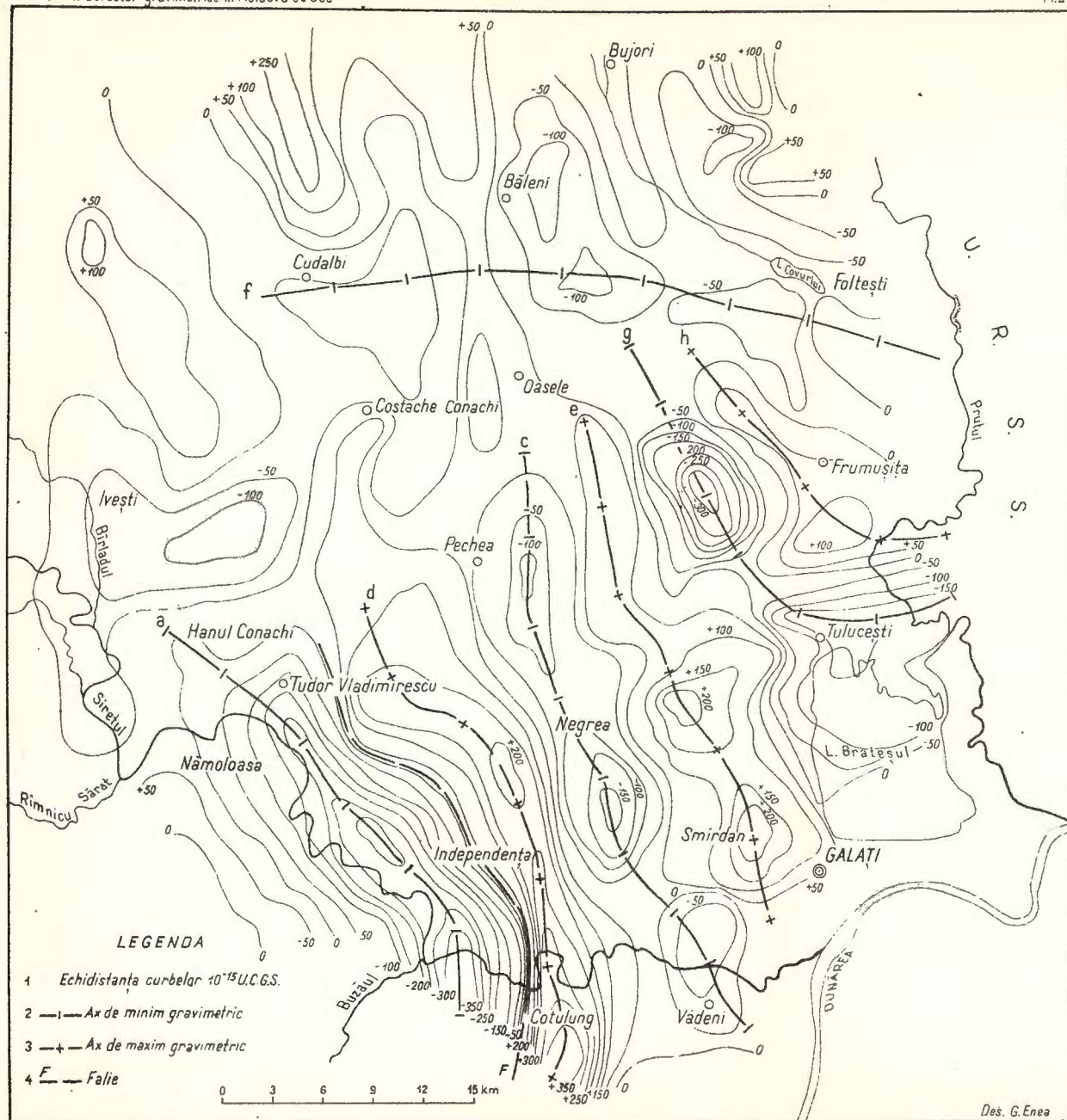
PL.I



HARTA DERIVATEI A DOUA ($\frac{d^2g}{dz^2}$)

BĂCIOIU T. Cercetări gravimetrice în Moldova de Sud

Pl. II



afundare, de unde se observă în toate direcțiile ridicarea fundamentului, respectiv micșorarea grosimii sedimentelor. Acest lucru întărește datele obținute de seismică, ce justifică o transgresiune terțiară în această depresiune, prin lipsa spre marginea depresiunii a altor orizonturi reflectatoare sub orizontul caracteristic din Sarmațian.

BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI ȘT. Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de sud și estul Cîmpiei. Romine. *Bul. șt. Acad. R.P.R.*, nr. 1, București 1955.
2. AVANISIAN G. Evoluția geologică a Depresiunii Moldovei. *I.A.N. Geol.*, nr. 1, 1954.
3. BOTEZATU R. și BĂCIOIU TR. Anomalia gravității în Dobrogea. *Bul. șt. Acad. R.P.R.*, nr. 2, București 1957.
4. MASSIER G. V. Thyssen Gravimeter Survey, SE Moldova, 1939.
5. ONCESCU N. Geologia R.P.R. București 1957.
6. ONCESCU N. și GRIGORAȘ N. Zona din fața Carpaților în lumina rezultatelor forajelor de explorare sovietice și romine. *Rev. « Natura »*, nr. 6, București 1957.
7. SOLLOGUB V. B. În problema limitei de SW a Platformei Ruse. *Docladi*, nr. 3, vol. 115, 1957.

ГРАВИРАЗВЕДКА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МОЛДОВЕ

ТР. БЭЧОЙ

(Краткое содержание)

Гравirazведка произведена в зоне, где встречаются крупные структурные единицы: Румынская низменность, расположенная к югу, (мизийская платформа), Молдавская платформа, соприкасающаяся с исследуемой зоной через Бырладскую впадину, расположенная на севере, Северная Добруджа — на востоке и Предкарпатская впадина — на западе.

Измерения были произведены при помощи гравиметра Ноэргаарда при густоте сетки: одна станция на кв. км. Была построена карта Буге (для плотности $\sigma = 2,20$ гр/1 куб. см) и карта остаточных значений (применяя метод второй производной Δg).

Эти карты ясно указывают на продолжение Добруджской тектонической единицы к СЗ и на тектоническую связь этой структурной единицы с прочими.



Гравиметрические результаты свидетельствуют о погружении Добруджской единицы к Северо-Западу, о существовании зоны наибольшего погружения в Бырладской впадине, расположенной вдоль линии Кудальб—Фотешть и о постоянном погружении фундамента в Предкарпатской впадине, т.е. к западу. В участке продолжения добруджской единицы выделяется ряд аномалий, расположенных с СЗ к ЮВ, соответствующих как рельефу, так и литологическим разновидностям Добруджского фундамента.

Контактные зоны между Добруджской и прочими единицами простирается вдоль тектонических линий, из которых самая значительная включает сбросы Котул Лунг—Тудор Владимиреску.

ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ

Рисунок I

Гравиметрическая карта (Буге) южной Молдавии.

1, расстояние между изолиниями 10^{-3} U.C.G.S.; 2, ось гравиметрического минимума; 3, ось гравиметрического максимума; 4, сброс.

Рисунок II

Карта второй производной.

1, расстояние между кривыми 10^{-15} U.C.G.S.; 2, ось гравиметрического минимума; 3, ось гравиметрического максимума; 4, сброс.

RECHERCHES GRAVIMÉTRIQUES EN MOLDAVIE DU SE

par

TR. BĂCIOIU

(Résumé)

La prospection gravimétrique a été effectuée dans une zone située au point de jonction des grandes unités structurales : la Plaine Roumaine (Plate-forme moesienne) au S, la Plate-forme Moldave (laquelle vient en contact avec la zone levée par l'intermédiaire de la Dépression du Birlad) au N, la Dobrogea du N à l'E et la Dépression précarpatique à l'W.

Les mesures ont été effectuées à l'aide d'un gravimètre Nörgaard ayant la densité des observations de 1 station/km². On a construit la carte Bouguer pour



la densité $\delta = 2,20$ gr/cmc et l'on a calculé la carte résiduelle (par la méthode de la dérivée seconde du Δg).

Les cartes respectives mettent en évidence assez distinctement le prolongement NW de l'unité dobrogéenne, ainsi que les rapports tectoniques entre cette unité et les autres unités structurales.

Les résultats gravimétriques indiquent un affaissement de l'unité dobrogéenne vers le NW, l'existence d'une zone d'affaissement maximum dans la dépression du Bîrlad le long de la ligne Cudalbi — Foltești, ainsi que l'affaissement continu du soubassement dans la Dépression précarpatique, c'est-à-dire vers l'W. Sur la continuation de l'unité dobrogéenne apparaissent une série d'anomalies gravimétriques, orientées NW—SE, conformes autant au relief qu'à la variation lithologique du soubassement dobrogéen.

Le contact entre l'unité dobrogéenne et les autres unités est établi par des lignes tectoniques, dont la plus importante est la faille Cotul Lung — Tudor Vladimirescu.

EXPLICATION DES PLANCHES

Carte gravimétrique (Bouguer) de la Moldavie du sud.

Planche I

1, équidistance des isolignes 10^8 U.C.G.S.; 2, axe de minimum gravimétrique; 3, axe de maximum gravimétrique; 4, faille.

Planche II

Carte de la seconde dérivée.

1, équidistance des courbes 10^{18} U.C.G.S.; 2, axe de minimum gravimétrique; 3, axe de maximum gravimétrique; 4, faille.





Institutul Geologic al României

PERLELE DE CAVERNĂ DIN GHEȚARUL DE LA SCĂRIȘOARA¹⁾

de
IOSIF VIEHMANN

Printre formațiunile concreționare specifice peșterilor se află și perlele de cavernă. Denumirea de « perlă » dată acestor formațiuni provine de la asemănarea care există între geneza și structura acestor concrețiuni și perlele propriu-zise. Aceste pisolite sau oolite de peșteră au primit denumirea de perle încă în vechile lucrări mineralogice: Tropfstein-Perlen, Höhlen-Perlen (4).

Perlele de cavernă au fost identificate numai într-un mic număr de peșteri, ca de ex. în unele peșteri din Franța (Ardèche, Lozère, Gard), Austria, Germania, Mexic, Cehoslovacia și S.U.A. (Virginia și Pensilvania). În România, peștera cu cele mai interesante perle de cavernă este Ghețarul de la Scărișoara.

Observațiile cele mai variate, întreprinse de un număr relativ mare de cercetări, au dus la unele concluzii cu privire la geneza perlelor; totuși, câteva amănunte în ceea ce privește modul lor de formare au rămas încă nelămurite.

Împărțind perlele de cavernă, M. DERIBÈRE (3) arată că ele se pot dezvolta în următoarele condiții: 1. perle în cuib (pe sol argilos sau pe cruste stalagmitice), 2. perle în bazine (concavități sau bazine de tip « gours » (MARTEL), 3. perle unice cu lăcaș (descoperite de noi în Ghețarul de la Scărișoara și Ghețarul de la Vîrtop de la Casa de Piatră — Munții Apuseni).

În ceea ce privește forma și modul lor de formare, perlele de cavernă se pot clasifica după cum urmează: 1. microperle (cu diametrul pînă la 3 mm), 2. perle tipice și macroperle, 3. agregate de perle, 4. perle unice, 5. perle și perlaje formate pe corpuri diferite (oase de liliac, stalactite rupte, etc.).

După cum arată și numele, perlele de cavernă au o formă sferică, regulată la concrețiunile mai mici și ceva mai puțin regulată la formele mai dezvoltate. W.B.

¹⁾ Comunicare în ședința din 9 mai 1958.



WHITE (9) a descris în peștera Cass (Pensilvania) perle aplatisate, în forme discoidale. Autorul presupune că forma turtită se datorește faptului că apa de picurare cade de la o înălțime de peste 100 m.

Considerînd aspectul suprafeții exterioare, perlele pot fi netede și compacte (acestea sînt perlele tipice) sau grăunțoase. În Ghețarul de la Scărișoara avem perle netede, compacte. În unele împrejurări au fost descrise așa numitele perle-porțelan, de M. DERIBÈRE (3) și R. DE JOLY (6), caracterizate printr-un luciu pronunțat. Unii autori, cum ar fi STONE (9), consideră că lustruirea se poate produce și în apă liniștită, fără mișcarea perlei; majoritatea cercetătorilor însă consideră necesară mișcarea perlei, fără de care nu s-ar produce luciarea. MACHIN și COOMBS (9) vorbesc chiar de o rotație a perlelor. În fond, lustruirea perlei are loc printr-un fenomen de abraziune. Potrivit observațiilor noastre, această abraziune se poate produce prin frecarea reciprocă a perlelor sau prin frecarea perlei de suportul ei (în cazul perlelor unice cu lăcaș). Cu toate acestea, WHITE (9) consideră că apa singură, prin căderea ei, are o acțiune abrazivă suficientă pentru a produce netezirea perlei.

Mărimea perlelor este de asemenea o problemă interesantă. Perlele din Ghețarul de la Scărișoara încep de la o dimensiune de 0,1 mm și ajung pînă la 8,5 cm. Agregatele de perle au dimensiuni și mai mari. Majoritatea perlelor au însă o dimensiune între 1—3 cm.

În ceea ce privește compoziția și structura perlelor, majoritatea autorilor au arătat că ele sînt formate din calcită. F. L. HESS (5) arată că secționînd o perlă de cavernă a găsit în jurul sîmburelui central o zonă cu o structură radiară perfectă, formată din romboedri de calcită. Între multiplele cruste de calcit depuse în jurul miezului perlei se află și cîteva strate subțiri, roșii-limonitice sau de fier în suspensie (DE JOLY). Cîteva perle ridicate de DE JOLY (3) din peștera Payan (Gard-Franța) sînt formate din calcită fosfatată. Aceste concrețiuni au fost găsite în niște cranii neolitice descoperite în peștera respectivă.

Cu privire la mecanismul de formare al perlelor de cavernă, în prezent se poartă o serie de discuții care se canalizează în general spre două probleme: 1) cauzele formei sferice a perlei și 2) motivele pentru care perla nu se sudează de materialul învecinat. Potrivit observațiilor făcute pînă în prezent, independența cinetică și mobilitatea perlelor s-ar datora căderii picăturilor de apă de la înălțime. După DE JOLY (3), cauza principală a mobilității perlei și a nesudării ei este picurarea apei de la o oarecare înălțime, iar cauza secundară ar fi faptul că perla se sprijină întotdeauna pe un suport umed, fiind scăldată de apă în porțiunea ei inferioară. Observațiile efectuate în Ghețarul de la Scărișoara au arătat că în majoritatea cazurilor stagnarea perlei pe un suport umed este motivul pentru care perla rămîne nesudată de suportul ei. Majoritatea înălțimilor de la care se desprind picăturile



ce generează perlele observate în peștera de la Scărișoara sînt mai mici de 3 m; acțiunea mecanică a acestor picături nu poate fi deci prea puternică. Potrivit observațiilor făcute de DERIBÈRE (3), perlele unice cu lăcaș s-au format prin rostogolirea perlei provocată de picurarea apei de la înălțime.

O părere asemănătoare o are și speologul HESS (5), care afirmă din nou că perlelor le este caracteristică mișcarea continuă. Un alt număr de cercetători diminuează puternic rolul mecanic al apei de picurare în geneza perlelor. R. DE JOLY (6) arată că nu este necesar ca desprinderea apei de alimentare să se facă de la o înălțime mare, iar S. C. DAVIDSON și H. E. MC. KINSTRY (1) precizează că mișcarea de rostogolire a perlelor nu este absolut obligatorie. Tot în legătură cu acțiunea de picurare a apei este și problema genezei prin stropire a apei. R. DE JOLY a observat în peștera d'Orgnac (Ardèche) cum unele perle s-au format pe seama apei provenite din stropii produși de o picurare mai activă. O remarcă asemănătoare face și cercetătorul WHITE (9), care arată și faptul că geneza perlelor are loc îndeosebi cu concursul stropilor de apă care se desfac în punctele de picurare, pe podeaua peșterii. Același autor, combătînd ipoteza unei rostogoliri propriu-zise a perlelor în timpul formării lor, observă faptul că perlele mai turtite, discoidale, nu ar putea fi rostogolite nici de apele mai violente. În fine, ultimul argument care infirmă de asemenea ipoteza unei mișcări prea pronunțate a perlelor este remarca făcută de J. D. MC. LUNG (7), care subliniază faptul că perlele mari și grele rămîn imobile față de acțiunea oricărei ape de picurare sau de prelingere prin bazinul respectiv.

Este bine cunoscut faptul că nașterea unei perle începe cu depunerea concentrică a calcitei (sau a unei alte substanțe, de ex. aragonita) pe un suport fizic aflat în apa de pe fundul bazinului respectiv. Cercetîndu-se miezul acestor perle de cavernă, s-a stabilit că depunerea de cruste poate avea loc pe materiale foarte diferite și bineînțeles de dimensiuni submilimetrice. DERIBÈRE (3) și WHITE (9) au descoperit în miezul perlelor argilă, bucăți de calcar, cărbune, granule fine de nisip cuarțos sau așchii de lemn. Autorii afirmă că există și perle fără corpuri străine în nucleul central. Observațiile noastre au arătat însă, în toate cazurile, existența unui corp fizic pe care a început depunerea concentrică. Între altele a fost găsită și o porțiune infimă a unei aripi de insectă. Cercetările noastre s-au făcut prin secționare, decalcifiere cu HCl diluat și observare la microscopul binocular.

Deosebit de interesante sînt de asemenea perlajele (adică depunerea concentrică în condiții similare perlelor propriu-zise), care se produc pe unele corpuri fizice de dimensiuni mai mari, de ordinul centimetrilor. În sensul acesta sînt cunoscute perlajele care au loc pe bucăți de stalactite rupte, oscioare de liliac, lemne, etc.



Particularitățile perlelor din Ghețarul de la Scărișoara

Peșterea cu gheață de la Scărișoara adăpostește șase forme diferite de perle, după cum urmează:

1. **Nisipul de perle** este format din perle cu un diametru mai mic de 1 mm. În masa acestui « nisip » se află și agregate care nu depășesc însă dimensiunea de 1,5 cm. Grămezile de nisip de perle formează cuiburi întinse care sînt dispuse aproximativ la limita sălii « Biserica Nouă ». La această limită începe teritoriul sălii numită « Catedrala »¹⁾, sală în care nu se mai află gheață. Între cele două săli amintite, care de altfel sînt una în continuarea celeilalte, se află o zonă îngustă în care gheața se formează și se retrage anual (la minimele și maximele de temperatură). Fenomenul acesta de formare și de topire temporară a gheții are loc pe tavanul, pereții și podeaua peșterii; drept rezultat al acțiunii gheții avem formarea unei pulberi foarte fine de carbonat de calciu. În unele puncte ale zonei amintite această pulbere este depusă într-o grosime apreciabilă (aproape 10 cm). Una din dovezile originii acestei pulberi este și faptul că ea poate fi ușor observată pe suprafața apei lăculețelor temporare și anuale care se formează la limita celor două săli, precum și în masa gheții din « Biserica nouă ». Observațiile noastre au arătat că aceste perle nu se formează cu ajutorul apei de picurare; apa lor de alimentare — după toate probabilitățile — este apa de capilaritate care migrează pe podeaua peșterii și provine din topirea formațiunilor de gheață. Este posibil ca majoritatea perlelor din Ghețarul de la Scărișoara să aibă la origine pulberea de dezagregare fizică mai sus amintită. De altfel, marea majoritate a perlelor se află la imita de întîlnire a acestor două săli.

2. **Microperlele.** În vecinătatea sau chiar în prezența nisipului de perle se află cuiburile cu microperle. Au aceeași culoare albă ca și perlele din nisipul de perle și, potrivit concluziilor noastre, nu sînt altceva decît indivizi din nisipul de perle dezvoltăți în continuare.

