

74978

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. XLIX
(1961 — 1962)

Partea I-a

BUCUREȘTI
1964



Institutul Geologic al României



REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE

ȘEDINȚELOR

VOL. XLIX
(1961 — 1962)

Partea I-a



BUCUREȘTI
1964



Institutul Geologic al României

ROMANIA
INSTITUTUL GEOLOGIC
DARI DE SEAMA
S. E. D. T. R.



PARTEA ÎNTÎIA
SUMARUL ȘEDINȚELOR





SUMARUL ȘEDINȚELOR

Ședința din 8 decembrie 1961

Prezidează: M. G. FILIPESCU.

— ALEXANDRESCU GR. — **Observații geologice în Flișul cretacic din regiunea Găinești — Stulpicani (Carpații orientali)** (p. 51).

— PAPIU V. C., POPESCU A., SERAFIMOVICI V. — **Importanța litogenetică a rocilor carbonatate de epizonă din masivul Poiana Ruscă** (partea II-a).

— BORCOȘ M., BORCOȘ E. — **Cercetări geologice și petrografice în regiunea de la izvoarele văii Iara — Valea Șoimului** (partea II-a).

Ședința din 13 decembrie 1961

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— ILIESCU VIOLETA, CIOFLICA GIANINA — **Studiu palinologic asupra carierelor de la Pantelimon** (p. 113).

Ședința din 15 decembrie 1961

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— ILIE MIRCEA D. — **Contribuții la cunoașterea « anticlinalelor » de vale** (p. 139).

— PAUCĂ MIRCEA. — **Probleme geologice în bazinul Băii Mari** (p. 161).

— RADOVICI - DRĂGĂNESCU IOANA. — **Cercetări hidrogeologice în zona Vatra Dornei** (partea II-a).

Ședința din 22 decembrie 1961

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— OVCEARENCO F. D. — **Posibilitățile de influențare a proprietăților coloidale ale mineralelor argiloase** ¹⁾.

¹⁾ Va apare în *Analele romîno-sovietice*.



— BĂNCILĂ I., AGHIORGHESEI V. — **Observații noi asupra Filișului dintre V. Suha Mare — V. Moldovei (reg. Suceava ¹).**

— ȚIȚEA GABRIELA. — **Comportarea rocilor tari poroase la infiltrarea salină (partea II-a).**

Ședința din 29 decembrie 1961

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— PIEPTEA V. — **Contribuții la cunoașterea scarnelor din regiunea Oravița (partea II-a).**

— ȘTEFAN REMUS. — **Date noi privind structura bazinului Roșia Montană (partea II-a).**

Ședința din 5 ianuarie 1962

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— GIȚĂ ELENA, GIȚĂ GH. — **Determinarea rapidă a alcaliilor din silicați cu ajutorul fotometrului cu flacără (p. 251).**

Ședința din 12 ianuarie 1962

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— PAUCĂ MIRCEA. — **Contribuții la cunoașterea structurii geologice a regiunii de NW a Ardealului (p. 171).**

— IONIȚĂ STAN. — **Mezozoicul și Paleogenul din regiunea Vărai — Curtuiș — V. Chioarului ³).**

Ședința din 19 ianuarie 1962

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— PAPIU V. C., VĂJDEA V., CONSTANTINESCU P., NICOLESCU MARCELA. — **Prospecțiuni geoelectrice pentru ape termominerale în regiunea Călimănești — Bivolari ²).**

— SÂNDULESCU MIRCEA, SÂNDULESCU JANA. — **Aspecte stratigrafice și structurale ale flișului paleogen din regiunea Ghelinta (Tg. Secuș) (p. 93).**

Ședința din 26 ianuarie 1962

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— BORCOȘ MIRCEA, GHEORGHITĂ I., BOSTINESCU S., MĂȚIȘ P. — **Considerații asupra unor manifestări magmatice neogene cu caracter linear în Munții Metaliferi și asupra structurii aparatului vulcanic Haneș (partea II-a).**

¹) Va apare în *Anuarul Comitetului Geologic*, vol. XXXIII.

²) Va apare în *Com. Geol. Studii tehn. econ., seria D (Geofizică)*, nr. 4.

³) Va apare în *D. S. Com. Geol.* vol. L/1.



— BERBELEAC I. — Cercetări geologice și petrografice în Cristalinul insulei de Rapolt (Boi — Rapolt — Rapoltel) (partea II-a).

Ședința din 2 februarie 1962

Prezidează: GR. ALEXANDRESCU.

— ILIE MIRCEA D. — Asupra cutelor sigmoidale din Carpații Români (p. 149).

— NEACȘU G., ZIMMERMANN P., PARASCHIVESCU C. — Studiu geologic, stratigrafic și petrografic în partea de NE a masivului Poiana Ruscă (Roșcani — Bătrâna — Ferigi — D. Făgetel) (partea II-a).

— FLOREA MIRCEA. — Contribuții la cunoașterea procesului de filtrare a apei prin capilaritate (p. 213).

— AIRINEI ȘT., STOENESCU SC. — Informații gravimetrice asupra limitelor estice ale fundamentului Domeniului Getic ¹⁾.

Ședința din 9 februarie 1962

Prezidează: GR. ALEXANDRESCU.

— DIMITRESCU RADU. — Contribuții la cunoașterea evoluției geomagnetice a Munților Apuseni, în relație cu geotectonica (p. 129).

— PÎRVU GOGU. — Studiu petrografic asupra depozitelor Kimmeridgianului dintre Hîrșova — Cernavodă (partea II-a).

Ședința din 16 februarie 1962

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— SAVU H., MICU C. — Contribuții la cunoașterea geologiei și petrografiei părții centrale a Munților Semenic (p. 39).

— ROMANESCU D. — Anomaliile câmpului magnetic la diferite adâncimi pe rama de vest a bazinului Iara și semnificația lor geologică (p. 231).

— GHEORGHIAN MIHAELA, GHEORGHIAN MUȘAT. — Notă preliminară asupra unor marne cu Spiralis în bazinul râului Lăpuș (partea II-a).

Ședința din 23 februarie 1962

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— PAUCĂ MIRCEA. — Probleme geologice în bazinele Copalnic și Tg. Lăpuș (p. 183).

— GHENEA C., GHENEA ANĂ. — Notă asupra prezenței unei faune pontiene în Podișul moldovenesc (p. 109).

— GHERASI N., DIMITRESCU R. — Structura geologică a masivului Ezer — Păpușa (bazinul Rîul Tîrgului) (p. 13).

¹⁾ Va apare în *Com. Geol. Studii tehn. econ., seria D (Geofizica)*, nr. 4.



— GIUȘCĂ R. — **O modificare adusă camerei Debye - Scherrer de la aparatul «TUR-60» pentru a putea fi folosită la studiul roentgenografic al mineralelor argiloase** (p. 259).

Ședința din 2 martie 1962

Prezidează: GR. ALEXANDRESCU.

— NIȚĂ-PION PETRE. — **Asupra unui nou nivel ferolitic în Eocenul din împrejurimile Clujului** (partea II-a).

— CONEA ANA, GHIȚULESCU NADIA, VASILESCU P. — **Considerații asupra depozitelor de suprafață din Cîmpia Romînă de Est¹⁾**.

Ședința din 9 martie 1962

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— ISTOCESCU D. — **Asupra prezenței genului Balantium în stratele de Buzaș de la Libotin** (partea II-a).

— LEMNEI MARIA, TEPAC I. — **Determinarea concentrațiilor de U și Th prin spectrometrie gamma** (partea II-a).

Ședința din 16 martie 1962

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— NĂSTĂȘEANU S., STILLA AL. — **Considerații asupra prezenței Urgonianului la est de Băile Herculane (Banat)** (p. 77).

— BOLDUR C., STĂNOIU I., STILLA AL. — **Considerații asupra Doggerului din structura Pleșiva (zona Reșița — Moldova Nouă, Banat)**. (partea II-a).

Ședința din 23 martie 1962

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— NICOLAESCU D. I. — **Metode tehnice noi care asigură o mai mare conservare a rezervelor de substanțe minerale utile²⁾**.

Ședința din 30 martie 1962

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— HUICĂ I., CRAHMALIUC G., GHIU T., POPA S., OPREA M., RĂDULESCU V. — **Asupra vârstei pietrișurilor de la Schela — Bumbesti — Jiu — Ardeni (NW-ul Depresiunii getice)** (partea II-a).

— LUBENESCU D. — **Metodă rapidă de transpunere a datelor geologice de pe fotograme pe hărți** (p. 157).

¹⁾ Va apare în *Com. Geol., Studii tehn. econ., seria C. (Pedologie)*, nr. 11.

²⁾ Va apare în *Com. Geol., Studii tehn. econ., seria A (Prospecțiuni și explorări geologice)*, nr. 6.



Ședința din 6 aprilie 1962

Prezidează: GR. ALEXANDRESCU.

— BĂGU GH. — Contribuții la studiul sedimentarului din nordul Podișului Moldovenesc, cu privire specială asupra zăcămintelor de minerale utile (partea II-a).

— STĂNOIU I. — Asupra prezenței Anthracosiidaelor în Permianul zonei Reșița (V. Bîrzavița-Banat) (partea II-a).

— VASILESCU GH., VAMVU V., FRUGINĂ E. — Considerații hidrogeologice asupra zăcămintului de fier din zona Palazu Mare (partea II-a).

Ședința din 13 aprilie 1962

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

✓ — MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ ELENA. — Structura geologică a molasei miocene dintre V. Bistriței și Tazlău (p. 67).

— PATRULIUS D. — Studiu stratigrafic al depozitelor mesozoice și paleozoice traversate de forajul de la Cetate (partea de vest a Cîmpiei Romîne) (p. 81).

— NĂSTĂSEANU S., DINCĂ AL., STĂNOIU S., STILLA AL. — Contribuții la cunoașterea stratigrafiei depozitelor paleo-mesozoice din regiunea Polesnicu — Camenița (Banat) (partea II-a).

— BOLDUR C., MIHALACHE P. — Asupra importanței stratigrafice a unei faune de Lamellibranchiate din Jurasicul mediu al structurii Pleșiva (zona Reșița — Moldova Nouă, Banat) (partea II-a).

Ședința din 20 aprilie 1962

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— NĂSTĂSEANU S. — Prezentarea hărții geologice a zonei Reșița — Moldova Nouă, scara 1:100.000¹⁾.

— ILIESCU VIOLETA, GHENEA C. — Observații geologice și palinologice asupra unor depozite loessoide din Cîmpia Olteniei (p. 119).

— BORCOȘ M., MANTEA G. — Vîrsta formațiunilor neogene din bazinul Zlatna — Almașul Mare (Munții Metaliferi) (partea II-a).

Ședința din 21 aprilie 1962

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— AIRINEI ȘT., CODARCEA FL. — Date geologice noi privind anomalia gravimetrică de la Runculețe (Munții Metaliferi) (p. 223).

— PREDEL FL. — Condițiile naturale și solurile din sectorul Nicorești — Adjud — Petrești — Balotești — Țapu (partea II-a).

¹⁾ Va apare în *Anuarul Comitetului Geologic*, vol. XXXIII.



Ședința din 27 aprilie 1962

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— TĂNĂȘESCU FL., PITULEA G., BĂNCILĂ F. — Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între bazinele pîrîului Gemenea și pîrîul Greben (partea II-a).

— POPESCU ANTON. — Cercetări geologice și petrografice în regiunea Luncani — Tomești (p. 27).

— HUICĂ I., DICEA O. — Geologia regiunii dintre V. Buzăului și V. Zimbroaia, cu privire specială asupra vîrstei sării (cuveta Șoimari—Calvini) (partea II-a).

— CLEMENS M. A. — Prezența speciei *Laganum transilvanicum* Pávay la E de Borcut Tg. Lăpuș (p. 105).

— DINCĂ AL. — Asupra prezenței Senonianului inferior în bazinul Rusca Montană (partea II-a).

— ANTONESCU EMANOIL. — Asupra prezenței Tortonianului la nord de satul Archiș (bazinul Zarandului) (partea II-a).

Ședința din 11 mai 1962

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— PEDA D. M. — Vorlandul orogemului carpatic și poziția lui tectonică în cadrul geologic structural al Europei¹⁾.

— BANDRABUR T. — Cercetări hidrogeologice în regiunea Covasnea — Tufălau — Peteni (p. 193).

¹⁾ Va apare în *An. Com. Geol.* vol. XXXIII.



PARTEA A DOUA
TEXTUL COMUNICĂRILOR





STRUCTURA GEOLOGICĂ A MASIVULUI EZER — PĂPUȘA (BAZINUL RÎUL TÎRGULUI)¹⁾

DE
N. GHERASI, R. DIMITRESCU

Studiul geologic al masivului Ezer — Păpușa a fost început de unul din autorii comunicării de față în anul 1940 și continuat în anii 1953 și 1959. În cursul campaniei 1961, a fost întreprinsă cartarea sistematică și reambularea la scara 1:20.000 a teritoriului cuprins între următoarele limite: la E, valea Argeșelului pînă în dreptul Clăbucetului, apoi creasta Dobriașul—Păpușa; la N, creasta Păpușa—Ezer; la W, creasta Ezer—Portăreasa—Boldul—Toaca și valea Bughița Albeștilor; la S, limita depresiunii sedimentare a Cîmpulungului. Înălțimile acestei regiuni sînt cuprinse între 2473 m (Ezer) și 630 m (comuna Lerești).

Istoric. Primele date de ordin petrografic asupra regiunii le găsim la M. REINHARD (4,5). Acest autor menționează că cele mai frecvente roci întîlnite sînt șisturi sericite cu porfiroblaste de albit, asociate cu micașisturi, cu șisturi sericitoase sau cloritoase, uneori cuarțitice și cuprinzînd uneori intercalații de amfibolite. În Clăbucet apar gnaise, iar la sud de Lerești se întîlnesc gnaise de Cozia, roci aplitice, micașisturi cu granat și granite de Albești.

Puțin mai tîrziu, C. GHEOCĂLESCU cercetează partea sudică a regiunii studiată de noi și anume a zonei localităților Bughea, Lerești și Voinești (1). El stabilește următoarea orizontare, de la sud spre nord, a șisturilor cristaline care au toate căderi nordice: 1, șisturi sericito-cloritoase cu cuarț; 2, roci filoniene (poate microgranite); 3, micașisturi foioase muscovit-cloritice; 4, granite de Albești, asociate pe alocuri cu gnaise granitice; 5, amfibolite; 6, micașisturi; 7, amfibolite; 8, micașisturi mai puternic metamorfozate; 9, gnaise albe.

¹⁾ Comunicare în ședința din 23 februarie 1962.



Petrografia și stratigrafia regiunii

Șisturile cristaline. Regiunea studiată este formată în cea mai mare parte din șisturi cristaline, care au constituit și obiectul principal al cercetărilor noastre, acestea fiind îndreptate în primul rînd spre o orizontare a lor pe baze atît litologice, cît și de grad de metamorfism.

Seria de Cumpăna. Zona gnaiselor de Cumpăna—Holbav constituie fundamentul întregii stive cristaline. Ea apare în axul unor anticlinale, în șeaua Oticului și la izvorul Bătrînei, fiind formată din gnaise rubanate (lit-par-lit) cu frecvente dezvoltări oculare ale microclinului.

Zona de Ezer se așază peste zona gnaiselor de Cumpăna, formînd toate înălțimile principale din Tambura pînă în Ezerul Mic. Rocile cele mai răspîndite din această zonă sînt micașisturile cu granat; acestea cuprind intercalații de paragnaise, rare amfibolite și un șist grafitos în șeaua Oticului. Rocile corespund zonei metamorfice a granatului almandin; se observă și o fază retromorfă, pusă în evidență microscopic prin transformarea parțială în pennin a biotitului și, în mai mică măsură, a granatului. Grosimea stratigrafică a acestei zone este de cca 750 m. Zona este analoagă cu zona de Șerbota, separată de Șr. GHICA în masivul Făgăraș (2), și se prelungește spre SW, în Rîul Doamnei, fiind denumită de V. MANILICI (3) zona micașisturilor.

Zona de Păpușa acoperă zona de Ezer și constituie o tranziție față de seria de Leaota. Ea se urmărește din muntele Păpușa prin Plaiul lui Pătru, valea Bătrîna, munții Văcarea și Rîușorul pînă în muntele Portăreasa. Rocile cele mai frecvente din această zonă sînt paragnaisele cu două mîce, alternînd cu paragnaisele cu nodule de oligoclaz. Granații se întîlnesc frecvent în aceste roci, însă nu întrec aproape niciodată dimensiunile microscopice. Frecvent se remarcă apariția, foarte caracteristică pentru această zonă, a unor ace milimetrice sau chiar centimetrice de turmalină, așezate în planul de foliație. Un fenomen aproape general este transformarea unei părți a biotitului în pennin. Oligoclazul din paragnaisele nodulare se dezvoltă uneori pînă la 4 mm diametru.

Alte tipuri de roci întîlnite în această zonă sînt: șisturi cuarțitice cu biotit (în jurul confluenței rîului Tîrgului cu Frăcea), micașisturi cu porfiroblaste de biotit cloritizat (Plaiul lui Pătru) și amfibolite (Plaiul lui Pătru, muntele Văcarea). O mențiune specială o merită gnaisele oculare și cele ocelare. Spre partea superioară a zonei de Păpușa se poate urmări pe mai mulți km din Rîul Tîrgului pînă în muntele Portăreasa, un nivel continuu de gnaise oculare, care reapar într-o butonieră și la Colții lui Purice (imediat la nord de Lerești). Aceste roci se caracterizează prin apariția unor ochi centimetrice de microclin micropertitic de culoare albă sau roz, într-o masă șistoasă bogată în biotit. Microscopic, în această masă fundamentală cuarțo-feldspatică se observă și concreșteri myrmekitice. Gnaisele ocelare (munții Cernat și Rîu-



șorul) se deosebesc de gnaisele oculare prin dezvoltarea mai slabă a ochilor de microclin și prin proporția mai redusă de minerale micacee; sub microscop se observă și prezența unor granați mărunți. Un caz izolat îl constituie gnaisele leucocrate albe, cu albit-oligoclaz și puțin microclin, apărând sub forma lit-par-lit în paragnaisele de pe valea Bătrîna. Remarcabilă este prezența unor șisturi sericitice cu granat și cloritoid sub forma de blocuri pe valea Portăreasa.

În extremitatea sudică a Cristalinului cercetat de noi a fost separată zona de Voinești, considerată ca un echivalent al zonei de Păpușa pe baza poziției ei imediat sub seria de Leaota; zona constituie Măgura și înălțimile învecinate care mărginesc depresiunea Cîmpulungului. Este formată din paragnaise cu două mîce și cu granați mărunți, în general vizibili numai microscopic, alternînd cu micașturi cuarțoase, cu mîcele larg dezvoltate; mai rare sînt paragnaisele nodulare, șisturile cuarțitice și amfibolitele. Un caracter diferențial față de rocile zonei de Păpușa există și anume: cloritizarea biotitului sau a granatului este mult mai slabă sau lipsește cu desăvîrșire, astfel că rocile au luciu mai puternic pe fețele micacee. Menționăm de asemenea prezența discontinuă a unor gnaise oculare. Grosimea stratigrafică a zonei de Păpușa este în medie de cca 2500 m. Faciesul metamorfic corespunzător seriei de Cumpăna este cel amfibolitic.

Seria de Leaota. Amfibolitul bazal constituie un nivel-reper excelent care delimitează net zonele de Păpușa și de Voinești, din culcușul său, de zona de Lerești, din acoperiș. El se urmărește din muntele Găinaț, prin Piscul Lung, Piciorul Steghii și Rîușorul pînă în Portăreasa; de aci el trece probabil în sectorul Cîndești, iar mai departe este acoperit de depozite sedimentare și reapare în Bughița Albeștilor, în dealul Măgura și în dealurile Voineștilor pînă în Valea Mare, fiind însoțit în zona sudică de două mici lentile de marmoră (pe ultimul afluent drept al Bughiței Albeștilor și pe valea lui Trandafir). Lungimea totală a amfibolitului bazal pare a fi astfel de cel puțin 30 km. Pe alocuri se pot observa două nivele apropiate de amfibolite, admitînd intercalații de micașturi muscovitice cu porfiroblaste de hornblendă cloritizată. Grosimea complexului este de 10—50 m.

Amfibolitele au deseori structura de « Garbenschiefer » și conțin în general granat, frecvent vizibil megascop. O mare răspîndire o au amfibolitele cu muscovit. Asociația acestor roci cu marmore și forma lor de zăcămint indică o origine sedimentogenă, poate cu amestec tufogen; prezența muscovitului pledează în același sens, arătînd în același timp că starea de echilibru chimic nu a fost atinsă în cursul metamorfismului, acest mineral fiind necongresibil cu hornblenda.

Zona de Lerești urmează în continuitate amfibolitului bazal, urmărindu-se din muntele Găinaț prin muntele Văcarea, valea Rîușorului, muntele Boldul, Zănoaga, Lalul, pînă în dealul Petros, la est de Lerești. Șisturile muscovit-cloritice cu porfiroblaste de albit sînt rocile cele mai tipice ale acestei zone. În compoziția lor mineralogică, muscovitul, larg dezvoltat, predomină asupra cloritului (un



clinoclor). Granatul, nealterat sau parțial cloritizat, se întâlnește atît în masa fundamentală cît și ca incluziuni în porfiroblastele de albit; de obicei are dimensiuni microscopice, dar local poate atinge cîteva milimetri, prezentînd structură helicitică.

Porfiroblastele de albit sînt dezvoltate de la dimensiuni submilimetrice pînă la aproape un centimetru, în cazuri speciale (Plaiul lui Nan, Rîul Tîrgului amonte de Rîușorul). Se observă foarte frecvent un Si, reprezentat prin incluziuni paralele de cuarț și de mîce, diferit ca orientare de Se al masei fundamentale și racordîndu-se cu acesta prin fragmente scurte de curbă sau întîlnindu-se chiar în unghi (pînă la 90°). Faptul arată o rotire a porfiroblastelor în timpul ultimei etape a creșterii lor, aceasta fiind deci parțial sintectonică.

Originea șisturilor muscovit-cloritice cu porfiroblaste de albit trebuie căutată probabil într-un material inițial mixt, sedimentogen și tufogen (deci tufitogen). Ca intercalații în aceste șisturi se întîlnesc o serie de alte tipuri de roci. În jurul Colților lui Purice apar micașturi muscovit-cloritice fără porfiroblaste. Pe cei doi versanți ai muntelui Zănoaga, precum și la est de Lerești, în bazinul Rîului—Tîrgului, Cîrstei și Argeșelului, se întîlnesc șisturi verzi clorit-albitice, identice rocilor comune zonei de Călușu, pe care le vom descrie mai jos. Local ele conțin diseminări de cristale octaedrice de magnetit. Originea acestor șisturi este preponderent tufogenă.

Amfibolite cu albit, uneori conținînd biotit sau granat alături de o mică proporție de epidot, constituie cîteva intercalații în muntele Găinaț, muntele Văcarea, muntele Zănoaga, valea Ursului, valea Dobriașului, valea Marichii, precum și la est și vest de Lerești. Cîteva dintre acestea sînt foarte fine, masive și au limite tranșante.

Roci carbonatice (dolomite, ankerite) se intercalează, sub forma unor lentile care nu întrec 1 m, în șisturile zonei de Lerești pe valea Dobriașului și pe valea Revărsată. Șisturi grafitoase apar sporadic, pe valea Rîușorului, unde conțin într-un punct impregnații de pirită, și la W de Lerești, în bazinul Bughiței.

Gnaise albe ocupă înălțimile munților Strîmtu, Pojorîta, Lalu și Toaca, remarcîndu-se prin proporția scăzută de minerale micacee. Sub microscop se remarcă în masa cuarțo-feldspatică și prezența unei cantități de microclin. Structura rocilor are caractere blastodetractice neclare, originea materialului putînd fi arcoziană.

Grosimea stratigrafică a zonei de Lerești este de cca 3000 m. Ea corespunde faiesului metamorfic al amfibolitelor cu albit și epidot.

Zona de Călușu ocupă ultimul nivel în ordine stratigrafică din Cristalinul regiunii noastre. Ea a fost urmărită din Dobriașul, Mușuroaele și Piscul Calului prin Baratul și Huluba pînă în Plaiul lui Nan. Limita zonei de Călușu față de cea de Lerești este tranșantă; la individualizarea ușoară a acestei zone contribuie și monotonia petrografică a rocilor care o compun. Acestea sînt reprezentate prin două varietăți, care nu se pot separa de altfel în teren: șisturi sericito-cloritoase cu albit și șisturi clorito-actinolitice cu albit. Epidotul este prezent, foarte frecvent, dar în proporție relativ scăzută; cuarțul apare doar în asociație cu prima parageneză; în



mod cu totul excepțional se pot observa sporadice cristale de granat, biotit sau hornblendă, parțial sau total clorizate. Dezvoltarea tuturor mineralelor componente este mult mai redusă decît la șisturile cu porfiroblaste de albit din zona de Lerești; în zona de Călușu predomină cantitativ cloritul asupra sericitului, faptul indicînd o mare proporție de material originar tufogen. Local se întîlnesc (Văcăruia, Văcarea și Piciorul Calului) șisturi albitice cu muscovit, slab micacee.

Grosimea stratigrafică pe care sînt deschise rocile zonei de Călușu întrece 1750 m. Faciesul metamorfic în care sînt dezvoltate acestea este cel al șisturilor verzi.

În ansamblu, se constată că succesiunea stratigrafică, urmărită în toată regiunea prin nivele sau limite-reper, este în acord cu descresșterea pe verticală a gradului de metamorfism, aceasta fiind pusă în evidență atît printr-o serie de succesiuni de minerale-index (granat-biotit-clorit, hornblendă-actinolit, oligoclaz-albit), cît și prin gradul de dezvoltare al mineralelor.

În relație cu regiunea situată la N de Dîmbovița, cartată de R. DIMITRESCU în 1957—1959, zona de Păpușa reprezintă zona de tranziție dintre seriile de Leaota și de Cumpăna, descrisă pe Bîrse și pe Dîmbovița; zona de Lerești este echivalentul zonei de Tămaș iar zona de Călușu reprezintă prelungirea zonei de Tămășel.

Petrologie structurală. Dintr-un număr de secțiuni orientate, s-a putut constata că zona de Voinești este singura din regiune care prezintă o simetrie a orientării cuarțului perfect analogă celei determinate de R. DIMITRESCU în seriile de Cumpăna și Făgăraș: maxime la 45° între a și c , cu centuri incomplete după ac și cu minime absolute după b (fig. 1). Celelalte orientări studiate se abat de la acest tip: în diagrama structurală a zonei de Păpușa (fig. 2) se observă două centuri oblice și un singur maxim situat pe una din ele; în seria de Leaota, centurile ac există, dar se combină cu o serie de maxime secundare, iar maximele absolute nu apar conjugate

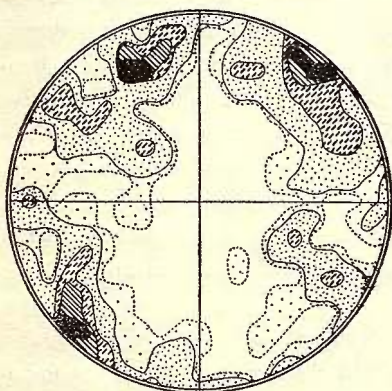


Fig. 1. — Paragneis biotitic (zona de Voinești). Valea lui Ruș 150 a.o. cuarț.
0—6,66—1,33—2,66—4—5,33%.

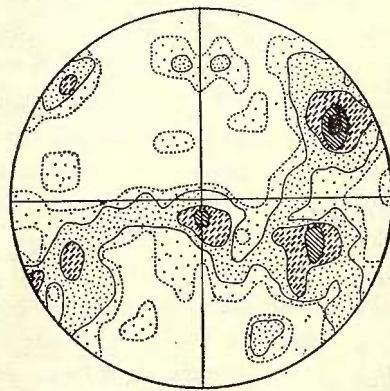


Fig. 2. — Șist cuarțitic cu biotit (zona de Păpușa). Rîul Tîrgului. 100 a.o. cuarț.
0—1—2—4—6—8%.

și nu se plasează la 45° (fig. 3, 4). Se desprinde concluzia, în stadiul actual al cercetărilor, că față de seriile de Cumpăna și de Făgăraș, cuarțul din seria de Leaota este caracterizat printr-un grad mai scăzut de orientare.

Rocile eruptive. Granitele de Albești formează o serie de corpuri, în general filoniene, mai frecvente în partea de sud a regiunii; cel mai lung (Bughea—

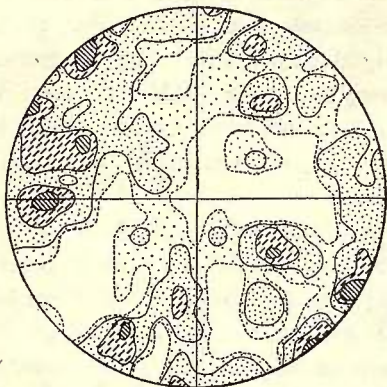


Fig. 3. — Șist muscovitic cloritos cu porfiroblaste de albit (zona de Lerești). Valea Argeșului. 150 a.o. cuarț
0—0,66—1,33—2,66—4%.

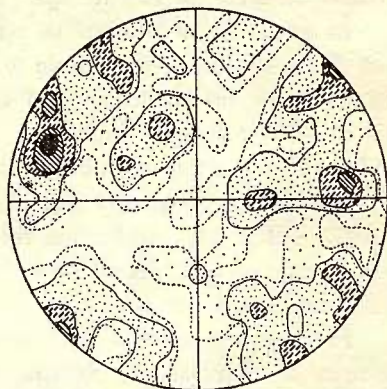


Fig. 4. — Șist cuarțitic cu albit (zona de Călușu). Șeaua Argeșului. 150 a.o. cuarț.
0—0,66—1,33—2,66—4—5,33%.

Valea Mare) are 7 km. Unele filoane sînt concordante, altele au o poziție discordantă față de șisturile cristaline.

După culoarea feldspatului potasic se pot distinge megascopice granite de culoare albă-cenușie, și altele de culoare roz, ultimele fiind mai rare (valea Bughița, muntele Lalu). Textura granitelor poate fi masivă sau gnaisică, datorită unei puternice laminări, foliația astfel imprimată rocilor fiind paralelă cu direcția filoanelor eruptive.

Sub microscop se constată prezența următorilor constituenți: microclin peritic mai rar maclat, plagioclaz în general alterat, cuarț și biotit; acesta din urmă poate, prece în sericit, în pennin, iar altele se observă o ramă subțire de granat cenușiu-roz extrem de fin. Caracteristice pentru granitul de Albești sînt plaje compacte de sericit fin, interpretate încă de autorii mai vechi ca pinite; ele cuprind uneori mici aglomerări formate din cristale mărunte de granat.

În granitele gnaisice, cristalele de cuarț sînt puternic granulate și prezintă o intensă extincție rulantă; întreaga rocă este străbătută de benzi continue sericitice. Megascopice caracterul granitic inițial al acestor roci se poate recunoaște datorită foitelor hexagonale de biotit pe fețele foliației și granulelor vinete de cuarț în spărtură ransversală.



Diagrama orientării axelor optice a 200 de granule de cuarț a arătat o imagine cu totul diferită a deformării față de șisturile cristaline înconjurătoare. (fig. 5) Maximul puternic al acestei diagrame se așează în a , cu minime în c , la 45° între a și c și la

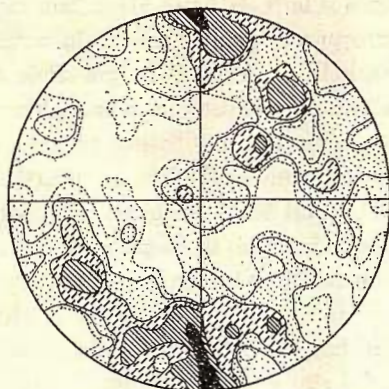


Fig. 5. — Granit laminat de Albești. Bughea de Sus. 200 a.o. cuarț. 0—0,5—1—2—3—5%.

45° între b și c ; se mai observă încă cel puțin două centuri cu maxime relative. Simetria orientării este tipică pentru milonite.

Analiza chimică a unui granit de Albești de pe valea Bughița Albeștilor a dat următoarele rezultate (chimist: .C. POPESCU).

	%	
SiO ₂	69,68	<i>Coef. Niggli</i>
Al ₂ O ₃	15,27	<i>si</i> = 339
Fe ₂ O ₃	—	<i>al</i> = 44
FeO	5,78	<i>fm</i> = 31
MnO	0,05	<i>c</i> = 5
MgO	1,00	<i>alk</i> = 20
CaO	0,98	<i>k</i> = 0,37
Na ₂ O	2,62	<i>mg</i> = 0,23
K ₂ O	2,40	
P ₂ O ₅	0,14	
TiO ₂	0,85	
H ₂ O+	0,94	
H ₂ O-	0,03	
Total:	99,74	

Coeficienții Niggli situează chimismul rocii în grupul magmelor granitice. Tipul de magmă este moyitic-normal granitic, *al* fiind însă foarte ridicat și corespunzând mai degrabă magmelor leucogranitice.

Fenomenele de contact. În partea sa estică, filonul principal granitic conține o serie de enclave ovoide, de compoziție cuarț-dioritică.

Corneenele produse prin metamorfismul de contact al corpurilor granitice se pot grupa în două tipuri principale:

Corneenele micacee-granatifere provin din paragneise. Se întâlnesc în muntele Portăreasa, muntele Tărățoasa și la N de Valea Mare. Sub microscop se poate constata apariția aceluiași granat cenușiu-roz, grupat uneori în rozete, a cărui prezență am constatat-o și în însăși granitele de Albești. În granulele de cuarț și de plagioclaz se observă ace fine de sillimanit, grupate în mănunchiuri paralele.