3. **Perlele tipice.** Aceste perle au format obiectul principal al observațiilor noastre. Din această grupă de perle fac parte indivizii al căror diametru este în jurul a 1—3 cm. Peste tot acest gen de perle a fost găsit în cuiburi. Dispoziția lor în aceste cuiburi se face însă în două feluri cu totul deosebite. În primul rînd sînt cuiburile întinse, precum și cuiburile în concavități sau bazine (fig. 1).

¹⁾ ȘERBAN, COMAN, GIVULESCU. Découvertes récentes et observations sur la glacière naturelle dite « Ghețarul de la Scărișoara ». *Bul. Soc. Șt. Cluj*, X, pg. 174, 1948.



Cuiburile întinse ocupă suprafețe variabile; cele mai mici sînt de aproximativ 400 cm², iar cele mai mari ajung pînă la 1400 cm². Centrul cuibului îl constituie perlele de dimensiuni mai mici, iar la periferie se află perlele mai mari, precum și agregatele de perle. Perlele din centrul cuibului se află în plină formare, fiind orientate sub punctele principale de picurare. În cuiburile încă neatinse de om sau de vreo altă cauză fizică, perlele stau înghesuite una într-alta, lăsînd între ele un spațiu liber optim pentru migrarea și distribuirea apei de alimentare prin capila-



Fig. 1. — Perle dezvoltate într-un bazin la podelele peșterii (cuib de perle).

ritate. Interesante sînt în sensul acesta tiparele de vecinătate pe care le prezintă perlele pe suprafața lor. Acolo unde aceste figuri sînt pronunțate și evidente, ele dovedesc că perlele nu au putut avea mișcări mecanice decît foarte neînsemnate.

Cuiburile întinse sînt peste așteptări de adînci, ceea ce subliniază vechimea și constanța fenomenului de formare a perlelor. Cel mai adînc cuib măsoară aproape 40 cm. Peste perlele din cuiburile întinse cad în mod obișnuit grupuri de picături, iar la creșterea perlelor mai îndepărtate de centrul cuibului mai contribuie și stropii care se formează după spargerea picăturii. În ceea ce privește înălțimea de la care cad picăturile apei de alimentare, am constatat că ea nu poate avea un rol prea însemnat în geneza perlei. Au fost găsite cuiburi la 3 m sub tavan,

precum și la 25 cm. Încercînd să stabilim care ar fi mărimea maximă a unei perle, am descoperit o perlă ruptă care avea inițial aproximativ 8,5 cm lungime și o formă elipsoidală. Secțiunea șlefuită a acestei perle ne-a dezvăluit o structură cu totul aparte. Perla s-a format în două perioade bine distincte. În prima jumătate a secțiunii se observă o creștere continuă, fără posibilitate de a delimita strate concentrice de creștere, iar în a doua parte a secțiunii (porțiunea periferică) apar tipicele cruste de creștere, marcate vizibil de intercalațiile limonitice.

Perlele în concavități și bazine sînt foarte puține la număr și au dimensiuni mici, în general sub 1 cm. Cu ocazia observațiilor făcute asupra unui astfel de cuib aflat în cuprinsul « Bisericii Noi » au fost trase o serie de concluzii interesante:

a) Cuibul se afla la picioarele unui bolovan. În locul de picurare al apei se aflau perle puține și mici, iar la marginea cuibului se aflau perle mai mari sau agregate de perle.

b) În imediata vecinătate a cuibului, pe o crustă stalagmitică ușor înclinată, se află o pată de calcită cu un diametru de aproximativ 5 cm, începutul unui viitor stalagmit. În acest loc picura de asemenea apa. Între cele două locuri de cădere a picăturilor se afla o distanță de aproximativ 5,5 cm. Aceste picături se desprindeau de la o înălțime de 3 m, de pe un mic grup de stalactite. Timp de o oră și jumătate am încercat să aflăm vreo deosebire între cele două surse de apă de alimentare, mai ales în ceea ce privește ritmul și debitul picăturilor, dar acest lucru a fost în zadar, astfel că nu am reușit să explicăm de ce în primul loc se formează perle, iar în cel de al doilea se va dezvolta un stalagmit.

c) Examinarea mai atentă a cuibului de perle, precum și a locului în care se dezvoltă un stalagmit, ne-a arătat că picăturile stalagmitului cad pe un loc ușor înclinat, de unde apa se prelinge și se evaporă, iar în interiorul cuibului avem un mic bazin natural care este în majoritatea timpului umed, necînd chiar partea inferioară a perlelor. Aci se observă deci cum efectul mecanic al picurării apei, împreună cu acumularea apei, colaborează la geneza perlelor de cavernă.

Este de asemenea posibil ca picăturile care cad de la o înălțime de 3 m să producă mișcarea sau chiar rostogolirea perlelor mai mici din centrul cuibului. La data observațiilor debitul apei de alimentare era atît de mic încît verificarea acestei ipoteze a fost imposibilă.

Nu departe de cuibul descris mai sus a fost găsit un al doilea, de mărime asemănătoare, cu deosebirea că acesta are perlele mai dezvoltate, iar picăturile apei de alimentare cad numai în interiorul micului bazin.

Din observațiile făcute asupra acestor două cuiburi de perle rezultă că pentru geneza perlelor avem nevoie de un suport umed (de preferință fundul unei concavități sau al unui bazin) și de apa de picurare.



Examenul cristalografic al perlelor de cavernă a fost făcut la catedra de mineralogie a Universității V. Babeș din Cluj, în colaborare cu asist. ADRIAN MOȚU, căruia îi aduc și pe această cale mulțumiri pentru ajutorul dat.

Au fost preparate două secțiuni microscopice prin două perle de cavernă. Diametrul perlei mari a fost de 16 mm, iar secțiunea a străbătut exact centrul perlei. Lamele preparate în balsam de Canada au fost examinate la microscopul polarizant cu obiective mici, pentru a se observa zonele de creștere a perlei, precum și cu obiective mai puternice (5×60), pentru a se observa structura perlei. Dimensiunea cristalelor care formează perlele de cavernă este atât de mică încât nu s-au putut realiza secțiuni orientate; acest lucru ne-a silit să ne ghidăm mai mult după culorile de interferență.

Perla mare are un simbur limonitic-argilos de 0,638 mm. Nu se disting cristale individuale, perla fiind formată dintr-o masă compactă criptocristalină. Urmează apoi o zonă cu cristalele mici individualizate; aceasta este cea de a doua zonă de creștere a perlei și este închisă de un inel argilos bine vizibil. Lățimea zonei este de aproximativ 0,232 mm. Cristalele de calcită care se disting au o lungime de pînă la 0,087 mm, avînd o dispoziție general radiară față de simburile argilos din centrul perlei. În această zonă mai apar și goluri de mărimi apropiate de 0,0725 mm. Din cînd în cînd se observă de asemenea aglomerări argiloase limonitice. Aceste aglomerări se află în cea de a treia zonă de creștere a perlei, care are o lățime de aproximativ 2,72 mm. Urmează apoi o zonă accentuat argilooasă, dar care păstrează totuși dispoziția radiară a cristalelor de calcită. Lățimea aceste zone este de 0,85 mm. Tot în această zonă au fost observate și granule de cuarț cu un diametru aproximativ de 0,187 mm. Urmează apoi ultimele două zone de creștere în care se observă unele cristale mai alungite, avînd aceeași dispoziție radiară. La marginea perlei se află din nou un strat argilos. În masa perlei au fost identificate o serie de cristale presupuse a fi de aragonită (după lipsa clivajului, a culorii de interferență ridicate și conturul pregnant).

În ceea ce privește problema mișcării perlelor, în Ghețarul de la Scărișoara au mai fost observate și alte bazine, unele de tip «gours». Într-un astfel de bazin au fost găsite un număr de trei bucăți de stalactite rupte, avînd dimensiuni între 2,2 cm și 3,5 cm. Cele trei stalactite au suferit o depunere ulterioară în acest bazin (adică un perlaș) foarte slab; în schimb au urme pronunțate de abraziune pe corpul lor și îndeosebi la extremități. În momentul vizitei bazinul era uscat. Urmele pronunțate de abraziune se datoresc erodării reciproce provocate de picurarea apei în bazin, adică de mișcările care au fost imprimate bucăților de stalactite de către picăturile de apă. Sînt și alte multe dovezi care ne arată că perlele în geneza lor suferă mișcări. Grăitoare sînt în sensul acesta perlele lucioase (așa-numitele perle-portelan) care au fost ridicate de speologul TR. ORGHIDAN din peșterea Alunii Negre (Cîmpul lui Neag). Tot în Ghețarul de la Scărișoara a fost găsită



o perlă «cojită» pe alocuri de către un fragment de stalagmit din imediata ei vecinătate; observațiile noastre nu ne-au putut ajuta ca să ne pronunțăm mai în amănunt asupra modului în care a avut loc cojirea amintită.

4. **Perlele unice cu lăcaș.** În decurs de 10 ani de cercetare a formațiunilor stalagmitice din carstul țării noastre nu am găsit decât trei perle unice cu lăcaș. O perlă

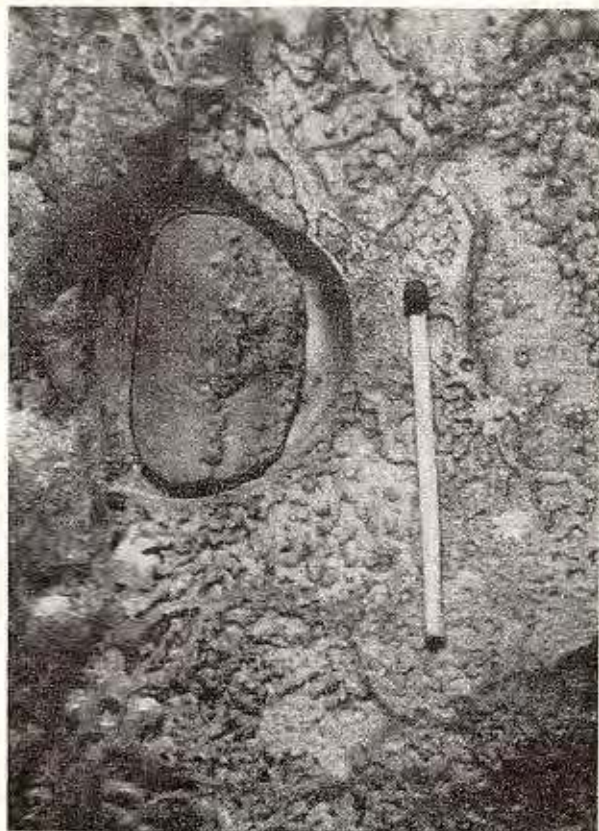


Fig. 2.—Perlă unică cu lăcaș din ghețarul de la Scărișoara.

în Ghețarul de pe Vîrtop, de la Casa de Piatră (Munții Apuseni), iar două în Ghețarul de la Scărișoara. Perlele din Ghețarul de la Scărișoara au fost descoperite de speologii M. ȘERBAN și G. MÜLLER.

Perla descoperită de G. MÜLLER are o dimensiune de 4,5 cm. Ea a fost găsită într-un lăcaș propriu, care este un mulaj aproape fidel al perlei. Acest lăcaș este o concavitate formată în crusta stalagmitică de pe podeaua peșterii. Perla este

aspră pe fața ei superioară și laterală. În schimb este pronunțat lucioasă pe porțiunea ei inferioară din pricina frecării de substrat la fiecare cădere de picătură (fig.2). La data observațiilor formațiunea nu primea apă de alimentare. Unul din capetele perlei a fost secționat și șlefuit. Secțiunea ne-a dezvăluit că perla s-a format pe seama unei bucăți de stalactit rupt, care se poate recunoaște ușor în partea inferioară a secțiunii. Observăm că în acest caz de perla depunerea este excentrică, cu precădere spre porțiunea superioară a perlei. Este neîndoielnic că atât porțiunea inferioară a perlei, cât și fundul și pereții lăcașului, au suferit o abraziune, Lustruirea perlei s-a făcut numai pe fața inferioară, deoarece lăcașul aproape etanș al perlei a limitat complet mișcările ei. Este de remarcat faptul că aceste formațiuni sînt foarte rare.

5. Agregatele de perle. În anumite condițiuni are loc intercimentarea perlelor apropiate sau sudarea lor de fundul bazinului respectiv. Cauzele intercimentării sînt multiple:

a) Perla a ajuns la o greutate și formă la care apa de alimentare nu o mai poate deplasa,

b) Perla nu mai primește picături directe, ea se alimentează cu stropi laterali sau cu apă de capilaritate,

c) Alipirea perlelor comasate devine perfectă, iar spațiile dintre perle devin minime.

Agregatele de perle pot avea forme sau condiții de formare variate. Perlele mici se pot suda între ele, dînd aspectul unei perle de dimensiuni mai mari. Cu toate acestea, agregatele se pot recunoaște și fără a fi secționate, după forma lor pronunțat neregulată. O perlă de 26/18 mm, după secțiune și șlefuire, s-a dovedit a fi un agregat format de fapt din două perle. Una mult mai mică, de 5,5/6 mm, s-a dovedit a fi un agregat format din trei micoperle. În fundul unui bazin de tip gours s-au găsit un număr de agregate formate dintr-un număr relativ mare de micoperle. Agregatele de pe fundul bazinului erau deja sudate, deci fixe. Unul din agregatele care a putut fi scos, șlefuit și lustruit, are dimensiunile de 5/2,7 cm și este format dintr-un număr însemnat de micoperle de dimensiuni constante. În cuprinsul agregatului de perle au fost aflate două goluri colmatate cu argilă. Agregatul cel mai mare și cel mai interesant ca geneză este un « bolovan » de peste 250 g și cu o mărime de 8,5/4,5/8,2 cm. În planul secțiunii șlefuite agregatul prezintă trei centre de perla dispuse aproximativ pe la marginea agregatului. La limitele secțiunii șlefuite se observă cimentarea unui număr mai însemnat de micoperle, deși în miezul agregatului rolul principal l-au jucat perlele mai mari. O particularitate a acestor formațiuni rămîne faptul că în ciuda greutății și dimensiunii lor relativ mari, în majoritatea cazurilor acestea rămîn nesudate de suportul pe care s-au dezvoltat.



6. Perlajele pe corpuri fizice bine distincte. În lucrarea noastră s-a arătat că, în mod normal, perlele își încep geneza pe seama unui simbur central, de obicei microscopic. Există însă și cazuri în care depunerile concentrice de cruste de calcită au loc pe corpuri de dimensiuni mai mari, aflate în condițiile fizice ale perlelor propriu zise. În Ghețarul de la Scărișoara au fost găsite astfel de fenomene de « perlaj » pe oscioare de liliac și pe bucăți rupte de stalactite.

a) **Cazurile de perlaj pe oase de liliac.** Pe fundul unui mic bazin de tip gours au fost găsite cinci oscioare de liliac (cubitusuri și oase metacarpene) îmbrăcate într-o crustă de calcită. Oscioarele groase de aproximativ 1 mm sînt în prezent, adică după acoperirea cu perlaj, groase de 2,5 mm. Secțiunea longitudinală a unui cubitus perlat a arătat că depunerea a avut loc prin cruste concentrice și simetrice, ca și în cazul perlelor propriu-zise.

b) **Cazuri de perlaj pe bucăți de stalactite rupte.** S-a arătat în cuprinsul lucrării că perla găsită de G. MÜLLER s-a format în jurul unui fragment de stalactit. Tot în bazinul în care au fost descoperite oscioarele de liliac perlate a fost găsit un stalactit de 4,5 cm lungime, perlat în întregime. Secțiunile longitudinală și transversală a piesei au arătat că în acest caz este vorba despre un perlaj perfect, adică format prin cruste concentrice și dispuse simetric față de miezul secțiunii transversale, care este fragmentul de stalactit inclus în perlă. Stalactitul a avut o dimensiune de 5,5 mm. El este îmbrăcat în aceeași masă de cripto-cristale de calcită ca și perlele propriu-zise, descrise anterior.

Prin varietatea și bogăția perlelor pe care le cuprinde Ghețarul de la Scărișoara, acesastă peșteră va oferi întotdeauna condițiile cele mai optime pentru studiul perlelor de cavernă și a genezei lor.

BIBLIOGRAFIE

1. DAVIDSON S. C. a. MC. KINSTRY H. E. Cave pearls, volutes and isolated inclusions in veins. *Econ. Geology*, vol. 26, 1931.
 2. DERIBÈRE M. Sur quelques perles de cavernes. *Spelunca* nr. 8, 1937.
 3. DERIBÈRE M. Les perles de caverne. *La Nature*, nr. 3055, 1939.
 4. HAIDINGER W. Mineralogie. Wien, 1845.
 5. HESS F. L. Oolites or Cave Pearls in the Carlsbad Caverns. *Proceed of the U. S. Nat. Mus.*, 76, no. 2813, 1930.
 6. JOLY R. DE. Notes préliminaires sur l'aven d'Orgnac. *Spelunca*, no. 6 (*Bull. Soc. Spéol. France*) 1935.
 7. MC. LUNG J. D. Cave pearls in the Rough. *The News*, vol. 13, nr. 13, 1955.
 8. MARTEL E. A. La spéléologie au XX-e siècle. *Spelunca*, VI, no. 41, pg. 570.
 9. WHITE W. B. Notes on the occurrence of Cave Pearls. *The News (The Nat. Spel. Soc. Columbia)*, vol. 14, no. 8, 1956.
-



НАТЕКИ В ВИДЕ ПЕРЛ В ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЕ СКЭРИШОАРА

И. ВИМАНН

(Краткое содержание)

Автор описывает разнообразные типы натечных образований — в виде жемчужины (перлы), наблюдаемых в пещере ледника «Скэришоара», расположенного в Горах Апусень. Описано шесть форм и различных местонахождений этих перлов.

1. Жемчужный песок, в виде крупы из мелких перлов, имеющих в диаметре менее 1 мм. Эти образования были найдены в местах, где льда уже нет. Автор считает что белая пыль, находящаяся в пещере в результате процесса замораживания и оттаивания, имевшего место в пещере является первичным материалом для образования этого жемчужного «песка».

2. Микроперлы это более крупные элементы, образовавшиеся из этого жемчужного песка.

3. Типичные перлы с диаметром от 1—3 см были найдены гнездами в пустотах и в бассейнах в виде выемки с бордюром, (по французски «gours»). Эти перлы очень редкие. Автор отмечает что на месте откуда вода просачивается перлы имеют меньшие размеры, а по краям зоны распыления капель они имеют большие размеры. Для образования этих перлов необходима сырая подстилка и просачивающаяся со свода пещеры вода. Кристаллографический анализ перлов указал на криптокристаллы кальцита, имеющие наибольшую длину в 0,087 мм, расположенные лучеобразно вокруг глиняного ядра, находящегося в центре перла. Автор доказывает что большинство перлов подвергаются перемещению во время процесса их образования.

4. Единичные перлы с выемкой. Речь идет об очень редких перлах, находящихся на полу пещеры в выемке имеющей их форму, то есть являющейся пустотой в которой перл образовался, его муляжем. Нижняя половина перла становится глянцевиной вследствие трения о дно выемки.

5. Агрегаты перлов. Автор устанавливает различные причины объединения этих перлов при помощи цементации: при увеличении их объема и веса, прекращение просачивания воды, со свода и т.д. Самый большой из найденных агрегатов имел 250 гр. веса и 8,5 см. длины.

6. Натечные образования в виде перлов, нарастающих на других телах. Описано несколько пещерных перлов, в которых роль центрального ядра в процессе отложения кристаллов кальцита играла



какая-нибудь косточка летучей мыши или упавшие со свода обломки сталактитов.

В заключение указываются многочисленные возможности изучения морфогенеза пещерных перлов.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Натечные отложения на дне пещеры (гнездо натечных отложений в виде перлов).

Рис. 2. — Единичные перлы с гнездами в пещере Скэришоара.

PERLES DE CAVERNE DU GLACIER DE SCĂRIȘOARA

PAR

I. VIEHMANN

(Résumé)

L'auteur démontre les divers types de perles de caverne de la grotte de Scărișoara (Monts Apuseni.) Il en décrit six formes et différentes dispositions de perles.

1. Le sable de perles est formé d'une poudre de perles ayant moins de 1 mm de diamètre. Ces perles ont été découvertes dans les endroits où la glace cesse d'exister. L'auteur considère que la poudre blanche trouvée dans les cavernes et résultée du mécanisme gel-dégel qui a lieu dans la caverne serait le point de départ de la genèse de ce « sable » de perles.

2. Les micropérlés sont des éléments de grandes dimensions, développés dans le sable de perles.

3. Les perles typiques ont 1—3 cm de diamètre et ont été trouvées dans des nids, des concavités et des bassins de type « gours ». Les perles des cavités et des bassins sont rares. L'auteur observe qu'à l'endroit de suintement de l'eau d'alimentation, les perles sont faiblement développées, tandis qu'au bord de la zone d'écrasement de la goutte elles sont mieux dimensionnées. Pour la genèse de ces perles sont nécessaires un support humide et de l'eau de suintement de la voûte de la caverne. L'examen cristallographique des perles a indiqué la présence de quelques cryptocristaux de calcite ayant 0,087 mm de longueur maximum et disposés en rayons par rapport au noyau argileux du centre de la perle. L'auteur démontre que la majorité des perles subissent le phénomène de déplacement (dislocation) dans leur genèse.

4. Perle unique à cavité. Il s'agit de perles qui apparaissent fort rarement dans le mur de la caverne. Elles sont emplacements dans une cavité qui repré-



sente exactement leur forme, c'est-à-dire leur moulage négatif. Leur moitié inférieure est polie par suite du frottement contre le fond de la cavité.

5. Aggrégats de perles. L'auteur établit les différentes causes de l'intercimentation des perles telles: augmentation du poids et du volume de la perle, arrêt de l'eau de suintement du toit de la caverne, etc. L'aggrégat le plus grand que l'on ait découvert a 250 gr et 8,5 cm de longueur.

6. Perlages sur différents corps physiques. L'auteur décrit quelques perles de caverne dans lesquelles, au lieu du noyau central microscopique, le dépôt concentrique des cristaux de calcite s'est produit sur des os de chauves-souris et des fragments de stalactites tombés du toit.

En conclusion, l'auteur montre les possibilités multiples offertes par la caverne de Scărișoara dans le problème de l'étude de la morphogénèse des perles de caverne.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Perles développées dans un bassin du plancher de la grotte (nid de perles).

Fig. 2. — Perle unique de la grotte de Scărișoara.



Institutul Geologic al României

Anexa 1

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN BAZINUL SUPERIOR AL VĂII RUSCOVA (MUNȚII MARAMUREȘULUI)¹⁾

DE
M. BLEAHU

Introducere. Teritoriul studiat se află în partea de N a Maramureșului, fiind limitat de granița cu U.R.S.S. la W, N, și E. Spre S el este delimitat de o linie orientată aproximativ E—W pe paralela localității Poienile de sub Munte. Granița țării urmărește constant creasta principală a Munților Maramureș, care formează cumpăna de ape dintre bazinul văii Ruscova (afluent al Vișeuului) în S, de cel al Tisei și Prutului în N.

Regiunea este disecată adânc de văile care constituie Izvoarele Ruscovei: V. Repedea, V. Socolău, V. Rica, V. Bardii. Ele sînt despărțite de masive și creste înalte: masivul Pop Ivan, masivul Fărcău Mihailec Petricea, creasta Bocul Răchita, masivul Bardăului, care toate depășesc 1500 m, înălțimea maximă fiind în vârful Fărcău (1980 m).

Regiunea nu a fost cartată pînă acum decît de H.V. ZAPALOWICZ (1886), care separă pe harta lui în această zonă Cristalinel (cărui îi atribuie toate calcarele și cuarțitele triasice), Triasicul (cărui îi atribuie calcarele cretaceice), eruptivul bazic (pe care-l atribuie parte Permianului, parte Triasicului) și Cretacicul inferior (seriile de flis).

Profile sporadice au mai fost făcute ulterior în regiune de către TH. KRÄUTNER (mai ales în Cristalin) și I. ATANASIU, care consideră diabazele de vîrstă triasică.

Din punct de vedere tectonic ZAPALOWICZ consideră că regiunea prezintă o serie de cute drepte, dar bazați pe datele lui, LIMANOWSKY UHLIG, NOWAK, HORWITZ și alții afirmă existența unei structuri în pînză de șariaj.

Cercetările noastre au avut ca scop în primul rînd orizontarea depozitelor mesozoice și descifrarea structurii tectonice. În urma cercetărilor întreprinse am ajuns să stabilim următoarele unități structurale (de la N spre S): unitatea Flișului

¹⁾ Comunicare în ședința din 15 aprilie 1955.

Manuscrisul a fost prezentat în aprilie 1961.



de Corbu, unitatea Flișului de Rahov, unitatea Eruptivului bazic, unitatea Cristalinului și bazinul Maramureș.

Primele trei corespund zonei interne a Flișului cretacice a Carpaților orientali, iar a patra, zonei cristalino-mezozoice.

Stratigrafia și petrografia

a) *Șisturile cristaline*. În regiune Cristalinul apare ca o fișie orientată E—W, lată de cca 5 km, reprezentând terminația estică a masivului cristalin al Carpaților orientali. El este constituit predominant din roci epizonale: șisturi sericito-cloritoase, șisturi cuarțitice cu sericit, șisturi cloritoase, cuarțite albe și negre, calcare cristaline de diferite tipuri, dolomite cristaline și porfiroide.

În afara seriei epizonale, în regiune apar și roci mezozonale, care au o răspândire mai redusă. Este vorba de gnaise de injecție care sînt pătrunse în șisturile epizonale, cărora le-a ridicat cristalinitatea. În jurul gnaiselor se dispun astfel paragneise cu biotit și cu biotit și granați, micașturi biotitice, micașturi muscovitice și amfibolite. Această serie mezozonală apare în axul unor anticlinale de sub seria epizonală.

O altă serie mezozonală, reprezentată prin șisturi muscovitice cu granați, apare deasupra seriei epizonale (în Vf. Budescu Mic), ea putînd reprezenta un echivalent al seriei mezozonale superioare din Munții Rodnei.

B) *Triasicul*. Peste Cristalin se dispune Triasicul, în cadrul căruia se pot separa două serii, una inferioară detritică și alta superioară calcaroasă.

a) *Seria detritică (Werfenian inferior)* cuprinde conglomerate cuarțitice violacee (așa zisul tip Verrucano), cuarțite violacee-albe, cenușii sau gălbui, gresii cuarțitice și șisturi argiloase violacee. În general conglomeratele se plasează în baza seriei, dar ele apar și mai sus, interstratificate cu argile și cuarțite.

Uneori conglomeratele apar laminate, cu elementele strivite și alungite, cu sericit de neoformație în pastă, prezentînd deci un început de dinamometamorfism.

b) *Seria calcaroasă (Werfenian superior-Triasic mediu)* cuprinde o gamă largă de tipuri litologice, între care menționăm calcare negricioase cu fenomene de dolomitizare, dolomite cenușii, calcare albe puternic recristalizate, calcare roșii spatice, calcare cenușii în plăci, brecii calcaroase, argilite negre și șisturi argilo-grezoase gălbui.

În linii mari succesiunea este următoarea: peste seria detritică urmează dolomite, apoi succesiv calcare negre, calcare albe, calcare roșii spatice și calcare în plăci. Celelalte elemente apar sporadic, fără a li se putea fixa precis poziția stratigrafică.

Depozitele triasice apar în sinclinale prinse în Cristalin (Muntele Petriceaia), în petece de acoperire peste formațiuni cretacice (Muntele Stînișoara, Vf. Răchita) sau ca blocuri înclavate în depozitele cretacice.



C) *Cretacicul inferior*. Terenurile cretacice ocupă cea mai mare parte a regiunii. În cadrul lor au fost separate cinci serii de fliș, bine individualizate atât ca alcătuire litologică, cât și ca poziție tectonică.

a) *Flișul negru* constituie cea mai caracteristică și interesantă formațiune din regiune. El se caracterizează prin culoarea predominant neagră, tectonizare puternică și prin relațiile pe care le prezintă cu formațiunile eruptive bazice. În cadrul lui se pot distinge o serie de roci cu aspect net flișoid și alta care prezintă caractere ce dau rocilor un aspect vetust.

În a doua categorie se încadrează șisturi grafitoase negre micacee, șisturi argiloase cu aspect fibros, gresii și cuarțite negre, breccii cuarțitice cu elemente de cuarț, calcare negre grafitoase în plăci și calcare microdetritice cenușii. În afara bogatului pigment cărbunos, rocile descrise mai prezintă următoarele caractere comune: prezența oxizilor de fier (cruste hematitice, vine limonitice, concrețiuni sferoidale), multe vine de calcit și tectonizare puternică, care duce în tipurile pelitice la șisturi sericitice cataclastice, în cele psamitice la cuarțite, iar în cele psefitice la sernifite.

În rocile cu aspect flișoid menționăm șisturi argiloase cenușii, șisturi grezoase, gresii dure, gresii și șisturi limonitizate și sferosiderite.

Resturile organice, foarte rare, sînt reduse la cîteva forme de Lamellibranchiate, printre care o specie de *Entolium* de talie mare, găsite în gresii negre micacee.

b) *Complexul eruptiv*. Amintim acest complex aici deoarece el prezintă relații strînse cu Flișul negru. În cadrul lui au fost identificate diferite tipuri de roci bazice ca: bazalte piroxenice, bazalte feldspatice, bazalte feldspatice cu augit, dolerite albitice, dolerite porfirice, care toate prezintă caractere de spilite. O largă răspîndire o au și produsele piroclastice (diferite tipuri de tufuri și breccii).

Asociate Eruptivului apar două serii de roci cu aspecte particulare, ce au fost denumite după locul de dezvoltare tipică.

Formațiunea de *Mihailec* reprezintă o alternanță deasă de bazalte, calcare albe, uneori cu resturi organice, marno-calcare roșii-vișinii, șisturi argiloase cărămizii sau violacee (uneori spilozite) și tufuri. Diferitele strate au cîteodată doar 0,2—1 cm grosime și nu prezintă continuitate pe direcție, efilîndu-se repede. Din descrierea de mai sus rezultă că formația este un stromatit.

Formațiunea de *Vîrtop* este constituită din diferite tipuri de calcare și breccii calcaroase, în care un rol de seamă îl joacă cloritul și sericitul. Între tipurile de roci mai caracteristice amintim: calcare microdetritice organogene, calcare detritice cu diferite elemente clastice (șisturi cristaline, calcare triasice, cuarțite), calcare stratificate în alternanță cu pături de clorit și sericit (cu aspect de calcișturi cristaline, în care însă calcarul prezintă resturi organice). O altă grupă de roci o formează brecciile în care se observă o întrepătrundere de calcare (uneori cu resturi organice) cu o masă cloritică care uneori pare a forma cimentul elementelor angulare



de calcar, uneori însă calcarul pare a forma cimentul unor elemente de şisturi cloritoase. Există în sfârşit brezii propriu-zise, în care brezia anterioară, bazalte şi calcare apar prinse într-un ciment de calcar cenuşiu.

Cele două formaţiuni amintite apar strâns legate de masele eruptive. Ele trebuie considerate ca formaţiuni sincrone, legate genetic de Eruptiv. Erupţiile submarine au determinat astfel (prin ridicarea temperaturii şi modificarea chimismului apei) precipitarea calcarelor şi depunerea materialului pelitic din stromatite, iar în zone mai depărtate, tot prin procese halmirolitice, precipitarea cloritului într-o zonă de sedimentare a calcarelor (probabil perirecificale).

Având în vedere că tufurile şi breziile eruptive apar interstratificate în Flişul negru, iar bazaltele au xenolite de elemente din Flişul negru, considerăm că erupţiile au avut loc în Cretacicul inferior, vîrstă care revine deci şi formaţiunilor de Mihailec şi Vîrtop.

c) *Flişul de Rahov*. Sub acest nume D. ANDRUSOV a descris în bazinul superior al văii Tisa o serie de fliş care ar reprezenta un echivalent al stratelor de Sinaia. Deoarece elementele litologice şi modul de prezentare a seriei sînt destul de diferite faţă de cele ale stratelor de Sinaia, am adoptat termenul lui D. ANDRUSOV, mai ales că el este folosit astăzi de toţi cercetătorii sovietici ai părţii de nord a Carpaţilor orientali, unde acest tip de fliş are o largă dezvoltare.

Între elementele litologice caracteristice, care se interstratifică pe întreaga grosime a seriei, amintim: şisturi argiloase şi marnoase cenuşii închise — negricioase, şisturi grezoase şi micacee, tot negricioase, gresii în bancuri subţiri şi conglomerate cu elemente de cuarţ şi ciment grezos-silicios. Toată seria este străbătută de numeroase vine de calcit.

În afara rocilor descrise apar de asemenea argilite negre, calcare negre în plăci şi gresii negre, de asemenea cu multe vine de calcit. Asociaţia acestor roci (formaţiunea de Fetescu) constituie un pachet unitar în aria ocupată de Flişul de Rahov. De subliniat că Formaţiunea de Fetescu are o izbitoare convergenţă de facies cu Flişul negru. Acesta este de altfel unul din argumentele pentru care am atribuit Flişul negru Cretacicului inferior, Formaţiunea de Fetescu fiind legată de Flişul de Rahov, a cărui vîrstă neocomiană este neîndoielnică.

d) *Flişul de Vinderelu*. Atît peste Flişul negru cît şi peste Flişul de Rahov se dispune un pachet de strate, în care alternează gresii cuarţitice cenuşii, şisturi argiloase cu pete plane şi microconglomerate. În ansamblu, această serie diferă de Flişul de Rahov prin culoarea mai deschisă, uneori cu nuanţe verzui, prin prezenţa feldspaţilor caolinizaţi în gresii şi microconglomerate, prin absenţa vinelor de calcit şi a miciei. Caracteristică este de asemenea o brezie de 2—6 m grosime cu elemente aplatizate de calcare triasice, calcare din Flişul negru şi bazalte, prinse într-un ciment calcaros (brezia de Vinderelu).

Atribuim Flişului de Vinderelu, în mod convenţional, vîrstă barremiană.



e) *Flișul de Corbu* este o serie predominant grezoasă, spre deosebire de seriile anterioare care sînt mai șistoase. Se pot distinge următoarele tipuri de roci: gresii curbicorticele în plăci cu fețe sericitice, șisturi marnoase și argiloase cenușiu deschis moi, gresii cenușii în bancuri groase, în parte curbicorticele, conglomerate cu elemente de cuarț și Cristalin prinse într-un ciment moale micaceu. Toate aceste elemente alternează des. La partea superioară a acestei alternanțe se dispune o gresie grosieră cafenie calcaroasă cu lentile de argilă cenușie și cu frecvente urme de plante încarbonizate. Ea nu prezintă intercalații șistoase (gresia de Copilașu).

Datorită asemănării litologice putem echivala partea inferioară a Flișului de Corbu cu Flișul curbicortical din Carpații orientali ai Moldovei, iar gresia de Copilașu cu gresia de Cotumba, fapt pentru care atribuim Flișului de Corbu o vîrstă albian-vraconiană.

f) *Flișul de Bardău*. Pe zona cristalină se dispune transgresiv o serie de fliș care s-a păstrat în cîteva sinclinale izolate și care nu are relații cu celelalte serii de fliș de la exteriorul unității cristaline. În această serie se poate distinge, începînd din bază, următoarea succesiune: calcare grezoase și gresii calcaroase cafenii cu resturi de Echinoderme, Ostracode și Orbitoline. Urmează deasupra acestora un pachet de marne și argile cenușiu închis-negricioase moi, care la partea superioară începe să prezinte intercalații de gresii fine, cenușii ce rămîn apoi predominante constituind un al treilea orizont. Caracteristică este prezența numeroaselor mecano-gliffe. Seria se încheie cu o stivă groasă de conglomerate poligene cu elemente mari (pînă la 40 cm diametru). Elementele sînt nesortate și constituite din șisturi cristaline, granite și elemente de fliș.

Aceste conglomerate pot fi echivalate cu conglomeratele de Bucegi și Ceahlău, fapt pentru care atribuim întreaga serie Apțian superior — Albianului.

D) *Cenomanianul și Paleogenul*. La S de unitatea Cristalinului se dezvoltă depozitele bazinului Maramureș, a cărui prim termen îl constituie conglomerate și gresii cafenii cu ciment silicios și calcaros, cu *Exogyra columba* și fragmente de Amoniți. Cenomanianul apare în regiunea studiată ca mici petece dispuse pe Cristalin.

Marginea de sud a Cristalinului este acoperită de depozite paleogene, în care am separat, cu altă ocazie, marnele de Gura Vaser și un complex de marne și argile bituminoase, disodile și menilite (Eocen superior) și seria gresiei de Borșa (Oligocen).

E) *Cuaternarul*. Între depozitele pleistocene amintim depozitele de terasă, morenele și depozitele periglaciare, acestea din urmă cuprinzînd lehmuri de pantă solifluate și grohotișuri de gelifracție alunecate pe un pergelisol.

Ca depozite holocene pot fi considerate depozitele proluviale, aluviale și cele provenind din prăbușiri și ravinarea foarte intensă ce are loc în versantul vestic al masivului Pietricea-Farcău.



Tectonica

După cum s-a amintit în introducere, în regiune se pot separa patru unități structurale, diferite ca stratigrafie și care sînt în raporturi tectonice unele față de altele.

a) *Unitatea Cristalinului* este constituită din șisturi cristaline și depozite triasice, la care poate fi adăugat Flișul de Bardău. Triasicul apare într-un sinclinal culcat spre N (Muntele Petriceaua) în marginea de nord a Cristalinului, iar Flișul de Bardău în partea de est a regiunii, într-un sinclinal normal foarte puțin adîncit.

Întreaga unitate este mărginită spre nord de o linie de încălecare, de-a lungul căreia ea ia contact cu diferite unități tectonice inferioare. În unele sectoare de sub Cristalin apare o subunitate ce cuprinde șisturi cristaline, depozite triasice și Fliș negru care constituie o digitație inferioară a unității Cristalinului, *d i g i t a Ț i a d e P o l e a n c a — R u g a ș*. Și aceasta ia contact cu unitățile de față printr-un plan de încălecare.

Șariajul unității Cristalinului este confirmat de existența unei ferestre tectonice în V. Pentaia și de petecele de acoperire din Dancul, de la izvoarele văii Rugaș, Muntele Stînișoara și Vf. Răchita, în care apar, suprapunîndu-se peste serii de Fliș cretacic, șisturi cristaline și depozite triasice.

b) *Unitatea Eruptivului bazic* este constituită din Fliș negru, Eruptivul bazic cu rocile asociate (Formațiunea de Mihailec și Vîrtop) și Flișul de Vinderelu. La interior această unitate ia contact cu unitatea Cristalinului, respectiv cu digitația de Poleanca — Rugaș, iar la exterior încălecă peste flișul de Rahov. Unitatea nu are dezvoltare continuă, dispărînd în partea centrală a regiunii, între V. Reviaca și Vf. Menciul, sub Cristalin.

În partea de W a acestei unități flișul de Vinderelu, care reprezintă elementul stratigrafic cel mai nou, apare în fișii ce pun în evidență o structură complicată. Se pot separa aici patru solzi: solzul Obnujul — Vîrtop, solzul Vinderelu — Fărcău, solzul Mihailec — Paulic și solzul Rica — Socolău. Acești solzi se dispun în culise, acoperindu-se de la S la N și de la W la E. Ei dispar diagonal sub unitatea Cristalinului, care între V. Reviaca și Vf. Menciul avansează atît de mult încît acoperă complet unitatea eruptivului, luînd direct contact cu Flișul de Rahov. Zona de maximă încălecare este marcată și de prezența petecului de acoperire din Vf. Răchita, cel mai îndepărtat de marginea Cristalinului.