Corneenele amfibolice provin din amfibolite. În valea Bughiței Albeștilor și la izvorul văii Sîrbului apar corneene amfibolice cu piroxen la contactul granitului din filonul principal cu amfibolitul bazal. În compoziția lor intră hornblendă verde, diopsidul, granatul și muscovitul. Local, în Bughița Albeștilor apare în acest complex un afloriment de rocă formată din piroxen și granat, cu aspect eclogitic; poziția sa nu ne permite a-l interpreta altfel decât tot ca un produs al metamorfismului de contact. Alte corneene din lungul amfibolitului bazal sau de la confluența Rîului Tîrgului cu valea Dobriașului sînt formate din hornblendă, albit și clinozoizit, amfibolul apărînd sfîșiat și ciuruit de celelalte minerale.

Formațiunile sedimentare. Vraconian-Cenomaniul formează o zonă continuă în partea de SW a regiunii, pe interfluviile văilor Bughița, Bughea și Bughița Albeștilor și traversînd și aceste văi însăși; alte petece se întâlnesc în partea de SE, la N de Nămăești. El este format din marne nisipoase cenușii, uneori brune, cu intercalații de gresii marnoase și de conglomerate; din ele s-au putut recolta tipare de aucelline. Microfauna este caracterizată prin prezența formei *Rotalipora appeninica*. În malul drept al Rîului Tîrgului, sub Măgura, apare o bandă subțire de conglomerate, uneori brecioase, cu elemente decimetrice de șisturi cristaline; ivirea, lungă de peste 1 km, a fost menționată încă de M. REINHARD.

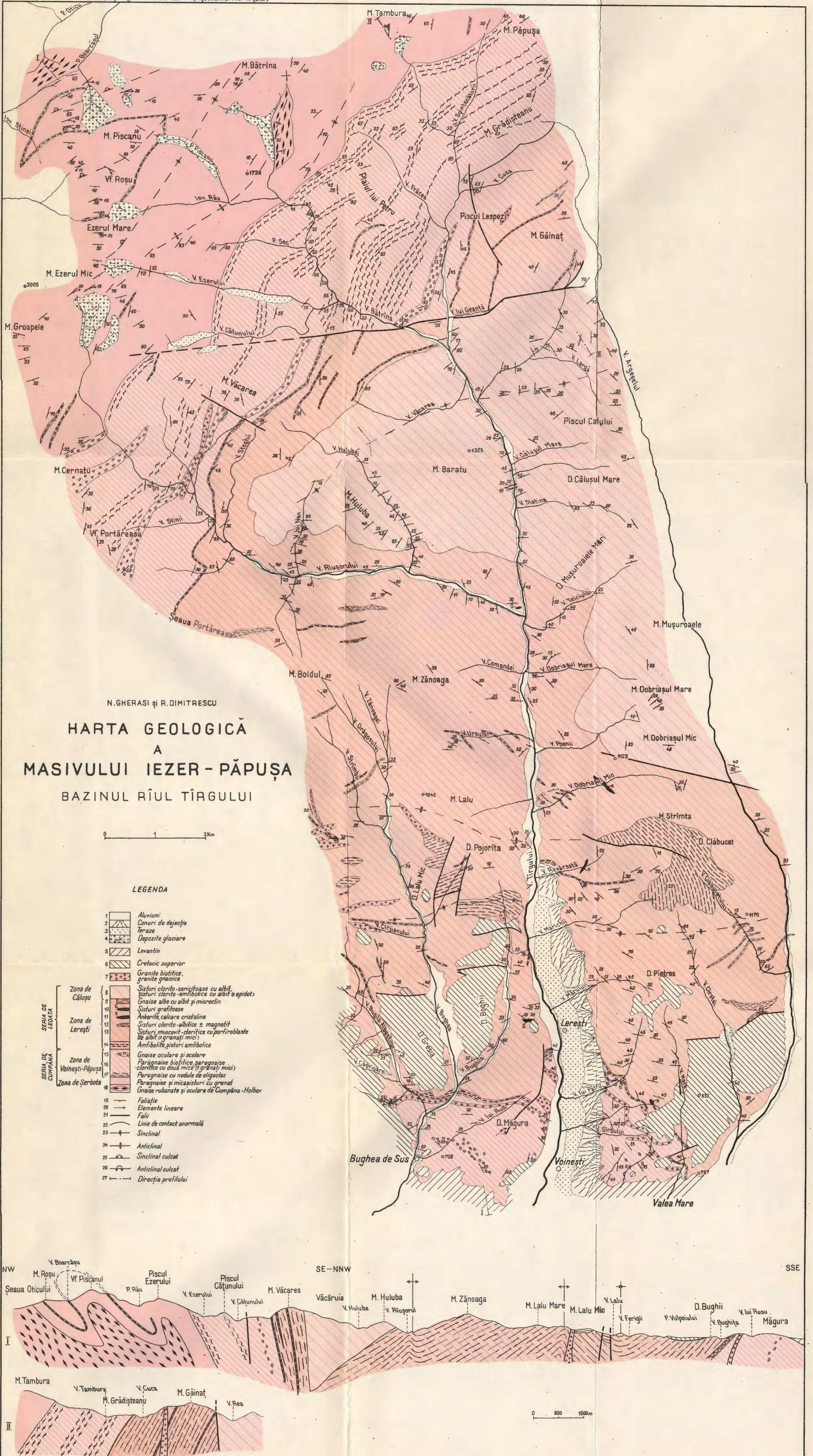
Cuaternarul este reprezentat prin terasa din malul stîng al Rîului Tîrgului (+20 m), pe care este situată localitatea Lerești, prin numeroasele conuri de dejecție din același mal stîng și prin depozitele glaciare ale căldărilor de sub creasta principală Ezer—Păpușa.

Tectonica

Principalul element structural al regiunii studiate este un sinclinal, orientat WSW—ENE, care se urmărește din piciorul Hulubei prin Muntele Baratu pînă în Piscul Calului. Acest sinclinal asimetric (flancul sudic este mai puțin înclinat) suferă o ridicare axială spre WSW și datorită acestui fapt, toate zonele separate de noi ocupă periclinal suprafețe de teren în formă de arce cu concavitatea spre est. În axul sinclinalului se găsește zona de Călușu; pe flancuri urmează succesiv zona de Lerești, amfibolitul bazal, zona de Păpușa și cea de Ezer.

Spre NW se conturează un anticlinal la izvoarele Bătrînei, orientat NE—SW, în axul căruia apare o butonieră de gnaise de Cumpăna. Acest anticlinal, urmărit



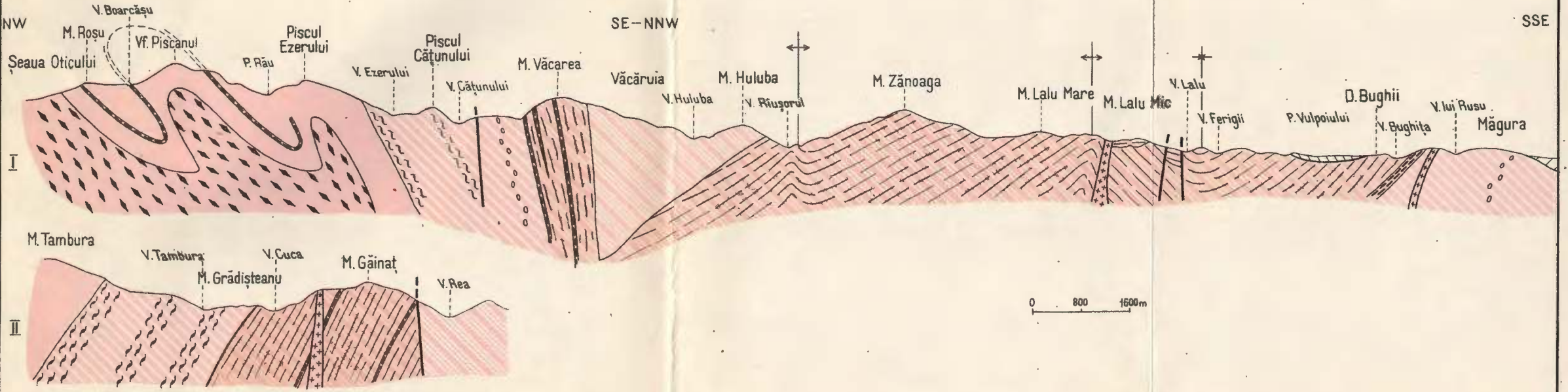


N.GHERASI și R.DIMITRESCU
HARTA GEOLOGICĂ
A
MASIVULUI IEZER - PĂPUȘA
 BAZINUL RÎUL TÎRGULUI

0 1 2 Km

LEGENDA

- | | |
|--------------------------------|---|
| 1 | Aluviuni |
| 2 | Canuri de dejecție |
| 3 | Terase |
| 4 | Depozite glaciare |
| 5 | Levantin |
| 6 | Cretacic superior |
| 7 | Granite biotitice, granite gnaisice |
| Zona de Călușu | |
| 8 | Sisturi clorito-sericitoase cu albit, sisturi clorito-amfibolice cu albit și epidot |
| 9 | Gnaise albe cu albit și microclin |
| 10 | Sisturi grafitoase |
| 11 | Ankerite, calcare cristaline |
| Zona de Lerești | |
| 12 | Sisturi clorito-albitice ± magnetit |
| 13 | Sisturi muscovit-cloritice cu porfiroblaste de albit și granată mici |
| 14 | Amfibolite, sisturi amfibolice |
| Zona de Voinești-Păpușa | |
| 15 | Gnaise oculare și ocelare |
| 16 | Paragneise biotitice, paragneise cloritice cu două mize (granată mici) |
| 17 | Paragneise cu nodule de oligoclaz |
| 18 | Paragneise și micașturi cu granat |
| Zona de Serbota | |
| 19 | Foliație |
| 20 | Elemente lineare |
| 21 | Falii |
| 22 | Linie de contact anormală |
| 23 | Sinclinal |
| 24 | Anticlinal |
| 25 | Sinclinal culcat |
| 26 | Anticlinal culcat |
| 27 | Direcția profilului |



spre SW, suferă o deversare spre NW, ajungând în Ezerul Mic un anticlinal cu planul axial înclinat. Îi urmează spre NW un sinclinal cu aceeași comportare: normal în Șleul Bătrînei, el se înclină spre NW în Ezerul Mare. Mai departe, pe creasta Muntelui Roșu, se întâlnesc încă un anticlinal și un sinclinal, ambele înclinate spre NW. Descifrarea acestor cute înclinate izoclinale a fost făcută pe baza înclinărilor planelor axiale ale microcutelor. Axele tuturor microcutelor indică o afundare a structurii de 15—20° spre est.

În axul Munților Făgăraș apare zona gnaiselor de Cumpăna; la N de zona de Ezer, gnaisetele au fost atinse de noi într-un singur punct, în Șeaua Oticului.

La sud de sinclinalul Călușului, în Lalu—Pojorîta, apare un anticlinal orientat E—W și imediat la S se poate urmări un sinclinal cu aceeași orientare, ambele în rocile zonei de Lerești. În extremitatea sudică a Cristalinului, zona de Voinești apare pe flancul nordic al unui anticlinal probabil scufundat, al cărui ax s-ar găsi sub depresiunea Cîmpulungului.

Începând de la Plaiul lui Pătru și de la Rîul Tîrgului (valea Cuca) spre NE se observă o deversare generală către sud a flancului nordic al sinclinalului de Călușu; peste zona de Călușu se dispun în succesiune anormală inversă zonele de Lerești și de Păpușa. Existența flancului invers a fost confirmată de microcute. Deversarea a fost produsă de încălecarea spre SE a gnaiselor de Cumpăna, începând de la Dîmbovița spre NE (în regiunea studiată în 1957—1959 de R. DIMITRESCU), unde gnaisetele încăleacă direct peste zona de Păpușa, depășind zona de Ezer.

În structura plicativă a Cristalinului, descrisă pînă aci, intervine o serie de dislocații rupturale. Un sistem de falii orientat NE este destul de slab dezvoltat (Măgura, valea Cuca, valea Lalu). Principalul sistem este însă cel orientat E—W, care afectează și depozitele vracno-cenomaniene. O falie importantă din acest sistem se întâlnește imediat la N de Voina, iar o a doua la S de Vf. Dobriașu, ambele deplasînd lateral cu 2—3 km limitele zonelor separate de noi. Între Bughița și Bughița Albeștilor se observă, în lungul aceluiași sistem de falii, ridicări în trepte ale Cenomanianului. Spre est de acest sector apare, începînd din valea Cîrstei, falia Pravățului care se prelungește și dincolo de Argeșel.

Ca ultimă observație, avem de remarcat că prezența unor cute izoclinale înclinate spre NW în creasta Ezerul Mic—Otic, pe flancul sud-estic al Făgărașului, poate fi considerată ca indicînd structuri, « à-rebours » față de direcția principală de deversare cu sensul sud-estic. Dispoziția aceasta a cutelor secundare față de anticlinoriul principal poate fi însă considerată și ca normală, ea repetînd la o scară mai mare dispoziția microcutelor de antrenare (drag-folds) față de macrocutele obișnuite.

O problemă încă nu pe deplin rezolvată o constituie relațiile dintre zona de Călușu și cea de Lerești. Din suprafața mult mai mică ocupată de cea de a doua la nord de sinclinalul Călușului ar rezulta o poziție transgresivă a celei dintîi.

26978



BIBLIOGRAFIE

1. GHEOȚĂLESCU C. Comunicare preliminară asupra regiunii sudice a șisturilor cristaline dintre râurile Bratia și Dimbovița. *D. S. Inst. Geol. Rom.* VII (1915—1916), București 1917.
2. GHICA ST. Les Carpathes méridionales centrales. *An. Inst. Geol. Rom.* XX, București 1940.
3. MANILICI V. Cercetări petrografice și geologice în regiunea Rîul Doamnei—Rîul Cernat. *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1951—1952), București 1955.
4. REINHARD M. Cercetări în partea orientală a Munților Făgărașului. *An. Inst. Geol. Rom.* IV, București 1911.
5. REINHARD M. Cercetări în regiunile șisturilor cristaline ale Carpaților meridionali și occidentali. *An. Inst. Geol. Rom.* IV, București 1911.
6. REINHARD M. Die granitisch-körnigen Gesteine der Transylvanischein Decke (süd -und ostkar pathen). *An. Inst. Geol. Rom.* vol. V 1911, pag. 62—69 București 1912.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА МАССИВА ЭЗЕР — ПЭПУША
(БАССЕЙН РЕКИ ТЫРГУЛУЙ)

Н. ГЕРАСИ, Р. ДИМИТРЕСКУ

(Краткое содержание)

Область сформировалась, в большей своей части, из кристаллических сланцев, отнесенных к двум комплексам: к серии Кумпэна и к серии Ляота. В южной части находятся враконские и сеноманские отложения.

Серия Кумпэна содержит: зону гнейсов Кумпэна-Холбав, которая составляет фундамент всей кристаллической свиты, будучи составлена из послойных гнейсов с частыми очковыми развитиями микроклина.

Зона Эзер залегает над зоной гнейсов Кумпэна, будучи сформирована, в большей своей части, из слюдяных сланцев с гранатами.

Зона Пэпуша, в которой преобладают парагнейсы двойных слюд, чередуясь с парагнейсами с олигоклазовыми узлами; гранаты имеют микроскопические размеры, а биотит часто хлоритизирован. В последовательном горизонте очковых гнейсов установлено и наличие кварцитовых сланцев с биотитом.

На южной окраине кристаллического массива находится зона Войнешти, аналог зоны Пэпуша; она сформирована из парагнейсов двойных слюд и кварцитовыми слюдяными сланцами, немного затронутых или совершенно не подвергнутых хлоритизации.

В серии Ляота, базальный амфиболит составляет горизонт превосходного репера, который ограничивает в длину до 30 км. зоны Пэпуша и Войнешти



от зоны Лерешти, их перекрывающую. Амфиболит содержит постоянно мусковит и гранат.

Зона Лерешти сформирована из мусковит — хлоритовых сланцев с большими порфиробластами альбита, с пропластками зеленных хлорит-альбитовых сланцев, из амфиболитов с альбитом и из гнейсов с микроклином.

Зона Кэлушу — последний горизонт стратиграфической последовательности и состоит из серицито-хлоритовых сланцев с альбитом и из хлорито-актинолитовых сланцев с альбитом.

Симметрия статистической ориентировки кварца показала, только для зоны Войнешти идентичный облик с полученным для других зон массива Фэгэраш; в серии Ляота кварц охарактеризован меньшей степенью ориентировки (рис. 1—4).

Граниты Альбешти образуют серии более частых жил в южной части области.

Деформация кварца в гнейсовые разновидности, представляет совершенно отличную симметрию по отношению к кристаллическим сланцам (рис. 5). Химический анализ указывает на нормальный мойитовый гранитный тип (Н и г л и).

Роговики сформированные гранитом подразделяются на два типа: слюдисто — гранатоносные роговики, содержащие иногда силлиманит и амфиболитовые роговики. Местами последние содержат и диопсид, принимая облик некоторых эклогитов.

Главный структурный элемент исследуемой области это синклиналь, имеющая в оси зону Кэлушу. По причине некоторого осевого поднятия ЗЮЗ, остальные зоны периклинально занимают поверхности земли в виде дуги с вогнутостью на восток. Северное крыло синклинали Кэлушу опрокинута на юг, от реки Тыргул — на С—В, а по причине шарьяжа гнейсов Кумпэна — на Ю—В. К Северу от этой синклинали, следует еще две антиклинали и две синклинали, частично опрокинутые на С—З. В южной окраине кристаллического массива, зона Войнешти составляет северное крыло некоторой синклинали, ось которой, якобы, находится под впадиной Кымпулунг.

На северо-восточной части этой области выявлено общее опрокидывание к югу от северного крыла синклинали Кэлушу, вызванное шарьяжем гнейсов Кумпэна на юг.

Система сбросов ориентирована на В—З, она захватывает и враконско-сеноманские отложения. Другая, менее значительная система, — ориентирована на С—Ю. На площади земли меньших размеров, занятой зоной Лерешти к северу от синклинали Кэлушу, может быть поставлена проблема некоей трансгрессивной позиции зоны Кэлушу.



STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU MASSIF EZER-PĂPUȘA (BASSIN DE RÎUL TÎRGULUI)

PAR

N. GHERASI, R. DIMITRESCU

(Résumé)

La région est constituée en majeure partie de schistes cristallins, attribués à deux séries: la série de Cumpăna et la série de Leaota. Vers le sud on rencontre des dépôts vraconiens-cénomaniens.

La série de Cumpăna comprend: la zone des gneiss de Cumpăna-Holbav qui constitue le soubassement de la série cristalline. On y trouve des gneiss lit-par-lit avec de fréquents développements œillés du microcline. La zone de Ezer repose sur la zone des gneiss de Cumpăna, étant formée en majeure partie de micaschistes à grenat. Dans la zone de Păpușa des paragneiss à deux micas, prédominants, alternent avec des paragneiss à nodules d'oligoclase, à grenats de dimensions microscopiques et à biotite fréquemment chloritisée. Signalons également un niveau continu de gneiss œillés et la présence de quelques schistes quartzitiques à biotite. À l'extrémité sud du Cristallin est située la zone de Voinești, un équivalent de la zone de Păpușa; elle est formée de paragneiss à deux micas et de micaschistes quartzeux, peu ou pas du tout affectés par la chloritisation.

Dans la série de Leaota, l'amphibolite basale constitue un niveau-repère excellent, qui sur 30 km de longueur délimite les zones de Păpușa et de Voinești de la zone de Lerești qui les recouvre. L'amphibolite contient fréquemment de la muscovite et des grenats. La zone de Lerești est formée de schistes muscovito-chloriteux à grands porphyroblastes d'albite, avec des intercalations de schistes verts, chlorito-albitiques, des amphibolites à albite et des gneiss à microcline. La zone de Călușu occupe le dernier niveau de la succession stratigraphique et consiste en schistes séricito-chloriteux à albite et schistes chlorito-actinolitiques à albite. La symétrie de l'orientation statistique du quartz a montré pour la zone de Voinești une image identique à celle obtenue pour d'autres zones du massif de Făgăraș; dans la série de Leaota, le quartz est caractérisé par un degré d'orientation plus réduit (fig. 1—3).

Les granites d'Albești constituent une série de filons plus fréquents au sud de la région. La déformation du quartz dans les variétés gneissiques accuse une symétrie complètement différente de celle des schistes cristallins (fig. 4). L'analyse chimique montre un type de magma moëtique-normal granitique (NIGGLI).

Les cornéennes produites par les granites appartiennent à deux types: cornéennes micacées-grenatifères parfois à sillimanite et cornéennes amphiboliques. Par



endroits, ces dernières contiennent également du diopside, prenant l'aspect d'éclogites.

Le principal élément structural de la région étudiée est un synclinal ayant dans son axe la zone de Călușu. Étant donné une surélévation axiale vers l'WSW, les autres zones occupent des territoires en forme d'arcs à concavité vers l'est. Le flanc N du synclinal Călușu est déversé au sud — au NE de Rîul Tîrgului — par suite du chevauchement des gneiss de Cumpăna vers le SE. Au N de ce synclinal suivent deux autres anticlinaux et deux synclinaux, partiellement déversés vers le NW. À l'extrémité S du Cristallin, la zone de Voinești, constitue le flanc N d'un anticlinal dont l'axe se trouverait au-dessous de la Dépression de Cîmpulung.

Dans le NE de la région on doit signaler un déversement général vers le sud du flanc N du synclinal de Călușu, produit par le chevauchement vers le SE des gneiss de Cumpăna.

Un système de failles orienté E—W, affecte aussi les dépôts vracono-céno-maniens. Un autre système, moins important, est orienté N—S. Le territoire plus réduit occupé par la zone de Lerești, au N du synclinal Călușu, permet de soulever le problème d'une position transgressive de la zone de Călușu.



... în condiții de terenuri cu caracteristici geotehnice diferite, se recomandă să se facă o analiză detaliată a stării de tensiune și de deformare a terenului în jurul fundațiilor, în funcție de condițiile de teren și de încărcările aplicate. În acest scop, se pot utiliza metodele de calcul avansate, care țin seama de interacțiunea dintre fundație și teren, precum și de efectele dinamice ale încărcărilor aplicate.

... se recomandă să se facă o analiză detaliată a stării de tensiune și de deformare a terenului în jurul fundațiilor, în funcție de condițiile de teren și de încărcările aplicate. În acest scop, se pot utiliza metodele de calcul avansate, care țin seama de interacțiunea dintre fundație și teren, precum și de efectele dinamice ale încărcărilor aplicate.

... se recomandă să se facă o analiză detaliată a stării de tensiune și de deformare a terenului în jurul fundațiilor, în funcție de condițiile de teren și de încărcările aplicate. În acest scop, se pot utiliza metodele de calcul avansate, care țin seama de interacțiunea dintre fundație și teren, precum și de efectele dinamice ale încărcărilor aplicate.



CERCETĂRI GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE ÎN REGIUNEA LUNCANI—TOMEȘTI ¹⁾

DE
ANTON POPESCU

Dolomitul de Luncani-Tomești, care formează obiectul acestui studiu, este situat în nord-vestul Masivului Poiana Ruscă ocupînd o suprafață de peste 80 km. p. și asemănîndu-se din foarte multe puncte de vedere cu Dolomitul de Hunedoara, cealaltă masă carbonată de mari proporții situată în nord-estul aceleiași masiv. Regiunea cercetată se amplasează în bazinul Văii Bega și este delimitată spre S de culmea Padeș-Rusca, în timp ce spre N și W relieful coboară treptat, căpătînd un caracteristic aspect colinar. Cele mai importante înălțimi din regiune sînt Vf. Făgețelului (1088 m) și Vf. Albota în S, Vf. Secului în N și Vf. Ambroș (837 m) în vestul perimetrului.

Rețeaua hidrografică a regiunii este dominată de cursul rîului Bega, vale care drenează toate apele din regiune. Ca afluenți principali ai acestui curs de apă menționăm valea Stîlpului în estul perimetrului și văile Topla și Lupului în W. Văile săpate adînc în rocă, relieful pe alocuri ruiform, versanții abrupti și cele cîteva peșteri crează un aspect carstic destul de caracteristic. Trecerea de la dolomite la sisturi se remarcă destul de ușor, acestea din urmă prezentînd un relief mai liniștit și mai uniform, în general cu rare deschideri. Prezența a două mici platouri la N și S de valea Bega, simetrice, se explică prin existența a două petece de sisturi, resturi ale unei zone filitice desigur mult mai extinsă în trecut.

Istoric. Primele studii de detaliu în dolomitele și calcarele din Masivul Poiana Ruscă sînt de dată foarte recentă. În 1958, sub îndrumarea Acad. prof. AL. CODARCEA, se trece la cercetarea complexă a acestui masiv, studiul rocilor carbonatate constituind unul dintre aspectele acestor lucrări foarte detaliate.

În 1905 NOPCSA situează dolomitele de Luncani la un nivel inferior dolomitelor de Hunedoara, acestea din urmă fiind considerate permieni sau triasice, conform

¹⁾ Comunicare în ședința din 27 aprilie 1962.



interpretării lui UHLIG pentru lanțul Carpaților orientali. Existența îndoițurilor primare de facies între seria carbonată și cea șistoasă este pusă în evidență de către prof. AL. CODARCEA, (1941) care arată că întregul complex rezultă din metamorfizarea unor sedimente paleozoice, subliniind originea sedimentogenă a minereurilor de fier din acest masiv.

După 1945 VICTOR CORVIN PAPIU¹⁾ stabilește în regiune existența a trei complexe litologice: complexul carbonat, complexul de tranziție și complexul șistos și constată originea recifal-recifogenă a rocilor dolomito-calcaroase, acordând complexului carbonat vârsta siluriană și contestând poziția sinclinală a seriei dolomitice. Cercetările efectuate de V. PAPIU și echipa în anii 1958—1959²⁾ în regiunea Hunedoara și în 1960³⁾ în regiunea Luncani—Tomești au confirmat aceste concluzii. Subliniem că datele și concluziile obținute din studiul detaliat al Dolomitelor de Luncani—Tomești concordă cu ideile emise de V. PAPIU, care au constituit încă de la început baza teoretică a cercetărilor efectuate în această regiune. În orizontarea stratigrafică au fost deosebite trei serii distincte: o serie a fundamentului, lipsită de roci carbonatate, o serie mediană cu șisturi și roci carbonatate și o serie superioară, curțito — filitică, atribuindu-i-se o vîrstă postsiluriană cu un metamorfism mai redus.

Geologia. Considerații generale. Delimitarea Masivului dolomit Luncani—Tomești, începută în campania de teren a anului 1960 și definitivată în anul 1961, impune o serie de concluzii pe care le vom expune pe scurt în lucrarea de față, constituind continuarea normală a lucrărilor efectuate în masivele dolomitice și calcaroase din nordul și nord-vestul munților Poiana Ruscă.

Ultimele cercetări în zonele carbonatate din regiunea Luncani—Tomești au arătat odată în plus unitatea geologică, petrografică și geochemică a masivelor dolomito — calcaroase din Poiana Ruscă, ale căror caractere comune au putut fi puse în evidență atât în sectorul Luncani cît și în sectorul Hunedoara.

În separarea formațiunilor carbonatate din regiunea Luncani—Tomești am folosit, ca și în regiunea Hunedoara, criteriul chimico — mineralogic, criteriul

¹⁾ Raport geologic minier. Cercetări executate în regiunea Luncani (Masivul Poiana Ruscă). Arh. Com. Geol. 1946.

Raport geologic minier. Cercetări executate în campania anului 1947 în regiunea Luncani—Tomești —Baloșești (Masivul Poiana Ruscă). Arh. Com. Geol. 1947.

Raport geologic minier asupra cercetărilor executate pe versantul de NW al Masivului Poiana Ruscă. Arh. Com. Geol. 1947.

Raport geologic minier. Cercetări executate în versantul nordic al Masivului Poiana Ruscă în campania anului 1949. Arh. Com. Geol. 1949.

²⁾ V. C. PAPIU, MARCELA DUȚU, ANTON POPESCU, V. SERAFIMOVICI. Raport geologic asupra masivului dolomitelor de Hunedoara. Campanie 1958—1959.

³⁾ V. C. PAPIU, CORNELIA DIACONIȚĂ, ANTON POPESCU. Raport asupra prospecțiunilor masivelor dolomitice și calcaroase din masivul Poiana Ruscă. Campanie 1960.



structural-textural și criteriul culorii. Aplicarea acestor criterii a putut fi realizată cu succes în toate campaniile din Poiana Ruscă, punând în evidență paralelismul formațiunilor carbonatate din epizona acestui masiv și marea lor asemănare cu formațiuni sedimentare de origine recifală și recifogenă. Această similitudine este evidentă în special în zonele de slab metamorfism, unde aspectul sedimentogen al rocilor carbonatate epizonale este cât se poate de pregnant.

Am constatat în regiune existența unor zone de metamorfism mai puțin accentuat, pe care l-am denumit « metamorfism diferențial ». Aceste zone, reduse ca suprafață și marcate prin apariția unor blocuri de dolomite masive recifale, în sedimentate în calcare marmoreene stratificate, au fost recunoscute lângă Tomești—Colonie și la 1 km NE de Luncani. Subliniem importanța acestor blocuri de dolomite masive în sedimentate, care, ca și unele roci cu accentuat caracter sedimentogen (dolomitele șistoase de pe valea Stîlpului) pledează puternic în favoarea ideii existenței metamorfismului diferențial în regiunea Luncani—Tomești.

Trecerea de la complexul carbonatat la cel șistos se face în epizona masivului Poiana Ruscă prin intermediul unui complex intermediar (complexul de tranziție) mult mai redus ca amploare. Din datele obținute rezultă că la limita dolomitului de Luncani—Tomești complexul șistos prezintă: un facies caracterizat printr-un metamorfism epizonal puternic, în care apariția rocilor carbonatate se reduce exclusiv la lentile și benzi înguste de calcare șistoase negre, uneori grafitoase, larg cristalizate (grupul I); un facies de metamorfism mai puțin accentuat, cuprinzând toate formațiunile carbonatate precum și complexul de tranziție (grupul II); un facies filito-cuarțitic slab metamorfozat (cu cuarțite albe), alcătuind termenul final al sedimentării de origine; formațiunea este situată întotdeauna pe culmi și sincronă cuarțitelor albe de tip Cerișor din regiunea Hunedoara (grupul III). Datele de teren ne determină să considerăm grupul I inferior grupurilor II și III.

Considerații petrografice. Șisturi cristaline. Complexul carbonatat a constituit obiectul principal al cercetărilor efectuate în sectorul de NW al masivului Poiana Ruscă. Separarea și delimitarea diverselor faciesuri carbonatate din cadrul dolomitului de Luncani-Tomești a fost realizată prin utilizarea următoarelor criterii: efervescenta (gradul de efervescentă); textura (masivă, orientată, stratificată sau șistoasă); culoarea (s-au putut deosebi carbonatite albe, cenușii sau negre, în funcție de pigmentul grafitos); granulația (în general dolomitele recifale sînt fin granulare, spre deosebire de cele recifogene și de calcare, mediu sau larg cristalizate; nu este un criteriu esențial).

Pe baza acestor criterii s-a putut efectua harta geologică a carbonatitelor din nord-vestul masivului Poiana Ruscă la scara 1: 5.000 și 1: 10.000.

Subliniem interdependența acestor caractere, datorată condițiilor genetice în faza sedimentară, în timpul diagenzei și în condițiile de metamorfism epizonal.



Între granulația sedimentelor și capacitatea de a reține substanța organică există o evidentă legătură, la fel ca și între masivitatea și chimismul rocii. Rocile magneziene (pînă la dolomite calcaroase cel mult) sînt masive sau orientate atunci cînd prezintă culori deschise, în timp ce dolomitele negre și cenușii, precum și calcarele și calcarele dolomitice cenușii și negre sînt întotdeauna șistoase sau stratificate.

În cadrul complexului carbonat am separat următoarele tipuri de roci: sub-complexul dolomitic, cuprinzînd dolomitele și dolomitele calcaroase; subcomplexul calcaros, calcare și calcare dolomitice; șisturile dolomitice și șisturile calcaroase, trecînd gradat la complexul de tranziție și care apar în regiune cu totul sporadic.

Rocile carbonatate prezintă o structură granoblastică, trecînd uneori spre structura granolepidoblastică, în termenii apropiați rocilor complexului de tranziție. Dolomitele recifale masive sînt în general caracterizate mai mult sau mai puțin prin structuri homeblastice, pe cînd calcarele albe stratificate prezintă în cele mai multe cazuri structuri zaharoid.

Procese de dolomitizare și de dedolomitizare au fost puse în evidență prin apariția porfiroblastelor și zonelor lenticulare de macrocristaloblaste. Structurile primare pot fi deosebite de structurile secundare prin relațiile dintre diversele tipuri granulometrice de cristaloblaste, structurile secundare (de recristalizare) constituind zone sau lentile de cristaloblaste mari, uneori asociate cu cuarț secundar și cristale idiomorfe de pirită în masa zonelor primare fin granulare.

Ca și dolomitul de Hunedoara, dolomitul de Lunca—Tomești prezintă aceeași subordonare a dolomitelor masive (recifale) față de faciesurile mai mult sau mai puțin stratificate (recifogene). Raportul între suprafața acoperită de faciesul recifogen și cea acoperită de faciesul recifal oscilează între 4:1 și 5:1, spre deosebire de formațiunile recifogene actuale în care acest raport este aproximativ 15:1. Considerăm că această modificare a raportului se datorește cutării și metamorfismului.