În partea de E a regiunii, la est de o importantă decroșare, (decroșarea Menciul), unitatea Eruptivului reappare cu toate elementele sale caracteristice, constituind solzul Budescu.

Menționăm că atît unitatea Cristalinului, cît și cea a Eruptivului sînt afectate de o serie de dislocații transversale care deplasează linia de încălecare a primei unități peste cealaltă.



Un element caracteristic pentru unitatea Eruptivului îl constituie klippele sedimentare. În zona de vest ele sînt formate din conglomerate, cuarțite și calcare triasice, la care, în zona de est, se adaugă șisturi cristaline, bazalte și calcare detritice din Formațiunea de Virtop. Toate aceste elemente apar înglobate în Flișul negru care poate fi considerat deci ca un Wildflysch. Este probabil însă că o parte din klippele din solzul Budescu să reprezinte și klippe de rabotaj, distincția fiind însă greu de făcut.

c) *Unitatea Flișului de Rahov* cuprinde Flișul de Rahov (inclusiv Formațiunea de Fetescu) și Flișul de Vinderelu. Ea este acoperită în sud de diferiți solzi ai unității Eruptivului sau chiar de unitatea Cristalinului. În nord ia contact cu unitatea Flișului de Corbu tot printr-o linie de încălecare, pusă în evidență de căderea spre sud a Flișului de Corbu, conturul lobat al contactului și de faptul că elementele structurale ale unității Flișului de Rahov se dispun diagonal față de această linie. Astfel, Flișul de Vinderelu, care constituie elementul stratigrafic superior, este prins într-un sinclinal culcat spre nord, care este retezat de linia de contact cu Flișul de Corbu iar Formațiunea de Fetescu se dispune de asemenea diagonal față de cele două linii care delimitează Flișul de Rahov.

d) *Unitatea Flișului de Corbu* cuprinde partea inferioară a Flișului de Corbu (= seria curbicorticală) și gresia de Copilașu (= gresia de Cotumba). Spre sud această unitate este încălecată de unitatea Flișului de Rahov, linia de demarcare putînd fi echivalată cu linia Lutul Roșu (I. BĂNCILĂ). Relațiile unității de Corbu cu formațiunile mai externe nu ne sînt cunoscute, Flișul de Corbu depășind granița țării.

În încheiere, încercînd o încadrare a zonei studiate în ansamblul structural al Carpaților orientali, putem preciza că unitatea Cristalinului corespunde zonei cristalino-mesozoice sau, cum o numește I. BĂNCILĂ, unități centrale, care aici constituie în mod indiscutabil o pînză de șariaj. Ea prezintă un accident local, digitația de Poleanca—Rugaș.

Unitatea Flișului de Rahov corespunde Flișului intern, respectiv unității vest-interne după I. BĂNCILĂ, iar unitatea Flișului de Corbu unității est-interne.

O problemă mai dificilă o ridică unitatea Eruptivului care nu-și are echivalent în restul Carpaților orientali. Ea ar putea fi inclusă tot la Flișul intern, ca o formație locală în cadrul acestuia. Faptul că Flișul negru apare în digitația de Poleanca—Rugaș, dispunîndu-se normal peste depozitele triasice, lasă deschisă problema dacă acest fliș nu aparține tot zonei cristalino-mesozoice, într-o poziție echivalentă (tectonic nu stratigrafic) seriei negre din sinclinalul Rarău, cu deosebirea că aici flancul extern al sinclinalului nu ar mai apare.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ВЕРХНЕМ БАССЕЙНЕ ДОЛИНЫ РУСКОВА (ГОРЫ МАРАМУРЕШ)

М. БЛЯХУ

(Краткое содержание)

Исследованная территория расположена в северной части Марамуреша Румынии на границе с СССР в Западной, Северной и Восточной частях. Граница проходит по главной вершине Гор Марамуреш, которые образуют водораздел между бассейнами Долины Рускова и реки Тиса. Область была исследована с геологической точки зрения Х. В. ЗАПАЛЮИЦ (1886 г.). Исследованные здесь формации принадлежат кристаллино-мезозойской зоне Восточных Карпат и зоне мелового флиша.

Стратиграфия Кристаллические сланцы—представляют господствующую эпизональную формацию, но прослеживаются и мезозональные породы, расположенные вокруг малых инъекционных гнейсовых массивов. Над эпизональной серией на вершине горы Будеску Мик выявляется другая мезозойская толща, представляющая эквивалент комплекса Инэу—Гор Родна.

Триас представлен нижним обломочным фиолетовым комплексом (конгломераты, кварцевые песчаники и филлиты) и верхним карбонатным комплексом (различными типами известняка и доломитов). Они выявляются в синклинали и скреплены в кристаллическом массиве.

Мел представлен несколькими толщами флиша, хорошо обособленного.

Черный флиш включает породы флишевидного облика (глинистые и песчаные сланцы с различными типами песчаников), ассоциированными с породами ветустообразного облика (графитные сланцы, песчаники, кварциты, брекчии, сланцевые графитовые известняки, все черного цвета). Последние — представляет сильную тектонизацию с листованием и проявлением неоформационного серицита.

Изверженный комплекс, в котором были определены различные типы базальта спилитового характера, туфы и брекчии, интимно ассоциирован с черным флишем, в котором расположены между слоями туфы, а в базальтах проявляются ксенолиты черных глин. Ассоциировано выявляются строматолитовое чередование спилитов, туфов, известняков и красных глин (формация Михайлек) и известняковые брекчии с хлоритом и серицитом (формация Выртоп). Вышеуказанные две формации объясняются халмиролитовыми процессами, которые имели место



при подводном извержении базальтов. Как они, так и базальты и черный флиш имеют возраст неоком-а.

Флиш Рахова содержит глинистые мергелистые и песчанистые сланцы, песчаники и конгломераты. Постоянный пакет аргиллитов, песчаников и черных известняков (формация Фетеску), которая представляет значительную конвергенцию фаций с черным флишем, но который седиментирован в более внешней зоне.

Флиш Виндевелу, охарактеризованный присутствием полевого шпата и одной брекчий с известковыми элементами и сплюсненными базальтами, залегает как над черным флишем, так и над флишем Рахова, обстоятельство, на основании которого им приписывается возраст баррем-апт.

Флиш Корбул характеризуется кривокортикальными серицитовыми песчаниками и верхними коричневыми известковыми песчаниками (песчаник Копилашу). Он может быть эквивалентным кривокортикальному флишу Восточных Карпат, т.е. песчанику Копилашу с песчаниками Котумба и с комплексом Боркут — Советских геологов. Он принадлежит возрасту альб-вракон (враконский подъярус).

Флиш Бардэу проявляется в участках, трансгрессивно залегающих над существующими зонами. Он последовательно представляет: песчанистые известняки с орбитолинами, чередование мергелей и черноватых глин, песчаник с меканоглифами и полигенные конгломераты. Последние могут быть эквивалентами конгломератов Бучеджи и Чахлэу, обстоятельство благодаря которому вся толща приписывается авторами верхнему апту-альбу.

Сеноман и палеоген выявляются на севере кристаллического массива, седиментации которых принадлежат Бассейну Марамуреш.

Четвертичный период представлен моренами, периледниковыми осадками, террасовыми седиментациями, пролювием, делювием и колювием.

Тектоника. В районе были выделены следующие структуральные единицы с юга на север (рис. 1).

Кристаллическая единица составлена из кристаллических сланцев, триасовых осадков и флиша Бардэу. Она шарьирована над нижними различными тектоническими единицами. Из под этой единицы выявляется не последовательно, её поединица — Диджитация Полянка Ругаш, составленная из кристаллических пород, триасовых отложений и черного флиша, который также разнообразен. Автор напоминает здесь о наличии участков покрова, из которых наибольший, находится в горе Стынишоара.

Единица основного эруптива составлена из черного флиша, основного эруптива с ассоциированными образованиями (Михаилек и Вэртоп) и флиша Виндевелу. Присутствие седиментационных клишпов харак-



терно здесь. Единица, не имеющая последовательности, представляет в западной части области четыре чешуи, залегающие веерообразно. Она шарнирована над более внешней единицей — флиша Рахова. Эта единица составлена из флишей Рахова и Виндевелу и шарнирована над наиболее внешней единицей исследованной области — единицей флиша Корбу.

Зона, взятая в целом, представляет структуру шарьяжного покрова с надвигом с Юга на Север. Каждая единица представляет внутреннюю диагональную структуру по отношению к линиям надвига, а весь ансамбль пронизан сбросами и поперечными и косыми трещинами.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LE BASSIN SUPÉRIEUR DE VALEA RUSCOVA (MONTES DU MARAMUREȘ)

PAR

MARCIAN BLEAHU

(Résumé)

Le territoire étudié se trouve dans la partie N du Maramureș roumain, étant limité à l'W, au N et à l'E par la frontière avec l'U.R.S.S. La frontière suit la crête principale des Monts Maramureș qui constitue la ligne de faite entre les bassins de Valea Ruscova (au S) et de Valea Tisei (au N). Jusqu'à présent la région a été étudiée du point de vue géologique seulement par H. W. ZAPALOWICZ (1886). Les formations identifiées appartiennent à la zone cristallino-mésozoïque des Carpates orientales (Cristallin et dépôts triasiques) et à la zone du Flysch crétacé (cinq séries de Flysch).

Stratigraphie. Les schistes cristallins sont essentiellement de type d'épizone; toutefois apparaissent aussi des roches de mésozone, disposées autour de quelques petits massifs de gneiss d'injection surgissant dans les axes des anticlinaux. Une autre série de mésozone repose sur la série d'épizone au sommet Budescu Mic, représentant un équivalent de la série d'Inău des Monts Rodna.

Le Trias est représenté par une série inférieure détritique violacée (conglomérats, grès quartzitiques et phyllites) et une série supérieure carbonatée (différents types de calcaires et dolomies). Elles apparaissent dans les synclinaux du Cristallin.

Le Crétacé est représenté par plusieurs séries de Flysch, bien individualisées.

Le Flysch noir comprend des roches flyschoides (schistes argileux et gréseux et divers types de grès) associées à des roches d'aspect vétuste (schistes graphiteux, grès, quartzites, brèches, calcaires schisteux, graphiteux, toutes de couleur noire). Ces roches sont intensément tectonisées avec des laminations et renfermant la sérécite de néoformation.



Le complexe éruptif englobant différents types de basaltes à caractère spillitique, tufs et brèches est intimement associé au Flysch noir, les tufs étant interstratifiés dans ce dernier, tandis que dans les basaltes apparaissent des xénolithes d'argilites noires. En association on rencontre également des stromatolites (alternances de spillites, tufs, calcaires et argilites rouges) (formation de Mihailec) et de brèches calcaires à chlorite et séricite (formation de Vîrtop). Les deux formations s'expliquent par les processus d'halmiolyse qui ont eu lieu pendant l'éruption sous-marine des basaltes. Ces formations, ainsi que les basaltes et le Flysch noir, sont d'âge néocomien.

Le Flysch de Rahov comprend des schistes argileux, marneux et gréseux, des grès et des conglomérats. Un paquet constant d'argilites, grès et calcaires noirs (formation de Fetescu), qui présente une remarquable convergence de faciès avec le Flysch noir, montre que le Flysch de Rahov est synchrone avec le Flysch noir déposé dans une zone plus externe.

Le Flysch de Vindevelu, caractérisé par la présence des feldspaths et d'une brèche à éléments calcaires et basaltes aplatis, repose sur le Flysch noir ainsi que sur le Flysch de Rahov, fait qui explique son âge barrémien-aptien.

Le Flysch de Corbu est caractérisé par des grès curbicorticaux à séricite et un grès brun calcaire, supérieur (grès de Copilaşu). Il est l'équivalent du Flysch curbicortical des Carpates orientales, c'est-à-dire que le grès de Copilaşu est l'équivalent du grès de Cotumba et de la série de Borcut des géologues soviétiques. Il est d'âge albien-vaconien.

Le Flysch de Bardău apparaît sous forme de lambeaux reposant transgressivement sur la zone existante. Il présente successivement : des calcaires gréseux à Orbitolines, une alternance de marnes et d'argiles noirâtres, des grès à mécanoglyphes et des conglomérats polygènes. Ceux-ci sont comparables aux conglomérats de Bucegi et de Ceahlău ; c'est pourquoi toute la série est attribuée à l'Aptien supérieur — Albien.

Le Cénomanien et le Paléogène apparaissent au S du massif cristallin, les dépôts respectifs appartenant au Bassin de Maramureş.

Le Quaternaire est représenté par des moraines, des dépôts périglaciaires, dépôts de terrasse, proluvions, déluvions et colluvions.

Tectonique. Dans la région on a séparé du S au N les unités structurales suivantes :

L'unité du Cristallin, constituée par des schistes cristallins, des dépôts triasiques et le Flysch de Bardău. Elle charrie différentes unités tectoniques inférieures. Au-dessous apparaît sans continuité une sous-unité, la digitation de Poleanca — Rugaş, constituée par le Cristallin, les dépôts triasiques et le Flysch noir. Nous y mentionnons aussi les lambeaux de recouvrement, dont le plus étendu est celui de Muntele Stînişoara.



L'unité de l'Éruptif basique qui englobe le Flysch noir, l'éruptif basique avec les formations de Mihailec et Virtop et le Flysch de Vindevelu. Caractéristique en est la présence des klippes sédimentaires. L'unité, dépourvue de continuité, présente dans l'W de la région quatre écailles disposées en évantail. Elle est charriée sur l'unité plus externe, l'Unité du Flysch de Rahov. Celle-ci est constituée par le Flysch de Rahov et de Vindevelu et charrie l'unité la plus externe de la région étudiée, l'Unité du Flysch de Corbu.

En général, il s'agit d'une structure en nappes de charriage avec des poussées du S au N. Chaque unité accuse une structure interne en diagonale par rapport aux lignes de charriage et tout l'ensemble est affecté par des failles et des décrochements transversaux et obliques.



Anexa II

STUDIU GEOLOGIC AL MINEI VĂRATIC (BAIA MARE)¹⁾

DE

R. DIMITRESCU, I. GHEORGHÎȚĂ

În extremitatea de E a regiunii miniere Baia Mare se găsește mina Văratîc, situată la cca 3 km NNE de localitatea Băiuț, pe creasta ce desparte bazinul ardelean al Someșului de cel maramureșan al Tisei superioare. În 1950, echipa de geologi a Comitetului Geologic a început lucrările în regiunea Baia Mare, sub conducerea lui D. GIUȘCĂ. În cursul campaniei anului 1951 a fost efectuată de către R. DIMITRESCU cartarea geologică subterană a minei Văratîc, împreună cu racordarea datelor de suprafață. În anul 1954, I. GHEORGHÎȚĂ a completat această cartare cu datele rezultînd din noile lucrări miniere executate între timp. În 1956—1957, IOANA GHEORGHÎȚĂ a făcut studiul calcografic al probelor de minereuri recoltate în cursul cartării de către geologii mai sus menționați.

A) Cadrul geologic al regiunii. a) Fundamentul sedimentar al formațiunilor eruptive din regiunea minei Văratîc este constituit din depozite eocene, reprezentate printr-un pachet gros de cîteva sute de metri, de șisturi argiloase, de culoare cenușie-închisă, cu extrem de rare intercalații de gresii cenușii. R. DIMITRESCU și M. BLEAHU (2) atribuie aceste strate Eocenului inferior. După I. DIMITRESCU (4), în această serie groasă de depozite uniforme ar putea fi cuprins întreg Eocenul, reprezentat într-un facies de adîncime.

La N de Jereapăn, în afara regiunii minei pe care o prezentăm, dar avînd importanță pentru datarea erupțiunilor, apare o serie flișoidă de șisturi argilo-marnoase cenușii pînă la cafenii-înschise, uneori foioase, alternînd cu bancuri subțiri de gresii cenușii, pe alocuri ușor curbicorticeale, slab micacee, cu hieroglife și cu intercalații șistoase grezoase foarte micacee, cu numeroase urme de plante; acestea din urmă dau uneori și gresiilor un aspect vîrgat. Spre partea superioară a seriei, șisturile argiloase predomină, bancurile de gresii devenind mai subțiri și mai rare, dispărînd apoi cu totul. Direcția stratelor este în jurul a N 75°W; ele formează un anticlinal

¹⁾ Comunicare în ședința din 26 aprilie 1957.



care a putut fi urmărit pe cca 6 km din V. Siva pînă la E de R. Mare. În 1950, pe baza recoltării unui *Chlamys elegans* pe V. Pietrelor, depozitele descrise mai sus au fost atribuite Tortonianului (1). Ulterior s-a dovedit însă că stratele în care s-a găsit acest *Chlamys*, reprezentate prin marne nisipoase și gresii cenușii fără stratificație evidentă, apar de fapt în anticlinalul de sub seria flișoidă, aflorînd pe o lungime de mai puțin de 20 m pe firul Văii Pietrelor; este același anticlinal de care am vorbit mai sus, decroșat spre S de o falie orientată N—S și localizată între V. Pietrelor și V. Siva. Vîrsta seriei flișoide a fost stabilită în 1952—1953 de către I. MOTAȘ ca fiind sarmațiană (6), același Sarmațian flișoid fiind identificat și la S de creasta muntoasă, spre izvoarele Văii Leorda (Strîmbului), de către I. DUMITRESCU (4).

b) Activitatea vulcanică începe la sfîrșitul Miocenului. Produsele primei faze eruptive sînt reprezentate prin brezii piroclastice, care se aștern pe un relief de depozite eocene, după cum se poate observa în două locuri în galeriile minei Vărătic. Acest prim tip de brezie se caracterizează prin prezența elementelor de șisturi argiloase și de andezite sericitizate, legate de un ciment tufaceu. Complexul eruptiv vechi se întinde, neîntrerupt, pe suprafețe mari de o parte și de alta a crestei muntoase, pînă în sectoarele Capnic și Jereapăn. Aici el este format din pînze de lave andezitice total alterate (caolinizate și sericitizate), cărora li se asociază tufuri; aceste andezite vechi se dispun peste flancul sudic al anticlinalului de depozite flișoide sarmațiene. Sub Vf. Vărătic, complexul breziilor piroclastice a suferit intense fenomene de silicifiere, care se întind pînă în Piatra Sărmăteșului.

Vîrsta complexului piroclastic al primei faze eruptive din regiunea noastră a fost inițial atribuită Tortonianului superior (1, 2). Ulterior, cartările lui I. MOTAȘ și I. DUMITRESCU stabilind vîrsta sarmațiană a formațiunilor flișoide descrise mai sus, R. DIMITRESCU (3) ajunge la concluzia că breziile, tufurile și andezitele primei faze de erupție din regiunea Capnic—Jereapăn sînt de vîrstă sarmațiană superioară.

Erupțiuni dacitice aparținînd celei de a doua faze eruptive din regiunea Baia Mare nu se întîlnesc la Vărătic.

c) Complexul piroclastic este străbătut, ca și depozitele eocene subjacente, de o serie de coșuri vulcanice și de filoane eruptive, apofize ale acestora, de dimensiuni în general reduse, care se pot contura în galeriile minei Vărătic. Aceste coșuri sînt formate dintr-un andezit cu hornblendă și augit, de culoare cenușie, trecînd uneori spre negru, de obicei ușor sericitizat. Andezitele din această fază eruptivă apar și ca pînze de lave deschise pe unele văi pe coastele Muntelui Vărătic și în orizonturile superioare ale minei, ele acoperind breziile piroclastice și mascînd unele din coșurile care le-au alimentat. Neck-urile determinate prin cartările noastre subterane nu au putut fi puse în evidență și la suprafață, datorită faptului că ele ajung la zi pe o coastă muntoasă cu pantă accentuată, lipsită de deschideri, în solul de pădure găsiindu-se amestecate fragmente de brezii și de andezite de două tipuri; nici relieful nu dă vreo indicație în această privință.



La contactul unora din coșurile și apofizele andezitice (pe filoanele Botiza IV și Botiza II) cu Sedimentarul străbătut, s-a format pe alocuri un al doilea tip de breccii, de explozie, cu elemente de andezite și de șisturi argiloase.

Vîrsta acestor coșuri a fost atribuită inițial, în 1950, în regiunea Capnic Tortonianului (1), ele fiind considerate drept canale de alimentare ale primei faze eruptive. Mineralizarea era considerată tot ca veche, legată de aceeași fază. În 1951, V. MANILICI (5) a pus însă în evidență faptul că neck-urile de pe V. Barbara și V. Iosif (Capnic), considerate pînă atunci ca vechi, străbat dacitul de tip Piscuiatu, mai nou decît complexul andezitelor vechi. De asemenea, foarte puțin mai la W, pe V. Sișca, R. DIMITRESCU a găsit unul din filoanele paralele ale sistemului Capnic localizat într-un mic corp de dacit, acesta din urmă fiind străbătut și de un mic filon andezitic cenușiu. Studiul microscopic făcut de R. DIMITRESCU, arătînd prezența augitului alături de hornblendă, în andezitele din văile Barbara, Iosif, Sișca și în cele din regiunea Văratîc, l-a condus (2) la individualizarea unei prime sub-faze care deschide seria erupțiunilor pliocene și la ideea unei vîrste mai noi decît fusese acceptată în 1950, a mineralizării în regiunea Capnic—Jereapăn—Băiuț, legate de aceste andezite. Aceleași coșuri de andezite cu hornblendă și augit au fost identificate apoi și la Baia Sprie, Herja, Nistru, și s-a putut astfel extinde aceeași interpretare a unei vîrste mai noi și pentru mineralizațiile polimetalice din aceste sectoare.

Concomitent cu erupțiunea acestor andezite au avut loc mișcări ducînd la formarea unor falii care afectează Eocenul și brecciile piroclastice și de-a lungul cărora s-au insinuat pe alocuri filoane andezitice (pe filonul Botiza I, la orizontul principal). Unele din aceste fracturi, cu grosimi de 10—30 cm, sînt umplute cu un al treilea tip de breccie formată din elemente de roci sedimentare legate printr-un ciment de natură argilooasă. Ceva mai tinere decît faliile, care provoacă deplasări ale contactelor dintre formațiuni (cu sărituri de cîteva zeci de metri), sînt o serie de fracturi însoțite de deplasări relativ neînsemnate ale celor două flancuri, pe care s-au depus mineralizațiile hidrotermale, dînd naștere filoanelor. Dintre aceste filoane, unele sînt localizate la contactul coșurilor vulcanice sau al apofizelor acestora, cu formațiunile înconjurătoare: filonul Botiza II este singurul tip în această privință, dar și alte filoane urmăresc în parte aceste contacte, ca de exemplu Botiza I la orizontul —33 sau orizontul Botiza IV la orizontul —33. Sînt filoane care concordă cu stratificația șisturilor argiloase. Filoanele Botiza II la orizontul —33 și Botiza IV la orizontul principal sînt însoțite de breccii filoniene, de al treilea tip. În sfîrșit, alte filoane s-au localizat pe falii, dar numai parțial părăsind la unele orizonturi traseul acestora (filonul Alexandru și Ioan).

Direcțiile filoanelor se grupează în două sisteme. Un sistem, căruia îi aparțin filoanele Ioan, Botiza I și Botiza II, are direcția N 10°—15° E, iar al doilea sistem, cu filoanele Alexandru și Botiza IV, are direcția N 50°—65° E. Toate filoanele



înclină cu 55° — 85° (în medie 70°) spre NW. Primul sistem este același cu sistemul celor 14 filoane paralele de la Capnic. Celui de al doilea sistem îi aparține și filonul principal Breuner—Băiuț. În ansamblu, toate fracturile sînt orientate SW—NE și se pot încadra în grupul regional maramureșan de dislocații avînd aceeași direcție, conformă cu orientarea pîntenului de șisturi cristaline ale Vaserului și a faliilor longitudinale din bazinul Ruscovei, (7) perpendiculare deci pe direcțiile carpatice.

În lungul filoanelor și la contactul cu unele coșuri vulcanice, se observă zone de caolinizare a șisturilor argiloase. De asemenea, un coș vulcanic dinspre ieșirea maramureșană a minei este extrem de puternic caolinizat și sericitizat.

d) Deasupra lavelor de andezite cu hornblendă și augit de pe Muntele Văratîc, se așterne un nivel de lave aparținînd ultimei faze eruptive, ponțiene. Sînt andezite negre cu augit și hipersten, lipsite de mineralizație.

B) Descrierea geologică a minei. Mina Văratîc a fost deschisă pentru exploatarea filonului principal Alexandru (filonul nr. 1) și a filonului Ioan (filonul nr. 2). Ulterior, pe lîngă acest grup nord-vestic, s-a atacat și grupul sud-estic al filoanelor Botiza I (nr. 3), II (nr. 4) și IV (nr. 6).

Deasupra orizontului principal în sectorul nord-vestic s-au deschis trei orizonturi intermediare, în ultima vreme inaccesibile, și orizontul superior Botiza (+150 m). Sub orizontul principal, atît în sectorul nord-vestic cît și în cel sud-estic, al filoanelor Botiza, au fost deschise orizonturile —33 m, —73 m și —125 m; filonul Alexandru a fost atacat și la orizontul —175 m. Orizonturile sînt legate între ele prin puțul Alexandru.

Deschise direct la zi sînt numai orizontul principal, cu o gură pe versantul transilvan și cu una pe versantul maramureșan al crestei muntoase, și orizontul Botiza superior.

1. *Orizontul principal* este deschis printr-o transversală lungă de 1400 m, de direcție N 62° E. Ea străbate exclusiv un pachet de șisturi argiloase.

Transversala se împarte apoi în două ramuri:

a) Una din ele, cu direcția N 25° E, se îndreaptă spre puț și are în total o lungime de 540 m. Între 60 și 80 m, deasupra Sedimentarului se așază brecciile piroclastice. La 115 m, în șisturile argiloase se intercalează un banc de conglomerate, după care pînă la 150 m urmează o alternanță de gresii cu șisturi argiloase. Între 150 m și 240 m se întîlnește o alternanță de andezite și breccii. La 240 m se desparte, cu direcția N 80° W, o transversală spre filonul Ioan (această galerie taie după 130 m prelungirea direcțională pe filonul Alexandru, iar la 180 m atinge filonul Ioan; ea este situată în întregime în breccii piroclastice).

De la bifurcație, transversala principală a puțului străbate numai breccii. La 330 m, ea atinge puțul; o derivație a ei paralelă servind la circulația vagonetelor, trece însă prin andezit.



La 350 m transversala taie filonul Alexandru, iar la 540 m, ea atinge filonul Ioan. Dincolo de acesta încep șisturile argiloase cu intercalații de gresii.

Din porțiunea accesibilă a direcționalei pe filonul Ioan, lungă de 300 m și de direcție N 10° E, se poate constata că în cea mai mare parte ea merge pe contactul dintre brechie (spre E) și sedimentar (spre W).

b) A doua ramură a transversalei, care se îndreaptă spre grupul Botiza, are o direcție N 40° E la început; ea face apoi o serie de coturi rămânând însă în general tot în jurul aceleiași direcții și iese la zi pe versantul de NE al crestei Văratului, în Maramureș.

Între 15 și 45 m apare și aci brechia piroclastică stînd peste Sedimentar. În acesta se observă la 85 m o fractură de cca 20 m grosime umplută cu brechie. La 125 m se intră într-un coș andezitic.

Pînă la 290 m, la camera compresorului, galeria merge de-a lungul filonului Botiza I (vechi), prin coșul andezitic; aci se intră în Sedimentar (șisturi argiloase puțin silicifiate). 15 m mai departe se întâlnește transversala care unește filonul Alexandru cu filoanele Botiza.

α) Spre filonul Alexandru se intră din nou aproape imediat în brechiile piroclastice; la cca 12 m, în peretele de W apare o apofiză a coșului andezitic. Brechiile tîn pînă la 45 m (cotul galeriei); aci se intră în coșul andezitic pînă la 105 m, unde reapar brechiile. La 145 m se intră în Sedimentar, iar la 160 m se atinge filonul Alexandru.

Direcționala pe filonul Alexandru, de direcție N 65° E, este accesibilă spre E pe cca 60 m, la cca 25 m apărînd din nou brechiile. Spre W, spre puț, brechiile reapar la 40 m. La 160 m se intră în andezit, după care la 105 m se trece din nou în brechie. La 205 m se întâlnește lîngă puț, transversala descrisă mai sus la a). De aci încă 130 m spre W, transversala traversează numai brechiile piroclastice.

β) Spre filoanele Botiza, la 15 m apare brechia de contact a coșului andezitic de la compresor, în coș se intră cîteva metri mai departe. La 105 m se întâlnește limita sud-estică a andezitului cu Sedimentarul, aci apărînd filonul Botiza II, ca filon de contact. Transversala se continuă prin șisturi argiloase pînă la cca 230 m, cînd se atinge filonul Botiza IV.

Filonul Botiza IV (N 60° E) este urmărit pe 150 m, străbătînd la acest orizont numai Sedimentar.

Filonul Botiza II are o direcție care se schimbă de la N 10° E pînă la N 25° E. De o parte și de alta a transversalei, pe o porțiune de 150 m, el este filon de contact, intrînd după aceea în ambele părți, în Sedimentar. Capătul său nord-estic, pe o distanță de cca 195 m pînă la gura galeriei spre Maramureș, este localizat într-un coș de andezit complet sericitizat. Din această direcțională pe filonul Botiza II pornește o scurtă transversală spre filonul Botiza I (nou); atît această transversală cît și direcționala pe filon străbat numai Sedimentar.



2. *Orizontul* —33. α) Pe direcționala filonului Alexandru, spre W de puț se merge prin andezit 40 m; după o scurtă zonă de brezii se intră în șisturi argiloase. Spre E se străbate numai andezit până la despărțirea ramurei nr. 1; apoi până la 90 m se urmărește contactul dintre andezit (peretele de SE) și brezii (peretele de NW). După câțiva metri se trece pe contactul dintre brezii (peretele de SE) și Sedimentar (peretele de NW) până la 240 m de la puț. La 340 m începe transversala spre filoanele Botiza. La 75 m de la bifurcație, această transversală întâlnește filonul Botiza I, la 115 m filonul Botiza II, iar la 165 m, filonul Botiza III. Până la 220 m, transversala străbate numai șisturi argiloase; aci ea trece în brezii, iar la 250 m intră într-un mic coș andezitic. La 285 m, transversala se oprește în filonul Botiza IV. O parte din acesta este situat în andezit, iar spre capete el trece în Sedimentar; direcționala străbate la început o zonă de șisturi argiloase (cca 20 m) după care intră într-o zonă andezitică (cca 40 m), pentru ca mai apoi să reentre în șisturile argiloase, mergând în ele aproximativ 50 m.

Pe filonul Botiza II se străbat primii 35 m de la transversală prin șisturi argiloase, urmărindu-se apoi până la capăt (260 m) contactul dintre brezii (peretele NW) și Sedimentar (peretele SE).

Pe filonul Botiza I, de la 10 m se intră pe contactul dintre brezii (peretele NW) cu Sedimentarul (peretele SE), iar de la 60 m, se merge pe contactul andezit (peretele NW) cu brezii (peretele SE).

β) Spre filonul Ioan, transversala intră în brezii după ce taie filonul Alexandru; după câțiva metri, ea taie ramura nr. 1 a filonului Alexandru. Până la filonul Ioan, ea străbate numai brezii piroclastice; direcționala pe acest filon este situată, ca și cea de la orizontul principal, în bună parte pe contactul dintre brezii și Sedimentar.

3. *Orizontul* —73. Întreaga galerie direcțională pe filonul Alexandru este situată în Sedimentar, cu excepția unei apariții de andezit la 30 m spre SW de puț. Ramura nr. 1 și transversala spre filonul Ioan străbat brezii piroclastice; pe această transversală însă, la 65 m, se poate observa cum breziile repauzează pe fundamentul lor sedimentar.

La 290 m NE de la puț se desface, din direcționala Alexandru, transversala spre filoanele Botiza. După 80 m aceasta trece din Sedimentar în brezii. La 115 m se atinge filonul Botiza I, iar la 140 m, filonul Botiza II. Pe filonul Botiza I, direcționalele dreapta și stînga străbat o zonă de brezie pe lungime de 40 m, respectiv 50 m.

Direcționala pe filonul Botiza IV, întâlnit la 285 m, străbate la NE de transversală o zonă de șisturi argiloase care ține 15 m, după care intră în brezie, în care merge 50 m. La SW de transversală, direcționala străbate șisturi argiloase, pe 20 m.

4. *Orizontul* —125. Toate lucrările miniere la acest orizont sînt situate numai în Sedimentar.



5. *Orizontul* —175. Toate lucrările miniere la acest orizont sînt situate numai în Sedimentar.

6. *Orizonturile superioare* ale minei cuprinse între orizontul principal și orizontul Botiza superior sînt astăzi închise. Cu excepția cîtorva mici intercalații de brezii, galeria Botiza superioară străbate numai andezite cu hornblendă și augit.

Structura geologică ce rezultă din aceste date ale subteranului o schișăm în cele ce urmează.

Fundamentul minei este constituit pretutindeni din șisturi argiloase eocene, în care se intercalează bancuri de gresii numai în partea nord-vestică (regiunea puțului și a filonului Ioan), și un singur banc de conglomerate, la S de puțul Alexandru. Direcțiile acestor strate sînt destul de capricioase, datorită deranjării produse de erupțiunile vulcanice.

Orizonturile —175 și —125 sînt situate exclusiv în Eocen. Deasupra Sedimentarului se așază complexul de brezii piroclastice. Orizontul —73 prinde de mai multe ori limita dintre cele două formațiuni; ea se dovedește a fi foarte puțin înclinată, fiind atinsă însă pe alocuri chiar și la orizontul principal. Pe transversala de la puț spre filonul Ioan, la orizontul —73 și la ramificația orizontului principal spre filonul Alexandru și spre filoanele Botiza, se pot observa proeminențe ale vechiului relief pe care s-au așternut discordant breziile piroclastice. În linii mari, la orizontul principal, breziile formează porțiunea situată între filonul Botiza I și filonul Ioan, limita lor inferioară avînd tendința de afundare spre NW. Dar unele falii aduc pe alocuri în contact breziile cu Sedimentarul, ridicîndu-l pe acesta din urmă pînă la orizontul principal: falia de pe filonul Ioan și cea de pe filonul Alexandru.

Prin Eocen și prin breziile piroclastice au pătruns o serie de coșuri andezitice cu unele apofize ale acestora, producînd la contacte pe alocuri zone de brezii de explozie. Cartările subterane au dus la conturarea unui coș central, cu o apofiză vestică pe ramura de W a filonului Alexandru, un coș între filonul Botiza I (vechi) și Botiza II, cu două apofize estice pe filoanele Botiza I (nou) și Botiza II, un coș în sectorul filonului Botiza IV și unul la ieșirea orizontului principal spre Maramureș.

Orizontul Botiza superior este situat în andezite, reprezentînd cel puțin în parte o pînză de lave alimentate de coșul central.

Pe apofizele coșului Botiza II și pe coșul Botiza IV, s-au format brezii de contact.

C) *Filoanele*. *Filonul Alexandru* este filonul principal al minei; are direcție generală N 65° E și înclinarea între 55° și 85° spre NW. La orizontul principal este localizat în andezite și în brezii; la orizontul —33 este localizat în parte pe o falie care aduce în contact anormal breziile cu Sedimentarul din fundament, și în parte pe contactul andezitelor cu breziile. De la orizontul —73 în jos, filonul nu străbate decît roci sedimentare.



Lungimea filonului, care la orizontul principal întrece 550 m, scade pînă sub 400 m la orizontul —73.

În regiunea puțului, din filonul Alexandru se desprinde o ramură lungă de 50—60 m.

Filonul Ioan (nr. 2) are direcția N 10° E și înclinarea 70° NW. La orizontul principal și la orizontul —33 este localizat pe o falie care aduce în contact anormal breziile cu Sedimentarul din fundament. Lungimea lui, de peste 530 m la orizontul principal, scade atît în sus, ajungînd de cca 200 m la orizontul Botiza superior, cît și în jos.

Între filonul Ioan și filonul Alexandru mai apare un filonaș, de direcție NS/70°W.

Filonul Botiza I (vechi nr. 3) are direcția în jurul lui N 25°E. Este cunoscut numai la orizontul principal, unde străbate un coș andezitic. El dispăre total la capete și nu se prinde legătura lui cu filonul Botiza I (nou). Acesta din urmă are direcția N 10°E, înclinînd cu 70° spre NW. La orizontul principal străbate numai șisturi argiloase; la orizontul —33 este localizat în parte la contactul unei apofize andezitice cu breziile piroclastice și în parte la contactul breziilor cu Sedimentarul, pe o linie de falie. Lungimea sa este de cca 80 m la orizontul principal, ea scăzînd pînă la cca 30 m la orizontul —125.

Filonul Botiza II (nr. 4) are direcția cca N 15°E, înclinînd cu 60° spre NW. Este localizat la contactul unui neck și al unei apofize a acestuia sau al brezii de contact respective cu Sedimentarul. Spre capete intră în șisturi argiloase. Lungimea sa scade de la cca 400 m la orizontul principal, la cca 250 m la orizontul —33.

Filonul Botiza III (nr. 5) lipsit de importanță, nu a fost întîlnit decît pe transversala orizontului —33 (direcția N 30°E/60 NW).

Filonul Botiza IV (nr. 6) are o direcție N 50°E, cu înclinarea de 65°NW. La orizontul principal este localizat numai în șisturi argiloase, în apropierea imediată a unui coș andezitic; la orizontul —33, el străbate, în partea sa mediană, acest coș, pe cînd la orizontul —73, el atinge numai brezia de contact a acestui coș, capetele filonului fiind pretutindeni în Eocen. Lungimea filonului este de peste 100 m.

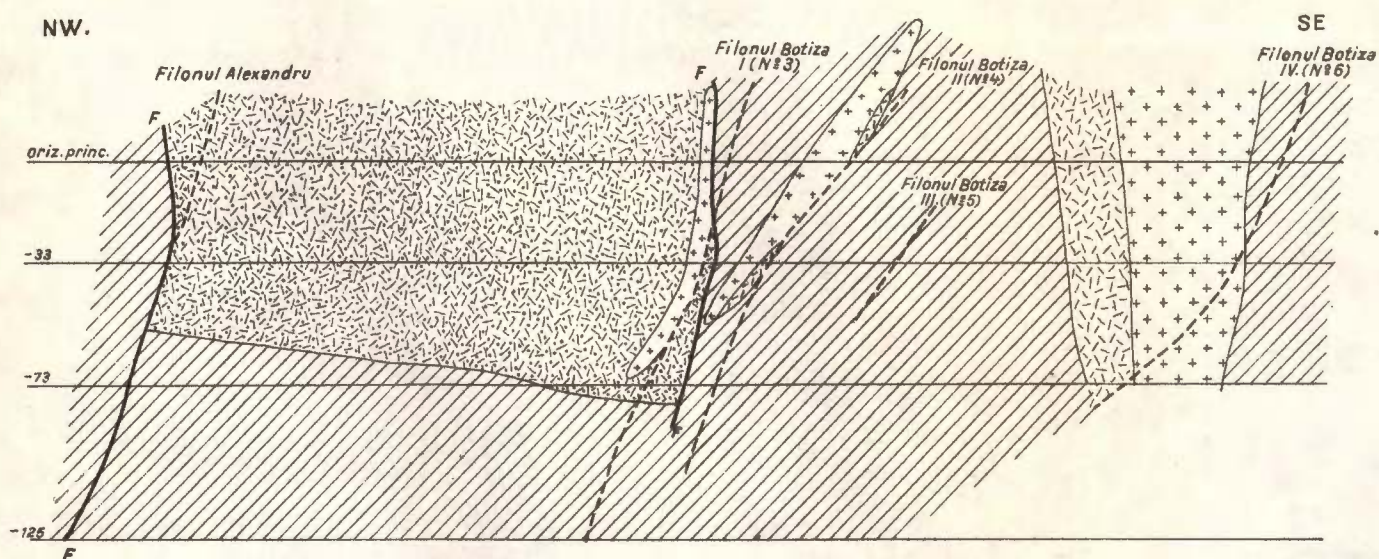
Este cert că andezitele și breziile au constituit un mediu ceva mai favorabil pentru dezvoltarea filoanelor, dar aceasta nu se poate adopta ca o regulă. Fractura mineralizată își păstrează, în general, caracterele și în șisturile argiloase și nu se dispersează nici chiar în orizonturile inferioare ale filonului Alexandru.