Menționăm apariția elementelor figurate, identificate pe valea Stîlpului și care demonstrează existența în regiune a metamorfismului diferențial, de altfel ca și blocurile de dolomite albe în sedimentate în formațiunile recifogene de la baza recifilor. Aceste elemente figurate apar sub forma unor corpusculi circulari cu contur destul de net, amintind forme de radiolari sau, eventual, de foraminifere. Într-o singură secțiune a fost identificat un presupus spicul de spongiar.

Caracterul penecontemporan al procesului de dolomitizare pe baza conținutului inițial de carbonat de magneziu din recifii propriu zisi a fost formulat de V. PAPIU în anul 1953 (5), reluat de noi (V. PAPIU, A. POPESCU și V. SERAFIMOVICI) în urma cercetărilor de teren din anul 1959 și admis ca « dolomitizare primară » de M. MUREȘAN în 1960 pe alte considerațiuni.

Pentru formațiunile recifogene din masivul Lunca—Tomești această concluzie poate fi aplicată integral ținînd seama de corelația dintre faciesurile masive și prezența

recifit



carbonatului de magneziu, de corelația intimă dintre roci calcaroase și roci dolomitice. În lumina acestor date considerăm că dolomitele din masivul Poiana Ruscă pot fi situate în primul rând în grupele dolomitelor primare și singenetice din clasificarea făcută de RUHN (8).

În marea masă a dolomitului de Luncani—Tomești se recunoaște aceeași dispoziție în fișii a formațiunilor carbonatate identificată în masivul Hunedoara, « axul » structurii fiind constituit de o fișie continuă de dolomite masive albe reprezentând efectul metamorfozării unei puternice bariere recifale. Această zonă dolomitică masivă, însoțită cu o remarcabilă regularitate de calcare albe stratificate, zaharoide, a fost urmărită pe o distanță de peste 11 km, reprezentând cea mai vastă formațiune de acest gen din întregul masiv Poiana Ruscă. Prezintă extensiune maximă spre sud-est de satul Tomești, unde atinge o lărgime de 800 m, îngustându-se apoi brusc spre N datorită unei scufundări axiale. La 3 km spre NNE, pe valea Pustînii, bariera recifală se lărgeste din nou, continuându-se probabil mult spre N și NE, mascată de depozite sedimentare neogene. În dreptul localității Luncani această barieră suferă o puternică inflexiune, schimbându-și orientarea din N—S în E—W și determinând aceeași orientare pentru toate celelalte formațiuni din regiune. Considerăm că această dispunere a formațiunilor carbonatate din Masivul Luncani-Tomești se datorește în primul rând situației inițiale, caracteristice sedimentării recifale.

Alte zone dolomitice masive apar în sudul și estul acestei bariere, cum sînt cele două nuclee recifale din raza localității Luncani și un al treilea în extrema sud-estică a perimetrului (valea Căprișoara). Pe valea Sasa Mică apare un nucleu recifal constituit din dolomite masive albe, înconjurat de dolomite stratificate cenușii și calcare albe zaharoide fin stratificate. Această zonă carbonată se dezvoltă în masa șisturilor sericite și clorito-sericite sincrone carbonatitelor și reprezintă probabil efectul metamorfozării unui recif înămolit, situații de acest gen întîlnindu-se și în alte sectoare ale regiunii, de exemplu la 500 m SSW de satul Tomești.

Formațiunile recifogene, reprezentate prin dolomite orientate și stratificate cenușii, dolomite stratificate negre, dolomite calcaroase și calcare dolomitice stratificate, ocupă spațiile dintre zonele dolomitice masive sau înconjoară nucleele recifale, prezentînd dezvoltare maximă în sudul și sud-estul regiunii.

Îndințări de facies caracteristice între rocile carbonatate și cele șistoase sînt bine reprezentate în nordul și nord-vestul perimetrului, unde dolomitele și calcarele dolomitice stratificate prezintă numeroase îndințări cu șisturile sericito-cloritice și cuarțitele negre ale grupului II.

Complexul de tranziție cuprinde totalitatea rocilor cu caractere mixte, constituind trecerea de la carbonatite la șisturile propriu zise. Aceste roci pot proveni fie din depuneri simultane de material detritic și carbonatat, fie din interstratificări între zone de carbonați și zone sericite și cloritice, de la dimensiuni



microscopice pînă la centimetrice și chiar metrice. Aceste roci prezintă textură plan-șistoasă pînă la granolepidoblastică, uneori observîndu-se cutări disarmonice între microstratele sericito-cloritice și cele carbonatate, datorită diferenței de competență.

Apariția calcarelor inițial silicioase este cu totul întîmplătoare, aceste roci găsindu-se în regiune sporadic și neputînd constitui o categorie petrografică aparte.

Complexul de tranziție este bine reprezentat pe cursul inferior al văii Stîlpului, pînă la confluența cu valea Bega, unde alternanțele de calcare negre șistoase, dolomite negre și cenușii stratificate și șistoase, dolomite cenușii orientate și șisturi sericitice reprezintă o tipică zonă de tranziție în care materialul terigen și cel recifogen se amestecă intim sau formează alternanțe milimetrice pînă la metrice.

Acest complex de roci de trecere a mai fost pus în evidență și în nordul regiunii (sectorul Tomești), unde dolomitul de Lunca trimite terminații prelungi în masa șisturilor sincrone dolomitelor cum și în regiunea Tomești-Fabrică unde apar calcare marmoreene asociate cu șisturi cloritice (roci verzi). Carbonatitele silicioase (intercalații centi- sau decimetrice în dolomite stratificate negre și cenușii) au fost semnalate în Poiana Ruzii și pe V. Burău, aproape de confluența cu V. Bega.

C o m p l e x u l ș i s t o s constituie doar fișii sau lentile în masa dolomitelor. Rocile acestui complex au fost grupate în două tipuri principale:

Tipul filit — micașist ¹⁾, predominant în regiune, este caracterizat prin următoarele minerale: muscovit, sericit, clorit, cuarț, grafit, biotit și în mai mică măsură epidot, albit, zircon, turmalină, rutil, calcit, apatit, sfen, magnetit, pirită. Spre W și S de localitatea Tomești se dezvoltă pe o suprafață relativ redusă niște șisturi cloritoase verzi, după toate probabilitățile de natură tufogenă ¹⁾.

Tipul cuarțit ¹⁾ apare fie intercalat în complexul șistos, fie în cadrul seriei carbonatate, prin mărirea cantității de cuarț primar. Un caz aparte îl constituie corpurile independente de cuarțite albe situate la partea superioară a seriei epizonale:

Rocile tipului cuarțit au textură stratificată sau șistoasă și culoare neagră sau cenușie (în funcție de cantitatea de pigment grafitos rezultat din substanța organică inițială), cu excepția cuarțitelor albe de tip Cerișor, superioare seriei carbonatate.

Roci eruptive și sedimentare. E r u p t i v u l apare în regiune sub două tipuri, diferite atît petrografic cît și ca vîrstă. Seria eruptivă bazică (mesozoică veche) este reprezentată prin diabaze și diabaz — porfirite în dyke-uri de dimensiuni reduse, identificate pe valea Cornetului și pe valea Bega, aval de localitatea Tomești.

Diabazul de pe valea Cornetului prezintă o structură diabazică, rezultînd din cristale prismatice de feldspat de dimensiuni milimetrice, care formează o rețea în ochiurile căreia apar augite fisurate cu conture idiomorfe pînă la hipidiomorfe. Sporadic apar

¹⁾ V. C. PAPIU. Cercetări geologice pe versantul de nord-vest al masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.*, XL (1952—1953), București 1956.



cristale mari de augit alterat înconjurat de aureole de reacție. Feldspații sînt destul de alterați (sericitizare), pătrunși de carbonați și oxizi și conținînd local incluziuni de epidot. În afară de oxizi se constată între mineralele secundare o cloritizare avansată în unele sectoare, precum și uralitizări locale ale piroxenului. Cu totul sporadic apare cuarț și calcit, rezultate din alterare, ultimul dintre ele fiind mult mai frecvent în rocă. Feldspatul este un andezin.

Faza eruptivă mesozoică nouă este reprezentată în regiune prin roci banatitice, a căror apariție se limitează la sectorul sud-estic al perimetrului. Spre S de cota 853,4 a fost conturat un mic corp andezitic care, spre deosebire de celelalte, a dat naștere unor intense silicifieri pe o rază de peste 200 m.

Rocile sedimentare apar în regiune sub forma unor pietrișuri (probabil cuaternare) situate întotdeauna pe culmi, în partea de N a perimetrului. Formațiunea este constituită din elemente rulate de cuarț, de cuarțite cenușii și negre, precum și de cuarțite albe, avînd diametre cuprinse între 1—2 cm și 3—6 m. Se pare că aceste pietrișuri provin din dezagregarea cuarțitelor negre și a cuarțitelor albe superioare, rularea avansată a elementelor datorîndu-se atît transportului cît și efectului de abraziune al materialului mai fin. Se observă cum elementele metrice, foarte lustruite, sînt întotdeauna înconjurat de elemente mai mici, care par să fi jucat rolul de abraziv.

Tectonica. Privite în ansamblu, formațiunile carbonatate din regiunea Lunca și sisturile care le însoțesc prezintă două puternice inflexiuni: orientarea N—S a zonelor dolomitice și calcaroase din satul Tomești devine W—E în dreptul localității Lunca și se schimbă din nou la confluența văii Stîlpului cu valea Bega, redevenind N—S. Datele de teren ne obligă să considerăm acest aspect structural drept efectul unei situații inițiale, caracteristică sedimentării recifale. Este evident faptul că axul masivului carbonat este constituit de bariera continuă de dolomite masive albe, recifale, asociate în mod constant cu calcare stratificate albe și cenușii și însoțită pe ambele flancuri de nuclee recifale mai mici, separate între ele prin corespondenții metamorfice ai faciesurilor inter- și telerecifale. Subliniem din nou că dolomitele masive albe apar întotdeauna în anticlinal, în timp ce filitele slab metamorfizate ale seriei superioare (grupul III)¹⁾ și cuarțitele albe sincrone lor, ocupă numai zonele de culme avînd exclusiv poziții sinclinale. Un element tectonic important este faptul că în cele două zone de inflexiune ale formațiunilor carbonatate nu au fost identificate falii sau brecii tectonice. Formațiunile recifogene se dezvoltă atît în sinclinal cît și în anticlinal, ultimul caz reprezentînd variațiile laterale de facies ale zonelor recifale.

Menționăm că inflexiunea formațiunilor geologice din sectorul Tomești a fost pusă în evidență de V. PAPIU între anii 1946—1948 și consemnată în harta 1: 500.000

¹⁾ Vezi pag. 29.



a Comitetului Geologic. Considerăm, cu titlul de ipoteză, că și în sectorul Luncani—Tomești formațiunile recifale masive au, uneori, caracter diapir.

În estul perimetrului, spre N de vârful Pliscului, șisturile inferioare ale grupului I apar sub formă a trei digitații reprezentând probabil tot atâtea anticlinale înclinate spre N și scoase la zi de eroziune. În sud-estul regiunii am pus în evidență efectul unei împingeri din spre S, reflectată printr-o încălecare (șariaj incipient) a șisturilor grupului I peste seria carbonatată, pe o distanță de aproximativ 1,5 km.

Totalitatea mișcărilor alpine care am admis că au creat situația tectonică actuală din sectorul estic al masivului, mai ales mișcările neogene care au determinat apariția faliilor ce brăzdează întregul masiv dolomitic dintre Hunedoara și Sohodol, se fac resimțite într-o măsură mult mai redusă în sectorul Luncani. Faliile mai importante sînt cele din sudul perimetrului, între vârful Făgețelului și valea Bega. Încălecarea menționată în sudul regiunii s-ar datora unor mișcări ante-laramice. Banatitele străbat atît formațiunile dolomitice, cît și șisturile grupului I situate tectonic deasupra acestora.

Evoluția petrogenetică. Privit sub toate aspectele, dolomitul de Luncani—Tomești apare în mod cert ca fiind rezultatul metamorfozării în condiții de epizonă a unor sedimente recifale și recifogene clasice. Caracterele faciale ale carbonatitelor epizonale din Poiana Ruscă, foarte puțin alterate de metamorfism, ne fac să credem cu suficientă certitudine că procesul de recifogeneză s-a desfășurat într-o perioadă cuprinsă între Ordovician și Carboniferul inferior, probabil în Gotlandian, soclul pe care s-au dezvoltat recifii fiind reprezentat prin formațiuni detritice și argiloase preexistente — viitoarele șisturi ale grupului I.

Recifii, relativ reduși ca întindere, erau înconjurați de vaste zone recifogene constituite din nisipuri și mluri calcaroase, care prin metamorfism s-au transformat în dolomite stratificate și șistoase. Calcarele reprezintă depozite biostromice sau pelagice de larg (vechi mluri calcaroase) care prin amestec cu materialul recifogen au dat naștere rocilor carbonatate mixte — calcare dolomitice și dolomite calcaroase. Microalternanța de calcare și dolomite indică tocmai această origine primară. Apariția dolomitelor stratificate și șistoase în masa dolomitelor recifale se datorește depunerilor fine în canalele interrecifale, în timp ce sedimentele depărtate de recif (telerecifale), amestecîndu-se intim cu materialul adus de pe continent, fac treptat trecerea spre depozitele terigene prin intermediul complexului de tranziție.

Termenul final al seriei epizonale din regiunea Luncani—Tomești este reprezentat prin șisturi filitice foarte slab metamorfozate și cuarțite albe și alb-cenușii de tip Cerișor, constituind rezultatul metamorfozării unor sedimente argilo-nisipoase depuse peste masa dolomitică în momentul încetării recifogenezei. Considerînd că sedimentarea recifală a avut loc în Gothlandian, am admis vîrsta devoniană pentru aceste formațiuni. Potrivit afirmațiilor noastre din lucrările anterioare reamintim că



admitem vârsta hercinică a metamorfismului, cel puțin pentru rocile aparținând grupului II și III, în conformitate cu ideea emisă de V. PAPIU în anul 1953.

La finele Cretacicului au loc manifestări magmatice, fiind puse în loc corpuri banatitice (andezite) care fie că sparg masele dolomitice, fie că se insinuează pe vechi linii tectonice. Apariția acestor roci nu influențează decît în mică măsură aspectul general al dolomitului de Luncani—Tomești, a cărui structură geologică s-a definitivat, în linii mari, la sfîrșitul Carboniferului sau începutul Permianului.

BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA AL., PAVELESCU L. Cercetări geologice în regiunea Ruschița. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951), București 1954.
2. KADIC OTTOKAR. Die geologischen Verhältnisse des Hügellandes an der obren Bega in der Umgebung von Facset, Kostej und Kurtya. *Jahresb. kgl. ung. geol. RA f.* 1903, Budapest 1905.
3. LÓCZY L. Geologische Notizen aus dem nördlichen Teile des Krassóer Comitatus. *Föld. Közl.*, XII, 1882. Ref. in *Verh. k. k. geol. RA f.* 1882.
4. NOPCSA FR. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Deva, Ruszkabánya und der rumänischen Landesgrenze. *Mitt. Jahrb. k. ung. geol. Anst.*, XIV, 4, Budapest 1905.
5. PAPIU V. C. Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.*, XL (1952—1953), București 1956.
6. PAPIU V. C. Petrografia rocilor sedimentare. București 1960.
7. PAPIU V. C., POPESCU A., SERAFIMOVICI V. Considerațiuni petrogenetice asupra rocilor carbonatate din epizona Masivului Poiana Ruscă. *Asoc. Carpato—Balcanică Congr. V.* București 1961.
8. RUHIN. Osnovi litologii. Moscova 1953.
9. SCHAFARZIK FR. Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Lunkány und Pojén, sowie des Kornya Tales bei Nadrág. *Jahresber. k. ung. geol. R. A. f.* 1903, Budapest 1905.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ЛУНКАНИ—ТОМЕШТИ

АНТОН ПОПЕСКУ
(Краткое содержание)

На основании полевых и лабораторных исследований автор пришел к выводу, что как в области Лункани—Томешти, так и в области Хунедоара, исследованной в прошлом, было установлено наличие рифовых и рифогенных отложений (магнезиевые фации), параллельных известняковой седиментации (биостромической и пелагической). Одновременно происходило глинисторифогенное отложение (соответствуя сланцевой серии с филлитами и кварцитами). Те же заключения могут быть применены метаморфизированным рифам области Лункани—Томешти, современное положение которых строго не



соответствует их первоначальному положению, по причине диапировых передвижений.

Было установлено также наличие одной зоны массивных белых доломитов (древние биогермы), соответствующей древнему барьеру, выявленному вдоль — минимума — в II км. В южной части — направление восток-запад и в северной части — север — юг.

Автор полагает, что это направление было определено наличием донного хребта, составленного из формаций филлитов Падеш, через которые происходили, по всей вероятности, основные извержения, пирокластический материал которых определил формирование зеленых сланцев, чередующихся иногда с мраморизованными известняками. Наличие некоторых глыб рифовых доломитов в массе этих известняков автор объясняет оползневым явлением оторванных рифовых фрагментов в массу биостромовых шпатовых отложений.

Были выявлены некоторые фигурные формы, которые, повидимому, являются древними органическими остатками (спикулы спонжиери, радиоларии?) мало измененные метаморфизмом. (Валя Стышпулуй).

Наличие филлитов в верхнем горизонте привело к заключению, что в этой области в водах девона отлагались глинисто — алевритовые тонкозернистые седиментации, синхронные псаммитовым отложениям, из которых были генерированы, в особенности, белые кварциты Черишор восточной части Массива Пояна—Рускэ.

Возраст рифовых отложений может быть допустим в этом случае — силурский (в широком смысле). Верхние отложения карбонатитов, как было сказано выше, отнесены девону. Метаморфизм приписывается герцинскому возрасту.

В петрографическом отношении была установлена почти полная идентичность между карбонатитами Хунедоары и карбонатитами зоны Лункани-Томешти.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DANS LA RÉGION DE LUNCANI—TOMEȘTI

PAR
ANTON POPESCU

(Résumé)

Suivant les recherches en terrain et au laboratoire on est arrivé à la conclusion que dans la région de Luncani—Tomești ainsi que dans la région de Hunedoara étudiée au passé, il existe une sédimentation récifale et récifogène (faciès magnésiens) parallèle à la sédimentation calcaire (biostromique et pélagique). En même



temps a eu lieu la sédimentation argilo-récifogène (correspondant à la série schisteuse à phyllites et à quartzites). La même conclusion a été appliquée aux récifs métamorphisés, lesquels vu les déplacements diapirs accusent une position actuelle changée par rapport à leur position initiale.

A été déterminée une zone de dolomies massives (anciennes biohermes) blanches, correspondant à une ancienne barrière, identifiée sur au moins 11 km de distance. La direction est E—W à la partie méridionale et N—S à la partie septentrionale. L'auteur considère que cette direction a été imprimée par une crête de fond constituée par la formation des phyllites de Padeș traversée — probablement — par des éruptions basiques dont le matériel pyroclastique a donné les actuels schistes verts alternant parfois avec des calcaires marmoréens. Les blocs de dolomies récifales dans ces derniers représentent des fragments qui après s'être détachés du récif ont glissé dans la masse des sédiments biostromiques spathiques.

Ont été identifiées maintes formes « figurées » qui paraissent résultées d'anciens restes organiques (spicules de spongiaires, radiolaires?) un peu modifiés par le métamorphisme (Valea Stîlpului).

La présence des phyllites dans l'horizon supérieur a permis de tirer la conclusion que pendant le Dévonien les eaux de cette région ont connu le dépôt des sédiments fins, argilo-aleuritiques, synchrones aux sédiments psammitiques dont ont résulté principalement les quartzites blancs de Cerișor dans l'E du Massif de Poiana Ruscă.

Dans ce cas encore, les dépôts récifaux sont d'âge silurien (lato sensu). Les dépôts supérieurs aux carbonatites sont attribués au Dévonien. Le métamorphisme est considéré d'âge hercynien.

Au point de vue pétrographique la série carbonatée de Hunedoara est presque identique à celle de la zone de Luncani—Tomești.



MINERALOGIE - PETROGRAFIE

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA GEOLOGIEI
ȘI PETROGRAFIEI PĂRȚII CENTRALE
A MUNȚILOR SEMENIC¹⁾

DE

H. SAVU, C. MICU

În această lucrare vom expune rezultatele obținute de noi în vara anului 1960²⁾, cercetînd zona din Munții Semenic cuprinsă între localitățile Armeniș, Gârîna, Petroșnița și Slatina—Timiș.

În trecut regiunea a fost cercetată de FR. SCHAFARZIK (19), R. TELEGD (16). Ea a fost considerată ca aparținînd domeniului getic în lucrările de sinteză întocmite de G. MURGOCI (10), (11), AL. CODARCEA (3), A. STRECKEISEN (22) și L. PAVELESCU (12). Această zonă a format obiectul de cercetare al geologilor L. ROȘCA (14), C. HURDUZEU (5), I. GHEORGHÎȚĂ și AL. VASILESCU³⁾, S. MÎNZATU și E. MÎNZATU⁴⁾. Formațiunile sedimentare neogene au fost descrise de E. POPP (13).

Structura geologică. Regiunea cercetată de noi în zona centrală a Munților Semenic este alcătuită din șisturi cristaline, considerate anterior ca fiind metamorfizate în condiții de mesozonă și trecute la seria de Sebeș (12) sau de Timiș (5). Ele s-ar încadra astfel în domeniul getic și ar continua spre W și SW șisturile cristaline ale Carpaților meridionali.

În urma cercetărilor întreprinse de noi am putut stabili că în compoziția șisturilor cristaline din regiune participă următoarele minerale tipomorfe: silimanit, disten, staurolit, almandin și biotit. Pe baza acestor minerale considerăm că șisturile cristaline au fost metamorfizate în condițiile faciesului almandin — amfibolitic (24), ajungînd pînă la un grad destul de accentuat de metamorfism în cadrul acestui

1) Comunicare în ședința din 16 februarie 1962.

2) H. SAVU și C. MICU. Raport geologic asupra reg. Slatina—Timiș — Brebu Nou (M. Semenic), 1960 Arh. Comit. Geol.

3) I. GHEORGHÎȚĂ, AL. VASILESCU. Raport geologic asupra regiunii Slatina-Timișului, Buchin, Reșița. 1956. Arh. Comit. Geol.

4) S. MÎNZATU, E. MÎNZATU. Raport geologic asupra prospecțiunilor de pegmatite din perimetrul Slatina Timiș — Delinești. 1958, Arh. Comit. Geol.



facies. De aceea, ele se pot repartiza la subfaciesurile de metamorfism silimanit —almandin, disten-almandin și staurolit-almandin (\pm disten); biotitul este un mineral comun pentru toate subfaciesurile, la care se adaugă și alte minerale ce vor fi descrise mai departe.

Din punct de vedere al intensității de metamorfism, pe teren se pot separa trei zone principale, care se eșalonează succesiv de la E la W și corespund celor trei subfaciesuri de metamorfism de mai sus. Astfel, apare o zonă cu silimanit ce se dezvoltă între Armeniș și Sadova Veche, după care urmează spre W o zonă cu disten, a cărei limită vestică aproximativă ar fi redată de o linie curbă, ce leagă localitatea Petroșnița cu T. de Soc și Pîriul Timișului. La W și NW de această linie se dezvoltă o a treia zonă, zona cu staurolit \pm disten.

Din punct de vedere stratigrafic, șisturile cristaline din regiune se pot repartiza la două mari complexe și anume, complexul gnaiselor și complexul micașturilor, ambele însoțite de zone de migmatite; cu aceste două mari complexe se asociază alte două, complexul dolomitelor și complexul amfibolitelor. Toate formațiunile cristaline sînt străbătute de roci eruptive sinorogene sau telecinematice și de filoane de cuarț.

Complexul paragnaiselor este cel mai dezvoltat în regiune, el ocupînd aproape toată suprafața cercetată, și este alcătuit din paragnaise și paragnaise micacee, între care se intercalează roci din celelalte complexe. Complexul micașturilor stă stratigrafic peste cel al paragnaiselor și se dezvoltă mai ales în partea de W a regiunii, fiind constituit din micașturi cu granați, staurolit și disten. În baza acestui complex, sau în interiorul lui, apar intercalații de cuarțite sau cuarțite feldspatice.

Complexul dolomitelor cristaline și rocilor asociate cu acestea este reprezentat în această zonă a Munților Semenici prin intercalații lenticulare de calcare dolomitice cristaline, asociate cu amfibolite. El este situat în baza complexului paragnaiselor din zona Armeniș—Sadova Veche. Spre deosebire de acesta, complexul amfibolitelor este răspîndit în toată regiunea deși în mod sporadic.

Migmatitele se dezvoltă pe o zonă situată între Brebul Nou și Petroșnița, direcție în care ea se efilează. Migmatite mai apar și la W de această zonă ca și în partea de E, ele fiind situate în general în complexul paragnaiselor, unde formează benzi paralele cu orientarea generală a șisturilor cristaline.

În partea estică a regiunii se dezvoltă bazinul sedimentar neogen al Caransebeșului, alcătuit din depozite tortoniene și sarmațiene (13), formațiuni care apar și sub formă de petece situate pe fundamentul cristalin la Goleț, Petroșnița, Bucșnița și pe toată limita estică a șisturilor cristaline. Pe valea Timișului s-au putut separa trei terase principale.

Considerații petrografice. În cele ce urmează vom face o serie de considerații asupra petrografiei rocilor cristaline din regiune urmărind cele trei zone de metamorfism stabilite mai sus și vom trata aparte migmatitele și rocile eruptive.



Zona cu silimanit. Zona de metamorfism cu silimanit coincide cu baza complexului paragnaiselor în zona Armeniș—Sadova Veche. Această zonă este alcătuită din paragnaise cu biotit, asociate cu micașisturi cu silimanit, almandin, biotit și muscovit, calcare cristaline dolomitice și roci amfibolice ± piroxeni.

Paragnaisele cu biotit sînt roci de culoare cenușie, în care plagioclazul, cu compoziția de oligoclaz, variază între 21,6—46,38%, iar biotitul între 13,6—23,75%.

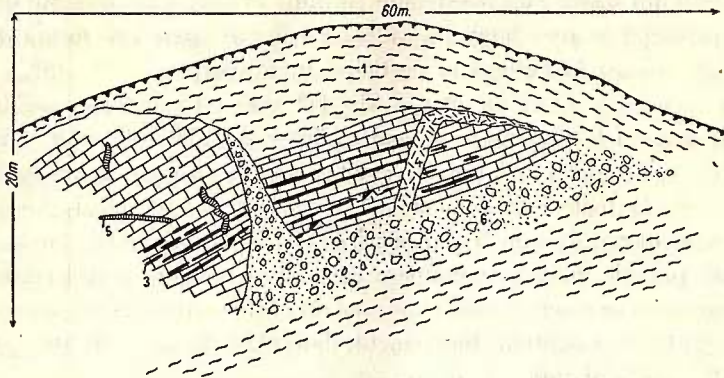


Fig. 1. — Schița carierei de calcare dolomitice cristaline cu magnetit.

1, paragnaise cu biotit; 2, calcare cristaline dolomitice și sideritice; 3, minereu de fier; 4, pegmatite; 5, amfibolite; 6, grohotiș.

În cantitate mare mai apare în aceste roci cuarț, iar în cantități mai reduse se întîlnesc muscovit, almandin, zircon, apatit și minerale opace. Cu ele se asociază micașisturi cu silimanit, almandin, muscovit, biotit, apatit și oxizi de fier. De obicei, silimanitul se întîlnește rar și apare sub formă de fibre subțiri (fibrolit), grupate în snoți sau în rozete asociate cu foițe de muscovit, formă de prezentare care se observă și cu ochiul liber.

Dolomitele cristaline descrise anterior de F. SCHAFARZIK (19) și de C. HURDUZEU (5), apar sub formă de lentile budinate între paragnaise. Ele au o structură grano-blastică și conțin pirotină dispersată în masa lor sau mici benzi de magnetit (fig. 1). Analizele chimice a patru probe colectate din zona centrală a lentilelor sînt redată în tabloul de mai jos (analist, M. CAȚICHI):

	Nr. 36 %	Nr. 37 %	Nr. 67 %	Nr. 71 %
SiO ₂	0,10	0,22	2,42	0,16
Fe ₂ O ₃	0,50	0,44	1,18	1,21
FeO	0,73	1,52	1,50	2,30
CaO	31,72	31,20	31,02	30,09
MgO	20,47	20,52	19,32	20,05
S	0,10	0,12	0,12	0,29
CO ₂	45,48	44,43	42,67	44,60



Raportul CaO: MgO rezultat din analize arată că lentilele sînt alcătuite în interior din dolomit aproape pur.

În zonele marginale ale lentilelor de dolomite cristaline apar calcare cu silicați cu următoarele parageneze: tremolit — calcit — cuarț, diopsid — tremolit — calcit, diopsid — calcit — cuarț. Aceste parageneze au fost întîlnite și de V. I. KIȚUL (8) în formațiunea de Ladoga.

Tremolitul din aceste calcare este alungit după prismă și are unghiul de extincție de 17° ; el participă în rocă între 18—52%. Piroxenul apare sub formă de cristaloblaste asociate uneori în cuiburi și participă în proporție de 10—15%. El este o varietate de piroxen incoloră cu $cNg = 43-44^\circ$, caracter care-l apropie de un salit. În afară de mineralele prezentate se mai întîlnesc în calcare flogopit, cristaloblaste de plagioclaz cu 47—48% An, titanit, zoizit, apatit și pirotină sau magnetit. Flogopitul se găsește în toate calcarele, iar în unele porțiuni marginale formează mici lentile aproape monominerale. Tot în zona cu silimanit apar amfibolite și amfibolite cu piroxeni, primele fiind asemănătoare cu amfibolitele din restul regiunii. Amfibolitele cu piroxeni se asociază calcarelor cristaline dolomitice în care apar sub formă de mici lentile. Ele sînt alcătuite din tremolit, diopsid, andezin cu 44—46% An, titanit, mai rar rutil, apatit și minerale opace.

Existența subfaciesului cu silimanit și almandin este dovedită de prezența silimanitului în rocile cu silicați și a diopsidului asociat cu tremolit, minerale formate prin metamorfismul regional în rocile carbonatice. Deosebit de rezultatele de laborator ale lui N. BOWEN (2) și E. TILLEY (23), F. WEEKS (25) a arătat că prin ridicarea temperaturii, diopsidul ar trebui să apară în rocile carbonatate înaintea forsteritului. V. I. KIȚUL (8) a stabilit în șisturile cristaline din regiunea Ladoga succesiunea tremolit — diopsid — forsterit în funcție de gradele de metamorfism, ultimele două minerale găsindu-se în roci metamorfozate în condițiile faciesului amfibolitic și anume în zona rocilor cu silimanit. Pe baza acestor date, noi considerăm că în Munții Semenic metamorfismul zonei cu silimanit s-ar plasa către limita superioară a subfaciesului silimanit — almandin, corespunzînd gradului de metamorfism la care apare diopsidul în rocile carbonatice.

Zona cu disten. Această zonă de metamorfism se suprapune peste cea mai mare parte a complexului paragneiselor și al migmatitelor. De aceea, expunerea ei reprezintă de fapt descrierea paragneiselor și a rocilor asociate în acest complex, exclusiv migmatitele și rocile eruptive. Marea masă a paragneiselor este alcătuită din paragnaise și paragnaise micacee cu muscovit și biotit, mai rar paragnaise cu biotit sau cu muscovit. Structura lor este granoblastică, mai rar granolepidoblastică, iar textura șistoașă. Cele trei grupe de minerale din care sînt alcătuite variază între următoarele limite: cuarț 5,82—49,13%, feldspați 22,33—44,75%, mice 15,30—26,50%. În paragnaise predomină cuarțul și plagioclazul, iar în unele dintre ele se întîlnește și microclin în proporție de 0—5%. Plagioclazul are conture neregulate, este uneor



maclat polisintetic și are compoziția de oligoclaz cu 20—25% An. Biotitul este o varietate brună cu următorul pleocroism: Ng — Nm = brun; Np = gălbui. El concrește adesea cu muscovitul și prezintă incluziuni de zircon cu puternice aureole pleocroice. Uneori biotitul se transformă în clorit, epidot și granule de oxizi de fier.

În afară de mineralele descrise mai sus se mai întâlnesc ca accesorii în paragnaise almandin (0—6%), apatit, uneori rutil, turmalină (0—2%) și minerale opace. În paragnaise, granații sînt de obicei foarte mici. Un tip aparte de paragnaise, care se întâlnește în această zonă, este reprezentat prin paragnaise cu disten, în care acest mineral poate să ajungă pînă la 14%. Deși aceste paragnaise apar destul de rar, ele indică gradul de metamorfism al zonei.

În această zonă apar de asemenea intercalații de micașisturi cu muscovit și biotit situate în complexul paragnaiselor. Ele sînt alcătuite în cea mai mare parte din cuarț (64%), biotit (11%) și muscovit (17%), la care se asociază feldspat (4%), almandin (3%), apatit, zircon și minerale opace, ca minerale accesorii. În aceste roci predomină uneori mica neagră; ele trec în acest caz la micașisturi cu biotit.