Se observă o ușoară creștere a procentului de Cu în adîncime, la filonul Alexandru.

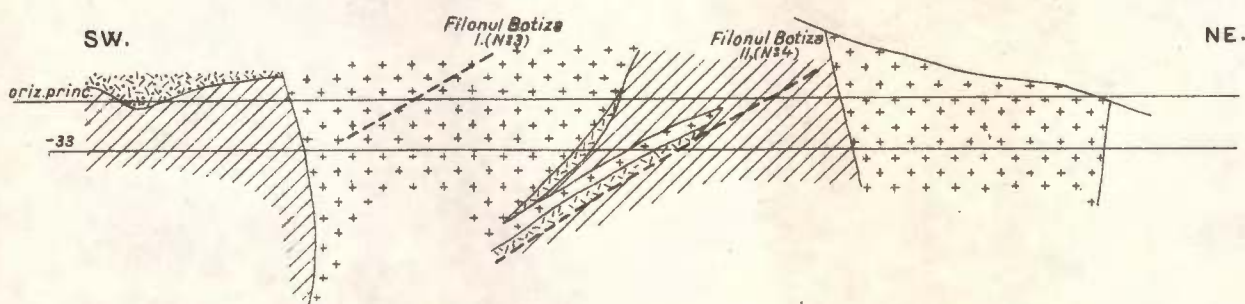


R.DIMITRESCU ȘI ION GHEORGHÎĂ PROFILE GEOLOGICE PRIN MINA VĂRATEC (REGIUNEA BAI A MARE)

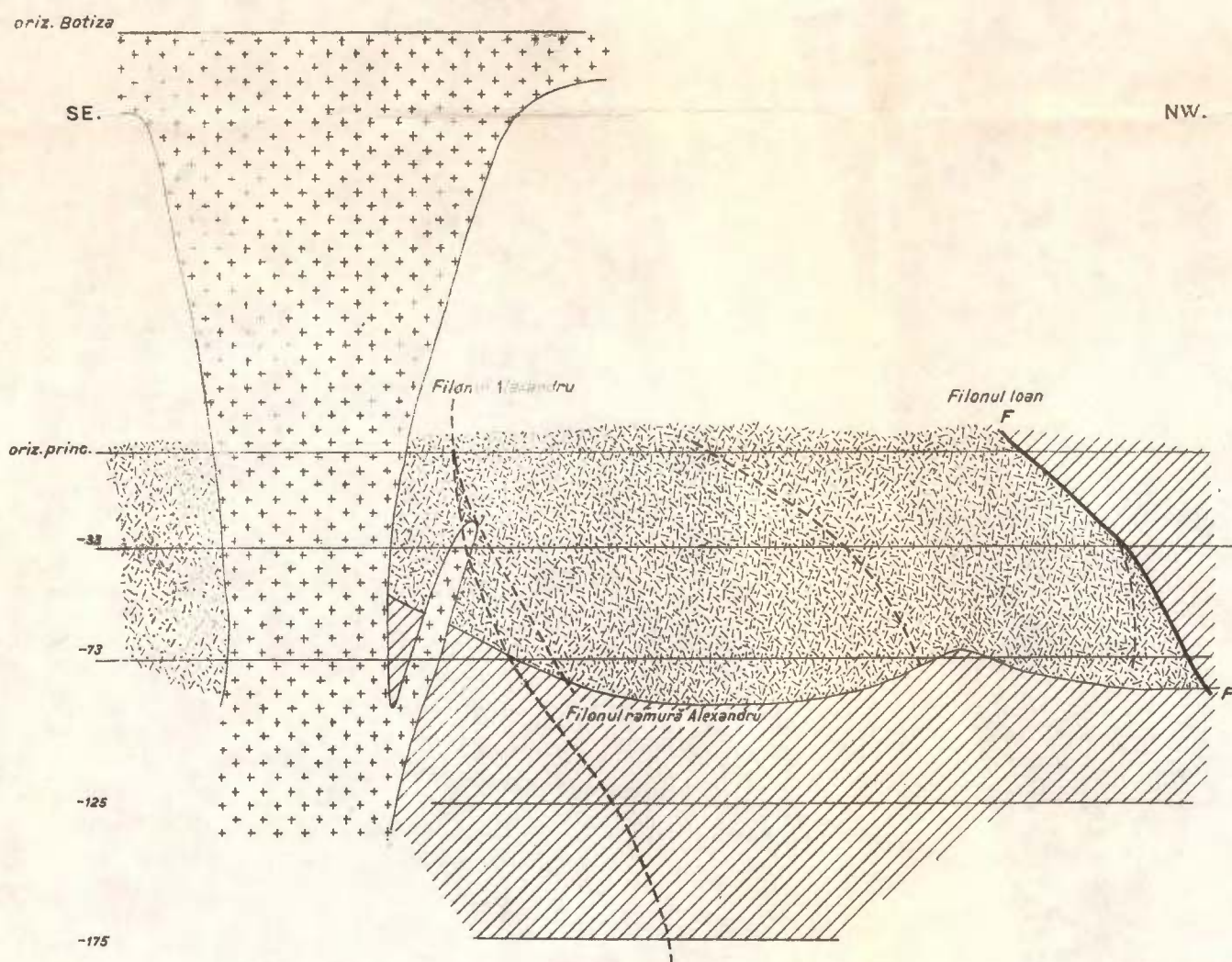
PROFIL I N. 60°W.
 SCARA 1:2.500



PROFIL II N. 40°E.
 SCARA 1:5.000



PROFIL III N. 25°W.
 SCARA 1:2.500



LEGENDA

- | | | | |
|---|---------------------------------|---|---------|
| 1 | Andezit cu hornblendă și augit. | 5 | Falție |
| 2 | Brecii de contact | 6 | Filon |
| 3 | Brecii piroclastice | 7 | Orizont |
| 4 | Paleogen | | |

BIBLIOGRAFIE

1. DIMITRESCU R. Cercetări geologice în regiunea Capnic—Jereapăn (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951), București 1954.
2. DIMITRESCU R. și BLEAHU M. Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952), București 1955.
3. DIMITRESCU R. Notă asupra fazelor eruptive din regiunea Baia Mare. *Inst. Petrol și Gaze, Studii.*, I (1954), București 1955.
4. DUMITRESCU I. Asupra faciesurilor și orizontării Cretacului superior și Paleogenului în bazinul Lăpușului. *Lucr. Inst. Petrol și Gaze*, III, București 1957.
5. MANILICI V. și LUPEI N. Studiul geologic al sectorului Baia Sprie—Capnic (reg. Baia Mare). *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951), București 1954.
6. MOTAȘ I. Contribuțiuni la studiul geologiei Maramureșului. *Com. Geol. D. S.*, XL (1952—1953), București 1956.
7. PATRULIUS D., DIMITRESCU R. și BLEAHU M. Cercetări geologice în V. Vișeuului și în împrejurimile Săcelului (Maramureș). *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952), București 1953.
8. RĂDULESCU D. Cercetări petrografice în partea de W a regiunii Baia Mare. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952), București 1955.
9. RĂDULESCU D. Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini—Ilba—Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol.*, XXXI, București, 1958.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ШАХТЫ ВЭРАТИК (БАЯ МАРЕ)

Р. ДИМИТРЕСКУ, И. ГЕОРГИЦЭ
(Краткое содержание)

Осадочный фундамент эруптивных формаций области шахты Вэратик состоит из эоценовых отложений, представленных толстой пачкой, в несколько сот метров, твердых глинистых сланцев темно-серого цвета, с чрезвычайно редкими прослойками серых песчаников. Вулканическая деятельность началась — в конце миоцена; продукты первой эруптивной фазы, по возрасту принадлежат верхнему сарматскому ярусу и представлены пирокластическими брекчиями, залегающими на рельефе эоценовых отложений. Пирокластический комплекс пронизан, как и нижележащие эоценовые отложения, целым рядом вулканических некков, эруптивных прожилков сокращенных размеров. Эти некки образовались из андезита с роговой обманкой и авгита серого цвета, переходящего иногда в черный цвет, обычно легко серицитизированные. Андезиты этой



эруптивной фазы выявляются в виде лавового покрова, перекрывающего пирокластические брекчии, как это наблюдается на горе Вэратик. Иногда при контакте между некками или андезитовыми апофизами, с пронизанной седиментацией, образуется второй тип брекчии (взрывных). Андезиты считаются принадлежащими первой субфазе извержений, открывающих целый ряд плюценовых извержений.

Одновременно с извержением этих андезитов происходили тектонические движения, способствовавшие образованию сбросов-сдвигов, приуроченных к эоцену и к образованию пирокластических брекчий, пронизанных, по простиранию, андезитовыми прожилками. Некоторые из этих сбросов заполнены третьим типом брекчий. Более молодые сдвиги, нежели сбросы, со скачками в несколько десятков метров, представлены целым рядом разломов, сопровождавшимися относительно незначительным смещением, подвергшимися гидротермальному оруденению.

Некоторые из этих прожилков расположены при контактах вулканических некков или их апофиз, с окружающими формациями. Существуют прожилки, залегающие согласно с пластообразованием глинистых сланцев. Некоторым сопутствуют жильные брекчии третьего типа, а другие приурочены частично к сбросам.

Направления жил группируются в двух системах: первая ориентирована к Северу 10° — 15° — Востоку, вторая — Север 50° — 65° Восток, с общим уклоном на С—З в 55° — 85° . Первая система идентична системе 14 параллельных жил — Капника. Второй системе принадлежит главная жила Бреунер—Бэюц.

Над андезитовыми лавами с роговой обманкой и авгитом на Горе Вэратик залегает горизонт лав, принадлежащих последней эруптивной фазе, понтического яруса. Это — черные андезиты с авгитом и гиперстеном, не подвергшиеся процессу оруденения.

Шахта Вэратик была отведена для разработки главной жилы — Александр (№ 1) и для жилы Иоан (№ 2). Впоследствии, кроме этой северо-западной группы, была отведена для разработки и юго-восточная группа с жилами Ботиза I (№ 3), II (№ 4) и IV (№ 6).

Над главным горизонтом, в северо-западном участке, открыты три промежуточных горизонта, а также верхний горизонт Ботиза (+150 м). Под главным горизонтом, как на северо-западном, так и на юго-восточном участке были открыты горизонты до — 175 м.

Горизонты — 175 и 125 — приурочены исключительно к эоцену. Горизонт 73 — пересекает несколько раз предел между ним и комплексом пирокластических брекчий. Эти образования пересекаются



центральной андезитовой некком с западной апофизой, на западном разветвлении жилы Александру; некком — между жилой старой Ботиза I и Ботиза II, с двумя восточными апофизами и жилами Ботиза I новая и Ботиза II; некком в участке жилы Ботиза IV и некком при выходе главного горизонта к Марамурешу.

Жила Ботиза IV (6) имеет в длину более 100 м.

ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖА

Геологический разрез на территории рудника Вэратик.

1, андезит с роговой обманкой и авгитом; 2, контактовые брекчин; 3, пирокластические брекчин; 4, палеоген; 5, сброс; 6, жила; 7, горизонт.

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA MINE DE VĂRATIC (BAIA MARE)

PAR

R. DIMITRESCU et I. GHEORGHÎȚĂ

(Résumé)

Dans la région de la mine de Văratice le soubassement sédimentaire des formations éruptives est formé de dépôts éocènes, représentés par un paquet de quelques centaines de mètres d'épaisseur, de schistes argileux durs, gris foncé, à intercalations extrêmement rares de grès cendrés. L'activité volcanique commence à la fin du Miocène; les produits de la première phase éruptive, d'âge sarmatien-supérieur, sont représentés par des brèches pyroclastiques qui reposent sur un relief de dépôts éocènes. De même que les dépôts éocènes sous-jacents le complexe pyroclastique est traversé par une série de necks volcaniques et de filons éruptifs de dimensions réduites. Ces necks sont formés par une andésite à hornblende et augite de couleur grise, tirant parfois sur le noir, en général légèrement séricitisée. Les andésites de cette phase éruptive apparaissent également sous forme de nappes de laves recouvrant les brèches pyroclastiques, comme on observe dans le mont Văratice. Parfois, au contact des necks ou des apophyses andésitiques avec la Sédimentaire s'est formé un second type de brèches (brèches d'explosion).

Les andésites sont considérées comme appartenant à une première sous-phase d'éruptions qui ouvre la série des éruptions pliocènes.

L'éruption de ces andésites a été accompagnée par des mouvements qui ont déterminé la formation de quelques failles qui affectent l'Éocène et les brèches pyroclastiques et le long desquelles se sont insinués les filons andésitiques. Certaines de ces fractures sont remplies par un troisième type de brèches. Plus récentes que



ces failles à rejet de quelques dizaines de mètres, il existe une série de fractures accompagnées de déplacements relativement insignifiants et dans lesquelles se sont déposées les minéralisations hydrothermales donnant lieu aux filons.

Parmi ces filons, les uns sont localisés au contact des necks volcaniques ou de leurs apophyses avec les formations encaissantes. Il existe des filons concordants avec la stratification des schistes argileux. Les uns sont accompagnés de brèches filoniennes du troisième type, et les autres sont localisés partiellement sur des failles.

Les directions des filons sont groupées en deux systèmes : l'un orienté N 10°—15 E, l'autre N 50°—65° E; le pendage général est 55°—85°. Le premier système est similaire au système des 14 filons parallèles de Capnic, tandis que le second système comprend le filon principal Breuner—Băiuț.

Au-dessus des laves andésitiques à hornblende et augite du mont Văratîc repose un niveau de laves appartenant à la dernière phase éruptive, pontienne, et englobant des andésites noires à augite et hypersthène dépourvues de minéralisation.

La mine Văratîc a été ouverte pour l'exploitation du filon principal Alexandru (n° 1) et du filon Ioan (n° 2). Plus tard, outre ce groupe NW, a été attaqué également le groupe SE des filons Botiza I (n° 3), II (n° 4) et IV (n° 6).

Au-dessus de l'horizon principal, dans le secteur NW ont été ouverts trois horizons intermédiaires et l'horizon supérieur Botiza (+150 m). Au-dessous de l'horizon principal, autant dans le secteur NW que dans celui SE, ont été ouverts des horizons jusqu'à —175 m.

Les horizons —175 m et —125 m sont situés exclusivement dans l'Éocène. L'horizon —73 m rencontre plusieurs fois la limite de l'Éocène et du complexe des brèches pyroclastiques. Ces formations sont traversées par une cheminée andésitique centrale avec une apophyse W à la ramification W du filon Alexandru, une cheminée entre le filon Botiza I ancien et Botiza II, avec deux apophyses E aux filons Botiza I nouveau et Botiza II; une cheminée dans le secteur du filon Botiza IV et une autre à la sortie de l'horizon principal vers Maramureș.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Coupe géologique de la mine de Văratîc.

1, andésite à hornblende et augite; 2, brèches de contact; 3, brèches pyroclastiques; 4, Paléogène; 5, faille; 6, filon; 7, horizon.



Anexa 3

STUDIU CALCOGRAFIC AL MINEI VĂRATIC
(BAIA MARE)¹⁾

DE
IOANA GHEORGHÎĂ

Materialul necesar întocmirii studiului calcografic al mineralizației de la Văratice a fost colectat de către R. DIMITRESCU și I. GHEORGHÎĂ, care au executat cartarea geologică subterană a minei și racordarea datelor de suprafață.

Probele de minereu au fost luate din filoanele Botiza 1, Botiza 2, Botiza 4 și Alexandru, de la orizonturile: 0, —33 și —73.

Descrierea macroscopică a minereului. Macroscopic se pot observa următoarele minerale utile și de gangă: galenă, calcopirită, blendă, pirită, oligist, marcasit, limonit, cuarț și caolin rezultat din alterarea andezitelor.

Textura minereului este paralelă, rubanată și uneori compactă. În cazul celei paralele, benzi de sulfuri alternă cu benzi de cuarț sau de rocă reprezentată printr-un andezit propilitizat.

Minerale utile. Galena se prezintă fie compactă, fie fin grăunțoasă, asociată intim cu pirită, blenda și calcopirita. Ea formează în general cuiburi și rareori benzi paralele cu grosimi de 0,5—1,5 cm.

Calcopirita apare întotdeauna împreună cu celelalte sulfuri, în special cu pirită și galena. Modul de prezentare este în mase compacte și numai rareori în cristale bine dezvoltate (bisfenoizi). Ca și galena, calcopirita formează cuiburi sau plaje concrescute cu alte sulfuri.

Blendă apare de obicei compactă, în mase fin grăunțoase sau chiar mai grosiere. Adesea formează și ea benzi paralele de cca 0,5—1 cm grosime. Mai rar se întâlnește în cristale idiomorfe, izolate, de 2—4 mm, presărate printre cristalele de cuarț idiomorfe care tapisează pereții unor mici geode.

¹⁾ Comunicare în ședința din 26 aprilie 1957.



Culoarea blendei este în general neagră (varietatea marmatit). Cu totul sporadic se observă varietăți mai deschise la culoare, care conțin mai puțin fer.

Pirita impregnează roca sub formă de cristale fine, sau compactă formează benzi și cu totul întâmplător cuiburi. Cel mai frecvent se asociază cu calcopirita.

Oligistul se dispune în benzi fine, paralele și ondulate, de 1—2 mm groșime, care alternă cu benzi de gangă.

Marcasita apare cu totul sporadic în depuneri reniforme, cu structură fibros radiară.

Limonitul formează cruste și cuiburi în masa minereului constituit din calcopirită, blendă, pirită și galenă. Adeseori el pseudomorfozează total pirita.

Minerale de gangă. *Cuarțul* este cel mai frecvent dintre mineralele de gangă. De obicei apare în cristale bine dezvoltate, de formă bipiramidală, unele dintre ele fiind întrepătrunse. În cristale fine cuarțul tapisează uneori geode și atunci este acoperit cu pulberi de calcit gălbui. Se întâlnește și cuarț compact, formând benzi sau cuiburi.

Macroscopic se poate observa caolin rezultat din alterarea andezitelor.

Caolinul formează întotdeauna cruste fine și filonașe în masa minereului și în roca înconjurătoare.

Descrierea microscopică a minereului. La microscop se pot observa următoarele minerale utile și de gangă: galenă, blendă, pirită, calcopirită, oligist, marcasit, tetraedrit, mispichel: calcozină, limonit, cuarț, calcit și sericit.

Minerale utile. *Galenă.* Din observațiile macroscopice, cât și din cele microscopice asupra mineralizației, rezultă că galena este unul din constituenții principali ai minereului, atât din punct de vedere cantitativ, cât și al frecvenței de apariție.

În general, galena se prezintă idiomorfă, în cristale izolate sau în agregate. Cristalele idiomorfe sînt fie cubice, fie alungite mult, avînd o secțiune perfect dreptunghiulară. Acest din urmă fel de cristale se întâlnește frecvent în gangă și mai ales în masa altor sulfuri, cum sînt calcopirita și blenda. Asociate cu cristalele idiomorfe apar și cristale hipidiomorfe și rar allotriomorfe.

Un alt mod de prezentare al galenei este acela de plaje întinse cu conture angulare, care rezultă din idiomorfismul ei accentuat sau din mularea unor cristale idiomorfe de cuarț formate înaintea venirii soluțiilor care au depus galena.

Deoarece galena poate fi considerată ca făcînd parte din lotul ultimelor minerale formate, este explicabilă mularea celorlalte minerale utile și de gangă mai vechi, de către galenă, care a fost nevoită să ocupe spațiile rămase la dispoziție.

Mularea cristalelor idiomorfe de cuarț este evidentă nu numai la periferia plajelor de galenă unde se urmăresc conturile angulare, ci chiar în interiorul pla-



jelor. În acest din urmă caz apar la microscop conture perfect hexagonale sau prismatice de cuarț, după cum cristalele respective au fost secționate transversal sau longitudinal.

Alteori plajele de galenă au conture dantelate, cu totul neregulate, și prezintă terminații sub forma unor brațe alungite care se prelungesc mult și întâlnesc alte terminații cu care se anastomozează, formînd adevărate rețele.

Plajele de galenă formează uneori întrepătrunderi cu ganga, care înaintează în galenă ca golfuri, iar aceasta pătrunde în gangă sub formă de digitații (vezi planșa, fig. 1). Conturile sinuoase sînt înlocuite alteori cu conture zimțate asemănătoare unui fierăstrău. Sînt și cazuri în care galena păstrează în interiorul ei insule alungite de gangă, pe care nu le-a putut înlocui.

Mai întotdeauna galena prezintă clivajul caracteristic în trepte și goluri triunghiulare, care o fac ușor de recunoscut. Rareori se întîlnesc plaje cu goluri dreptunghiulare sau pătrate, care dau acesteia un aspect de tablă de șah. Cu totul întîmplător galena formează filonașe care străbat ganga, blenda și pirita. În blendă se pot observa uneori picături sau bastonașe de galenă dispersate neuniform.

În general, este de remarcat la galenă o mare posibilitate de înlocuire a celorlalte sulfuri, combinată în același timp cu o mare tendință de idiomorfism. Ca o urmare a acestui fapt galena înlocuiește adesea celelalte sulfuri mai vechi, în special blenda și calcopirita. Soluțiile care conțineau sulfură de plumb au pătruns inițial pe fisurile sau în porii celorlalte minerale mai vechi și au început să le înlocuiască treptat, locul lor fiind luat de cristale idiomorfe cubice sau alungite de galenă (vezi planșa fig. 2).

Uneori, din înlocuire rezultă cristale hipidiomorfe și chiar allotriomorfe atunci cînd spațiile nu au fost suficiente pentru o deplină dezvoltare.

Blendă ia parte aproape în măsură egală cu galena la formarea minereului. Modul de prezentare cel mai des întîlnit este acela de plaje de dimensiuni variabile și cu conture foarte neregulate, frecvent sinuoase, dințate sau chiar angulare, în urma mulării cristalelor idiomorfe de cuarț. Plajele de blendă pot avea uneori forme deosebite și anume mult alungite și cu conture angulare, rezultate din depunerea blendei printre cristalele de cuarț și pe fețele acestora. Mai rar blenda apare în cristale izolate allotriomorfe și cu totul întîmplător idiomorfe sau hipidiomorfe.

Uneori blenda compactă este dispusă în benzi ușor ondulate, vizibile și macroscopic.

De obicei blenda este asociată cu celelalte sulfuri care apar în zăcămint și anume cu calcopirita, galena și pirita. Cea mai frecventă asociație este aceea dintre blendă și calcopirita în incluziuni fine, așa numita blendă cu structură pătată. Calcopirita formează picături sau bastonașe de dimensiuni reduse, adesea mai mici decît sutimi de milimetri, ce se dispun paralel cu direcțiile cristalografice chiar pe fețele de cub



sau uneori la limitele lamelelor de maclă sau ale grăunților izolați. Picăturile de calcopirită sînt adesea orînduite în șiruri mai mult sau mai puțin paralele. În unele cazuri se observă în blendă linii fine de calcopirită aproape continue sau întrerupte din loc în loc, care arată în mod evident separarea calcopiritei pe limitele lamelelor de maclă ale blendei, puse în evidență printr-un atac cu NO_3H .

Acest mod de asociație al celor două sulfuri este rezultatul unui dezamestec. Inițial soluțiile hidrotermale conțineau atît sulfură de Zn cît și de Cu, prima fiind în exces. Ca o urmare a acestui fapt s-a separat în prima fază blendă cu incluziuni de calcopirită sub formă de picături sau bastonașe. Ulterior soluțiile s-au îmbogățit în cupru, astfel că s-a depus în cantitate mare calcopirita care se insinuează printre cristalele de blendă și plajele deja formate, înglobîndu-le în masa ei.

Blenda este adesea înlocuită de galenă dezvoltată în cristale idiomorfe, alungite, care rămîn astfel asociate cu blenda. La rîndul ei, blenda exercită și ea un proces de înlocuire a piritei care este mai veche. Astfel se întîlnesc cristale idiomorfe de pirită ale căror centre au fost aproape în întregime înlocuite de blendă, rămînînd din ele numai borduri care urmăresc conturile inițiale.

În unele cazuri blenda este dispusă în jurul grăunților de pirită și-i corodează intens, astfel că din ei rămîn numai aureole la periferia blendei. În acest caz se pare că pirită, fiind una din sulfurile cele mai vechi, a jucat rolul de centre de precipitare a blendei din soluții.

Pirită se situează alături de galenă și blendă în ceea ce privește frecvența de apariție, însă nu se poate spune același lucru în legătură cu abundența, deoarece ea este mai întotdeauna subordonată celorlaltor sulfuri. Rare sînt cazurile cînd pirită primează în constituirea minereului.

Ea se prezintă fie în cristale idiomorfe (cubice), hipidiomorfe și allotriomorfe, fie în plaje de dimensiuni variabile cu conture neregulate. Cristalele pot fi diseminate izolat în gangă sau pot forma agregate cu structură mozaică. Uneori pirită este poroasă, avînd un aspect asemănător cu al marcasitei. Plajele de pirită sînt aproape întotdeauna compacte și numai rareori fisurate în diferite direcții. O fisurare mai accentuată a dus adesea la sfărîmarea piritei și transformarea unei plaje în grăunți colțurați de dimensiuni variabile.

Un aspect deosebit pe care îl prezintă pirită este acela ușor penat, rezultat probabil din formarea piritei din soluții metacoloide. Un aspect ușor fibros capătă pirită și în cazul cînd înglobează în masa ei ace foarte fine de oligist, care nu pot fi observate decît la o mărire foarte puternică.

Rareori se întîlnește pirită ca filonașe cu grosimi reduse (0,048 mm — 0,16 mm) care străbat ganga în mod neregulat.

Uneori pirită este în parte sau total marcasitizată. Astfel, în unele zone se observă într-o plajă întinsă de marcasită insule de dimensiuni și forme variabile



de pirită rămasă încă netransformată. Alteori, într-o plajă de pirită apar cristale de forma unor fibre dispuse în fascicule divergente de marcasită care înlocuiește în parte pirită.

Pirita fiind unul din mineralele vechi a suferit un accentuat proces de corozie din partea mineralelor mai noi, cum sînt calcopirita, blenda și galena. Mai accentuat este acest proces în cazul calcopiritei, care înlocuiește uneori total cristalele de pirită, astfel că rămîn din ele granule foarte fine, rotunjite, asemănătoare unor mici sfere. Aceste cristale rotunjite provin din cristale ale căror muchii și colțuri au fost complet distruse.

Posibilitatea de înlocuire manifestată de galenă este mult mai redusă în cazul pirită decît în cazul celorlalte sulfuri.

Calcopirita apare destul de frecvent însoțind celelalte sulfuri cu care este intim asociată.

Cel mai des ea apare în plaje întinse, cu conture neregulate, rotunjite și uneori chiar angulare. Ca și galena, calcopirita mulează cristalele idiomorfe de cuarț, pe care le prinde în masa ei. Ea nu apare niciodată idiomorfă. Rareori calcopirita formează filonașe care străbat blenda sau pirită. Alt mod deosebit de prezentare al calcopiritei este cel « penat », în care calcopirita formează agregate penate constituite din fibre scurte de calcopirită, dispuse haotic, sau în benzi ondulate care alternează cu benzi de gangă (vezi planșa, fig. 3).

În unele cazuri cristalele au conture precise, în altele aceste conture sînt evidente la contactul cu ganga, centrul fiind mai compact din cauza îngrămădirii. Aspectul acesta de prezentare sugerează ideea unei depuneri ritmice din soluții coloidale, totuși ar fi posibil ca acest tip de calcopirită să rezulte și dintr-o pseudomorfoză după un mineral de gangă mai vechi, care se prezenta în fibre dispuse în benzi, paralele și ondulate.

Avînd în vedere că nu se poate observa nici o urmă a unui astfel de mineral care să fi fost înlocuit, rămîne posibilitatea depunerii unei calcopirite penate din soluții metacoloïdale. Într-o secțiune subțire pare mai evident acest lucru, prin faptul că benzi penate de calcopirită cristalizată alternează cu zone de un mineral amorf, avînd culori brun-gălbui între nicolii X și reprezentînd probabil un mineral care nu a cristalizat, format dintr-un amestec de sulfuri sau oxizi.

Calcopirita este în general intim asociată cu galena, cu care formează concreșteri sub formă de plaje întrepătrunse. Formarea calcopiritei precede pe aceea a galenei, dar este totuși în parte și simultană cu ea. Într-o măsură redusă calcopirita este înlocuită de galenă.

Fiind mai nouă, calcopirita a prins în masa ei cristale aciculare de oligist, fie singure, fie diseminate la rîndul lor în gangă.

Mai rar în benzile ondulate de calcopirită penată se observă și fibre fine de oligist.



Oligistul apare mai rar din punct de vedere al frecvenței, decât celelalte minerale. Cantitativ el prezintă discontinuități, în sensul că uneori predomină față de restul mineralelor (acesta foarte rar bineînțeles), iar alteori este cu totul subordonat sau chiar lipsește.

Oligistul se prezintă în general sub formă de cristale lamelare, alungite, idiomorfe sau hipidiomorfe. Mai rar se observă cristale tabulare.

De cele mai multe ori cristalele de oligist sînt foarte fine, aciculare, dispuse neuniform în rocă sau formînd snopi. Aceste cristale aciculare pot forma uneori agregate sferice cu structură radiară, sau benzi ondulate, paralele. La unele agregate sferice fibrele se pot identifica numai la periferie, centrul fiind compact sau slab fibros. Alteori acele de oligist formează mănunchiuri puternic divergente, agregate fibroase sau compacte cu conture neregulate. Unele cristale fine de oligist sînt diseminate izolat în gangă.

Agregatele de oligist pot avea uneori un aspect pîslor rezultat în urma faptului că acele foarte fine se întreș unele cu altele. În acest din urmă caz oligistul este intim asociat cu marcasita aciculară și anume: alternanțe de ace de oligist cu ace de marcasită.

Alt aspect al oligistului este acela de cristale lanceolate cu dimensiuni de 0,08—1 mm care se întretaie unele cu altele după anumite direcții. Acest tip de cristale străpung uneori agregatele compacte sau fin fibroase de oligist (vezi planșa, fig. 4). Din cele observate la microscop se pare că avem de-a face cu două generații de oligist și anume:

Un oligist idiomorf, în cristale prismatice și lanceolate, bine dezvoltate, cu limite nete, depus în prima fază de mineralizare, din primele soluții, chiar înaintea piritei, ca dovadă că pirita conține uneori cristale fine de oligist pe care le-a găsit deja formate la venirea ei. Cristalele de oligist din această generație sînt înglobate și de calcopirită.

Formarea oligistului în prima fază se explică prin reducerea valorii potențialului de oxigen odată cu desfășurarea procesului hidrotermal; astfel, aproape întreaga cantitate de oxigen se consumă chiar de la început pentru formarea oligistului, iar procesele au loc ulterior în mediu de H_2S carbonați și sulfați. Așa se explică separarea sulfurii de fier și apoi a celorlalte sulfuri.

Al doilea tip de oligist dintr-o generație mult mai nouă, reprezentat prin ace foarte fine care formează agregate pîsloase și care au limite mult mai difuze. Acest oligist formează de asemeni și agregate poroase. În sprijinul acestei presupuneri menționăm că cristale idiomorfe și plaje de galenă sînt înconjurate la periferie de oligist în agregate cu structură poroasă și fibre foarte fine dispuse haotic și uneori chiar perpendicular pe fețele de cub ale galenei.

Este clar că acest oligist este mai nou decât galena, care poate fi considerată una din sulfurile cele mai noi. Ceea ce ne determină să facem această presupunere



este și faptul că există cazuri în care oligistul fin este intim asociat cu marcasita, ambele provenind după cât se pare din ultimele soluții mineralizate.

Formarea acestui oligist din generația a doua poate fi considerată ca o ultimă pulsație a soluțiilor mineralizatoare legată probabil și de o pulsație a însuși magnetismului care le-a generat. În legătură cu aceasta SMIRNOV a emis ipoteza activității pulsante a bazinului magmatic.

Se presupune că în procesul de răcire a bazinului magmatic, în diferențierea legată de această răcire, separarea produselor de distilare volatile se produce pulsant în valuri succesive cu compoziție diferită. Astfel s-ar explica atât zăcămintele diferite ca compoziție, cât și mineralele de diferite generații în diversele zăcămine. Valurile succesive de soluții care vin au compoziții diferite și ca urmare se vor depune mineralele corespunzătoare.

Oligistul prezintă în general o anizotropie accentuată și reflexe interne roșii, puse mai mult în evidență în imersie cu ulei de cedru.

M a r c a s i t a, ca și oligistul, este mult mai frecventă la microscop decât se poate observa macroscopic; ea se prezintă sub numeroase și variate aspecte.

Astfel se pot observa agregate întinse larg cristalizate sau constituite din cristale ale căror limite se îndințează dînd structuri mozaicate, mult mai evidente între nicolii în cruce datorită faptului că prezintă diferite culori de anizotropie în urma diverselor orientări.

Rar se observă cristale mai mari izolate, maclate polisintetic.

Conturile cristalelor și lamelele de maclă sînt perfect puse în evidență printr-un atac cu NO_3H . Cristalele mai sus menționate sînt, după cât se pare, foste cristale de pirită, transformate actualmente în marcasită.

Frecvent marcasita apare și în cristale aciculare, fine, asemănătoare celor de oligist, diseminate neuniform în rocă sau formînd mănunchiuri, agregate fibroase sau agregate fasciculare mai mult sau mai puțin divergente. Alteori se observă o dispoziție radiară a indivizilor lanceolați bine dezvoltati.

Marcasita formează adesea pseudomorfoze după pirită. Plaje întregi și cristale de pirită sînt transformate în marcasită, astfel că rămîn din ele numai insule zdrențuite care n-au fost transformate. Marcasitizarea poate avea loc și sub altă formă și anume în agregate fasciculare, constituite din fibre divergente sau paralele.

În unele agregate allotriomorfe acele de marcasită sînt paralele pînă la mult divergente sau dispuse ca florile de gheață. Adesea cristalele aciculare sînt dispuse în benzi paralele și ușor ondulate, ce ating uneori 1–2 mm grosime.

Marcasita fibroasă în benzi sau agregate allotriomorfe se dispune uneori la periferia sulfurilor mai vechi, cum sînt pirită sau galena. Pe aceasta din urmă chiar o corodează ușor. Alt mod de prezentare al marcasitei este acela de mase întunecate, poroase, în care nu se pot observa constantele optice și care conțin în porii lor granule de blendă.



Frecvente sînt de asemenea agregatele de marcasită, fie cîu o textură de agat, fie perlitică. Cele cu textură de agat se prezintă cî depuneri concentrice de benzi care se succed, iar cele cu textură perlitică ca mase poroase strîbătute de filonașe strîlucitoare.

Rar apar filonașe de marcasită care se întretaie în toate direcțiile, dînd rețele; sporadic se întîlnesc agregate alungite, cu conture angulare, rezultate din depunerea pe fețele cristalelor de cuarț.

Tetraedritul este subordonat celorlalte minerale și se prezintă sub formă de mici plaje alungite, dispuse ca borduri la periferia unor mase de calcopirită sau blendă, este intim asociat cu blenda și calcopirita, de aceea este întotdeauna observat în apropierea acestor două sulfuri.

În cazul agregatelor penate de calcopirită, acestea conțin în masa lor granule rotunjite de tetraedrit, presărate neuniform.

Alt mod de prezentare al tetraedritului este acela de filonașe ondulate, care strîbat blenda și calcopirita.

În unele cazuri, din dispoziția celor trei minerale se poate deduce ordinea de formare a lor. Astfel, o plajă de blendă este strîbătută de un filonaș de calcopirită al cărui centru este ocupat de tetraedrit. Succesiunea celor trei minerale se pare a fi următoarea: blenda mai veche decît celelalte două sulfuri a fost fisurată, iar pe fisuri s-a insinuat calcopirita, urmînd tetraedritul depus în spațiul găsit la dispoziție. Filonașele de tetraedrit din calcopirită au uneori un aspect asemănător cu al unei frunze dințate. Culoarea tetraedritului variază de la verzui la roz-verzui.

Mispichel s-a observat cu totul sporadic în cristale idiomorfe, rombice, diseminate izolat în gangă.

Calcozina apare uneori ca borduri fine în jurul grăunților sau plajelor de calcopirită, fiind formată prin transformarea acesteia din urmă.

Limonitul a fost observat sub formă de agregate cu structură poroasă sau ca borduri la periferia unor cristale de pirită; în ambele cazuri provine din transformarea piritei.

Atacuri. Ca reactiv s-a utilizat NO_3H pentru punerea în evidență a lamelilor de maclă ale blendei. În cazul marcasitei atacul cu NO_3H a dus la formarea de strate concentrice pe suprafața marcasitei, care corespund zonelor de depunere din soluții. Aceste strate apar deschise și închise succesiv.

Pentru determinarea unor cristale extrem de fine de oligist s-a folosit imersia în ulei de cedru. În imersie culoarea oligistului se închide, devenind din cenușiu-albăstrui strîlucitor, cenușiu mai închis. Datorită imersiei, efectele de anizotropie, cît și reflexele interne, sînt mult mai puternice decît în mod obișnuit.

Minerale de gangă. Cuarțul apare în mase grăunțoase sub formă de cristale idiomorfe, hipidiomorfe și allotriomorfe cu extincție rulantă. Limitele cristalelor sînt uneori îndințate și dau structuri mozaicate. Pe fisurile cristalelor de cuarț s-a depus mai tîrziu sericitul și calcitul.



Calcitul formează plaje întinse, larg cristalizate și maculate polisintetic. Acesta este intim asociat pe alocuri cu sideroză, care formează la rîndul ei agregate grăunțoase. Calcitul în filonașe străbate cuarțul și chiar masa de minereu fisurată.

Din cercetarea mai multor secțiuni subțiri executate pe minereu s-a observat că generația a doua de oligist și marcasita sînt legate intim de calcit și sideroză, formînd întrepătrunderi. Acești doi carbonați fiind ultimele minerale de gangă depuse, se insinuează printre cristalele izolate și agregatele de minerale deja formate.

Sericitul apare în filonașe care străbat cuarțul sau minereul, fiind rezultatul umplerii fisurilor existente.

În secțiuni subțiri este mult mai evidentă formarea oligistului în două etape. Astfel, oligistul din prima generație apare strîns legat de prezența cuarțului, fiind diseminat în masa lui. Oligistul din generația a doua este din contra legat de prezența calcitului, siderozei și sericitelui, cu care formează concreșteri intime, ceea ce demonstrează depunerea din ultimele soluții mineralizatoare.