După cum am mai arătat, complexul amfibolitelor este răspîndit sporadic în toate cele trei zone, dar predomină în complexul paragnaiselor, motiv pentru care noi îl vom caracteriza aci. El este alcătuit din amfibolite și gnaise sau cuarțite amfibolice. Amfibolitele, ca și gnaisele amfibolice, sînt alcătuite mai ales din plagioclaz cu 35—40% An și hornblendă verde. Plagioclazul participă în proporție de 24,46—55,16% sub formă de cristaloblaste maclate polisintetic după legea albitului, mai rar combinată cu cea a periclinului. Hornblendă verde se găsește în proporție de 24—59%, are unghiul de extincție de 22—23° și prezintă următorul pleocroism: Ng = verde, Nm = verde bruniu, Np = gălbui. În afară de aceste minerale se mai întâlnesc în aceste roci cuarț (12—40%), apatit (sub 1%), rutil (0—4%), zircon și mai rar clorit secundar. În gnaisele amfibolice apar adesea sfen (5%), epidot, zoizit și minerale opace. În unele amfibolite sau gnaise amfibolice se găsește uneori granat, ce poate atinge 14% din compoziția rocii, asociația reprezentînd astfel amfibolite cu granați. Alte roci amfibolitice conțin biotit alături de celelalte minerale descrise mai sus.

În împrejurimile localității Brebu Nou se întâlnesc cuarțite amfibolice în care cuarțul depășește uneori 52,17% din compoziția rocii. Celelalte minerale participă în proporție mai redusă. Astfel, hornblendă verde, care conține uneori incluziuni de zircon cu aureole pleocroice, reprezintă 10—15%, iar plagioclazul 8%. În cantitate mai mare se întâlnește zoizitul (20%), în timp ce sfenul, apatitul și mineralele opace apar ca minerale accesorii.

În funcție de compoziția lor, unele dintre amfibolite reprezintă un material bazic metamorfozat, provenit dintr-un magmatism bazic¹⁾ inițial, vechi (18). Deși rocile metamorfice provenite din material pelitic sînt rare în zona cu disten și nu

¹⁾ H. SAVU, I. GHEORGHÎȚĂ, AL. VASILESCU și M. BĂLOIU. Raport geologic asupra reg. Rugi — Delinești — Tîrnova, 1955. Arh. Comit. Geol.



au avut compoziția adecvată pentru a se forma acest mineral, ivirile de paragnaise cu disten, care apar din loc în loc în cadrul complexului, ne îndreptătesc să considerăm această zonă ca fiind metamorfozată în condițiile subfaciesului disten — almandin — muscovit (24).

Zona cu staurolit. Zona de metamorfism cu staurolit se suprapune peste complexul micașturilor din partea vestică și peste partea superioară a complexului paragnaiselor, în care apar din loc în loc micașturi cu staurolit. Rocile din această zonă sînt micașturi cu compoziții mineralogice variabile, cuarțite sau cuarțite feldspatice și roci din alte complexe, cum ar fi amfibolite, migmatite și roci eruptive, care au fost descrise sau vor fi prezentate mai departe.

Cele mai caracteristice roci din această zonă sînt micașturile cu staurolit, mineral care apare în următoarea parageneză: cuarț — disten — staurolit — muscovit \pm plagioclaz, uneori cu almandin; alte ori apar în această zonă și micașturi cu almandin și disten sau micașturi cu muscovit și biotit mai cuarțoase, de tipul celor întîlnite în complexul paragnaiselor din zona anterioară.

Structura acestor roci este granlepidoblastică sau porfiroblastică, ultima fiind redată de minerale ce se dezvoltă mai larg, ca distenul, staurolitul sau almandinul. Textura lo reste șistuoasă și rezultă din dispunerea mineralelor micacee — muscovit și (sau) biotit — cu fața (001) în planul de foliație al rocilor, precum și din orientarea preferențială a celorlalte minerale.

Distenul apare sub formă de cristaloblaste larg dezvoltate, alungite după axul *c* și orientate aproximativ în lungul axului *b* al structurii. El include multe acicule și cristale mai mari de rutil, granat, biotit, cuarț și mai rar de turmalină. Staurolitul se întîlnește sub formă de cristaloblaste, de obicei cu contur neregulat și cu pleocroismul caracteristic, uneori atingînd 0,8—1,5 cm lungime.

Un mineral larg dezvoltat în aceste roci este almandinul, care apare ca porfiroblaste ce ajung uneori pînă la 1 cm \varnothing . În granat apar incluziuni cu o direcție, care formează un unghi oarecare cu planul de foliație al rocii sau structura în formă de S. Ele sînt alcătuite din granule de rutil și grafit. De asemenea, se întîlnesc granat și incluziuni în de cuarț și de staurolit.

Cuarțitele se intercalează în complexul micașturilor, întîlnindu-se în regiunea de la izvoarele Pîrului Golețului și la W de Gărîna. Între ele se găsesc varietăți feldspatice sau micacee, în care cuarțul poate să ajungă pînă la 80%, iar celelalte minerale fiind destul de reduse procentual: feldspat 4—5%, muscovit 8—12%, biotit pînă la 6%, uneori clorit și minerale opace. Plagioclazul are în unele cuarțite compoziția de oligoclaz cu 20% An.

După paragenezele care apar în această zonă, este evident că ea se încadrează în subfaciesul de metamorfism staurolit-almandin (24). Într-o lucrare anterioară, FR. J. TURNER considera asociația disten-staurolit ca subfacies aparte în faciesul amfibolitic. Mai tîrziu (24), el a separat subfaciesul staurolit-almandin, în care se



întâlnește și parageneza cuarț-disten-staurolit-muscovit-plagioclaz pentru rocile bogate în Al_2O_3 , parageneză pe care am întâlnit-o și noi în cadrul zonei, ea confirmând astfel gradul de metamorfism stabilit mai sus.

În unele cazuri apare însă, în această zonă parageneza cu disten, staurolit și almandin la un loc, iar în altele, micașisturi fără vreunul din aceste minerale-index sau numai cu almandin. În această situație noi nu putem decât să considerăm că apariția acestor parageneze în cadrul metamorfismului efectuat la temperaturi cuprinse între 550° — 750° C a depins în mare măsură de compoziția chimică a materialului premetamorfic, cum și de faptul dacă procesul a ajuns sau nu la un echilibru final.

Încheind prezentarea zonelor de metamorfism, trebuie să subliniem asemănarea lor cu partea inferioară a seriei de zone metamorfice stabilite de G. BARROW (1) în Dalradianul Scoției. La noi în țară ȘT. GHIKA (7) a stabilit deasemenea o astfel de succesiune metamorfică în Munții Lotrului și pe V. Sebeșului. De altfel, ținem să semnalăm un metamorfism de temperatură mai ridicată al domeniului getic în apropierea contactului său cu autohtonul, metamorfism marcat prin șisturi cu silimanit (6, 12), sau gnaise cu piroxeni (Răscoala)¹⁾.

Migmatitele. Rocile din grupa migmatitelor, care se întâlnesc în zonele menționate mai sus, au fost descrise anterior ca gnaise de injecție sau gnaise mixte (5). Pentru descrierea acestor roci noi am folosit clasificarea lui N. A. ELISEEV (4) și le-am separat din punct de vedere structural în migmatite paralele, migmatite lenticulare și migmatite oculare²⁾.

Migmatitele paralele (lit par lit) sînt alcătuite din benzi paralele de compoziție granodioritică, prinse în masa rocii anterioare (paleosoma) formată din gnaise, mai mult sau mai puțin feldspatizate (pl. I. fig. 1). Astfel de migmatite formează o zonă situată la W de Slatina-Timiș și Armeniș. În compoziția benzilor granodioritice participă cuarț, plagioclaz, microclin și mîce, dintre care plagioclazul (28% An), este mineralul predominant. El se dezvoltă în cristale mari, maclate polisintetic și cu structură poichiloblastică. Mai rar se întîlnește microclinul, iar dintre mîce predomină biotitul cu incluziuni de zircon cu aureolă pleocroică.

Migmatitele lenticulare (pl. I. fig. 2), ca și migmatitele oculare (oftalmite) se întîlnesc în zona Brebu Nou-Petroșnița și mai rar în complexul micașisturilor. În aceste roci metasoma este alcătuită dintr-un material apropiat granodioritic, iar paleosoma din paragneise, micașisturi, cuarțite micacee uneori și amfibolite. Cea mai mare parte din metasomă este alcătuită din oligoclaz acid, larg dezvoltat, cu contur neregulat și maclat polisintetic. De obicei, el are o structură poichiloblastică, incluzînd cuarț, biotit, almandin, rutil și minerale opace, din care rezultă

¹⁾ H. SAVU și C. MICU. Raport asupra lucrărilor de prosp. din Munții Sebeș 1959. Arh. Com. Geol.

²⁾ H. SAVU și C. MICU. 1960 Op. cit.



uneori structuri helicitice, așa cum s-a observat în unele roci din Finlanda. Structurile acestea trădează originea sa metasomatică. În unele roci apar concreșteri mirmehitice între cuarț și plagioclaz, iar în altele biotitul și granatul incluse în plagioclaz sînt parțial cloritizate. Pentru faptul că migmatitele descrise se dezvoltă mai ales în zonele cu disten și staurolit și mai puțin în zona de adîncime mai mare, le vom considera pentru moment ca flebite în sensul lui SCHEUMANN, formate în zone în care mișcările diferențiale sinorogene au permis geneza lor (9). Ele alcătuiesc astfel o zonă embrechitică, în care au circulat soluții migmatice ¹⁾.

Roci eruptive. În această grupă am încadrat atît granodioritele și tonalitele, cît și granitele, pegmatitele și filoanele de porfire din regiune.

Tonalitele și granodioritele sînt reprezentate prin cîteva corpuri mici, care se găsesc pe Valea Slatina, Pîriul Secașului și V. Petroșnița, unde sînt localizate mai ales în paragneisele din zona cu disten. Aceste corpuri eruptive au o structură gnaisică și sînt străbătute de filoane de pegmatite.

Granodioritele de la intrarea Văii Slatina (pl. I, fig. 3) sînt alcătuite din cuarț, plagioclaz, microclin, biotit și minerale accesorii ca: epidot, titanit și granat. Plagioclazul prezintă una sau două zone mai acide, compoziția lui variînd între 30—28% An. El prezintă macle polisintetice după legea albitului, mai rar după legea periclinului. În unele cazuri el a fost torsionat, în altele suferă fenomene de dezamestec sau de microclinizare, sau are pe margini concreșteri mirmekitice. Microclinul prezintă structura în grătar. Biotitul apare sub formă de foițe orientate în planul de foliație al rocii.

În rocile cu caracter tonalitic, situate la intrarea Pîriului Secașului, plagioclazul are compoziția de andezin acid, iar ca minerale melanocrate se întîlnesc hornblenda verde ($cNg = 22^\circ$) și biotitul. În cantități mici apar clinozoizit, alanit, apatit, titanit, zircon și minereu opac.

Aceste roci au fost considerate de A. STRECKEISEN (21) ca postorogene, și sistozitatea lor formîndu-se într-o orogeneză terțiară. Existența microclinului în aceste roci, foliația lor și mai ales faptul că sînt străbătute de pegmatite, uneori de filoanele de granite din regiune, ne obligă să le considerăm ca reprezentînd magmatismul sinorogen al geosinclinalului și avînd o vîrstă precambriană sau paleozoică veche.

Pegmatitele și granitele asociate lor se întîlnesc sub formă de filoane și lentile (pl. I, fig. 4) concordante sau discordante, care alcătuiesc o zonă situată în partea estică a regiunii, între localitățile Petroșnița — Slatina Timiș — Armeniș. În compoziția granitelor participă plagioclaz cu 10—12% An, microclin, muscovit, biotit, clorit, granați și zircon. Ele sînt mai frecvente la W de localitatea Petroșnița.

Pegmatitele sînt reprezentate prin varietăți cu muscovit, cu biotit, cu muscovit și biotit, pegmatite feldspatice și pegmatite cu turmalină. În partea de W a regiunii

¹⁾ H. SAVU și C. MICU (1960). Op. cit.



se întâlnesc filoane concordante sau discordante de cuarț, asociate mai ales complexului micașturilor. Ele apar uneori cu cristale larg dezvoltate de turmalină, disten, granat, ilmenit și rutil.

În zona dintre izvoarele Pîrului Golețului și Prislop, la W de Gărina, apar filoane de porfire granodioritice vechi. Ele sînt alcătuite dintr-o pastă holocristalină de cuarț, felspați și mîce, care înglobează fenocristale de cuarț și plagioclaz cu compoziția de oligoclaz — andezin (28—30% An). Rar apare în ele microclinul. Aceste porfire încheie probabil activitatea magmatică veche din regiune.

Tectonica. În ceea ce privește tectonica, toți cercetătorii anteriori considerau în această zonă un monoclin (5), (I. GHEORGHIȚĂ și AL. VASILESCU, op. cit). Lucrările noastre au pus însă în evidență, așa cum se vede și pe harta alăturată (pl. II) o vastă cută anticlinală care se adîncește spre WSW. Astfel, axul acestei cute anticlinalne pornește de la S de Slatina Timiș și se continuă cu direcția N 86° W pînă în valea Slătinoarei, unde este întrerupt de o linie de fractură orientată pe direcția N 10° W.

Această orientare generală a axului structurii în porțiunea menționată este demonstrată destul de evident de diagrama de sector din fig. 2, pe care au fost proiectați polii planelor de foliație măsurate pe ambele flancuri ale anticlinalului. Astfel, după cum arată proiecția polului π pe diagramă, axul structurii înclină în această porțiune cu 16° în direcția N 86° W.

La W de meridianul pîrului Slătinoara, afluent al văii Slatina, axul structurii anticlinalne este deviat spre WSW, direcție în care și plonjează, așa cum se poate vedea din profile și pe hartă.

Pe diagrama de sector din fig. 3, s-au proiectat de asemenea polii planelor de foliație din zona văii Slătinoara — Brebul Nou — pîrful Grădiștei. Se observă, ca și în

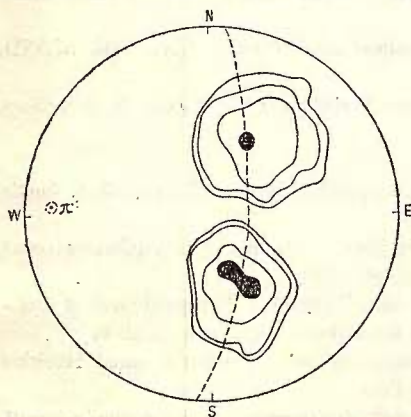


Fig. 2. — Diagrama de proiecție a polilor planelor de foliație pentru sectorul estic.
Conture 0,5; 1; 9; 19%.

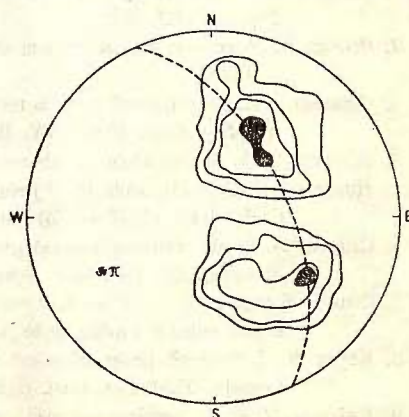


Fig. 3. — Diagrama de proiecție a polilor planelor de foliație pentru sectorul vestic.
Conture 0,5; 2; 5; 8%.



prima diagramă, proiecția simetrică a valorilor față de axul cutoi, ele reprezentând cele două flancuri ale structurii anticlinale. În această zonă axul structurii are direcția N 64°E și se afundă cu 34° în direcția S 64°W.

Poziția și forma structurii anticlinale este demonstrată de poziția stratelor, care pe flancul de nord al anticlinalului au direcția generală N 35—50°E și căderi variabile, cuprinse între 30—50° NW. Pe flancul sudic poziția șisturilor cristaline se schimbă și devine aproximativ simetrică celei anterioare. În zona de șarnieră a cutoi pozițiile arată o trecere gradată de la o orientare la alta și căderi constante în direcția de fundare a structurii anticlinale.

Vîrsta șisturilor cristaline. În anul 1957, unul din noi (17) compara seria de Mădrizești cu șisturile cristaline mesozonale din Munții Semenice și le considera ca făcînd parte din cele mai vechi formațiuni de la noi din țară. Prin determinarea depozitelor de vîrstă siluriană de către GR. RĂILEANU și L. PAVELESCU (15) într-o zonă foarte apropiată de Munții Semenice, se aduc noi date pentru stabilirea vîrstei șisturilor cristaline din această regiune. De aceea, de acord cu acești autori, considerăm că șisturile cristaline din Munții Semenice aparțin Precambrianului sau cel mult Paleozoicului inferior.

BIBLIOGRAFIE

1. BARROW G. On the geology of lower Dee-Side and the southern Highland border. *Geol. Assoc. Proc.*, XXIII, 1912.
2. BOWEN N. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. *Journ. Geol.*, XLVIII, 3, 1940.
3. CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Meridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, București 1940.
4. ELISEEV N. A. Metamorfizm. Leningrad, 1959.
5. HURDUZEU C. Cercetări geologice și petrografice în partea centrală a Munților Semenice. *D. S. Comit. Geol.*, XLV (1957—1958) (sub tipar).
6. GHERASI N. Étude pétrographique et géologique dans les Monts Godeanu et Țarcu (Carpatés méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, București 1933.
7. GHICA—BUDEȘTI ȘT. Les Carpathes méridionales centrales, Recherches Pétrographiques et géologiques entre le Parîng, et le Negoi. *An. Inst. Geol. Rom.* XX, București 1940.
8. KIȘUL V. I. Stupeni progressivno regionalno metamorfizma karbonatnih parod ladojskoj formații. *Trud. Lab. Geol. Dokembr.* Vip 11, 1960.
9. KRÎLOVA M. D. O formirovanii malih struktur v usloviah sincinematicescoi regionalnoi-migmatizații. *Trud. Lab. Geol. Dokembr.* Vip. 11, 1960.
10. MURGOCI G. Sur l'age de la grande nappe de charriage des Carpathes méridionales. *C. R. Ac. Sci. Paris*, 1905.

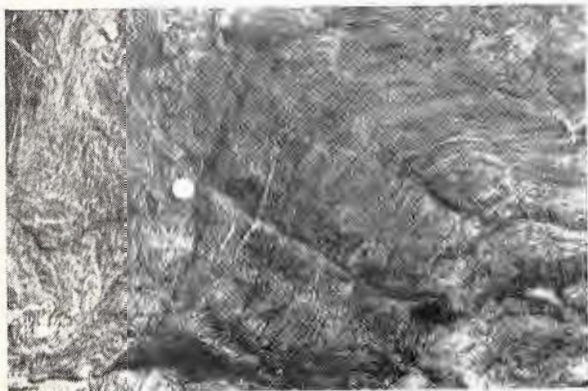


EXPLICAȚIA PLANȘEI

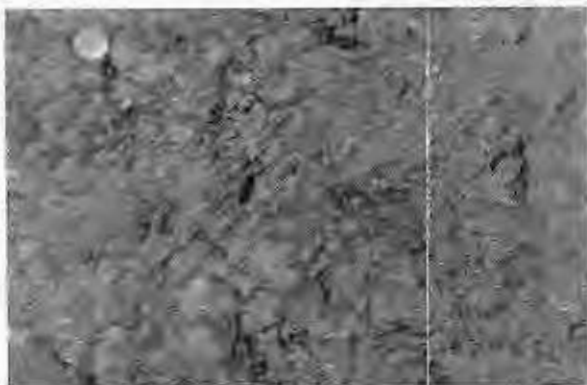


EXPLICAȚIA PLANȘEI

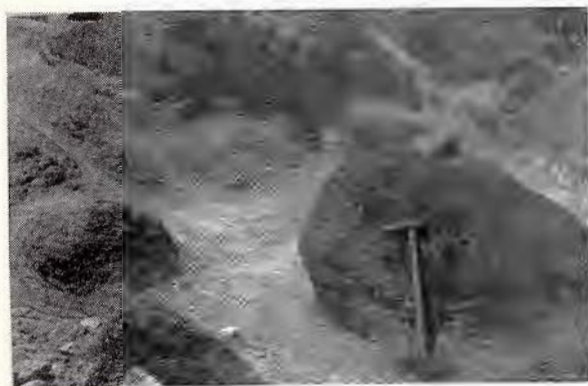
- Fig. 1. — Migmatite paralele, valea Secășului. Foto H. SAVU, 1960.
Fig. 2. — Migmatite lenticulare microcutate, valea Brebului. Foto H. SAVU, 1960.
Fig. 3. — Alterație sferoidală în granodiorite gnaisice, valea Slatina. Foto H. SAVU, 1960.
Fig. 4. — Lentilă de pegmatit în paragneise micacee, Petroșnița. Foto H. SAVU, 1960.



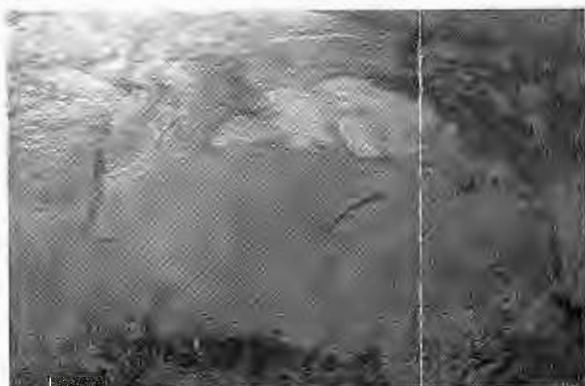
1.



2.



3.



4.

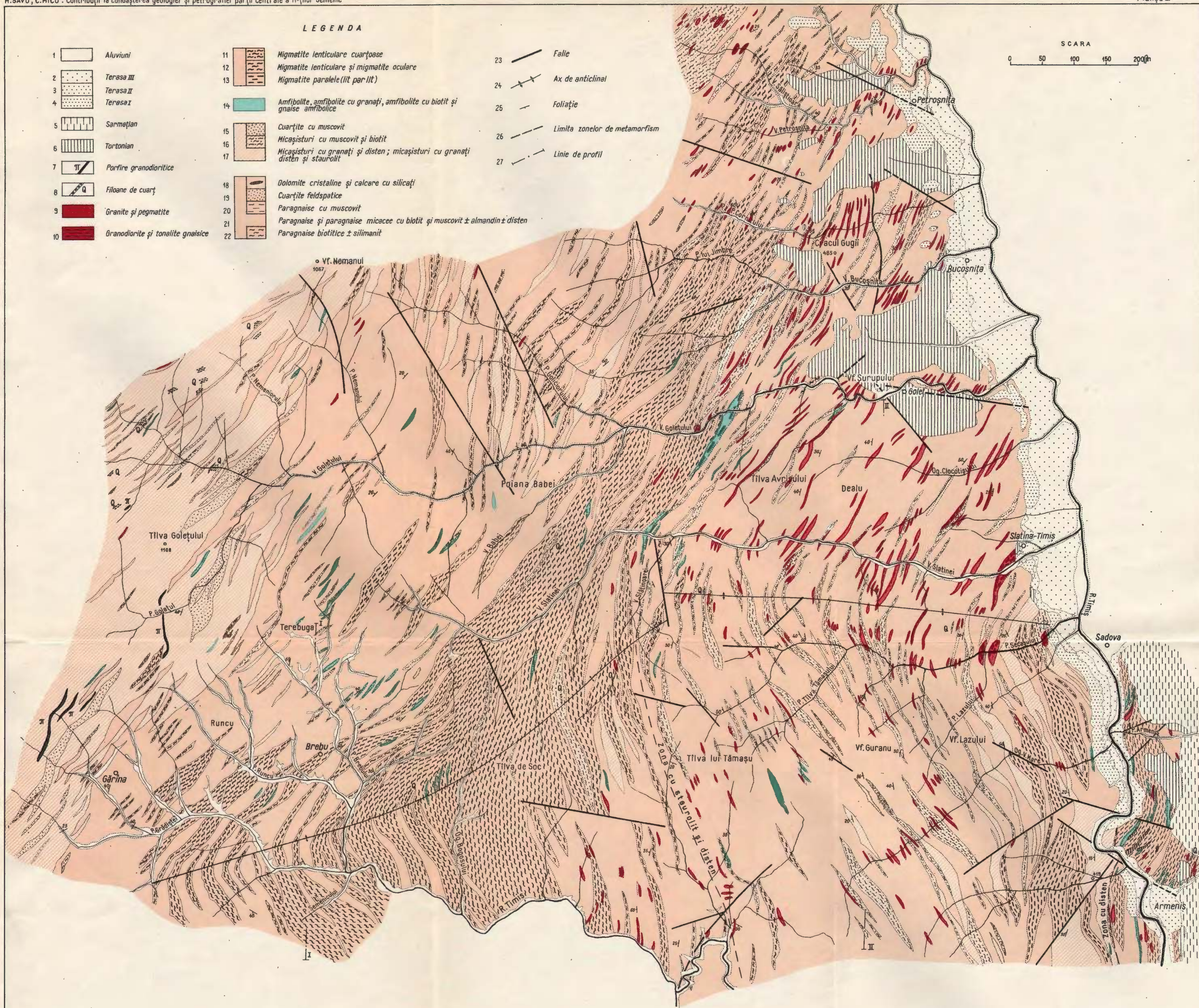
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII SLATINA - TIMIȘ - BREBU NOU (M-ȚII SEMENIC)

H.SAVU, C.MICU : Contribuții la cunoașterea geologiei și petrografiei părții centrale a M-ților Semenic

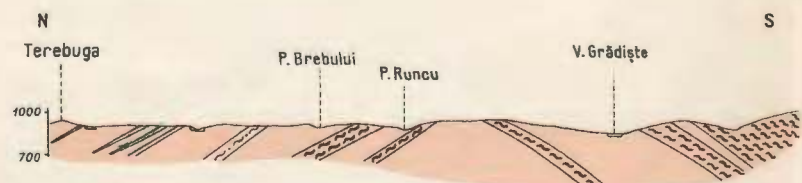
Planșa II

LEGENDA

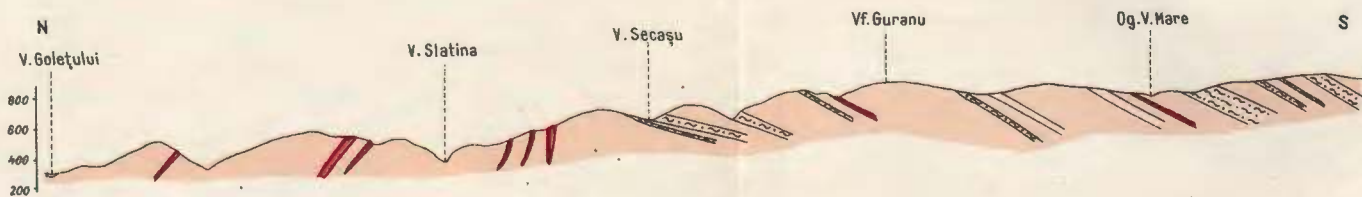
- | | | | | | |
|----|---------------------------------|----|--|----|-------------------------------|
| 1 | Aluviuni | 11 | Migmatite lenticulare cuarțose | 23 | Falie |
| 2 | Terasa III | 12 | Migmatite lenticulare și migmatite oculare | 24 | Ax de anticlinal |
| 3 | Terasa II | 13 | Migmatite paralele (lit par lit) | 25 | Foliație |
| 4 | Terasa I | 14 | Amfibolite, amfibolite cu granați, amfibolite cu biotit și gnaise amfibolice | 26 | Limita zonelor de metamorfism |
| 5 | Sarmățian | 15 | Cuarțite cu muscovit | 27 | Linie de profil |
| 6 | Tortonian | 16 | Micașisturi cu muscovit și biotit | | |
| 7 | Porfire granodiaritice | 17 | Micașisturi cu granați și disten; micașisturi cu granați disten și staurolit | | |
| 8 | Filoane de cuarț | 18 | Dolomite cristaline și calcare cu silicați | | |
| 9 | Granite și pegmatite | 19 | Cuarțite feldspatice | | |
| 10 | Granodiarite și tonalite gnaise | 20 | Paragneise cu muscovit | | |
| | | 21 | Paragneise și paragneise micacee cu biotit și muscovit ± almandin ± disten | | |
| | | 22 | Paragneise biotitice ± silimanit | | |



PROFIL I



PROFIL II



11. MURGOCI G. The geological Synthesis of the south Carpathians. *C. R. Congr. Géol. Int.*, XI. sess., Stockholm, 1912.
12. PAVELESCU L. Geologia Carpaților meridionali. *An. Rom.—Sov. ser. Geol.—Geogr.*, 1958.
13. POPP E. Bazinul neogen al Caransebeșului între Poarta—Caransebeș. *D.S. Com. Geol. XXXVIII* (1950—1951), București, 1954.
14. ROȘCA L. Comunicare preliminară asupra cercetărilor geologice și petrografice din reg. Munților Semenik de Nord. *D. S. Com. Geol. XXXVIII* (1950—1951), București 1954.
15. RĂILEANU GR., PAVELESCU L. Considerații generale asupra vârstei șisturilor cristaline din Carpații meridionali. *Congr. Carpato-Balcanic. Ses. V.* 1961 (sub tipar).
16. ROTH TELEGD L. Der nördliche Abschnitt des Semenik—Gebirges in der Gegend von Franzdorf, Wolfsberg und Weindenthal. *Jahresber. k. ung. geol. A. f. 1855*, Budapest 1887.
17. SAVU H. Cercetări petrografice în Cristalinul Masivului Drocea. *D. S. Com. Geol. XLIV* (1956—1957) (sub tipar).
18. SAVU H. Contribuțiuni la cunoașterea zăcămintelor de mangan din regiunea Delinești. (Munții Semenik). *D. S. Com. Geol. XLVI* (1958—1959) (sub tipar).
19. SCHAFARZIK FR. Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Orményes und Vercse-rova, südlich von Karansebeș im Komitate Krassó Szörény. *Jaresber. kgl. ung. geol. R. A. f. 1896*, Budapest 1898.
20. SCHEUMANN K. H. Metatexis und metablastesis. *Min. petr. Mitt.* 47, 1937.
21. STRECKEISEN A. Junge eruptivgesteine im Banat. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, I, București 1932.
22. STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpathes méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, București 1934.
23. TILLEY C. E. A note on the progressive metamorphism of siliceous dolomites. *Mineralog. Mag.* 22, 1947.
24. TURNER L. FR., VERHOOGEN J. Igneous and metamorphic petrology. New York 1960.
25. WEEKS W. F. A thermochemical study of equilibrium relations during metamorphism of siliceous carbonate rocks. *Journ. Geol.* 64, nr. 3, 1956.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ПОЗНАНИЕМ ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГОР СЕМЕНИК

Х. САВУ, К. МИКУ

(Краткое содержание)

В настоящей работе авторы описывают петрографию и тектонику центральной части Гор Семеник, расположенной между Армения — Герына и Петрошница. Эта зона состоит из двух главных комплексов: толщи парагнейсов — в основании и комплекса слюдяных сланцев — в верхней части, с которыми ассоциируется комплекс доломитовых кристаллических известняков и комплекс амфиболитов.

Над этими комплексами имели место процессы метаморфизма в алмадин-амфиболитовой фации и в зависимости от степени метаморфизма с В.



к 3 могут быть выделены три зоны метаморфизма: зона с силлиманитом, зона с дистеном и зона с ставролитом.

Метаморфизованные породы инъецированы гранодиоритами, тоналаитами, гранитами, пегматитами и порфирами, которые составляют синорогенный и телесинематический магматизм.

Помимо этого, во время метаморфизма возникли параллельные чечевицеобразные и окулярные мигматиты.

Что же касается тектоники области авторы поставили на учет широкую антиклинальную структуру, погружающуюся по направлению с В к ЗСЗ на $16-34^\circ$.

Авторы полагают, что все эти формации, с точки зрения возраста, принадлежат докембрию или самое большее древнему палеозою.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE GÉOLOGIQUE
ET PÉTROGRAPHIQUE DE LA PARTIE CENTRALE DES
MONTS SEMENIC

PAR

H. SAVU, C. MICU

(Résumé)

Les auteurs présentent la pétrographie et la tectonique de la partie centrale des Monts Semenic, comprise entre les localités Armeniș, Gărina et Petroșnița. Cette zone comprend deux complexes principaux: le complexe des paragneiss à la partie inférieure et le complexe des schistes micacés à la partie supérieure; à ces deux complexes sont associés le complexe des calcaires cristallins dolomitiques et le complexe des amphibolites.

Sur ces complexes s'est superposé un métamorphisme en faciès almandin-amphibolitique; en fonction des degrés de métamorphisme on peut séparer de l'E à l'W trois zones de métamorphisme notamment: la zone à sillimanite, la zone à dysthène et la zone à staurolite.

Les roches métamorphisées sont traversées par des granodiorites, des tonalites, des granites, des pegmatites et des porphyres qui constituent le magmatisme synorogène et télécinématique. Toujours pendant le métamorphisme se sont formées des mигmatites parallèles, lenticulaires et ceillées.

En ce qui concerne la tectonique de la région, les auteurs mettent en évidence une large structure anticlinale qui plonge de l'E vers l'WSW avec 16^0-34^0 .

Quant à leur âge, ces formations sont considérées précambriennes ou tout au plus paléozoïques anciennes.



**OBSERVAȚII GEOLOGICE ÎN FLIȘUL CRETACIC DIN
REGIUNEA GĂINEȘTI—STULPICANI (CARPAȚII ORIENTALI)¹⁾**

DE

GR. ALEXANDRESCU

Sectorul carpatic de care ne ocupăm în prezenta notă, se află în partea sudică a văii Moldova, între valea Suha Bucovineană și valea Suha Mare-Mălini.

Primele date geologice asupra flișului Carpaților orientali din partea mijlocie și nordică a Moldovei, le posedăm de la K. M. PAUL (18), V. UHLIG (22, 23) și FR. HERBICH (14,15).