Variația mineralizației pe verticală, în filoane. Din studiul probelor luate din filoanele Botiza 1, Botiza 2, Botiza 4 și Alexandru, de la diverse orizonturi, se constată că nu există variații mari ale compoziției mineralogice a minereului, pe verticală. La toate cele trei orizonturi, și anume 0, —33 și —73, din care s-a colectat materialul, minereul este constituit aproape constant din galenă, blendă, pirită, calcopirită, oligist și marcasită, cu mici variații cantitative ale acestora. Nu s-a constatat la niciunul din orizonturi apariția numai a unuia din minerale sau predominarea exclusivă a acestuia în orizonturile superioare sau cele inferioare.

Astfel, în filonul Botiza 1, la orizontul 0, compoziția mineralogică a minereului constă din galenă, blendă, calcopirită, pirită, sporadic mispichel și oligist, întîlnite numai în cîteva puncte.

În compoziția mineralogică a minereului din filonul Botiza 2, la orizontul 0, intră aceleași minerale menționate în filonul Botiza 1, cu excepția oligistului care lipsește.

Filonul Botiza 4, la orizontul 0, este constituit din sulfurile obișnuite și în plus, în cantități mai mari decît de obicei, de oligist.

Într-un anumit punct din filon, oligistul predomină chiar, însă aceasta cu totul întîmplător. Filonul Alexandru, la același orizont principal 0, constă din sulfurile de Cu, Fe, Pb, Zn, și pe lîngă acestea, în cantități reduse, din tetraedit și oligist.

La orizonturile inferioare, adică —33 și —73, compoziția mineralogică a floanelor mai sus menționate nu suferă variații demne de semnalat. În general, se poate spune că urmărind variația compoziției mineralogice pe verticală, aceasta este cu totul neînsemnată, componenții minereului fiind răspîndiți cu totul întîmplător, fără a fi supuși la o anumită regulă.



Dacă se consideră separat fiecare filon, compoziția mineralogică este următoarea :

În filonul Botiza 1 apar toate sulfurile, dar lipsește total oligistul.

În filonul Botiza 2, în afară de sulfurile comune, apare în cantități mult mai mari decât în Botiza 1 marcasita și în plus oligistul.

Filoanele Botiza 4 și Alexandru sînt constituite din toate mineralele, cu mici variații cantitative.

Geneza zăcămintului. Geneza filoanelor metalifere de la Văratec este hidrotermală. Din studiul compoziției mineralogice a minereului rezultă că formarea mineralelor componente ale filoanelor s-a produs în mai multe faze pulsatorii. Prezența anumitor minerale și mai ales modul lor de dezvoltare indică etapele în care a avut loc formarea lor, cît și caracterele fizico-chimice aproximative ale soluțiilor.

Faza de mineralizare începe cu formarea oligistului, fiind urmată imediat de aceea a piritei.

Primele soluții hidrotermale generate de o activitate magnetică intensă, avînd un caracter acid și fiind în același timp și destul de oxigenate, au permis separarea fierului pe care îl conțineau sub formă de oligist, bine dezvoltat în cristale prismatice, lanceolate sau tabulare. Caracterul soluțiilor mergînd de la acid spre alcalin, iar mediul devenind reducător, fierul s-a separat în continuare ca pirită.

Prezența oligistului bine dezvoltat, a cuarțului perfect idiomorf, cît și a blendei cu incluziuni fine de calcopirită (dezamestecuri), indică o temperatură mai ridicată a soluțiilor la începutul fazei de mineralizare.

Formarea galenei marchează o apropiere de sfîrșit a activității de mineralizare, care este încheiată prin depunerea oligistului din generația a doua și a marcasitei. Aceste ultime soluții sînt mai reci, iar formarea oligistului și a marcasitei pot fi considerate ca ultimele răbufniri ale activității de mineralizare, fiind un ecou al unei activități magmatice ea însăși pe sfîrșite.

Se presupune un caracter acid și oxigenat al acestei ultime soluții care a creat posibilități de formare a unei a doua generații de oligist, urmată de formarea marcasitei care încheie ciclul de mineralizare.

Dacă încercăm să stabilim o succesiune de formare a mineralelor constituate ale filoanelor putem spune următoarele: faza de mineralizare începe cu oligistul, căruia îi urmează pirită (ca dovadă că îl înglobează în masa ei) în parte simultană cu blenda, care o depășește apoi și chiar o corodează mult.

Blendei îi urmează mispichelul în cantitate foarte redusă și simultan cu acesta în faza finală începe formarea calcopiritei în cantități mari (calcopirita ca incluziuni este contemporană cu blenda). Calcopirita este în parte contemporană cu galena (așa cum reiese din relațiile lor marginale și din așezarea plajelor și cristalelor), care începe să se formeze spre sfîrșitul fazei de depunere a calcopiritei.



EXPLICAȚIA PLANȘEI



Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘEI

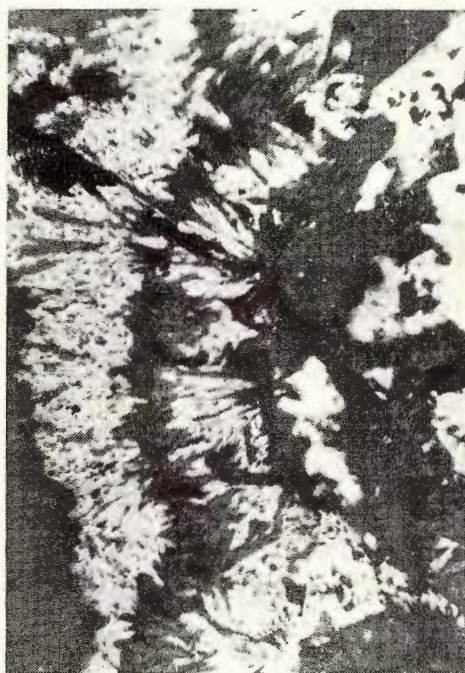
- Fig. 1. — Plajă de galenă (alb) cu terminație în formă de brațe, înconjurată de gangă (cenușiu închis), în care se observă marcasită (alb-cenușiu).
- Fig. 2. — Cristale alungite de galenă (alb-cenușiu) într-o masă de blendă (cenușiu deschis).
- Fig. 3. — Benzi de calcopirită penată (alb-cenușiu), cu resturi de pirită (alb) în gangă (cenușiu-negru).
- Fig. 4. — Cristale bine dezvoltate de oligist (cenușiu deschis) străbătând agregate fibroase de oligist (cenușiu deschis). În gangă (cenușiu închis) se observă și pirită (alb-cenușiu).



1



2



3



4

Faza de depunere a galenei se prelungește mult după aceea. Urmează depunerea tetraedritului, iar faza de mineralizare se încheie prin depunerea oligistului și a marcasitei din ultimele soluții mineralizatoare (vezi figura).

Marcasită	—
Oligist II	—
Tetraedrit	—
Galenă	—
Calcopirită	—
Mispichel	—
Blendă Calcopirită	—
Pirită	—
Oligist	—

Succesiunea formării mineralelor în zăcămintul de la mina Văratice

Avem deci în rezumat :

¹
oligist — pirită — blendă + ¹
calcopirită — mispichel — ²
calcopirită — galenă —
— tetraedrit — ²
oligist — marcasită.

BIBLIOGRAFIE

1. EDWARD A. B. Textures of the ore mineral. 1954.
2. LINDGREN W. Mineral deposits. 1933.
4. SCHNEIDERHÖHN H. Anleitung zur mikroskopischen Bestimmung und Untersuchung von Erzen und Aufbereitungsprodukten. 1928.
3. RINNE, BERTRAND, ORCEL. La science des roches. 1959.
5. SMIRNOV S. S. Opere alese. 1955.



ХАЛЬКОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ШАХТЫ ВЭРАТИК (БАЯ МАРЕ)

ИОАНА ГЕОРГИЦЫ
(Краткое содержание)

Автор настоящей работы, исследуя оруденение различных горизонтов, установил, что их минералогический состав, по вертикальной линии, не очень разнообразен. Во всех исследованных горизонтах руда состоит, почти постоянно, из галенита, цинковой обманки, серного калchedана, халькопирита, гематита и марказита — в разнообразных количествах. Таким образом в жиле Ботиза 1, выявлены почти все вышеуказанные сульфиды, за исключением гематита; в жиле Ботиза 2, кроме обычных сульфидов, выявлены марказит и гематит. Жилы Ботиза 4 и Александру содержат все вышеуказанные сульфиды в различных количествах.

Что же касается генезы металлоносных жил Вэратик, то их гидротермальный характер становится очевидным.

Анализируя минералогический состав руд, видно, что составляющие их минералы образовались на протяжении нескольких фаз. Фаза оруденения начинается образованием гематита, за которым следует пирит. Выявление однородных структур, между цинковой обманкой и халькопиритом, доказывает наличие более высокой температуры растворов в начале фазы оруденения. Образование галенита указывает на приближение конечной фазы оруденения, которая заканчивается отложением гематита, второй генерации и марказита.

Последовательность образования минералов, по-видимому, следующая: гематит, за которым следует пирит, в одновременных частях с цинковой обманкой, которая количественно превосходит и подвергает его коррозии. Следует миспикель — в сокращенном количестве — и халькопирит — в большом количестве. Более современные минералы — первой генерации — это галенит и тетраэдрит, за которыми следует конечное оруденение, во время которого происходит отложение марказита и гематита — второй генерации.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКА И ЧЕРТЕЖА РИСУНОК

Последовательность образования руд в руднике Вэратик.

Рис. 1. — Галенитовое поле (белое) продолжающееся в виде рук, окруженных вмещающими породами (темносерыми), среди которых наблюдается марказит (серовато-белового цвета).



Рис. 2. — Удлиненные кристаллы галенита (серовато-белые) среди массы обманки (светлосерой).

Рис. 3. — Халькопиритовая перистая полоса (серовато-белая) с остатками пирита (белого цвета) среди вмещающих пород (серых почти черных).

Рис. 4. — Хорошо развитые кристаллы гематита (светлосерого) распределенные в волокнистых агрегатах гематита (светлосерого цвета). Среди вмещающих пород (темносерых) наблюдается также пирит (сероватобелого цвета).

ÉSUDE CHALCOGRAPHIQUE DE LA MINE VĂRATIC (BAIA MARE)

PAR

IOANA GHEORGHÎĂ

(Résumé)

L'étude chalcographique de la mine Văratîc a été effectuée sur des échantillons de minerai prélevés dans les filons Botîza 1, Botîza 2, Botîza 4 et Alexandru des horizons 0, —33 et —73.

Au microscope ont été mis en évidence les suivants minéraux utiles et de gangue :

La galène représente le principal composant du minerai autant du point de vue quantitatif que du point de vue de la fréquence de l'apparition. Elle est idiomorphe sous forme de cristaux isolés ou d'agrégats, parfois de plages larges à contours angulaires. Elle moule et corrode d'autres minéraux plus anciens, vu qu'elle s'est formée pendant la phase finale des derniers minéraux utiles. Elle accuse également une grande possibilité de substituer les autres sulfures plus anciens, particulièrement la blende et la chalcopirite.

La blende est présente presque dans la même mesure que la galène. Elle apparaît sous forme de plages à contours fort irréguliers — sinueux, dentelés ou angulaires — et plus rarement comme grains isolés, allotriomorphes. La blende apparaît souvent associée aux autres sulfures ; à la chalcopirite — sous forme d'inclusions fines — elle accuse la structure caractéristique dénommée « tachetée » (Orcel). La chalcopirite apparaît sous forme de bâtonnets ou gouttes orientés en files parallèles aux directions cristallographiques ou disposées à la limite des lamelles des macles de la blende (dissolution). La blende substitue à son tour la pyrite.

La pyrite est tout aussi fréquente que la blende ou la galène, mais du point de vue quantitatif elle leur est subordonnée. Elle apparaît sous forme de cristaux idiomorphes, hypidiomorphes et allotriomorphes ou en plages, et plus rarement elle accuse un aspect penné (solutions métacoloïdes) ou fibreux. Vu qu'elle est un minéral plus ancien elle a subi d'intenses processus de corrosion de la part des minéraux plus récents, particulièrement de la chalcopirite.



La chalcopryrite apparaît associée aux autres sulfures. En général elle apparaît en forme de plages à contour irrégulier, moulant les autres minéraux, plus rarement en agrégats pennés. Elle constitue des enchevêtrements avec la galène.

L'oligiste est moins fréquent que les autres minéraux, sous forme de cristaux amellaires disposés chaotiquement, formant des gerbes ou agrégats fibro-radiés.

En observant les relations avec les autres minéraux il semble qu'il y a deux générations d'oligiste: l'un déposé des premières solutions et qui souvent est inclus dans la pyrite, et le second déposé après la formation de la galène sous forme d'aiguilles disposées perpendiculairement aux faces du cub de galène.

La marcassite se présente comme agrégats à structures en mosaïque, en macles polysynthétiques ou cristaux acciculaires constituant des gerbes ou des agrégats à texture d'agate. Parfois elle forme des pseudomorphoses de pyrite.

La tétraédrite est subordonnée aux autres minéraux; elle apparaît sous forme de bordures à la périphérie de la blende et de la chalcopryrite ou les traversent sous forme de filons.

Le mispickel apparaît sporadiquement en cristaux idiomorphes disséminés dans la gangue.

La chalcosine est rarement rencontrée sous forme de franges autour de la chalcopryrite, résultant de la transformation de celle-ci.

Comme minéraux de gangue apparaît le quartz accompagné de calcite et de séricite.

En étudiant la minéralisation des différents horizons on constate que la composition minéralogique ne présente pas de grandes variétés en verticale. Dans tous les horizons étudiés le minerai est formé presque constamment de galène, blende, pyrite, chalcopryrite, oligiste et marcassite, en diverses quantités. Ainsi, dans le filon Botiza 1, apparaissent tous les sulfures mentionnés plus haut sauf l'oligiste; dans le filon Botiza 2, outre les sulfures communs apparaissent la marcassite et l'oligiste. Les filons Botiza 4 et Alexandru contiennent tous les sulfures avec de petites variations quantitatives.

En ce qui concerne la genèse des filons métallifères de Văratice, le caractère hydrothermal est évident. En étudiant la composition minéralogique du minerai on voit que les minéraux composants se sont formés pendant plusieurs phases. La phase de minéralisation débute avec la formation de l'oligiste, suivi par la pyrite. L'apparition des structures de dissolution entre la blende et la chalcopryrite montre une température des solutions plus élevée au commencement de la phase de minéralisation. La formation de la galène marque l'approche de la phase finale de la minéralisation qui finit par le dépôt de l'oligiste de la seconde génération et de la marcassite.

La succession de formation des minéraux serait la suivante: oligiste, suivi par la pyrite en partie simultanée avec la blende qui la dépasse et la corrode. Suit le



mispickel en quantité réduite et la chalcoppyrite en grandes quantités. Les minéraux les plus récents de la première génération sont la galène et la tétraédrite, suivies par la minéralisation finale, lorsque a lieu le dépôt de la marcassite et de l'oligiste de la seconde génération.

EXPLICATION DE LA FIGURE ET DE LA PLANCHE

FIGURE

Succession de la formation des minerais dans la mine de Vărativ.

PLANCHE

Fig. 1. — Plage de galène (blanc) à terminaison en forme de bras, entourée de gangue (gris foncé), dans laquelle on remarque de la marcassite (blanc grisâtre).

Fig. 2. — Cristaux allongés de galène (blanc grisâtre) dans une masse de blende (gris clair)

Fig. 3. — Bandes de calcoppyrite pennée (blanc grisâtre, à restes de pyrite (blanc) dans la gangue (gris noir).

Fig. 4. — Cristaux bien développés d'oligiste (gris clair) parcourant des agrégats fibreux d'oligiste (gris clair). Dans la gangue (gris foncé) on remarque aussi de la pyrite (blanc grisâtre).

三、

CUPRINSUL

	Pag.
AIRINEI ȘT. Efectul geomagnetic al unor iviri de roce eruptive din Carpații orientali din Muntenia și Transilvania	243
BĂCIOIU TR. Cercetări gravimetrice în Moldova de Sud	271
BĂNCILĂ I., PAPIU CORVIN V. Asupra litologiei sedimentelor cretace din anticlinalul Cîrnu—Valea Țiganilor (regiunea Bicaz). I. Complexul inferior	13
BĂNCILĂ I., PAPIU CORVIN V. Asupra litologiei sedimentelor cretace din anticlinalul Cîrnu—Valea Țiganilor (regiunea Bicaz). II. Complexul superior	115
BLEAHU M. Cercetări geologice în bazinul superior al văii Ruscova (Munții Maramureșului)	297
COMEAGĂ ST. Cercetări geologice în regiunea dintre Buzău și Bisca Mare	131
DIMITRESCU RADU. Cercetări geologice în regiunea Șiria	75
DIMITRESCU R., GHEORGHITĂ I. Studiu geologic al minei Văratice (Baia Mare)	309
GHEORGHITĂ IOANA. Studiu calcografic al minei Văratice (Baia Mare)	321
GHEORGHITĂ I., DIMITRESCU R. Studiu geologic al minei Văratice (Baia Mare)	309
✓ HURDUZEU G. Cercetări geologice și petrografice în partea centrală a Munților Semenic .	215
MAIER O. Geologia și petrografia masivului Hudin (Munții Țibleş)	89
MARINESCU FL., MARINESCU JOSEFINA. Contribuții la studiul Miocenului din bazinul Bahna—Orșova și culoarul Balta—Baia de Aramă	177
MARINESCU JOSEFINA, MARINESCU FL. Contribuții la studiul Miocenului din bazinul Bahna—Orșova și culoarul Balta—Baia de Aramă	177
MARINESCU I. Observații geologice asupra zonei tunelului Teliu	199
PAPIU CORVIN V., BĂNCILĂ I. Asupra litologiei sedimentelor cretace din anticlinalul Cîrnu—Valea Țiganilor (regiunea Bicaz). I. Complexul inferior	13
PAPIU CORVIN V., BĂNCILĂ I. Asupra litologiei sedimentelor cretace din anticlinalul Cîrnu—Valea Țiganilor (regiunea Bicaz). II. Complexul superior	115
PAUCĂ MIRCEA. Referat asupra lucrării: « La terra e la vita », de Orlando Vecchia (Colecția «II Prisma», Milano 1957)	213
PELTZ S., RĂDULESCU DAN, VASILESCU AL. Cercetări geologice în partea de sud și est a Munților Gurghiu	145
PÎRVU GOGU. Date geologice tehnice asupra gabbrourilor de la Iuți	161
POPESCU MIRON. Prospekțiuni seismice-reflecție în regiunea Blaj—Sibiu	255
RĂDULESCU DAN, VASILESCU AL., PELTZ S. Cercetări geologice în partea de sud și est a Munților Gurghiu	145
ROMANESCU DRAGOMIR. Prospekțiuni magnetice în Valea Leuca (Bihor)	233
✓ SAVU H. Asupra unor iviri de roce ultrabazice din partea centrală a geosinclinalului Mureșului	59
SEMAKA A. Asupra Reticului de la Bigăr (Banat)	173
STOICA CORIOLAN. Considerații privind stratigrafia Neogenului din valea Buzăului . .	37
VASILESCU AL., RĂDULESCU DAN, PELTZ S. Cercetări geologice în partea de sud și est a Munților Gurghiu	145
VIEHMANN I. Perlele de cavernă din ghețarul de la Scărișoara	283





Redactor: Mircea Ilie
Tehnoredactori și corectori: A. Petrescu și L. Fote
Traduceri: C. Missir, A. Riman V. Untul
Ilustrația: I. Petrescu,

Dat la cules: 15, VI 1962 Bun de tipar: 7 XII 1962
Tiraj: 1550 ex. Hîrtie velină 45,5 gr/m. p. Ft. 70 × 100,
Coli edit. 14 Coli de tipar: 17 Com. 569/1962. Pentru
biblioteci indicele de clasificare 55 (058)

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică nr. 4,
Calea Șerhan-Vodă nr. 133–135, București — R.P.R.







Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României