După anul 1900, cu studiul acestui sector se ocupă S. ATHANASIU (2,3), care împarte flișul din Moldova într-o zonă internă și una externă (marginală). Referitor la structura flișului, S. ATHANASIU este de părere că aceasta este normală.

În anul 1934, D. ȘTEFĂNESCU (21) studiază profilul văii Moldova, între Cîmpulung și Păltinoasa și cu această ocazie acordă șisturilor negre o vîrstă albiană.

Ultimele cercetări din regiune se datoresc lui G. CERNEA (8), TH. JOJA (13) și I. BĂNCILĂ (4, 5, 6).

În afară de datele geologice publicate, pentru această regiune, precum și regiunile învecinate, se găsesc o serie de rapoarte ale geologilor de la Ministerul Industriei Petrolului (V. AGHIORGHESEI, A. STOICESCU, T. FILIMON, V. MUȘAT, etc.) ale căror rezultate sînt concretizate în hărțile geologice la scara 1:100.000 editate de Ministerul Petrolului.

Depozitele cretacice și paleogene întîlnite în cuprinsul acestui sector le repartizăm la două mari unități: flișul intern și flișul extern (în sensul acordat de M. G. FILIPESCU).

Nota de față se referă numai la partea estică (externă) a flișului intern, care vine în contact tectonic cu flișul extern, respectiv cu zona de solzi (zona șisturilor negre). Această parte externă este reprezentată prin pînza internă inferioară.

¹⁾ Comunicare în ședința din 8 decembrie 1961.

Flișul intern — pînza internă inferioară. Din punct de vedere stratigrafic, pînza internă inferioară este alcătuită din depozite cretacice. Litologic, depozitele acestei unități corespund la trei orizonturi: orizontul șistos cu gresii curbicorticale (Aptian — Albian inferior); orizontul grezos (Albian superior — Vraconian); orizontul de marne și argile roșii și verzi (Cenomanian).

În nota prezentă, ne vom mărgini numai la descrierea orizontului șistos cu gresii curbicorticale. Acesta este alcătuit dintr-o alternanță de șisturi marnoase și argiloase de culoare cenușie, cenușie negricioasă și de gresii micacee, caracteristice, cu un pronunțat caracter curbicortical, în grosime de 10—20 cm. Gresiile sînt calcaroase, uneori dure, și prezintă pe fața lor inferioară frecvente « hieroglife ». Către partea inferioară a orizontului apar intercalații de marno-calcare cenușii cu o patină feruginoasă.

Cu caracterele descrise mai sus, acest orizont se găsește în bazinul văii Ostra, bazinul văii Negruleasa și afluenții săi, apoi în bazinul văii Suha Mare (la Esle).

Prin asemănările litologice pe care le are uneori acest orizont cu șisturile negre, este foarte greu de trasat linia între zona șisturilor negre și flișul intern. Acest fapt a făcut ca pe hărțile existente, traseul acestei linii să difere de la autor la autor, atribuindu-se o parte a orizontului șistos cu gresii curbicorticale, cînd flișului intern, cînd seriei șisturilor negre. Noi am trasat această linie acolo unde dispar gresiile glauconitice caracteristice zonei șisturilor negre și unde încep să predomine gresiile curbicorticale și șisturile cenușii, în alternanță cu marno-calcare.

Orizontul șistos cu gresii curbicorticale a fost separat în flișul Carpaților orientali de G. MACOVEI și I. ATANASIU (17) sub denumirea de « Orizont marnos », pe care l-au atribuit Aptianului, considerînd că stă în perfectă concordanță peste Barremian (șisturi negre), G. CERNEA bazat pe prezența speciei *Acanthoplites aschiltensis* ANTH., recoltată din stratele de Bistra, acordă acestui orizont o vîrstă mai recentă decît Aptianul inferior și, după autor, este foarte posibil ca să cuprindă partea superioară a Aptianului inferior și parte din Aptianul superior. Tot pentru vîrsta aptiană pledează argumentele aduse de M. G. FILIPESCU (9), care citează din aceste depozite, în valea Teleajenului, orbitoline și un mulaj de amonit care pare a fi un *Parahoplites*. Pe acest motiv și pe baza caracterelor petrografice, autorul atribuie orizontului vîrsta aptian — albian-inferioară.

Orizontul este cunoscut și sub numele de « seria curbicorticală » (strate de Palanca), căreia I. BĂNCILĂ (5) îi atribuie o vîrstă mai nouă, albiană, pe baza formei de *Neohibolites minimus* LIST., recoltată din bazinul văii Troțușului și a unui exemplar de *Dowilleiceras monile* SOW. găsit de V. AGHIORGHESEI pe valea Ostrei. După părerea noastră, orizontul șistos, în parte cel puțin, are o vîrstă aptiană și este echivalent cu orizontul șistos din seria șisturilor negre.



Contactul flișului intern (reprezentat prin pînza internă inferioară) cu flișul extern (reprezentat prin zona șisturilor negre) este un contact tectonic ce reflectă un caracter de încălecare.

Caracterul de încălecare al flișului intern în sectorul în discuție reiese din faptul că această unitate taie oblic o serie de structuri ce aparțin flișului extern (șisturilor negre). Astfel, în bazinul văii Negrileasa, sub această unitate dispar două structuri (doi solzi), iar cu cît mergem spre sud, în bazinul văii Suha Mare și în bazinul văii Dolia, pînza internă taie rînd pe rînd aproape toți solzii seriei șisturilor negre, ca în cele din urmă, într-o regiune mai sudică (bazinul văii Largului și Audia) situată în afara perimetrului hărții noastre, această unitate să depășească complet seria șisturilor negre și să vină în contact cu stratele cu inocerami din zona senonian-paleogenă.

Cel mai accentuat efect al încălecării unității flișului intern, în afară de avansarea peste seria șisturilor negre, îl constituie însă complexitatea tectonică a zonei de șisturi negre situate la exterior, care sub acțiunea împingerii au căpătat o structură în solzi, ceea ce a îndreptățit pe M. G. FILIPESCU (11) să denumească această fișie « zona de solzi ».

Flișul extern. În sectorul cercetat, flișul extern este reprezentat prin zona șisturilor negre și zona senonian-paleogenă.

Zona șisturilor negre. Seria șisturilor negre (strate de Audia). Șisturile negre sînt reprezentate prin cele trei complexe (complexul sferosideritic, complexul șistos și complexul glauconitic), separate la noi în țară în regiunea Covasna de M. G. FILIPESCU (12).

Complexul sferosideritic, care constituie partea inferioară a șisturilor negre, este constituit din șisturi argiloase negricioase și cenușii, gresii micacee, iar uneori gresii cuarțitice în bancuri subțiri. În alternanță cu acestea se găsesc marno-calcare feruginoase și sferosiderite, roci ce dau nota caracteristică a complexului. Intercalațiile de calcare sideritice apar fie sub formă de concrețiuni, fie sub formă de lentile sau strate groase de 10—40 cm. Acestea au constituit în regiunea Stulpicani obiectul unor exploatări rudimentare în jurul anului 1900. Astăzi se mai văd încă vestigiile vechilor topitorii. Pe unele profile, separarea complexului sferosideritic, de complexul șistos, se face cu mare greutate, fie din cauza lipsei deschiderilor, fie din cauza tectonizărilor intense ce au avut loc în această regiune, fapt ce face ca și grosimile să fie variabile, mergînd uneori pînă la zdrobire și laminare completă.

Complexul șistos este reprezentat prin șisturi argiloase negre, foioase, ce capătă aspect ardezian sau uneori disodiliform. În alternanță cu șisturile argiloase negricioase, se întîlnesc șisturi verzui, tufitice. În unele locuri, în acest complex se intercalează gresii calcaroase negricioase, gresii curbicorticele, lidiene și spongolite. În alte locuri se întîlnesc și rare marno-calcare de tip sferosideritic.



În acest complex, pe pîrîul Hărghitişului (Prelucii), afluent al pîrîului Plotonița, și pe cîțiva afluenți ai văii Negrileasa, am întîlnit gresii calcaroase cu resturi de lamelibranchiate (cardiacee) și gasteropode. Probabil că este vorba de același nivel fosilifer descris în 1957 de către E. GHERMAN și D. DEMETRESCU¹⁾, în solzul Pohănești-Cremenitea, la nord de valea Moldovei.

Complexul gresiilor silicioase cu glauconit (complexul sticlos) este complexul cel mai ușor de recunoscut și cel mai bine reprezentat, din toată seria șisturilor negre fiind astfel cel mai caracteristic. Este constituit din bancuri de gresii glauconitice silicifiate, a căror culoare are nuanțe diferite (albicioasă, verzuie, negricioasă sau măslinie). Grosimea stratelor variază între 0,20—1,20 m. În alternanță cu gresiile glauconitice se găsesc șisturi negricioase sau negricioase cenușii, gresii micacee negricioase și gresii curbicorticale.

În acest complex, la Găinești și Negrileasa, am întîlnit arcoze cu feldspat roșu și brezii sedimentare asemănătoare cu cele care se cunosc în regiunea Covasna și Zagon și care au aceeași poziție stratigrafică. Prezența arcozelor și arenelor cu feldspat roșu în lungul zonei șisturilor negre începînd din valea Buzăului spre N pînă în bazinul văii Moldova, prezintă o însemnătate deosebită și demonstrează că ceea ce G. MURGEANU (1933) a numit « Cordiliera Cumană » se întinde departe spre N²⁾ și în plus demonstrează că flișul extern (M. G. FILIPESCU) s-a depus pe un fundament deosebit de cel carpatic.

Spre deosebire de celelalte două complexe, în locurile unde deschiderile sînt mai puțin clare, grohotișul de pantă ne indică cu siguranță prezența complexului gresiilor silicioase.

Asupra vîrstei șisturilor negre de la noi s-au emis mai multe păreri, funcție de stadiul cunoștințelor existente la data emiterii lor. Astfel, S. ATHANASIU (1905) le atribuie o vîrstă oligocen-inferioară, pentru ca ulterior să revină și să le atribuie o vîrstă cretacic-inferioară (1909). G. MACOVEI și I. ATANASIU (17) în anul 1925, bazați pe argumentele paleontologice citate de FR. HERBICH, atribuie șisturilor negre o vîrstă barremiană, susținînd că sînt un facies extern al stratelor de Bistra. D. PEDA și I. BĂNCILĂ (20) 1934 consideră șisturile negre ca un facies sincron și heteropic al « Senonianului roșu » și al Senonianului cu inocerami. Părerii emise de D. PEDA și I. BĂNCILĂ, că șisturile negre ar fi de vîrstă senoniană, i se alătură următorii cercetători: M. G. FILIPESCU 1936, C. OLTEANU 1941, G. CERNEA 1948. D. ȘTEFĂNESCU (21) în 1935 susține că șisturile negre din Bucovina reprezintă Gaultul și Cenomanianul.

¹⁾ E. GHERMAN și D. DEMETRESCU. Cercetări geologice în reg. Lucina-Moldovița (Bucovina) Arh. Min. Ind. Petrolului, București 1957.

²⁾ M. G. FILIPESCU și GR. ALEXANDRESCU. Repartiția gresiilor grosiere și a arcozelor cu feldspat roșu în Cretacicul Carpaților Orientali. *Studii și Cercet. de Geologie*, T. VII, nr. 2/1962. Ed. Acad. R.P.R.



Contribuții importante în ceea ce privește stabilirea vârstei șisturilor negre pe baze paleontologice au fost aduse de M. G. FILIPESCU, I. DRĂGINDĂ și V. MUTIAC (12) care au studiat seria șisturilor negre între, valea Buzăului și valea Covasnei. În urma studiilor întreprinse în regiunea Covasna autorii separă cele trei complexe ale seriei șisturilor negre, (complexul sferosideritic, complexul șistos și complexul gresiilor glauconitice), iar pe baza fosilelor găsite în aceste complexe (precum și pe baza formelor citate de cercetătorii anteriori), atribuie complexul inferior (sferosideritic) Valanginianului superior și Barremianului, complexul șistos Aptianului și Albianului inferior, iar complexul superior sau al gresiilor glauconitice Albianului și Cenomanianului. Autorii arată astfel că șisturile negre reprezintă o serie comprehensivă, formată în timpul Cretacului inferior, începând din Valanginianul superior până în Cenomanianul inferior. Orizontarea seriei șisturilor negre făcută de M. G. FILIPESCU, precum și stabilirea vârstei lor pe baze paleontologice, are o mare însemnătate în ceea ce privește paralelizarea acestora cu depozitele cretacice din zona flișului intern, precum și cu depozitele cretacice din zonele mai externe. De asemenea, aceste precizii au deschis un nou drum în ceea ce privește orientarea studiilor în zona flișului cretacic precum și în ceea ce privește geologia aplicată.

În ultimul timp, I. BĂNCILĂ (1952—1958) a adoptat pentru șisturile negre o vîrstă barremian-aptiană cu trecere la Albianul inferior, susținînd că nu se cunosc argumente paleontologice pentru acordarea unei vârste mai vechi (Valanginian-Hauterivian). În privința vârstei seriei șisturilor negre, ne raliem părerii emise de M. G. FILIPESCU, care admite că șisturile negre reprezintă o serie comprehensivă, începînd din Valanginian pînă în Albianul superior.

Sinonimie:

Complexul argilelor roșii și verzi.

Stratele de Zagon după M. G. FILIPESCU, Contribuții la orizontarea Cretacului din flișul Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon și a Politehnicii, seria Șt. Naturii*, nr. 8/1955, București
Orizontul de argile roșii și vîrgate, după I. BĂNCILĂ; *Geologia Carpaților Orientali*, Ed. Științ. București 1958.

Strate de Bota, după I. MARINESCU. Cercetări geologice și geologo-tehnice pe valea Buzăului. *Comunicare Com. Geol., șed. din 22. II. 1957.*

Deasupra seriei șisturilor negre, respectiv peste gresia glauconitică, în succesiune stratigrafică urmează un complex alcătuit din gresii micacee, curbicorticeale sau în plăci, gresii cenușii și marne micacee, peste care urmează o alternanță de marne și argile roșii și verzui, care au intercalații de gresii negricioase, subțiri, calcaroase și cu concrețiuni de pirită. Către partea bazală a argilelor roșii și verzi apar 2—3 intercalații de tufite de culoare albicioasă sau verzuie și intercalații de gresii grosiere cu feldspat roșu, cum sînt acelea de pe pîrîul Druganului, din bazinul văii Dolia. De asemenea, în acest complex se găsesc și intercalații de roci silicioase, cunoscute și sub denumirea de radiolarite.



Cu caracterele de mai sus, complexul apare în majoritatea solzilor din zona șisturilor negre, constituind un bun reper pentru separarea acestora. Grosimea complexului este variabilă, fiind cuprinsă între 40 și 50 m, iar uneori ajunge să aibă câțiva metri. Această subțiere se datorează pe de o parte laminărilor pe falii, caracteristice zonei de șisturi negre, iar pe de altă parte eroziunii.

În ceea ce privește vârsta complexului, ea variază după autori astfel: M. G. FILIPESCU (9,24) atribuie acestui complex o vîrstă Cenomanian superior — Turonian inferior, bazat pe prezența speciei *Rotalipora appenninica* RENZ., formă cenomanian-turoniană, și a speciei *Globigerina infracretacea* GLESSNER, formă ce se ridică pînă în Cenomanianul superior. I. BĂNCILĂ (5) susține că acest complex ar aparține Albianului superior — Vraconianului, bazat pe prezența speciei *Neohibolites ultimoides* (SINZOW) STOL., găsită de autor în valea Siriului. În sprijinul acestei vîrste mai citează și speciile *Neohibolites minimus* LIST. (pîrîul Vîna Mare) și *Parahibolites tourtiaei* WEIGNER, forme găsite de I. MARINESCU pe valea Zagonului (pîrîul Decan, pîrîul Deltegului) și valea Bota.

În sectorul cercetat nu am găsit probe paleontologice pentru precizarea vîrstei complexului, încît această problemă rămîne încă deschisă.

Menționăm faptul că pe toată aria de răspîndire a șisturilor negre din zona Audia, în sectorul cuprins între Dolia-Găinești-Negrileasa și Stulpicani, coloana stratigrafică se încheie cu acest complex al argilelor roșii și verzi, deoarece nu se mai întîlnește alt complex de roci superior acestuia.

Ciclul senonian-eocen (gresia de Prisaca) și succesiunea din lamboul Măgura-Găinești, descrise de I. BĂNCILĂ (5) ca stînd normal peste « pînza șisturilor negre », adică peste zona Audia, se găsesc în interpretarea noastră în altă unitate tectonică, mai externă, în zona senonian-paleogenă, după cum vom arăta mai departe.

Caracterul tectonic al zonei șisturilor negre (zona Audia). Sectorul de care ne ocupăm este caracterizat din punct de vedere tectonic prin prezența a numeroase cute-falii (solzi), a căror bază este constituită din complexul inferior (sferosideritic), urmat de complexul șistos, apoi de complexul gresiilor glauconitice și complexul superior acestora, complexul argilelor roșii și verzi. Repetarea solzilor se face în general la nivelul argilelor roșii și verzi, de cele mai multe ori la nivelul gresiilor glauconitice, iar în unele cazuri la nivele inferioare. În acest din urmă structurile se descifrează mai greu. Dacă urmărim longitudinal structurile, observăm că ele își păstrează caracterul pe distanțe mai mari, iar în unele cazuri se depășesc tectonic și astfel se reduc ca număr.

Între zona de solzi (zona Audia) și zona din față (senonian-paleogenă) există un contact anormal, de încălecare abruptă, în care orizontal inferior (sferosideritic) în unele cazuri orizontul mediu (șistos) al zonei șisturilor negre, vine în contact cu diverși termeni ai zonei senonian-paleogene. Astfel, în partea nordică a sectorului Găinești-Stulpicani, șisturile negre vin în contact cu gresia de Tarcău din dealul



Girileu (949 m) și Clădița Mare (1072 m). Cu cât înaintăm spre S, (Găinești) observăm că acest contact se face între șisturile negre și stratele de Krosno, contact ce se menține pînă în valea Suha Mare. La S de Suha Mare, șisturile negre din nou iau contact cu gresia de Tarcău din vârful Măgura (1208), ca apoi mai spre sud acest contact să se facă fără întrerupere cu Senonianul, în faciesul stratelor cu inocerami. Contactul cu Senonianul se urmărește pînă în bazinul văii Bistrița (Hangu-Buhalnița). În sectorul Găinești, linia de contact anormal dintre zona Audia și zona senonian-paleogenă descrie cîteva festoane, însă de mică amploare.

În concepția lui I. BĂNCILĂ, linia din fața șisturilor negre (linia Audia sau linia medio-internă), « constituie una din cele mai clare linii tectonice ale Carpaților orientali, care se poate recunoaște din valea Sucevei pînă în valea Ialomiței și Rîul Alb » (5, pag. 230). După autor, linia reflectă condiția unei încălecări nete pe elementele unității din față, fapt ce permite să atribuie acestei unități calitatea unei pînze de șariaj, « pînza șisturilor negre » (Audia). Argumentele pe care le aduce autorul în sprijinul pînzei șisturilor negre sînt următoarele:

La marginea unității « medio-interne » depozitele cretacice apar de regulă cu orizonturile bazale ale șisturilor negre și se dispun pe depozite paleogen-superioare, aparținînd unei unități din E.

« Cutele din Paleogenul median dispar oblic sub șisturile negre, mai ales în valea Bistriței (Bicaz-Buhalnița) și valea Moldovei (Suha Mică), unde flișul median ar fi complet întrerupt la suprafață ».

Linia Audia face cîteva bucle semnificative, una la Găinești și una la Secu-Buhalnița în valea Bistriței. Autorul afirmă că « în regiunea Suha-Găinești, linia Audia avansează spre E cu cca 5 km și formează mai multe bucle secundare ».

Datele de teren obținute de noi în ultima vreme ne fac să avem păreri diferite de cele ale lui I. BĂNCILĂ, cel puțin în sectorul cercetat (Dolia-Găinești-Stulpicani), din următoarele motive:

Buclele de șisturi negre de la Găinești (Măguricea și Ciumărna), acolo unde I. BĂNCILĂ citează o încălecare de cel puțin 5 km, nu aparțin șisturilor negre din zona Audia, ci zonei senonian-paleogene, fiind niște anticlinale ce se afundă sub depozite senoniene (strate cu inocerami) și constituie un mare anticlinoriu pe care îl denumim anticlinoriul Măguricea-Ciumărna.

La W, acest anticlinorium este despărțit de zona șisturilor negre (Audia) de o fișie continuă de paleogen median, fișie alcătuită din gresia de Tarcău și strate de Krosno. Această fișie se leagă nemijlocit spre N și S cu depozitele zonei senonian-paleogene.

Anticlinoriul Măguricea-Ciumărna reprezintă continuarea spre N a anticlinoriului de la Cîrnu-Bicaz și Coroiu-Largu.

Zona senonian — paleogenă. În fața șisturilor negre din zona Audia, se găsește zona senonian-paleogenă, la alcătuirea căreia iau parte șisturile negre,



care constituie fundamentul, apoi stratele cu inocerami și Paleogenul (Eocen de tip Tarcău și Oligocen de tip Krosno).

Șisturile negre. Cele mai vechi depozite din această zonă aparțin seriei șisturilor negre care sînt reprezentate prin complexul șistos și complexul gresiilor glauconitice. Nu se cunoaște complexul inferior cu sferosiderite. Șisturile negre din această zonă sînt identice cu șisturile negre din zona Audia, încît o descriere a lor nu mai este necesară. Menționăm că în complexul șistos pe valea Suha Mică (la Găinești, pe pîrîul Gardului) se găsesc dese intercalații de conglomerate și microconglomerate cu elemente verzi de tip dobrogean. Șisturile negre din această zonă apar sub forma unui anticlinoriu pe care l-am denumit anticlinoriul Măguricea-Ciumărna. Acesta apare la sud de satul Găinești și se întinde pînă la sud de virful Măgura 1208 m (sud de valea Suha Mare). În aceste două extremități anticlinoriul se afundă și este acoperit de depozite cretacice-superioare și paleogene.

Cretacicul superior și paleogenul de peste șisturile negre din zona senonian-paleogenă este reprezentat prin cîteva complexe de roci pe care le descriem mai jos:

Complexul argilelor roșii și verzi stă peste gresia glauconitică și este alcătuit dintr-o alternanță de argile roșii și verzi, a căror grosime este de 30—40 cm. Complexul este echivalent cu cel ce se găsește pe șisturile negre din zona Audia.

Complexul marno-calcarelor în plăci urmează în succesiune stratigrafică peste argilele roșii și verzi și este alcătuit dintr-o alternanță de marno-calcare în plăci, aproape litografice, de culoare albicioasă, gălbuie sau cenușie. Calcarele sînt dure și au spîrtură așchioasă, formînd strate ce ajung pînă la 15—20 cm grosime. Acestea alternează cu slabe intercalații șistoase de numai cîțiva mm sau cm. Întregul complex este străbătut de o rețea fină de diaclaze umplute cu calcit. Complexul apare pe toți afluenții ce taie anticlinoriul Măguricea-Ciumărna (pîrîul Pîrlui, pîrîul Măguricea, Pîrîul lui Andrei, pîrîul Motreni, pîrîul Pojorîtei, etc.), precum și în pîrîul Suvăriței și Valea cu Cale (unde apare în condiții tectonice de sub Oligocenul de tip Krosno).

Complexul este echivalent cu marno-calcarele în plăci din anticlinalul ce apare la fundul văii Largului și cu calcarele în plăci din anticlinoriul Cîrnu, unde de asemeni este bine dezvoltat.

Stratele cu inocerami (stratele de Hangu) urmează peste succesiunea descrisă mai sus, fiind alcătuite din două orizonturi.

În bază un orizont constituit din marnocalcare roșietice și vișinii, în bancuri de 10—35 cm, cu intercalații de argile roșcate, uneori verzui, apoi calcare cenușii-albicioase, gresii calcaroase dure, uneori microconglomeratice (cu elemente verzi de tip dobrogean și fragmente de feldspat roșu).

Pe suprafața inferioară a unei gresii am găsit un fragment de inoceram, care după caracterele pe care le prezintă pare a fi un exemplar de *Inoceramus salisburgensis* FUGG. ET KAST. Orizontul este bine reprezentat pe pîraiele afluate pe dreapta văii



Suha Mică (sectorul Măguricea), precum și în bazinul văii Suha Mare (pîrful Frasinului).

Orizontul următor sau orizontul marnocalcărelor de ciment este alcătuit preponderent din marno-calcare cenușii în strate de 10—40 cm, șisturi argiloase cenușii, gresii calcaroase, dure, uneori glauconitice, și gresii micacee curbicorticeale. Rocile cele mai caracteristice sînt însă marnocalcarele cu « fucoide ».

Senonianul în faciesul stratelor cu inocerami (strate de Hangu) are o largă dezvoltare la E de anticlinoriul Măguricea-Ciumărna, alcătuiind o parte a bazinului văii Suha Mică, apoi bazinul văii Suha Mare, bazinul văii Rîșca și bazinul văii Dolia, pînă în bazinul văii Bistrița.

Paleogenul este reprezentat prin gresia de Tarcău și stratele de Krosno.

Gresia de Tarcău

SINONIMIE:

Eocen de tip Tarcău, după G. CERNEA. Zona internă a flișului dintre valea Moldovei și valea Bistriței. *An. Com. Geol.*, XXIV, București, 1952.

Gresia de Prisaca după I. BĂNCILĂ. Geologia regiunii Gura Humorului—Voronet—Suha (Cîmpulung și Baia). *D. S. Com. Geol.* XXXVI (1948—1949), București 1952 și Geologia Carpaților orientali, Ed. Științ., 1958.

Gresia de Tarcău apare sub forma unor petece menajate de eroziune și alcătuiește înălțimile: Măgura (1155) la NW de Stulpicani, dealul Girileu (949) la Stulpicani, Clădita Mare (1072) între Găinești și Stulpicani și vîrfurile Măgura (1208) la sud de valea Suha Mare.

În afară de petecele menționate mai sus, gresia de Tarcău mai apare în condiții tectonice de sub stratele de Krosno în Valea cu Cale, aval de confluența cu Pîrful lui Marcu și în valea Suha Mică la confluența acesteia cu pîrful Rotarului. În primul punct (Valea cu Cale) gresia de Tarcău apare sub formă de gresii grosiere și conglomeratice și este însoțită de argile roșii și verzi, fără a se putea vedea care este legătura între acestea și gresia de Tarcău. Aici, în gresiile grosiere și conglomeratice se găsesc numuliți mari și specii de *Assilina*. De asemeni, sub formă de blocuri am întîlnit această gresie pe versantul nordic al dealului Cucuișul (1017 m), precum și pe pîraiele din versantul estic al acestui deal.

Din punct de vedere litologic, gresia de Tarcău este o gresie grosieră, uneori microconglomeratică sau chiar conglomeratică. Printre componentele conglomeratice se disting elemente de șisturi cristaline reprezentate prin șisturi sericitoase, și cloritoase, micașisturi, cuarțite și cuarț. În valea Sălătrucului, la baza gresiei apare un conglomerat alcătuit aproape exclusiv din blocuri de șisturi negre. Acest conglomerat cu blocuri de șisturi negre de la baza gresiei se întîlnește pînă aproape de Stulpicani.



În ceea ce privesc raporturile gresiei de Tarcău cu depozitele de sub ea, se constată următoarele:

În partea de N a sectorului cercetat în Măgura (1155), Girileu (949), Clădița Mare (1022), gresia stă pe complexul argilelor roșii și verzi de la partea superioară a șisturilor negre, iar în vârful Măgura (1208) la S de Suha Mare, pare să stea peste stratele cu inoceramii. Acest fapt demonstrează caracterul său discordant peste depozitele cretacic — superioare (cel puțin în zonele mai interne de sedimentare). Nu putem preciza pentru moment ce anume lipsește din gresia de Tarcău, cu alte cuvinte nu știm exact ce parte din Eocen reprezintă această gresie.

În privința vârstei acestei gresii, majoritatea cercetătorilor au admis că se poate raporta Eocenului, echivalând-o cu gresia de Tarcău. În sprijinul vârstei eocene G. CERNEA (8) citează prezența a numeroși numuliți, fără a preciza însă locul exact unde se găsește această faună. I. BÂNCILĂ (5) echivalează gresia « de Prisaca » cu gresia de Siriu, căreia îi atribuie o vîrstă senoniană, bazat pe prezența formei *Inoceramus* cf. *regularis* var. *goldfusiana* D'ORB. (recoltată de I. MARINESCU în valea Siriului Mare).

În ultimul timp L. IONESI¹⁾, cercetînd Paleogenul de la N de valea Moldovei (Eocenul de facies median), arată că peste orizontul roșu de la partea superioară a șisturilor negre se găsește o gresie calcaroasă, micacee care conține foraminifere mari: *Nummulites lucasi* DOUVILLÉ, *Nummulites atacicus* LEYM., *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp.

Formele acestea îndreptățesc pe L. IONESI să considere aceste gresii ca echivalente cu gresia de Tarcău.

Din gresiile conglomeratice ce apar pe Valea cu Cale în aval de confluența cu Pîrîul lui Marcu (Găinești), am cules cîteva exemplare de foraminifere mari, care, după determinările făcute de GH. BOMBIȚĂ, aparțin următoarelor specii: *Assilina granulosa* D'ARCH., *Assilina exponens* SOWERBY, *Nummulites partschi* DE LA HARPE, *Nummulites wroniensis* HEIN, *Nummulites aquitanicus* BENOIST, *Nummulites praelucasi* DOUVILLÉ.

După părerea lui GH. BOMBIȚĂ, această faună este remaniată într-un moment posterior Lutețianului inferior. Asociația aceasta este foarte asemănătoare ca compoziție și semnificație stratigrafică cu cea determinată de același autor în bazinul văii Zăbala (7) și de L. IONESI în bazinul văii Moldova.

Din cele expuse pînă aici reiese că gresiile descrise sînt echivalente cu gresia de Tarcău și că vîrsta lor este cu siguranță eocenă, fără să putem preciza cu certitudine cărei părți a Eocenului aparține.

¹⁾ Asupra unor foraminifere mari din flișul paleogen și importanța lor stratigrafică. Comunicare la Congresul al V-lea. Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, sept. 1961.



Stratele de Krosno

Sinonimie

Strate de Găinești după T. JOJA. Structura geologică a flișului marginal în regiunea valea Suha Mică și Suha Mare. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXV (1948—1949), București 1952.

Strate de Găinești după I. BĂNCILĂ. *Geologia Carpaților Orientali*. Ed. Științ. 1958.

Stratele de Krosno sînt constituite dintr-o serie de marne șistoase cenușii-negricioase sau gălbui, bituminoase, șisturi argiloase cenușii, gresii curbicorticele subțiri și șisturi foioase de tipul șisturilor disodilice. De asemeni, în alternanță cu șisturile cenușii și cu marnele apar cîteva nivele cu gresii micacee cu bobul mijlociu sau grosier, asemănătoare gresiiilor de Fusaru. Pînă în prezent se știa (T. JOJA) că stratele de Krosno sînt dezvoltate numai în împrejurimile satului Găinești (Valea cu Cale, pîrîul Suvărița, pîrîul Ciurmărna și pîrîul Măguricea).

Noi am constatat că stratele de Krosno se continuă și spre sud de localitatea Găinești și le-am identificat sub forma unei fișii continue, situată între anticlinoriul Măguricea-Ciurmărna și zona șisturilor negre (Audia). Astfel, ele apar la izvoarele pîrîului Calului și apoi în valea Suha Mare, în aval de confluența cu pîrîul Dohotarului.

Menționăm faptul că stratele de Krosno de la sud de Găinești au fost considerate pînă acum drept șisturi negre. De asemeni, menționăm că stratele de Krosno reprezintă faciesul cel mai intern al Oligocenului, fiind cantonate într-o zonă scufundată ce se poate urmări în bazinul văii Tarcăului (pîrîul Brateș, pîrîul Bolovănișului), apoi în bazinul văii Trotușului, bazinul văii Cașinului și regiunea Covasna—Voinești.

Concluzii. Depozitele cretacice și paleogene din sectorul Găinești—Stulpicani sînt repartizate la două mari unități: flișul intern și flișul extern (în sensul acordat de M. G. FILIPESCU).

Flișul intern este constituit din pînza internă inferioară, în alcătuirea căreia intră depozite cretacice, care din punct de vedere litologic se repartizează la trei orizonturi: orizontul șistos cu gresii curbicorticele (Aptian—Albian inf.), orizontul grezos (Albian sup.), orizontul de marne și argile roșii și verzi (Vraconian—Cenomanian).

Tectonic, între flișul intern (reprezentat prin pînza internă inferioară) și flișul extern (reprezentat prin zona șisturilor negre) sînt raporturi de încălecare. Caracterul de încălecare a flișului intern peste flișul extern reiese din faptul că flișul intern taie oblic aproape toate structurile din flișul extern. Acest caracter se observă dacă urmărim aceste două unități de la N spre S.

Flișul extern este reprezentat prin zona șisturilor negre și zona senonian-paleogenă. Seria șisturilor negre este reprezentată prin trei complexe: complexul sferosideritic, complexul șistos și complexul gresiiilor glauconitice.



Vîrsta seriei șisturilor negre este cuprinsă între Valanginian și Albjan superior.

Peste șisturile negre se găsește complexul argilelor roșii și verzi, complex ce încheie coloana stratigrafică a seriei șisturilor negre din zona Audia.

Zona de solzi (zona Audia) prezintă o serie de cute falii (solzi) ce se urmăresc pe distanțe relativ mari. Între zona de solzi (Audia) și zona din față (senonian-paleogenă) există un contact anormal, de încălecare abruptă, după care șisturile negre vin în contact cu diverși termeni ai zonei senonian-paleogene.

Zona senonian-paleogenă este alcătuită din șisturi negre care formează fundamentul, cretacic-superior, reprezentat prin complexul argilelor roșii și verzi, marnocalcare în plăci, strate cu inocerami și paleogen median (gresie de Tarcău și strate de Krosno).

Anticlinoriul Măguricea—Ciumărna este despărțit de zona șisturilor negre (Audia) printr-o fișie continuă de Paleogen median (gresie de Tarcău și strate de Krosno).

Gresia de Tarcău este cu siguranță de vîrstă eocenă și în acest sector are un caracter discordant. Nu se poate preciza pentru moment cărei părți a Eocenului aparține.

Stratele de Krosno reprezintă un facies intern al Oligocenului și sînt cantonate într-o zonă de scufundare ce se poate urmări în bazinul văii Tarcăului, bazinul Trotușului, pînă în regiunea Covasna.

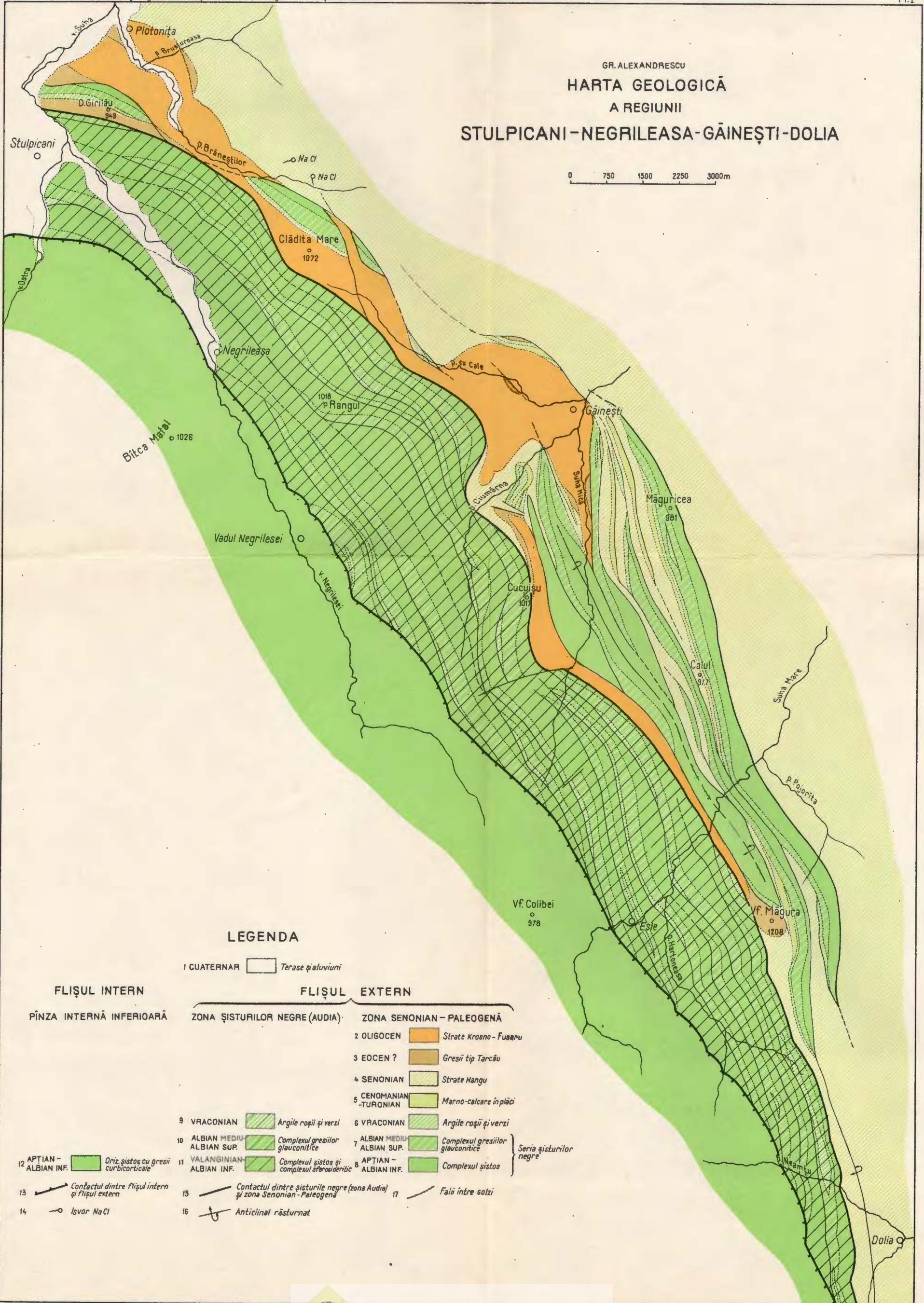
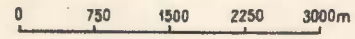
BIBLIOGRAFIE

1. ATHANASIU S. Asupra stratigrafiei muntelui Stînișoara din valea Moldovei. *Bul. Soc. Șt. București* An. XIV, nr. 1—4, București 1905.
2. ATHANASIU S. Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina. *Rap. activ. Inst. Geol. Rom.* pe 1908—1909, București 1913.
3. ATHANASIU S. Cercetări în regiunea internă a Carpaților în Moldova de N. *Rap. Activ. pe anul 1906. An. Inst. Geol. Rom.*, I (1907), București 1908.
4. BÂNCILĂ I. Paleogenul zonei mediane a Flișului. *Bul. Acad. R.P.R.*, VII, 4, București 1955.
5. BÂNCILĂ I. Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științ. București 1958.
6. BÂNCILĂ I. Geologia regiunii Gura Humorului—Vroneț—Suha (Cîmpulung și Baia) *D. S. Inst. Geol. Rom. XXXVI* (1948—1949), București 1952.
7. BOMBIȚĂ GH. Revizuirei biostratigrafice în flișul paleogen din Carpații orientali (I). *Bul. Acad. R.P.R.*, VI, 3, București 1961.
8. CERNEA G. Zona internă a flișului între V. Moldovei și V. Bistriței. *An. Com. Geol. XXIV*, București 1950.
9. FILIPESCU M. G. Contribuții la orizontarea Cretacicului din flișul Carpaților orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon și a Politehnicii București, seria Șt. Naturii*, nr. 8/1955.
10. FILIPESCU M. G. Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon și a Politehnicii București, seria Șt. Naturii*, nr. 6—7/1955.



GR. ALEXANDRESCU
HARTA GEOLOGICĂ
 A REGIUNII

STULPICANI-NEGRILEASA-GĂINEȘTI-DOLIA



LEGENDA

I CUATERNAR Terase și aluvii

FLIȘUL INTERN

PÎNZA INTERNĂ INFERIOARĂ

FLIȘUL EXTERN

ZONA ȘISTURILOR NEGRE (AUDIA)

ZONA SENONIAN - PALEOGENĂ

12 APTIAN - ALBIAN INF. Oriz. șistos cu gresii curbicorticate

9 VRACONIAN Argile roșii și verzii
 10 ALBIAN MEDIU ALBIAN SUP. Complexul gresilor glauconitice
 11 VALANGINIAN ALBIAN INF. Complexul șistos și complexul sfersoideritic

2 OLIGOCEN Strate Krosno - Fusaru
 3 EOCEN ? Gresii tip Tarcău
 4 SENONIAN Strate Hangu
 5 CENOMANIAN - TURONIAN Marno-calcare în plăci
 6 VRACONIAN Argile roșii și verzii
 7 ALBIAN MEDIU ALBIAN SUP. Complexul gresilor glauconitice
 8 APTIAN - ALBIAN INF. Complexul șistos

} Seria șisturilor negre

13 Contactul dintre flișul intern și flișul extern
 14 Izvar NaCl

15 Contactul dintre sisturile negre (zona Audia) și zona Senonian - Paleogenă
 16 Anticinal răsturnat

17 Falii între solzi



11. FILIPESCU M. G. Studiul geologic al regiunii dintre V. Teleajenului și V. Doftanei, teză, București 1934.
12. FILIPESCU G. M., DRĂGHINDĂ I. și MUTIHAȘ V. Contribuții la orizontarea și stabilirea vârstei șisturilor negre din zona mediană a fișului Carpaților orientali. *Comun. Acad. R.P.R.*, II, 9—10, 1952.
13. JOJA T. Structura geologică a fișului marginal din regiunea V. Suha Mică și Suha Mare. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI (1948—1949), București 1952.
14. HERBICH FR. Neue Beobachtungen in den ostsiebendürigischen Karpathen. *Verh. k. k. geol. R. A.*, Wien 1873.
15. HERBICH FR. Das Széklerland. Budapest 188.7
16. MACOVEI GH. și ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie-Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, București 1934.
17. MACOVEI GH. și ATANASIU I. Structura geologică a văii Bistriței între Pingărați și Bistricioara. *D. S. Inst. Geol. Rom.* VIII (1919—1920), București 1925.
18. PAUL K. M. Grundzüge der Geologie der Bucovina. *Jahrb. k. k. geol. R.A.*, XXVI, 3, Wien 1873.
19. PEDA D. Le problème des schistes noirs dans les Carpates orientales. *An. Inst. Geol. Rom.* XV, București 1932.
20. PEDA D. și BĂNCILĂ I. L'âge des schistes noirs dans le bassin du Trotuș. *Bul. Soc. Rom. Geol.* III, București 1937.
21. ȘTEFĂNESCU D. La zone du Flysch Carpatique en Bucovina entre Păltinoasa et Cîmpulung. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, IV, București 1937.
22. UHLIG V. Bau und Bild der Karpathen, Wien 1903.
23. UHLIG V. Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsab. k. Akad. Wiss. Naturw. Klasse*, CXVI, Wien 1907.
24. * * * *Asociația Geologică Carpato—Balcenică, Congr. V, Ghidul excursiilor, Carpații orientali.* București 1961.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С МЕЛОВЫМ
ФЛИШЕМ ОБЛАСТИ ГЭЙНЕШТИ — СТУЛПИКАНИ
ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

ГР. АЛЕКСАНДРЕСКУ

Краткое содержание

Меловые и палеогеновые отложения области Гэйнешти — Стулпикани представляют две большие единицы: внутренний и внешний флиши в смысле представления М. Г. Филлипеску.

Внутренний флиш состоит из внутреннего нижнего покрова, в состав которого входят меловые отложения подразделяемые, с литологической точки



зрения, на три горизонта: сланцевый горизонт с кривокорковым песчаником (апт-нижнеальб); песчаный горизонт (верхний альб); горизонт мергелей и красных и зеленых глин (вракон—сеноман).

С тектонической точки зрения, между внутренним и внешним флишами существуют шарьяжные взаимоотношения.

Обстоятельство пересечения внутренним флишем наискось почти всех структур внешнего флиша, свидетельствует о наличии надвигового характера внутреннего флиша над внешним. Этот шарьяж может быть прослежен над указанными единицами с севера на юг.

Внешний флиш представлен зоной черных сланцев и сенон-палеогеновой зоной.

Серия черных сланцев составлена из трех комплексов: сферисидеритового, сланцевого и комплекса глауконитовых песчаников.

Возраст серии горных сланцев заключен между валанжином и нижним сеноманом.

Над черными сланцами залегает комплекс красных и зеленых глин, который завершает стратиграфическую колонку серии черных сланцев зоны Аудия.

Чешуйчатая зона (Аудия) представляет целую серию складок-сбросов, прослеживаемых на относительно больших расстояниях. Между зоной Аудия и сенон-палеогеновой зоной установлено наличие аномального контакта, обрывистого шарьяжа, после чего черные сланцы приходят в контакт с различными разновидностями сенон-палеогеновой зоны.

Сенон-палеогеновая зона составлена из черных сланцев, являющихся фундаментом верхнего мела, представленного комплексом красных и зеленых глин, мергеле-пластинчатыми известняками, пластами с иночерамами и отложениями среднего палеогена (песчаник Таркэу и пласты Кросно).

Антиклинорий Мэгура—Чумарна отделен от зоны черных сланцев (Аудия) непрерывной полосой среднего палеогена. (Песчаник Таркэу и пласты Кросно).

Песчаник Таркэу, отнесенный эоценовому возрасту залегает в этом участке несогласно, автор не имея пока возможности установить какой именно части эоцена принадлежит.

Пласты Кросно представляют внутреннюю фацию олигоцена, будучи расположены в погруженной зоне, прослеживаемой в бассейнах Д. Таркэул, Д. Тротуш до области Ковасна.



OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES DANS LE FLYSCH CRÉTACÉ
DE LA RÉGION GĂINEȘTI — STULPICANI
(CARPATES ORIENTALES)

PAR

GR. ALEXANDRESCU

(Résumé)

Les dépôts crétacés et paléogènes du secteur Găinești—Stulpicani sont attribués à deux grandes unités: le flysch interne et le flysch externe (dans le sens accordé par M. G. FILIPESCU).

Le flysch interne est constitué par la nappe interne inférieure, formée de dépôts crétacés, lesquels du point de vue lithologique sont répartis à trois horizons: l'horizon schisteux à grès curbicorticaux (Aptien — Albien inférieur), l'horizon gréseux (Albien supérieur), l'horizon des marnes et des argiles rouges et vertes (Vraconien—Cénomanién).

Au point de vue tectonique, le flysch interne (représenté par la nappe interne inférieure) chevauche le flysch externe (représenté par la zone des schistes noirs). Le caractère de chevauchement est attesté par le fait que le flysch interne coupe obliquement presque toutes les structures du flysch externe. Ce caractère est remarqué si l'on poursuit ces deux unités, du nord vers le sud.

Le flysch externe est représenté par la zone des schistes noirs et la zone sénonienne-paléogène. La série des schistes noirs est représentée par trois complexes: le complexe sphérosidéritique, le complexe schisteux et le complexe des grès glauconieux.

L'âge de la série des schistes noirs est compris entre le Valanginien et le Cénomanién inférieur.

Sur les schistes noirs repose le complexe des argiles rouges et vertes; ce complexe termine la colonne stratigraphique de la série des schistes noirs de la zone d'Audia.

La zone d'écailles (zone d'Audia) présente une série de plis-failles (écailles) poursuivis sur des distances relativement grandes. Entre la zone d'écailles (Audia) et la zone qui lui fait face (sénonienne — paléogène) il existe un contact anormal de chevauchement abrupt, suivant lequel les schistes noirs viennent en contact avec les divers termes de la zone sénonienne — paléogène.

La zone sénonienne — paléogène est constituée par les schistes noirs qui forment le soubassement crétacé-supérieur, représenté par le complexe des argiles rouges et vertes, des marno-calcaires en plaquettes, des couches à inocérames et le Paléogène moyen (grès de Tarcău et couches de Krosno).



Une zone continue paléogène-médiane (grès de Tarcău et couches de Krosno) sépare l'anticlinorium Măguricea—Ciumărna de la zone des schistes noirs (zone d'Audia).

Le grès de Tarcău attribué à l'Éocène accuse dans ce secteur un caractère discordant. Pour le moment on ne saurait préciser à quelle partie de l'Éocène il appartient.

Les couches de Krosno représentent un faciès interne de l'Oligocène et elles sont cantonnées dans une zone d'affaissement poursuivie dans le bassin du Tarcău, le bassin du Troțuș jusque dans la région de Covasna.



STRUCTURA GEOLOGICĂ A MOLASEI MIOCENE DINTRE
VALEA BISTRIȚEI ȘI TAZLĂU ¹⁾

DE

O. MIRĂUȚĂ, E. MIRĂUȚĂ

În urma cartării geologice și a interpretării datelor de foraj din regiunea Tazlău—Borlești și Calu—Iapa s-a obținut o imagine mai completă asupra succesiunii stratigrafice și a tectonicii Miocenului. Regiunea studiată se află situată la interiorul avant-fosei, la contactul cu unitatea marginală a fișului (parautohtonul marginal).

Informații mai vechi referitoare la Miocenul de aici întâlnim în lucrările lui S. ATHANASIU (1909), H. GROZESCU (1926, 1931) și I. BĂNCILĂ (1959). Studii mai detaliate au fost făcute de T. BORȘ și T. FILIMON (1955) ²⁾, care au descris în linii generale succesiunea stratigrafică a Miocenului și au adus contribuțiuni la descifrarea tectonicii. Menționăm de asemenea cercetările lui D. TURTUREANU (1958) ³⁾, D. DEMETRESCU și R. BOTEZ (1958) ⁴⁾, care au avut ca obiect fișul marginal.

Stratigrafie

Paleogenul. Molasa miocenă din regiunea studiată are ca fundament fișul paleogen cunoscut din foraje și din aflorimente. Unitatea marginală (= unitatea externă) a fișului, situată la vest de zona (avant-fosa) miocenă, este constituită din depozite eocene (strate de Bisericiani) și oligocene.

Stratele de Bisericiani (Eocen superior) sînt reprezentate printr-o serie monotonă, groasă de 400 m, de argile și marne cenușii, uneori cenușii-verzui. La partea superioară a seriei, și subordonat la nivele inferioare, apar intercalații de gresii cenușii

¹⁾ Comunicare în ședința din 13 aprilie 1962.

²⁾ T. BORȘ și T. FILIMON. Raport geologic asupra regiunii Balcani—Iapa—Mărgineni. Arh. M.I.P. Ch. 1955.

³⁾ D. TURTUREANU. Cercetări geologice în regiunea Vaduri—Iapa. Rap. Arh. M. I. P. Ch. 1958.

⁴⁾ D. DEMETRESCU și R. BOTEZ, Cercetări geologice asupra fișului paleogen din regiunea Nechitu—Tazlău-Frumoasa. Rap. Arh. M. I. P. Ch. 1958.



cuartoase, micacee pe fețe, dispuse în strate de 3—10 cm. Limita superioară o constituie o argilă nisipoasă, bituminoasă, masivă (5—10 m). În stratele de Bisericani se găsesc intercalații subțiri și lentile de marno-calcare sideritice. Aceste strate au fost întâlnite în forajele de la Tazlău, unde formează nucleul unei cute culcate.

Oligocenul cuprinde, de jos în sus, următoarele orizonturi: gresia de Lucăcești (6—15 m), menilite inferioare și marne brune bituminoase (15—25 m), șisturi disodilice și gresie de Kliwa (cca 300 m), șisturi disodilice și menilite superioare (10 m). Peste menilitele superioare stă un pachet de 10—15 m, constituit din argile cenușii-verzui și brune, în alternanță cu gresii și conglomerate mărunte cu elemente verzi. În gresiile verzi se găsesc adesea mineralizări de pirită. Acest pachet corespunde tratelor de Gura Șoimului, separate de C. STOICA (1953) la N de Moinești.

Molasa miocen-inferioară. Depozitele atribuite Miocenului inferior (incluzând aici probabil și Helvețianul inferior) au o grosime de cca 900 m, cuprinzând în bază Formațiunea saliferă inferioară (400 m) și la partea superioară orizontul roșu (stratele de Tescani) (500 m). Menționăm că I. BĂNCILĂ (1959) a recunoscut orizontul roșu la Tazlău, iar T. BORȘ și T. FILIMON (1955) au separat în plus formațiunea saliferă inferioară.

Față de Miocenul inferior de la nord de valea Bistriței (Almașu), dezvoltat în general sub un facies grezos-conglomeratic cu elemente verzi, aici întâlnim un facies mai fin, pelito-psamitic, fără intercalații de conglomerate sau gresii verzi. Acest fapt arată că pachetele de conglomerate sau gresii verzi descrise în alte părți sînt în realitate faciesuri și nu orizonturi. Rocile grosiere din avant-fosă au o răspîndire limitată și nu pot fi considerate ca orizonturi-reper.

1. Formațiunea saliferă inferioară, cu o grosime de cca 400 m, se așează peste Oligocen și suportă în continuitate de sedimentare orizontul roșu. În cadrul acestei formațiuni se distinge următoarea succesiune: în bază, breccii și sare gemă, apoi argile breccioase salifere, argile negricioase cu intercalații subordonate de gresii cenușii și un nivel superior de gresii cu sedimentație gradată (gresia de Condor).

Brecciile au o grosime de 30 m și constau dintr-o matrice argiloasă cenușie, rareori pătată roșietic, în care sînt fragmente colțuroase de argile cenușii și verzi, rubanate cu gips, gresii cenușii, gresii lenticulare și blocuri de gips. Elementele sînt alcătuite numai din rocile formațiunii salifere inferioare (breccie intraformațională), fiind formată prin alunecări submarine. Diaclazele din breccie sînt umplute cu gips și sare secundară.

Sarea gemă nu apare la suprafață, prezența ei în adîncime fiind dovedită prin izvoarele sărate și minimele geofizice (M. VISARION, 1960). După datele de foraj peste menilitele superioare oligocene urmează de obicei cca 10 m conglomerate cu elemente verzi (strate de Gura Șoimului?), peste care se așează sarea gemă și brecciile din



baza formațiunii salifere inferioare (Cut, Tazlău). Sarea gemă este cenușie, adesea breicioasă, cu fragmente de argilă cenușie-verzuie, prezentându-se în lentile groase uneori de peste 100 m.

Sărurile de potasiu și de magneziu (silvină, carnalit, langbeinit și polihalit) descoperite la Tazlău, Borlești și Calu—Cut, apar asociate cu sarea gemă și cu

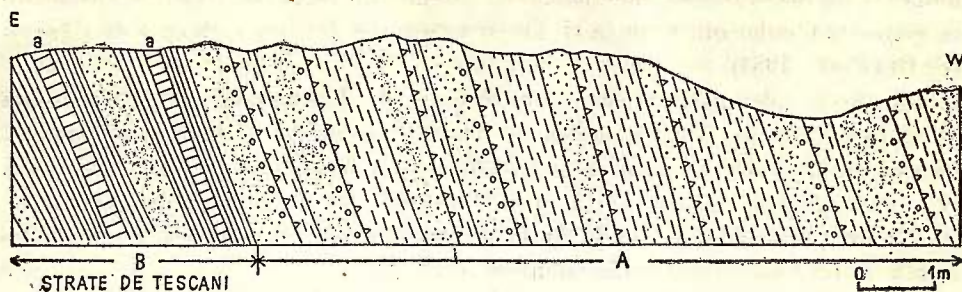


Fig. 1. — Stratificație gradată în gresii tip Condor. V. Nechitului.

A, gresii cenușii cu stratificație gradată (gresia de Condor) și argile marnoase; B, marne și gresii cenușii cu intercalații de marne roșietice (a) (strate de Tescani sau « orizontul roșu »). Succesiunea stratelor este inversată.

brecciile argiloase. Zăcămintele principale se găsesc în acoperișul sării geme (O. MIRĂUȚĂ, E. MIRĂUȚĂ, 1959, 1962).

Peste brecciile urmează argile și marne cenușii-negre, de obicei brecifiate, cu diaclazele umplute cu gips secundar, care au intercalații subțiri de gresii cenușii sau verzuii compacte, în strătulețe de 2—4 cm. Caracteristică este prezența unor concrețiuni grezoase, cenușii, lenticulare, mari de 6—10 cm, micacee la exterior, precum și a unor plăci de 1—2 mm gips alb-verzui sau cenușiu. Concrețiunile grezoase au un ciment bazal calcaros, iar granulele sînt colțuroase și sînt alcătuite din cuarț (15%), plagioclazi (10%), fragmente de rocă și lamele de muscovit. Se mai observă cîteva granule de glauconit.

La partea superioară a formațiunii salifere inferioare se dezvoltă un pachet, gros de 20—40 m, constituit dintr-o succesiune ritmică de gresii grosiere și marne cenușii. Ritmurile au grosimi de 20 cm pînă la 2 m și prezintă la partea inferioară un strat de gresie cenușie, adesea cu resturi de cărbuni, iar la partea superioară marne cenușii. Stratul de gresie denotă o stratificare gradată, la partea inferioară fiind o gresie mai grosieră, cu stratificație oblică, iar la partea superioară o gresie în plăci (fig. 1).

Gresiile au un ciment calcaros, iar granulele sînt alcătuite din cuarț (25—30%), feldspați plagioclazi (5—10%), feldspați potasici alterați (5—15%), cuarțite și lamele de muscovit. Aceste gresii corespund subgrauwackelor.



Uneori acest pachet grezos se caracterizează prin dezvoltarea mare a argilelor și marelor cenușii închis, nisipoase, rău sortate, cu intercalații de obicei lenticulare de gresii grosiere cu mult feldspat (gresii feldspatice).

Pachetul descris mai sus a fost întâlnit în mod constant în toată regiunea la partea superioară a formațiunii salifere inferioare, sub orizontul roșu, astfel că formează un orizont-reper. Menționăm că gresiile din acest nivel sînt asemănătoare cu gresia de Condor din Vrancea (I. DUMITRESCU, 1952) și cu « arkoza » de Căsoasa (F. OLTEANU, 1954).

Analizele micropaleontologice efectuate de T. IORGULESCU, (1959)¹⁾ asupra unor probe de la Tazlău indică o vîrstă burdigalian — helvețian-inferioară. Aceeași vîrstă o susține acest autor pentru această formațiune în valea Troțușului (T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU și M. PENEȘ, 1962). Microfauna din carotele de la adîncimea 203—814 din sonda 26 de la Tazlău indică de asemenea, după laboratoarele M.I.P.Ch., o vîrstă miocen-inferioară.

Discordanța citată în alte regiuni la partea superioară a formațiunii salifere inferioare lipsește în regiunea noastră, fiind deci o discordanță locală.

2. **Orizontul roșu** (stratele de Tescani). După cum am arătat în altă lucrare, acest orizont cu o grosime de 500 m are o valoare locală, fiind în realitate un facies echivalent cu faciesul conglomeratic de la nord de valea Bistriței.

Orizontul roșu (molasa roșie inferioară) este format din marne cenușii și roșietice, în strate pînă la 3 m, în alternanță cu gresii în strate de 20—60 cm. Rocile prezintă uneori o stratificație gradată. Culoarea roșietică este primară, fiind prezentă și în adîncime, fapt dovedit prin foraje. În stratele marnoase se intercalează des strătulețe de marne calcaroase cenușii, fine.

Gresiile sînt cenușii, uneori roșietice, mediu și fin granulate, calcaroase, micacee pe fețe. Uneori gresiile conțin multe granule de feldspat, trecînd la gresii feldspatice. Între valea Calului și Dărmănești (nord Piatra Neamț), prin îmbogățirea în material, clastic de roci verzi, aceste roci capătă treptat o culoare verzuie (T. BORȘ și T. FILIMON, 1955). Astfel în pîrîul Chelbea se observă o alternanță de marne cenușii-verzui și roșietice cu gresii verzi. Aici avem un facies intermediar între faciesul marnos-grezos cenușiu-roșcat (orizontul roșu) din regiunea Tazlău—Iapa și faciesul grezos-conglomeratic de la Almașu.

Miocenul mediu. Orizontul cenușiu (Helvețianul). Acest orizont, gros de 1500 m, este constituit dintr-o succesiune de alternanțe și ritmuri de gresii compacte și gresii friabile și marne cenușii. La partea inferioară a orizontului sînt cîteva inter-

¹⁾ T. IORGULESCU, N. NICULESCU, P. GANEA, B. DAMȘA și I. IONESCU, Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiune-explorare executate pentru săruri de potasiu în 1958—1959 la Tazlău. Arh. Com. Geol. 1959.



calații de gips, iar la partea superioară apar două nivele de tuf alb dacitic (T. BORȘ și T. FILIMON, 1955). Microfauna din acest orizont indică o vîrstă helvețiană (T. IORGULESCU, 1962).

Gresiile compacte au un ciment calcaros și granule subangulare de cuarț, cuarțite, feldspați (10—18%) (subgrauwacke). Gresiile friabile și nisipurile sînt cenușii cuarțoase, slab sortate, fiind dispuse în strate de 1—4 m, care alternează cu marne cenușii. Se observă uneori o stratificație gradată, ritmurile fiind însă izolate și de dimensiuni variabile (20 cm pînă la 1,5 m). Un asemenea ritm constă din nisipuri grosiere, nisipuri marnoase, marne nisipoase și marne fine. De multe ori însă stratele groase de nisip (gresie nisipoasă) n-au stratificație gradată.

Marnele din acest orizont au o culoare de obicei cenușie; către partea superioară a orizontului apar și marne gălbui-roșietice.

La partea inferioară a orizontului se intercalează 3—4 strate de gips. În valea Iapa apar nouă intercalații, fiecare avînd o grosime de 3—8 m. Compoziția chimică a gipsurilor se poate vedea în tabelul de mai jos. Analizele chimice au fost executate de E. VOLANSCHI.

Compoziția chimică a unor gipsuri din orizontul cenușiu

	D. Măgura %	V. Nechizelu %	V. Iapa %	V. Birnova %
SiO ₂	1,0	2,2	2,1	1,4
Al ₂ O ₃	0,88	1,2	0,8	0,74
Fe ₂ O ₃	0,12	0,16	0,13	0,14
CaO	34,6	32,9	32,4	33,5
SO ₃	42,1	43,2	43,8	42,4
CaSO ₄ ·2 H ₂ O	89,3	92,2	94,1	91,2
CaSO ₄	1,1	—	—	—
CaCO ₃	5	4,73	3,0	6,8
H ₂ O ^o —180°C	18,7	18,7	19,7	19,3

Tectonica

Unitatea marginală a fișului (Parautohtonul marginal) situată la vest de zona miocenă (avant-fosa), se caracterizează prin cîte izoclinale, deversate spre E. Nucleele anticlinalelor sînt constituite din strate de Bisericani, iar umplutura sinclinalelor este formată din depozite oligocene. Unitatea marginală prezintă un stil tectonic similar celui din Carpații Pocuției.



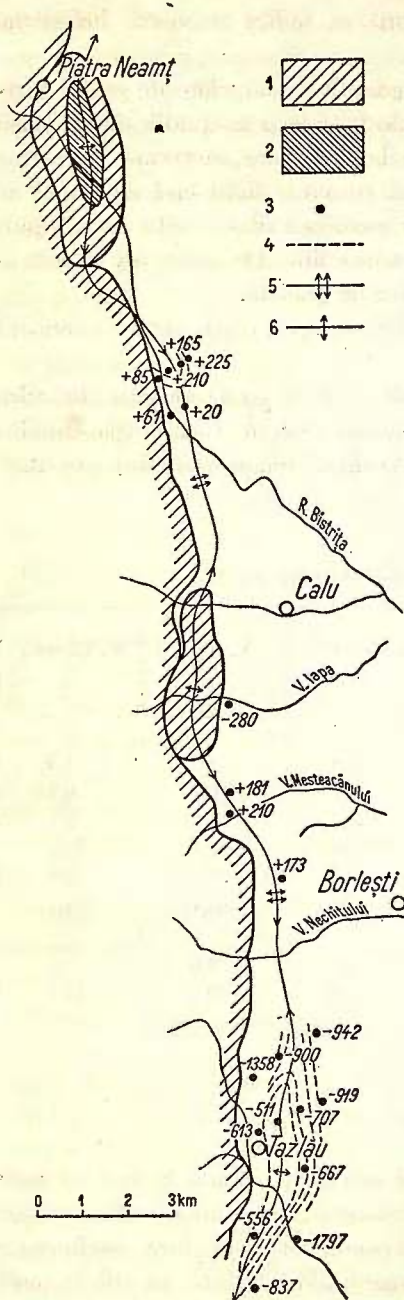


Fig. 2. — Structura Calu-Iapa. 1, Eocen superior; 2, Oligocen; 3, sonde care au intrat în Oligocen (cifrele indică cota absolută a limitei Miocen/Oligocen; 4, izobatele acoperișului Oligocenului; 5, axul cutei anticlinale; 6, creștetul cutei anticlinale.

Zona miocenă subcarpatică din regiunea Tazlău—Iapa se poate subdiviza din punct de vedere tectonic în două subzone, una internă și alta externă (O. MIRĂUȚĂ, 1962), despărțite în mare parte printr-o falie inversă (falia Măgura).

Subzona internă este formată din depozite miocen-inferioare și are o lățime de la 1 km în valea Nechitului până la 4 km în valea Calului. Caracteristic pentru această subzonă este tectonizarea intensă a rocilor miocen-inferioare, sub presiunea încăleării flișului marginal.

Subzona externă este reprezentată printr-un sinclinal larg, umplut cu orizontul cenușiu (sinclinalul Nechizelu), recunoscut de I. BĂNCILĂ (1939). Acest sinclinal are flancurile înclinate cu $30-60^{\circ}$ și se urmărește de la Borlești până la Chintinicu, iar la N de râul Bistrița până la Dobreni, Negrești și Ghindăoani.

La interiorul subzonei interne se află o cută anticlinală (cuta Calu—Iapa) constituită dintr-un nucleu de fliș paleogen, identic cu cel din unitatea marginală, și un înveliș de Miocen inferior. Această structură, identificată de noi (O. MIRĂUȚĂ, 1962), a fost urmărită de la Pietricica—Neamț, prin Cut, pîriul Chelbea, Calu—Iapa, W Borlești și până la Tazlău, evoluind pe parcurs de la o cută deversată până la o cută culcată (fig. 2).

Brachianticinalul dintre valea Calu și valea Iapa de la marginea



flișului, constituit din depozite oligocene, reprezintă o ridicare axială a cutei Calu—Iapa. Această ridicare constituie numai creștetul cutei (O. MIRĂUȚĂ, 1962). În regiunile de scufundare axială, axul cutei corespunde cu creștetul, cuta fiind numai deversată. Menționăm că între valea Calu și valea Iapa se află de asemenea o ridicare axială a cutei Horaița—Doamna, care se află imediat la vest, fapt ce denotă existența unei ridicări transversale pe ambele structuri.

Forajele efectuate la N de valea Calu au arătat o scufundare relativ bruscă a Oligocenului din ridicarea brachianticlină dintre valea Calu și valea Iapa, fapt care se constată, la aceeași paralelă, și în cuta Horaița—Doamna. Astfel, Eocenul mediu din dealul Piatra Șoimului (Poeni) se scufundă destul de brusc, spre N, sub stratele de Bisericiani.

La sud de valea Iapa structura Calu—Iapa se scufundă treptat, nucleul de Oligocen al cutei fiind întâlnit pînă la 300 m în două foraje din valea Mesteacănului și într-un foraj situat la 3 km sud de această vale. În valea Nechitului, unde subzona internă este foarte îngustă, nucleul de Oligocen al cutei nu a fost întâlnit în forajele săpate pînă la adîncimea de 2500 m.

Un profil în lungul structurii Calu—Iapa ar arăta o ridicare treptată a structurii din valea Nechitului pînă în valea Calu, o scufundare bruscă la nord de valea Calu, o ridicare lentă de la Cut pînă la Piatra Neamț și apoi o nouă scufundare bruscă. Această cădere în trepte a structurii se datorește probabil unor accidente ale fundamentului.

La Tazlău cuta suferă o nouă ridicare, însă de amplitudine mai mică. Aici sub Miocen s-a întâlnit o boltă largă de Oligocen, care reprezintă un bombament al flancului normal al cutei culcate. Flancul invers de Oligocen al cutei a fost întâlnit în sonda 22, sub Miocenul și Oligocenul flancului normal și stratele de Bisericiani din nucleu. La nivelul Miocenului, cuta de la Tazlău este mai strînsă, probabil din cauza intervenției tectonicii sării.

Între cuta anticlină Calu—Iapa și cuta anticlină de la W, care aparține unității marginale a flișului, există un sinclinal strivit, deversat spre E, umplut în zonele de scufundare axială cu orizontul roșu. În valea Iapa, din cauza ridicării axiale transversale a structurilor, sinclinalul se urmărește în depozitele oligocene.

Cercetătorii anteriori (H. GROZESCU, 1926, 1931; T. BORȘ și T. FILIMON, 1955; D. TURTUREANU, 1958) au arătat existența faliei marginale în lungul căreia flișul încalcă molasa miocenă. Între râul Bistrița și valea Iapa nu sînt argumente în sprijinul acestei fracturi. Stilul tectonic de la suprafață de aici este activ, existînd o suprapunere succesivă de la interior spre exterior a unor cuto mai mult sau mai puțin culcate. Astfel, cuta Horaița—Doamna de la exteriorul unității externe încalcă peste cuta Calu—Iapa, iar aceasta peste structura din față. Amplitudinea de suprapunere prin încălecarea a structurilor este de peste 1 km.



În valea Nechitului există însă o falie inversă care laminează aproape complet Oligocenul de la marginea flișului. Falia aceasta se extinde spre S pînă la Tazlău și spre N pînă în valea Mesteacănului. De remarcat că o sondă din valea Nechitului pusă la cca 400 m W de falie, în fliș, nu a ajuns în Miocen, deși a atins adîncimea de 2046 m, încălecarea avînd loc la un nivel inferior.

În acest fel, între unitatea marginală a flișului (parautohtonul marginal) și zona miocenă există raporturi de încălecare prin suprapunerea structurilor de la limita celor două unități. Cînd intervine o denivelare bruscă între cele două structuri se produce o laminare a flancului invers (falia marginală din valea Nechitului).

La exteriorul subzonei miocene interne, între valea Calu și valea Nechitului, se află un anticlinal cu un nucleu ușor diapir de sare. Această structură este de asemenea deversată spre E, avînd flancul invers în parte laminat (falia Măgura — T. BORȘ și T. FILIMON, 1955). Între această structură și cuta Calu—Iapa se află un sinclinal mai larg umplut cu orizontul roșu.

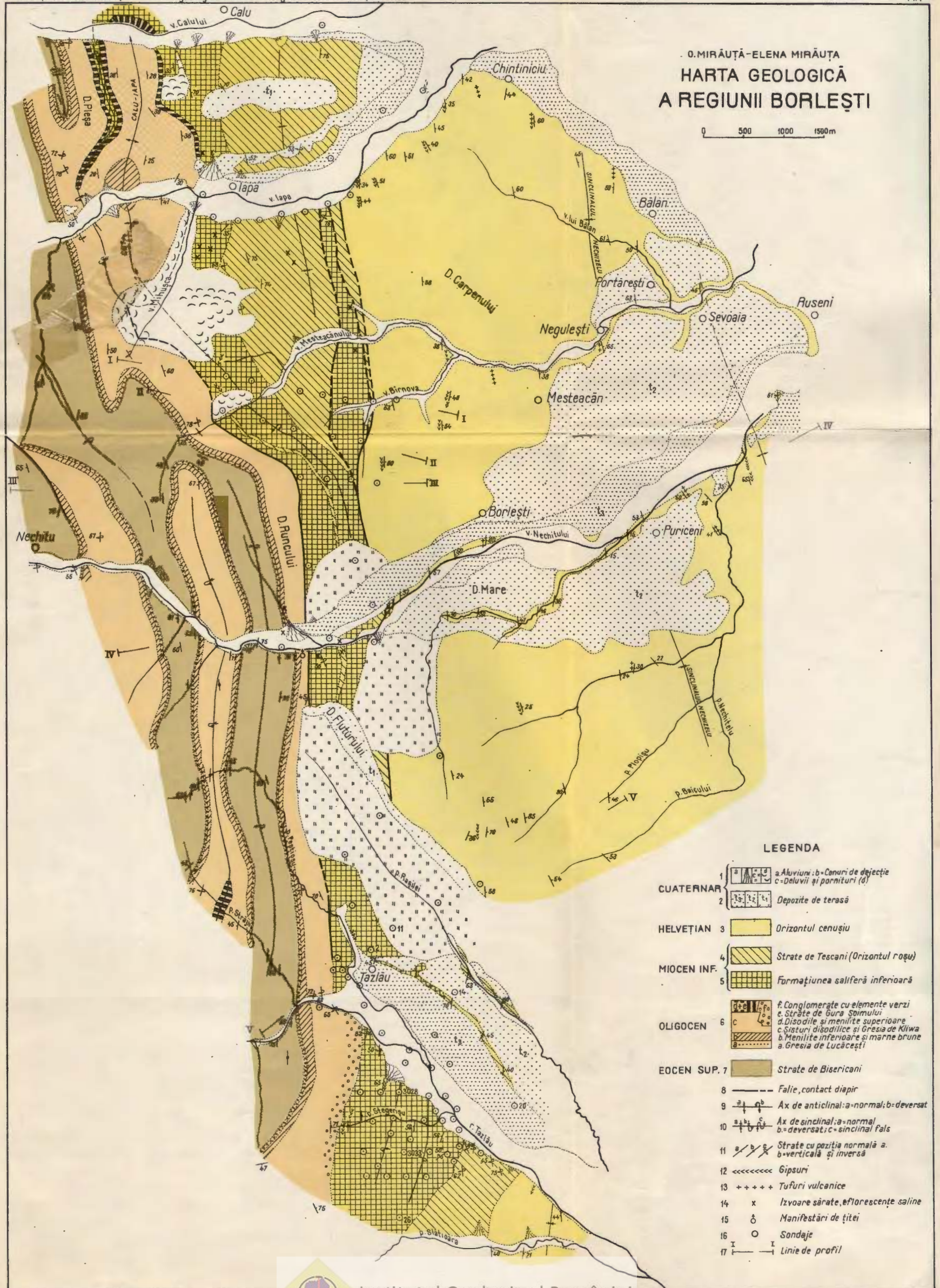
BIBLIOGRAFIE

1. ATHANASIU S. Cercetări geologice în regiunea carpatică și subcarpatică din Moldova de S. *Rap. activ. Inst. Geol. Rom.* (1907—1909), București 1909.
2. BÂNCILĂ I. Le Miocène de la région de Tazlău Mare. *C. R. Acad. Sc. Roum.*, III, București 1939.
3. DUMITRESCU I. Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.*, XXIV, București 1952.
4. GROZESCU H., POPESCU M. Comunicare preliminară referitoare la structura geologică a bazinului superior al rîului Tazlău. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VIII (1919—1920), București 1926.
5. GROZESCU H. Geologia zonei marginale a Flișului între Moinești și Piatra Neamț. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVIII (1929—1930), București 1931.
6. IORGULESCU T., NICULESCU N. I. și PENEȘ M. Vîrsta unor masive de sare din R.P.R. Ed. Acad. R.P.R., București 1962.
7. MIRĂUȚĂ O. Stilul tectonic al flișului marginal și Miocenului subcarpatic din regiunea Piatra Neamț. *D. S. Com. Geol.* XLVIII (1960—1961), București 1962.
8. OLTEANU F. Depresiunea subcarpatică în regiunile Solonț și Drăgulești. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951), București 1954.
9. STOICA C. Stratele de Gura Șoimului. *Rev. Univ. Parhon Politehn. București*, 2, București 1953
10. VISARION M. Contribuții prospecțiuni gravimetrice la determinarea structurilor cu sare și săruri de potasiu din depozitele neogene ale Carpaților orientali. *Stud. Cercet. geol. Acad. R.P.R.*, VI/3, București 1960.



O. MIRĂUȚĂ - ELENA MIRĂUȚĂ
**HARTA GEOLOGICĂ
 A REGIUNII BORLEȘTI**

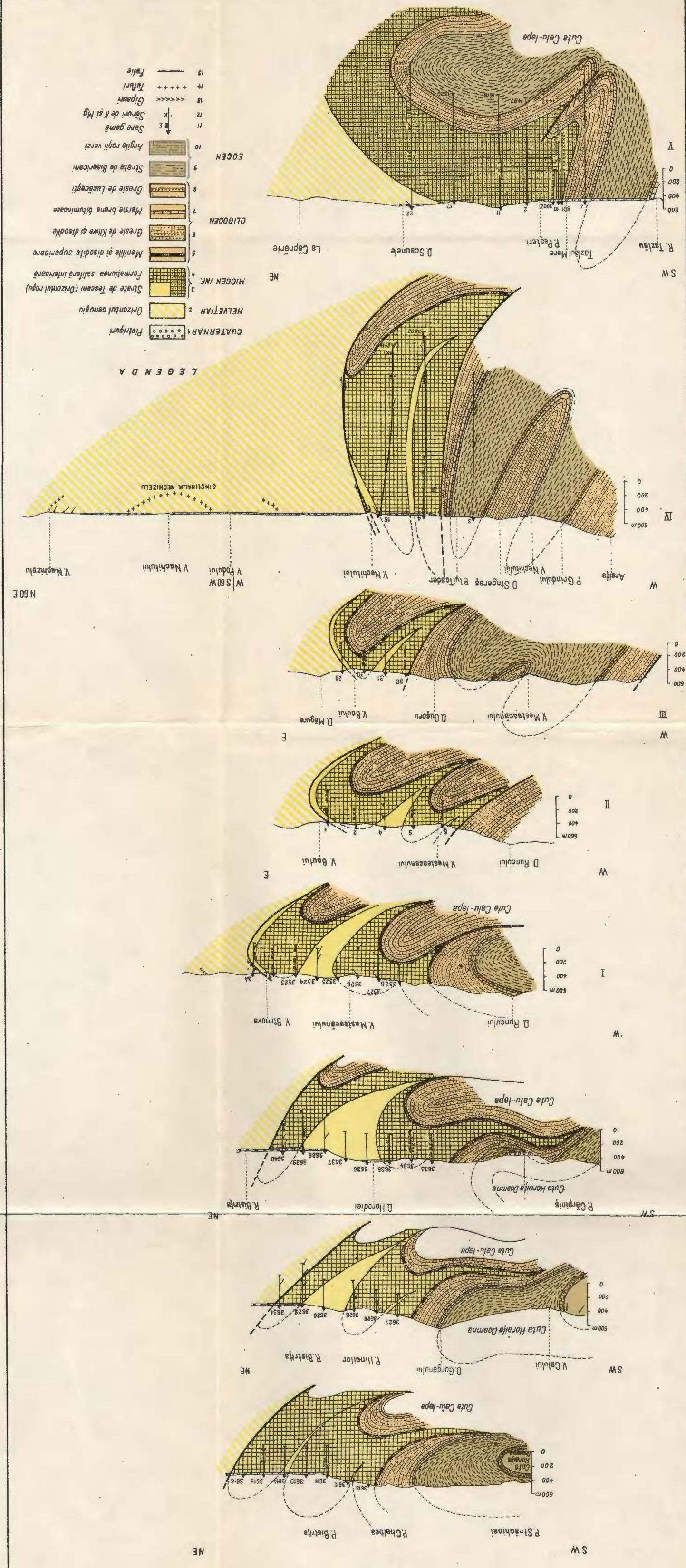
0 500 1000 1500m



LEGENDA

- 1 a. Aluviuni; b. Conuri de dejecție; c. Deluvii și pârâuri; d.
- 2 Depozite de terasă
- HELVETIAN 3 Orizontul cenușiu
- MIOCEN INF. 4 Strate de Tescani (Orizontul roșu)
- 5 Formațiunea saliferă inferioară
- OLIGOCEN 6 f. Conglomerate cu elemente verzi; e. Strate de Gura Șimului; d. Disolite și menilite superioare; c. Sisturi disolite și Gresia de Kliwa; b. Menilite inferioare și marne brune; a. Gresia de Lucăcești
- EOCEN SUP. 7 Strate de Biserăcani
- 8 Falie, contact diapir
- 9 Ax de anticlinal: a-normal; b-deversat
- 10 Ax de sinclinal: a-normal; b-deversat; c-sinclinal fals
- 11 Strate cu poziția normală a. b-verticală și inversă
- 12 Gipsuri
- 13 Tufuri vulcanice
- 14 Izvoare sărate, eflorescențe saline
- 15 Manifestări de țiței
- 16 Sondaje
- 17 Linie de profil





SECȚIUNI GEOLOGICE PRIN MIOGENUL SUBCARPATIC DINTRE V.BISTRITȚII ȘI TAZLAUL MARE
O. MIRĂUȚA, ELENA MIRĂUȚA
SCARA 1:50000

O. MIRĂUȚA, ELENA MIRĂUȚA: Structura geologică amplasată în zona V. Bistriței-Tazlău

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА МИОЦЕНОВОЙ МОЛАССЫ МЕЖДУ В. БИСТРИЦА И ТАЗЛЭУ

О. МИРЭУЦЭ, Е. МИРЭУЦЭ

(Краткое содержание)

Миоценовая моласса внутреннего передового карпатского прогиба между р. Бистрица и Тазлэу имеет как начало-нижние соленосные формации (400 м.), над которыми залегает в продолжении седиментации красный горизонт (Пласты Тескани) (500 м.), а затем следует серый горизонт (1.500 м.). Серый горизонт отнесен среднему миоцену (гельветский ярус), в то время как подстилающие горизонты отнесены нижнему миоцену (включая здесь и нижнегельветский ярус).

Нижняя соленосная формация образована из глинистых брекчий с месторождениями калиевой и магниевой солей, из глин и линзовидных песчаников, имея в верхней своей части горизонт песчаников (субграувакки) с градуированной стратификацией. Красный горизонт сформирован из чередования песчаников и красновато — серых мергелей, а серый горизонт состоит из чередования песчаников, песков и серых мергелей. В нижней части серого горизонта выявлено несколько пропластков гипса, а в верхней части установлено наличие двух горизонтов дацитовых туфов. Миоценовая моласса этой области не содержит пропластков песчаников и зеленых конгломератов, а сформировавшиеся из этих пород горизонты, имеют местное значение в передовом прогибе. Таким образом верхние конгломераты Алмашу являются эквивалентными красному горизонту этой области, составляя фации нижней красной молассы. Крайняя единица флиша (краевой параавтохтон) обособляется изоклинальными складками, наклонными, или даже лежащими к В. Эта единица представляет тектонический стиль аналогичный стилю Карпатов Покуции. Складки крайней единицы флиша надвинуты над складками миоценовой молассы. В случае резкой денивеляции между этими двумя единицами контакт происходит через обратный сброс (В. Некитулуй).

Во внутренней части внутренней субзоны миоценовой молассы находится наклонная или лежащая складка (складка Калу—Япа), с двумя осевыми поднятиями, одно в Тазлэу и другое в Калу—Япа, которые представляют выпуклости (купола) нормальных крыльев.

На В. складки Калу—Япа установлено наличие наклонной складки с обратным сплюсненным крылом и с диапировым ядром соли.

Внешняя субзона миоценовой молассы сформирована из широкой синклинали выполненной гельветскими отложениями.



STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA MOLASSE MIOCÈNE ENTRE LA VALLÉE DE LA BISTRIȚA ET LA VALLÉE DU TAZLĂU

PAR

O. MIRĂUȚĂ, E. MIRĂUȚĂ

(Résumé)

La molasse miocène de l'avant-fosse carpatique entre les rivières Bistrița et Tazlău commence par la formation salifère inférieure (400 m) surmontée en continuité de sédimentation par l'horizon rouge (Couches de Tescani) (500 m) et par l'horizon gris (1 500 m). Ce dernier revient au Miocène moyen (Helvétien) tandis que les horizons sous-jacents appartiennent au Miocène inférieur (y compris l'Helvétien inférieur).

La formation salifère inférieure comprend des brèches argileuses avec des gisements de sel gemme et de sels de potassium et de magnésium, des argiles et des grès lenticulaires, ayant à la partie supérieure un niveau de grès (sous-grauwackes) à stratification granoclassée. L'horizon rouge est formé par une alternance de grès, de sables et de marnes grises. À la partie inférieure de l'Horizon gris il y a quelques intercalations de gypse tandis qu'à la partie supérieure apparaissent deux niveaux de tufs dacitiques. La molasse miocène ne contiennent pas d'intercalations de grès et de conglomérats verts, les horizons constitués par ces roches présentant une valeur locale dans l'avant-fosse. Par exemple les conglomérats d'Almașu supérieurs sont équivalents avec l'horizon rouge de la région, étant des faciès de la molasse rouge inférieure.

L'unité marginale du Flysch (Para-autochtone marginal) est caractérisée par des plis isoclinaux, déversés ou même couchés vers l'E. Cette unité accuse un style tectonique similaire à celui des Carpates de la Pocutie. Les plis de l'Unité marginale du Flysch chevauchent les plis de la molasse miocène. Lors d'une dénivellation brusque entre les deux unités, le contact est établi par une faille inverse (Valea Nechitului).

À l'intérieur de la sous-zone interne de la molasse miocène apparaît un pli déversé ou couché (le pli Calu—Iapa) à deux élévations axiales, dont l'une à Tazlău et l'autre à Calu—Iapa, représentant des bombements du flanc normal. À l'E du pli Calu—Iapa il existe un pli déversé ayant le flanc inverse laminé et un noyau diapir de sel. La sous-zone externe de la molasse miocène est formée par un large synclinal comblé de dépôts helvétiques.



CONSIDERAȚII ASUPRA PREZENȚEI URGONIANULUI LA EST
DE BĂILE HERCULANE (BANAT) ¹⁾

DE

S. NĂSTĂSEANU, AL. STILLĂ

Cercetările geologice ce s-au efectuat în anul 1960 ²⁾, într-o zonă mărginită la sud de paralela Băilor Herculane, iar la nord de cea a comunei Cornereva, au permis, pentru partea de vest a «faciesului de Cerna» (1), stabilirea unei coloane stratigrafice a depozitelor Jurasicului superior și Cretacicului inferior și au pus în evidență prezența Urgonianului.

Peste Doggerul considerat (1) a fi format dintr-un pachet de gresii calcaroase spatice, autorii anteriori (1, 4, 5) înglobau întregul pachet calcaros, pînă la seria «stratelor de Nadanova», la ciclul de sedimentare al Jurasicului superior.

Investigațiile geologice au arătat că peste gresiile calcaroase spatice ale Doggerului se dispun calcare cenușii, masive sau ușor stratificate, ce sînt urmate, în ogașul Pre-sacina, de calcare cenușii sau roșii cu resturi de amoniți și *Aptychus*, cu caracter nodulos, evident stratificate.

La partea superioară a acestora urmează, mai ales în ogașul Drestenic, calcare cenușii, fine, cu rare accidente silicioase, care prezintă o pronunțată șistozitate tectonică.

Peste ele se dispun calcare masive, cu un ușor caracter zaharoid, ce suportă o serie calcaroasă, cenușie-neagră, stratificată în bancuri decimetrice, cu accidente silicioase, serie ce face trecerea la complexul stratelor de Nadanova.

Sub seria stratelor de Nadanova, în versantul stîng al văii Cerna, la est de Băile Herculane, sub vîrfurile Kamen, se găsesc calcare masive, cenușii sau albicioase, ce conțin o bogată faună de rudiști.

Din materialul colectat am determinat formele *Requienia* aff. *ammonia* var. *scalaris* MATH. și *Monopleura* sp.

¹⁾ Comunicare în ședința din 16 martie 1962.

²⁾ NĂSTĂSEANU, AL. STILLĂ. Raport geologic asupra cercetărilor din regiunea Cornereva — Mehadia — Băile Herculane. Arh. Comit. Geol., București 1960.



Aceste forme, foarte frecvente în calcarele recifale ale Cretacicului inferior din Franța și Bulgaria, dovedesc prezența faciesului urgonian.

Cercetări efectuate în platoul Mehedinți de către AL. CODARCEA și D. MERCUS (2, 3) au arătat, pe de o parte, că stratele de Nadanova reprezintă Albian — Cenomanianul, iar pe de alta, că în baza acestei serii există Cretacicul inferior dezvoltat în facies urgonian.

În zona vârfului Kamen, datorită tectonizării intense a depozitelor, nu se pot urmări relațiile dintre calcarele recifale urgoniene și formațiunile din bază, dar se poate paraleliza, pe criterii de ordin litofacial, orizontul calcarelor cu rudiști, cu calcarele masive, ușor zaharoide, din coloana stratigrafică sintetică alcătuită pentru depozitele Jurasicului superior — Cretacicului inferior din partea vestică a faciesului de Cerna. În acest caz, limita dintre Jurasicul superior și Cretacicul inferior s-ar putea trasa, avînd în vedere profilele văilor Presacina și Drestenic, la partea superioară a calcarelor stratificate, noduloase, respectiv la baza calcarelor cenușii, fine, cu accidente silicioase.

BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, București 1940.
2. CODARCEA AL., MERCUS D. Asupra vârstei Stratelor de Nadanova *Com. Acad. R.P.R.*, IX, 9, București 1959.
3. MERCUS D. Asupra prezenței Urganianului în regiunea Nadanova. *Com. Acad. R.P.R.*, IX, 9, București 1959.
4. SCHAFARZIK FR. Das Gebirge zwischen Mehadia und Herkulesbad. *Földt. Közl.* XV, Budapesta 1885.
5. SCHAFARZIK FR. Daten zur Geologie des Cserna — *Thales. Jahresber. k. ung. geol. A.f.* 1889. Budapesta 1891.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С НАЛИЧИЕМ УРГОНСКОГО ЯРУСА НА ВОСТОКЕ БЭИЛЕ ГЕРКУЛАНЕ (БАНАТ)

С. НЭСТЭСЯНУ, АЛ. СТИЛЛА

(Краткое содержание)

В этой отметке указывается на наличие мела, в восточной части Бэиле Геркулане — В. Камен, в урганской фации, на основании идентифицирования разновидностей: *Requienia aff. ammonia var. scalaris* МАТН. и *Monopleura* sp.



CONSIDÉRATIONS SUR LA PRÉSENCE DE L'URGONIEN À L'EST DE LA
LOCALITÉ BĂILE HERCULANE (BANAT)

PAR

S. NĂSTĂSEANU, AL. STILLA

(Résumé)

Les auteurs signalent à l'est de Băile Herculane — Vîrful Kamen, la présence du Crétacé, en faciès urgonien, suivant l'identification des formes: *Requienia* aff. *ammonia* var. *scalaris* MATH. et *Monopleura* sp.



PROBLEME DE GEOTEHNICĂ ÎN CONSTRUCȚIA DE BAZILICĂ
SACRĂ ÎN ZONA DE MĂGAREȘ (ROMANIA)

DE PROF. DR. ING. GHEORGHE POPESCU

ȘI

DR. ING.

DR. ING. GHEORGHE POPESCU este profesor de Geotehnică la Facultatea de Ingineria Construcțiilor, Universitatea de Științe Agricole și Medicină Veterinară Cluj-Napoca, România. Este autorul a numeroase lucrări științifice și tehnice în domeniul geotehnicii și construcțiilor de bază.



STUDIUL STRATIGRAFIC AL DEPOZITELOR MESOZOICE
ȘI PALEOZOICE TRAVERSATE DE FORAJUL DE LA CETATE
(PARTEA DE VEST A CÎMPIEI ROMÎNE)¹

DE
DAN PATRULIUS

Localitatea Cetate se află situată în imediata apropiere a Dunării la 15 km N de Calafat și 25 km W de Băilești. Prin carotajele relativ frecvente și prin marea adâncime atinsă (3229 m), forajul de la Cetate (elevație — 49,80 m) oferă actualmente imaginea cea mai completă asupra succesiunii de depozite mesozoice și paleozoice care constituie cuvertura platformei moesice în partea de vest a Cîmpiei Romîne, la vest de Culoarul craiovean (vezi planșa).

Sucesiunea de depozite neogene (inclusiv Cuaternarul) străbătută de acest foraj are 267 m grosime. Partea inferioară a acestei succesiuni este constituită din argile și marne tortoniene. La 267 m forajul a pătruns în marne senoniene și a străbătut pe rînd: marne senoniene, turoniene și cenomaniene, calcare neocomiene, calcare ale Malmului superior, un complex de argile și marne roșii reprezentînd baza Jurasicului (Rhetian — Liasic inferior) și eventual Triasicul superior, calcare ale Triasicului mediu, gresii și argile roșii ale Triasicului inferior, gresii și conglomerate roșii ale Permianului inferior și calcare dinanțiene. În cele din urmă forajul a pătruns iar în conglomerate roșii permieniene (?).

Macrofosilele determinate au fost recoltate de ELENA POPESCU, iar microfauna marnelor neocretace a fost inventariată de MARIA TOCORJESCU.

Cretacic superior. Depozitele Cretacicului superior au fost străbătute pe o grosime de 289 m (între 267 m și 656 m). Faciesul lor este esențialmente marnos. În succesiunea marnelor neocretace se disting trei termeni stratigrafici reprezentînd respectiv Senonianul superior, Senonianul inferior, Turonianul și Cenomanianul.

Senonianul superior este reprezentat prin marne cenușii compacte, nisipoase și micacee la anumite nivele, separate prin jointuri de marnă verzuie puțin consistentă. Aceste marne conțin fragmente de inocerami, iar microfauna lor cuprinde speciile

¹) Comunicare în ședința din 13 aprilie 1962.

Globotruncana arca, *Gl. plicata*, *Gl. rosetta*, *Gl. fornicata*, *Gl. lapparenti*, *Gümbelina globosa*, *G. plummerae*, *Reusella szajnochae* și diferite specii de *Eponides*, identificate de M. TOCORJESCU. Marnele Senonianului superior au ± 235 m grosime (de la 267 m și cel puțin pînă la 493,40 m adîncime).

Senonianul inferior cuprinde marne compacte, pătate, alburii-rozului sau roșcate cu *Globotruncana lapparenti* și *Gl. coronata* la partea inferioară a intervalului, *Gl. lapparenti* și *Gl. fornicata* la partea lui superioară. Marnele roșcate ale Senonianului inferior au fost carotate în intervalul 524 și 601 m adîncime, grosimea lor fiind de cel puțin 77 m.

Turonianul este reprezentat prin marne cenușii-deschise și verzui cu *Globotruncana coronata*, *Praeglobotruncana stephani turbinata* și rare exemplare de *Rotalipora appenninica* la partea lor inferioară (la 627 m adîncime). Sub aceste depozite forajul a străbătut marne compacte, cenușii, pătate, și marne negricioase cu *Rotalipora montsalvensis* în abundență, *R. turonica* (rar) și *Spiroplectinata annectens* (la 653—654 m adîncime), reprezentînd Cenomanianul. Grosimea depozitelor turoniene și cenomaniene, carotate la 627 și 653 m, este de cel puțin 29 m pînă la contactul cu calcarele neocomiene (656 m adîncime).

Neocomian. Marnele cenomaniene stau direct pe calcare neocomiene. Acestea din urmă au cel puțin 158 m grosime (între 656 m și 814 m adîncime). Între calcarele Malmului și cele ale Neocomianului există continuitate litologică, întocmai ca și în partea centrală a Cîmpiei Romîne, la Atîrnați. Ținînd seama de grosimea mare pe care o atinge Berriasianul și Valanginianul la sud de Dunăre, este probabil că toată succesiunea calcarelor neocomiene de la Cetate să reprezinte exclusiv aceste etaje. Microfaciesul calcarelor neocomiene de la Cetate este comparabil celui pe care-l îmbracă o parte a calcarelor de la Atîrnați, traversate pe o grosime în jur de 270 m, între calcarele recifale cu pachyodonte ale Barremian-Apțianul și calcarele microdetritice cu brachiopode ale Malmului superior. Neocomianul de la Cetate este reprezentat prin calcare alburii, în majoritate fine, cu structură pseudoolitică sau microcristalină omogenă, cu foraminifere relativ abundente (*Miliolidae* și *Textulariidae*) și cu organisme constructoare amintind *Cayeuxia*, la anumite nivele (la 679 m și 732 m adîncime). O intercalație de calcar microdetritic (la 785 m adîncime) marchează o recurență a faciesului pe care-l îmbracă calcarele Malmului superior în această parte a Cîmpiei Romîne.

Malm. Calcarele Malmului au o grosime de cel puțin 671 m, fiind străbătute de foraj între 839 m și 1510 m adîncime. Limita Malm/Cretacic nu este marcată printr-un reper în diagrama electrică. În succesiunea groasă a calcarelor Malmului se disting trei termeni stratigrafici, reprezentînd respectiv Tithonicul, Kimmeridgianul și Callovian-Oxfordianul cu excepția zonei cu *M. macrocephalus*.



Tithonicul este reprezentat prin calcare în majoritate albe, microdetritice, oolitice și pseudoolitice și prin calcare zoogene construite, mai mult sau mai puțin vacuolare, cu corali, gasteropode, lamelibranchiate și rare brachiopode. De remarcat prezența unui nivel cu oolite mari (de talia pizolitelor), traversat între 871 și 872 m adâncime, și a unui nivel de calcare albe-fumurii pseudoolitice și cu șuturi verzui, traversat între 1129—1130 m. Un reper mai clar în diagrama electrică corespunde cu adâncimea de 1180 m. Acest reper poate fi considerat în mod convențional ca limită inferioară a Tithonicului, a cărui grosime ar fi astfel de cel puțin 341 m. Fosilele identificate în calcarele tithonice sînt:

910—912 m — corali, mulaje de mici gasteropode;

940—942 m — *Opis* sp. (ex. gr. *O. cardisoides* GOLDFUSS); *Ctenoides* sp. (aff. *Ctenoides ctenoides* BOEHM); *Lithophaga* sp.; briozoare (*Reptomulticava*) și corali.

998,50 m — 999,50 — *Ptygmatis* sp.;

1129—1130 m — *Septaliphoria* sp. (aff. *S. corallina* LEYMERIE).

În ansamblu fauna acestor calcare este de tipul Stramberg.

Kimmeridgianul cuprinde calcare gălbui, în majoritate pătate, pseudoolitice și cu oolite diseminate mai mult sau mai puțin abundente. Pe un fond de culoare mai deschisă se observă frecvent noduli cafenii sau cenușii, uneori noduli de calcar dolomitic verzui. La anumite nivele (între 1233 și 1284 m adâncime) aceste calcare sînt în parte dolomitizate. Pe secțiuni subțiri se observă mici romboedri de dolomit diseminați și uneori aglomerări compacte de romboedri de talie mai mare. Fauna calcarelor kimmeridgiene este constituită mai ales din brachiopode. Un reper mai net în diagrama electrică la 1309 m adâncime corespunde cu o schimbare a caracterelor litologice. Sub acest nivel calcarele au o culoare mai închisă, o spărtură mată, rugoasă, și o structură predominant pseudoolitică cu mici oolite diseminate, uneori microcristalină-omogenă. De notat prezența unui nivel de calcar submarnos cenușiu-verzui cu pete gălbui, cu suprafețe de separațiune mamelonate, cu enclave lenticulare și noduli de calcar alb-cenușiu cu belemniti (traversat între 1333 și 1334,40 m). Este posibil ca acest nivel să aparțină deja Oxfordianului superior. Grosimea calcarelor kimmeridgiene este de cel puțin 132 m, între 1180 și 1322 m adâncime).

Fosilele identificate în calcarele kimmeridgiene sînt următoarele:

1181—1181,70 m — fragmente de *Lamellaptychus*; rare foraminifere;

1207—1207,60 m — fragmente de *Lamellaptychus*;

1233—1234 m — *Lacunosella* sp. (ex. gr. *Lacunosella arolica* OPPEL);

1259—1269,60 m — piese scheletice de echinoderme, de tip «Lombardia» (pro parte *Saccocomidae*);

1283—1283,80 m — *Nucleata* sp (ex. gr. *N. quenstedti* ROCLIER — *N. aliena* OPPEL);

1309,50—1310,50 m — Terebratulidae; *Lacunosella* sp. (aff. *L. trilobatae-formis* WISNIEWSKA); *Lamellaptychus* sp., *Globochaete* (rar).

Calcare pseudoolitice-oolitice, pătate, sînt constant dezvoltate în intervalul Malmului mediu și inferior din partea meridională a Cîmpiei Romîne, în timp ce în partea de nord a platformei moesice, în aria de ridicare Craiova—Balș—Optași, Kimmeridgeanul este reprezentat prin roci net deosebite și anume prin calcare roșii subnodulare, pe alocuri nisipoase, cu amoniți, aptichi și abundente resturi de *Saccocomidae*.

Oxfordianul și Callovianul mediu și superior sînt reprezentate prin calcare în majoritate cenușiu-deschis, pseudoolitice, cu spărtură mată și rugoasă cu aspect sublitografic. La partea superioară se mai observă încă noduli de tentă mai închisă, rari romboedri de dolomit și mici oolite diseminate, ca în calcarele kimmeridgeiene. Spre bază calcarele callovo-oxfordiene capătă o tentă gălbuie și prezintă rari noduli cafenii și jointuri marnoase roșcate-verzui (între 1468 m și 1510 m adîncime).

În calcarele callovo-oxfordiene au fost identificate următoarele fosile:

1358,30—1359,30 m — *Sublunuloceras* sp. (aff. *S. bonarelli* LORIO);

Lissoceras sp (aff. *L. erato* D'ORBIGNY);

1416—1468 m — *Globochaete* (rar).

Grosimea calcarelor callovo-oxfordiene este de cel puțin 152 m, iar dacă calcarele submarnoase cenușii-verzui, traversate între 1333 și 1333,30 m aparțin și ele Oxfordianului, atunci grosimea Malmului inferior atinge și poate depășește chiar 177 m grosime.

Sub masa de calcare a Malmului forajul de la Cetate nu a întilnit rocile caracteristice ale Doggerului și Callovianului inferior din Cîmpia Romînă.

Rhetian—Liasic inferior (?) și Triasic superior. Sub calcarele Malmului, pe o grosime de 388 m, între 1510 și 1898 m adîncime, se dezvoltă complexul detritic roșu care urmează în mod obișnuit deasupra calcarelor mediotriasice din platforma moesică. La Cetate acest complex este constituit mai ales din argile și marne moi, mai rareori compacte, roșii, violacee și roze, uneori pătate, cu intercalații subordonate de argile și marne verzui, de nisipuri albicioase și de gresii friabile roșcate, în parte grosiere, cuarțitice și puțin feldspatice. De remarcat că nisipurile și gresiile sînt mai dezvoltate în intervalul traversat între 1776 și 1825 m adîncime. După toate probabilitățile, apariția gresiilor în această succesiune marchează baza Rhetianului, Triasicul superior fiind reprezentat numai prin marnele și argilele roșii-violacee cuprinse între aceste gresii și calcarele mediotriasice.

Calcarele triasice au fost străbătute pe o grosime de 182 m (între 1898 și 2080 m adîncime). Succesiunea lor cuprinde calcare microdetritice cenușii, pînă la cenușiu închis, cu entroce mai mult sau mai puțin abundente, microgasteropode și fragmente



de lamelibranchiate (întîlnite la 1925, 2000 și 2050 m adîncime), în alternanță cu calcare marnoase și submarnoase cenușii, pînă la cenușiu închis, cu benzi și lamine de marne, argile și siltite cărbunoase, negricioase, cu puțin sericit. Spre bază seria carbonatată a Triasicului mediu cuprinde dolomite fin granulare cenușii-gălbui, ce trec în jos la siltite argiloase și puțin marnoase, cenușii-verzui.

Complexul detritic al Triasicului inferior are cel puțin 233 m grosime, depozitele sale fiind traversate începînd de la 2080 m adîncime și cel puțin pînă la 2314 m adîncime). Acest complex este constituit mai ales din gresii friabile, uneori chiar nisipoase, în parte grosiere, uneori cu matrice argiloasă, alburii-verzui, cenușii-verzui, rozulii și roșcate. Același interval cuprinde și intercalații subordonate de argile roșii-violacee, deseori nisipoase. La partea lui superioară se găsesc intercalate gresii mai dure, verzui cu pete roșcate.

Permian inferior (Rothliegende superior). Sub gresiile atinse la 2313 m adîncime, forajul de la Cetate a pătruns într-un pachet de argile compacte cărămizii, față de care gresiile situate deasupra marchează o netă discontinuitate litologică. Dacă atașăm aceste argile Permianului, atunci grosimea depozitelor permieni traversate de forajul de la Cetate este de cel puțin 335 m (de la 2315 m la 2650 m adîncime). Sub argilele cărămizii forajul a traversat un pachet de gresii relativ fine, compacte, roșii violacee, fin micacee, puțin calcaroase, cu intercalații subordonate de argile marnoase și nisipoase roșii cu pete verzi, iar mai jos — un pachet de conglomerate și breccii cu elemente de calcare dinanțiene cenușii, cafenii și negricioase, în majoritate mărunte (0,5—3 cm) și cu matrice argiloasă uneori și marnoasă, nisipoasă spre baza succesiunii, roșie și alburie-verzuie. Pachetul de gresii compacte are cel puțin 93 m grosime (de la 2369 m la 2462 m adîncime), iar cel de conglomerate și breccii, cel puțin 163 m grosime (de la 2386 m la 2649 m adîncime). De remarcat că gresiile compacte roșii-violacee prezintă o tentă mai închisă decît gresiile triasice. Sînt în general mai dure și seamănă pînă la identitate cu anumite gresii permieni din Banat.

De remarcat absența șisturilor negre cu plante care constituie termenul bazal al Permianului din Banat (Autunian). Astfel se poate presupune că depozitele permieni traversate de forajul de la Cetate reprezintă numai Saxonianul, întocmai ca și complexul roșu conglomeratic și grezos, cu intercalații de vulcanite, care în Banat urmează deasupra șisturilor negre autuniene. Este foarte probabil ca porfirele dezvoltate sub Triasic, în aria de ridicare Craiova—Balș—Optași, să aparțină și ele aceluiași complex roșu de vîrstă presupusă saxoniană.

Limita între Permian și Dinanțian este greu de recunoscut, întrucît spre baza Permianului elementele de calcare din breccii sînt de talie mai mare și intim sudate, printr-o matrice interstițială compactă. Este posibil ca sub nivelul în care se mai recunoaște încă caracterul de breccie, primele carotaže să fi recuperat calcare dinanțiene din blocurile mai voluminoase ale aceluiași breccii permieni.



Dinanțian. Începînd de la 2676 m și pînă la 3220 m, deci pe o grosime de cel puțin 544 m, forajul de la Cetate a traversat o gamă variată de calcare paleozoice.

La partea superioară a intervalului menționat, pînă la adîncimea de 3016 m, domină calcare negre și cenușiu închis, pseudoolitice și microdetritice, în parte recristalizate, cu accidente silicioase brune-negricioase. Aceste calcare conțin resturi scheletice de echinoderme, în special entroce, mai mult sau mai puțin abundente, numeroase foraminiere, rare brachiopode și corali. De notat un nivel de calcare nodulare și marne roșcate-violacee, gălbui și verzui, cu matrice marnoasă, cu lame subțiri de calcit și enclave de șisturi argiloase fine brune-violacee, traversat între 2835 și 2836 m adîncime.

La partea inferioară a aceluiași interval, începînd de la 3061 m, domină calcare fin granulare cenușii pînă la cenușiu deschis, deseori cu tentă cafenie, uneori roșcată, cu resturi scheletice de echinoderme și foraminifere în general mai puțin abundente, dar totuși prezente pînă la baza seriei calcaroase. Macrofosilele găsite în aceste calcare sînt:

2836 m — *Syringopora* sp.

Schelwiebella sp.

2951,30 m — *Productus* (l.s) sp., fragment de valvă brachială.

Bogata microfaună a acestor calcare, în special la 2676, 2700, 2739, 2835,50, 2918,50, 2951,30, 3061,60, 3083, 3121,60 m adîncime, cuprinde specii de: *Archaeodiscus*, *Planoarchaediscus*, *Endothyra*, *Plectogyra* și *Hyperammima*. Asociația formelor identificate este în general caracteristică pentru Dinanțian și indică mai ales prezența Viseanului. Microfauna calcarelor dinanțiene face actualmente obiectul unui studiu mai detaliat întreprins de T. NEAGU, care a identificat unele din genurile menționate mai sus.

În calcarele cu tentă cafenie se observă pe secțiuni subțiri resturi scheletice de echinoderme, sub formă de mici spiculi canelați (la 3071 m adîncime).

La 3229 m adîncime forajul de la Cetate a interceptat sub calcarele Carboniferului inferior argile, gresii și conglomerate roșii permieni (?) cu elemente de calcare dinanțiene negre și cafenii.

Corelarea depozitelor mesozoice și paleozoice. Cu prilejul unei excursii făcute în R. P. Bulgaria, autorul prezentei note a fost amplu informat cu privire la stratigrafia depozitelor mesozoice și paleozoice la sud de Dunăre, fapt pentru care ține să mulțumească călduros colegilor bulgari prof. V. TZANKOV, prof. V. IARANOV, prof. H. SPASOV și P. IOVCEVA. Informațiile primite, ca și observațiile făcute asupra carotelor provenind din foraje recent executate, permit să se lămurească cîteva puncte rămase pînă acum obscure cu privire la stratigrafia platformei moesice la N de Dunăre.



Faciesul marnos al Turonian-Senonianului întâlnit la Cetate, cu un pachet de marne roșcate și alburii (Senonian inferior) între două pachete de marne cenușii are o dezvoltare regională în partea de vest al Cîmpiei Romîne. Marnele roșcate pătate au mai fost întâlnite în forajele de la Plenița (carotele de la 468—495 m adîncime), Corlățel (carotele de la 954—1063 m adîncime), Balș 24 (carotele de la 650—810 m adîncime).

Lipsa Albianului constatată la Cetate este și ea de ordin regional în partea de sud-vest a Cîmpiei romîne.

Calcarele albe ale Neocomianului de la Cetate se corelează cu calcarele albe și albe-fumurii fin granulare, traversate de forajul de la Corlățel (la aproximativ 35 km nord de Cetate) sub marnele neocretacice și pînă la calcarele detritice cu faună de Stramberg ale Malmului superior. La Corlățel partea bazală a Neocomianului cuprinde calcare fin granulare cu romboedri de dolomit diseminați sau aglomerati sub formă de noduli cenușii. Același nivel bazal al Neocomianului cu calcare dolomitice albe se regăsește la Strehaia (interceptat la 2511 m adîncime), la Băilești (1449 m adîncime) și la sud de Dunăre, la Dolen Dîbник (vest de Plevna). Acest reper pare să aibe deci o importanță regională. Dar și atunci cînd nu a putut fi identificat, fie din cauza carotajului incomplet, fie din cauza unei dolomitizări inegale, o corelare este totuși posibilă prin compararea microfaciesurilor. Astfel, calcare fin granulare comparabile cu cele atribuite Neocomianului la Cetate și Atîrnați se găsesc dezvoltate la sud de Dunăre într-un interval relativ gros (cel puțin 411 m la Breast și 493 m la Dolen Dîbник). Conform datelor stratigrafice comunicate de V. TZANKOV, aceste calcare reprezintă Valanginianul.

Calcarele microdetritice și calcarele zoogene cu organisme constructoare ale Malmului superior, a căror vîrstă a fost precizată la Cetate cu ajutorul unei faune mai abundente, se găsesc și ele răspîndite pe o vastă suprafață. Ele au fost întâlnite la Corlățel, unde conțin numeroase Nerinei (în parte specii din grupa *Nerinea posthuma* ZITTEL — *N. tuberculosa* DEFRANCE) și fragmente de *Clypeina jurassica* (carotele de la 1267,50, 1269,10, 1294,10, 1294,80, 1321—1322 m adîncime), la Plenița, unde conțin fragmente de *Clypeina jurassica* (790 și 870 m adîncime), la Băilești, unde conțin brachiopode și echinoide (între 1539 și 1566 m adîncime), la Atîrnați (carota de la 1122 m — 1123,20 m adîncime), la Giurgiu, unde conțin nerinei și exemplare de *Talamophora* sp. (carota de la 716—718 m adîncime). În partea centrală a Cîmpiei Romîne, aceste calcare sînt mai mult sau mai puțin dolomitizate la anumite nivele. De notat de asemenea că dolomitele sînt dezvoltate mai ales sub calcarele microdetritice, în intervalul Kimmeridgianului (Atîrnați, Giurgiu).

Calcarele pseudoolitice cenușii și gălbui cu spărtură rugoasă, dezvoltate în cadrul Malmului inferior la Cetate, corespund după toate aparențele unei anumite zone de facies. La Băilești același interval stratigrafic cuprinde mai ales calcare fumurii și albe-fumurii pătate, ce nu se disting de calcarele Kimmeridgianului, iar la bază



dolomite și gresii fine calcaroase, brune cu *Lunuloceras compressum* (1815 m adâncime). În schimb, la sud de Dunăre (Breast), partea inferioară a seriei Malmului, pe o grosime de cel puțin 123 m, este constituită din calcare pseudoolitice gălbui, omogene, perfect comparabile cu cele dezvoltate la Cetate în același interval stratigrafic. După prof. V. TZANKOV, aceste calcare gălbui aparțin Malmului inferior, în cea mai mare parte Oxfordianului.

Complexul detritic roșu dezvoltat deasupra calcarelor mediotriasice de la Cetate nu conține intercalații sau noduli de gips și anhidrit, ca în alte părți ale Cîmpiei Române. În comparație cu depozitele sincrone străbătute de forajul de la Băilești se remarcă o grosime mult mai redusă la Cetate (388 m la Cetate în comparație cu cel puțin 730 m la Băilești) și un procent mai scăzut de roci detritice grosiere. Se pare deci că între Dăbuleni și Cetate a existat în timpul Triasicului superior și pînă după începutul Jurasicului o depresiune mai puternic subsidentă. În ce privește seria carbonată a Triasicului mediu, aceasta se îngroașe treptat spre est. Ea are 182 m grosime la Cetate, cel puțin 280 m la Băilești, peste 400 m la Dăbuleni, chiar exceptînd partea superioară a seriei carbonatate dezvoltată imediat sub depozitele grezoase din baza Doggerului și a cărei vîrstă triasică a fost pusă la îndoială. La Dolen Dîbnik, seria carbonată a Triasicului mediu are în jur de 800 m grosime, exceptînd un pachet bazal de trecere la complexul roșu inferior. Tot în direcția spre est se observă o schimbare de facies în cadrul seriei carbonatate. La Cetate sînt larg dezvoltate calcarele microdetritice, în succesiunea cărora se găsesc și intercalații de siltite și gresii fine micacee; la Băilești domină calcare mai fine, pseudoolitice, la care se adaugă dolomite și calcare dolomitice fin granulare, iar la Dăbuleni seria carbonată a Triasicului este constituită din calcare microcristaline omogene, în parte submarnoase.

Complexul roșu al Triasicului inferior este predominant grezos la Cetate și apare mai net individualizat decît în alte sectoare din Cîmpia Romînă în raport cu complexul de asemenea roșu al Permianului inferior. Acesta din urmă prezintă la Cetate unele caractere particulare, întrucît cuprinde gresii roșii perfect comparabile cu anumite gresii roșii ale Permianului din Banat, precum și conglomerate și brecii cu elemente de calcare paleozoice. Conglomerate și brecii de același tip apar la sud de Dunăre în Permianul inferior din primele cîte ale Balcanilor (zona anticlinală Belgracik), unde depozitele menționate conțin elemente mai voluminoase de calcare cenușii-negricioase și brune-roșcate, uneori cu brachiopode. Conform cu informațiile primite de la H. SPASOV, unele din calcarele menționate conțin asociații de conodonte caracteristice pentru Devonianul superior.

Prezența Dinanțianului de facies calcaros în cuvertura platformei moesice a fost mai întîi pusă în evidență la Cetate. Ulterior, autorul acestei note, bazîndu-se mai ales pe studiul microfaciesurilor, a identificat prezența unor calcare dinanțiene și în alte sectoare din Cîmpia Romînă și anume la Călărași, unde calcarele mențio-

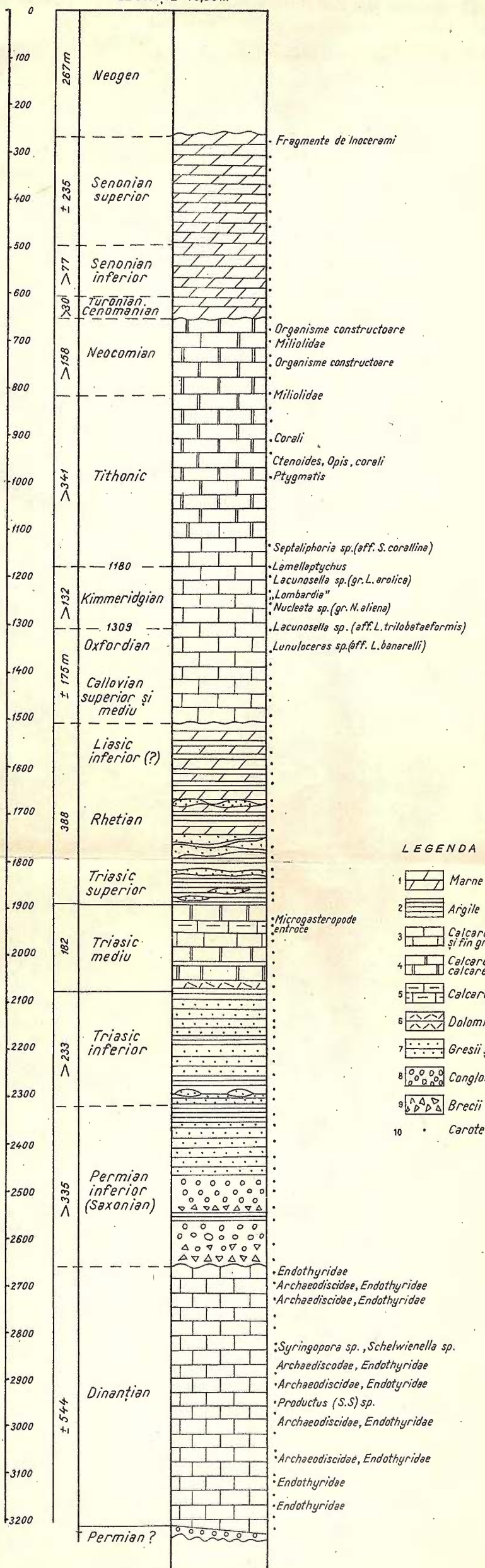


COLOANĂ STRATIGRAFICĂ A FORAJULUI DELA CETATE

SONDA 1152

D. PATRULIUS: Studiul stratigrafic al depozitelor mezozoice și paleozoice traversate de forajul dela Cetate (Partea de vest a câmpiei române)

ELEVAȚIE 49,80 m



nate ating în jur de 1000 m grosime și conțin la partea lor superioară asociații de foraminifere caracteristice pentru Visean, precum și la Soldanu.

Datele privitoare la prezența Dinanțianului în Cîmpia Romînă au fost comunicate de autor în 1961 pentru a fi incluse într-un raport general al Ministerului Petrolului și Chimiei și al Comitetului Geologic referitor la stratigrafia și structura platformei moesice. Ele se găsesc consemnate și într-un articol datorat lui I. PĂTRUȚ, M. POPESCU, C. TEODORESCU și M. MOLNAR (1961). Calcare dinanțiene au fost ulterior identificate de autorul prezentei note la Răcari, unde îmbracă faciesul calcarelor negre cu accidente silicioase de la Cetate, și la Ciurești, unde se găsesc asociate cu dolomite și conțin numeroase foraminifere. Rezultă din aceste date că Dinanțianul de facies calcaros se dezvoltă pe o vastă suprafață și atinge o mare grosime la nord de Dunăre.

Vîrsta depozitelor care constituie culcușul și acoperișul normal al calcarelor dinanțiene a fost precizată, prin analiza palinologică, de B. S. VENKATACHALA și D. BEJU, ceea ce permite actualmente de a încadra în limite stratigrafice mai strînse Carboniferul inferior din Platforma moesică. Conform cu datele autorilor menționați, calcarele bituminoase negre cu intercalații de anhidrit, dezvoltate sub calcarele cu Endothyridae și Archaeodiscidae de la Călărași și sub un pachet gros de dolomite, pe o grosime de cel puțin 450 m) aparțin Devonianului, în timp ce depozitele detritice situate deasupra calcarelor dinanțiene și traversate de forajul de la Călăreți, pe o grosime de 134 m) reprezintă Namurianul și eventual și partea inferioară a Westphalianului.

BIBLIOGRAFIE

1. PĂTRUȚ, M. POPESCU, C. TEODORESCU, M. MOLNAR. Contribuții la cunoașterea geologiei Platformei moesice. Petrol—Gaze, vol. 12, nr. 11, 1961.
2. B. S. VENKATACHALA, D. BEJU. Asupra prezenței Devonianului în fundamentul zonei Călărași. Petrol—Gaze, vol. 12, nr. 11, 1961.



СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ
И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ, ВЫЯВЛЕННЫХ БУРОВЫМИ
РАБОТАМИ В м. ЧЕТАТЯ (ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУМЫНСКОЙ
РАВНИНЫ)

Д. ПАТРУЛИУС

(Краткое содержание)

Глубокая скважина, проведенная в Четате, на южной части Румынской равнины, пересекла, под неогенным чехлом мизийской платформы следующие формации: сенонские, туронские и сеноманские мергеля (мощностью в 389 м.); неокомские известняки с милиолидами, микродетритовые, оолитовые известняки верхнего мальма с фауной Стремберга (мощностью более 340 м.), пятнистые кимериджские псевдооолитовые известняки, частично доломитизированные с brachiopode, *Lamellaptychus* и «*Lombardia*», (мощностью более 130 м.), келловейские — оксфордские псевдооолитовые известняки с аммонитами, брахиоподами и *Globochaete*, (мощностью более 150 м.);

глины и красные мергеля с малоразвитыми пропластками песчаников и песков, представляющих верхний триас, рэтский-нижний лейас? (мощностью в 388 м.), серые среднетриасовые известняки, частично микродетритовые, чередуясь с мергелистыми известняками и черноватыми сальтитами, (мощностью в 182 м.);

эотриасовые отложения, в особенности, песчанистые с пропластками красной и фиолетовой глины (мощностью в 230 м);

детритовый комплекс нижней перми с песчаниками и красными глинами в верхней своей части и конгломератами с динантскими элементами известняков — в нижней части (мощностью более 350 м.) и черноватые-серовато-желтые динантские известняки с брахиоподами, *Syringopora* и многочисленными фораминиферами, в большинстве случаев с des Endothyridae et des Arheaeodiscidae (мощностью более 540 м.).

ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DES DÉPÔTS MÉSOZOÏQUES
ET PALÉOZOÏQUES TRAVERSÉS PAR LE FORAGE DE CETATE

PAR

DAN PATRULIUS

(Résumé)

Le forage profond, exécuté à Cetate, dans la partie sud-ouest de la Plaine Roumaine, a traversé sous la couverture néogène de la plate-forme moesienne des marnes sénoniennes, turoniennes et cénomaniennes (389 m d'épaisseur); des



calcaires néocomiens à Miliolides; des calcaires microdétritiques et oolithiques du Malm supérieur à faune de Stramberg (plus de 340 m d'épaisseur), des calcaires kimmeridiens tachetés, pseudoolithiques — oolithiques, en partie légèrement dolimitisés, à brachiopodes, *Lamellaptychus* et « *Lombardia* »; (plus de 130 m d'épaisseur), des calcaires callovo-oxfordiens, pseudoolithiques, à ammonites, brachiopodes et *Globochaete* (plus de 150 m d'épaisseur); des argiles et des marnes rouges, avec intercalations peu développées de grès et de sables, représentant le Trias supérieur et le Rhétien—Lias inférieur (?) (388 m d'épaisseur); des calcaires médiotriasiques sombres, en partie microdétritiques, alternant avec des calcaires marneux et des siltites noirâtres (182 m d'épaisseur); des dépôts éotriasiques principalement gréseux avec intercalations d'argiles rouges et violacées (plus de 230 m d'épaisseur); un complexe détritique du Permien inférieur avec grès et argiles rouges à la partie supérieure et conglomérats à éléments de calcaires dinantiens à la partie inférieure (plus de 330 m d'épaisseur); des calcaires dinantiens noirâtres et gris jaunâtre à brachiopodes, *Syringopora* et nombreux foraminifères, principalement des *Endothyridae* et des *Arhaeodiscidae* (plus de 540 m d'épaisseur).



Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.



ASPECTE STRATIGRAFICE ȘI STRUCTURALE ALE FLIȘULUI PALEOGEN DIN REGIUNEA GHELINȚA (TG. SECUIESC¹)

DE

M. SĂNDULESCU, JANA SĂNDULESCU

Cercetările de teren efectuate în iunie—iulie 1961 în regiunea Ghelița ne-au condus la o serie de concluzii care formează obiectul acestei comunicări. Sectorul cartat cuprinde bazinul hidrografic al pârului Ghelița, izvoarele Oituzului, izvoarele Biștei Mari, partea de sud a bazinului pârului Ojdula și partea de nord a bazinului pârului Zăbala. Această suprafață acoperă aproape în întregime aria de dezvoltare, la acest paralel, a faciesului gresiilor de Tarcău și de Fusaru din flișul paleogen.

Date cu privire la geologia acestei porțiuni a zonei flișului se cunosc din lucrările cu caracter regional ale lui M. G. FILIPESCU (8, 9, 10, 11) și I. BĂNCILĂ (5, 6).

Scopul cercetărilor noastre a fost de a urmări spre nord posibilitatea orizontării Paleogenului, după schema propusă de noi în 1961 (19), în partea de NW a Munților Buzăului și SW a Munților Vrancei, precum și urmărirea liniilor structurale majore ale flișului paleogen.

Baza Paleogenului și subasamentul său. Unul din rezultatele importante ale lucrărilor noastre este descoperirea a două noi zone de aflorare a depozitelor cretacee din subasamentul flișului paleogen. Una din acestea este situată pe pârul Ghelița, în simburile anticlinalului Ghelița, care reprezintă continuarea spre sud a anticlinalului Ojdula, iar alta în împrejurimile satului Hilib, pe un anticlinal mai vestic. Aceste zone de aflorare a depozitelor cretacee reprezintă niște butoniere anticlinale care, împreună cu marea butonieră de la Ojdula, cunoscută mai de mult (8, 9, 5, 6), se plasează pe principalele zone structurale de ridicare din regiune. Pe pârul Ghelița, la 1 km aval de confluența pârărilor Ghelița Mare și Ghelița Mică, apar de sub terase și aluviuni câteva aflorimente de șisturi negre, reprezentate prin orizontul gresiilor silicifiate, cu glauconit.

¹) Comunicare în ședința din 19 ianuarie 1962.



Șisturile negre sînt acoperite pe periclina și pe flancuri de stratele de Lupchianu ¹⁾ (7), alcătuite în bază din marnocalcare cenușii diaclazate cu intercalații de marne și gresii tuftice și de marno-calcare. Partea superioară a stratelor de Lupchianu este alcătuită dintr-o alternanță de gresii calcaroase, dure, verzui-cenușii, cu glauconit și muscovit (pe suprafețele de stratificație) și de marno-argile cenușii și verzui. Gresile se prezintă în bancuri de 5—25 cm, cu hieroglife (mecano- și bioglife) pe fața inferioară, iar marno-argilele în pachete de 10—30 cm.

În marea butonieră de la Ojdula, șisturile negre aflorază pe suprafețe mai întinse. Am putut constata că aici orizontul gresiilor silicifiate este foarte subțire, fiind redus la cîteva intercalații de gresii de acest tip, la partea cea mai superioară a seriei, sub stratele de Lupchianu. Acestea din urmă apar sub forma unor petece: unul pe periclinul sudic al butonierei (pe afluenți ai pîrului Lunca Mare), altul pe flancul vestic (pe un afluent drept al pîrului Lunca Mare) și altul pe flancul nord-estic (pe pîrul Lunca Mică și pe versantul nordic al Muntelui Cihanul) (vezi harta).

Peste stratele de Lupchianu (la Ojdula și Ghelînța), uneori chiar peste șisturile negre (la Ojdula) se așază gresia de Tarcău inferioară.

În împrejurimile localității Hilib (vezi harta) aflorază tot într-o butonieră anticlinală, stratele cu Inocerami. Ele sînt deschise pe dealul dintre Ghelînța și Hilib și pe cel dintre Hilib și Ojdula. Sînt reprezentate printr-o alternanță destul de regulată de gresii calcaroase cenușii-verzui, în stratele de cîteva centimetri, cu argile și marne verzui, cenușii și negricioase. Între acestea se intercalează gresii calcaroase, dure, în bancuri de 20—40 cm, sau gresii mediogranulare muscovitice. Gresile sînt în general diaclazate.

Deosebirea între acest facies intern al stratelor cu Inocerami și faciesurile mai externe este în primul rînd lipsa marno-calcarelor cu fucoide, fapt evidențiat deja de I. BĂNCILĂ (5, 6). Ar mai fi de semnalat deosebirea de ritmicitate în sensul că faciesul intern este caracterizat de o frecvență mai mare a secvențelor, care, implicit, au o amplitudine mai mică.

Peste stratele cu Inocerami de la Hilib urmează orizontul bazal, al Paleogenului, dar numai pe flancul estic al anticlinalului.

În nici unul din cele trei complexe separate (șisturile negre, stratele de Lupchianu și stratele cu Inocerami) nu am găsit fosile. De aceea, asupra vîrstei primelor două nu putem decît să ne referim la alte lucrări (5, 6, 8, 9, 10, 11). Numai pentru stratele cu Inocerami putem preciza că acestea ocupă cel puțin intervalul stratigrafic Senonian—Danian, așa cum am arătat cu altă ocazie (19).

¹⁾ Denumirea de strate de Lupchianu a fost introdusă în 1948 de I. DUMITRESCU (7), care situează acest orizont « între șisturile negre și stratele cu Inocerami » (p. 205). Ele sînt echivalente cu stratele de Zagon (10) și stratele de Cîrnu (5).



Din cele expuse mai sus se poate vedea că acoperișul depozitelor cretacice nu este același peste tot și de asemenea patul depozitelor Paleogene diferă în diverse zone. Noi am separat în alte regiuni (19) în baza Paleogenului un orizont cu argile roșii și verzi și cu gresii glauconitice, pe care le-am denumit « orizontul bazal ». În regiunea cercetată l-am regăsit, în aceeași poziție, la Hilib deasupra stratelor cu Inocerami, iar între Harale și Zăbala și pe pîrful Bacara în axul unor anticlinale (vezi harta).

Lipsa orizontului bazal, precum și a stratelor cu Inocerami la Ghelița și Ojdula, o interpretăm ca un efect de eroziune, cauzat de o cutare embrionară, survenită la sfîrșitul Cretacicului. Această cutare embrionară, care a afectat numai anumite sectoare cu fundamentul relativ mai mobil, a adus cele mai noi depozite ale Cretacicului, în speță stratele cu Inocerami, în zona de eroziune subacvatică sau subaeriană, fapt care a provocat îndepărtarea lor. În restul zonei de Tarcău sedimentarea a continuat, așa încît există sectoare (cele mai multe) în care coloana stratigrafică este completă (19).

Apariția cutelor embrionare, localizate în sectoare cu fundament relativ mai mobil și cu tendință de ridicare, poate fi considerată ca un răsunset în zonele mai externe ale flișului, a cutărilor (laramice) din zonele mai interne. Mobilitatea relativ mai mare a fundamentului în aceste sectoare poate fi pusă în legătură (3) cu existența unor fracturi de adîncime active. Ipoteza aceasta pare a avea și o confirmare geofizică (2), întrucît pe aliniamentul Ghelița—Ojdula se plasează o anomalie gravimetrică și magnetică pozitivă. Este evident faptul că întregul fundament al depozitelor de fliș a fost mobil în timpul sedimentării și cutării acestora, dar unele zone au putut avea o mobilitate relativă mai mare.

Paleogenul. Așa cum am arătat, unul din principalele scopuri ale cercetărilor noastre a fost urmărirea orizonturilor separate în Paleogen în regiunea de la sud (19). Am recunoscut și cartat toate orizonturile separate în 1959—1960, adică: orizontul bazal, gresia de Tarcău inferioară, stratele de Giurgiu—Ghelița, gresia de Tarcău superioară și stratele de Plopu.

Orizontul bazal a fost descris mai sus.

În gresia de Tarcău inferioară (500—700 m) am distins și în această regiune ca și în Munții Vrancei și Buzăului, nivelele intermediare (5—10) m alcătuite din argile roșii și verzi, gresii calcaroase cenușii și gresii argiloase cu glauconit și clorit. Așa cum am specificat în altă lucrare (19), aceste pachete subțiri cu argile roșii se intercalează aproximativ la mijlocul gresiei de Tarcău inferioare. Ele nu au o răspîndire generală și uniformă, nereprezentînd orizonturi-reper regionale, ci numai orizonturi folosite în descifrarea tectonice locale. Mai mult chiar pe pîrful Bacara am întîlnit două asemenea nivele intermediare suprapuse stratigrafic.



Stratele de Giurgiu—Ghelința. Și în regiunea Ghelinița am putut separa cu caractere distincte complexul argilos mediu, cu grosimea de 80—120 m. Răspîndirea acestui orizont pe o suprafață considerabilă între pîrîul Bîsca Mare și Brețcu cu aceleași caractere litologice (alternanța de argile verzi și cenușii cu gresii calcaroase sau argiloase cenușii și cu intercalații de argile roșii) și în aceeași poziție stratigrafică (între gresia de Tarcău inferioară și gresia de Tarcău superioară, adică în mijlocul seriei paleocen-eocene) ne îndreptățește să-l considerăm un important orizont-reper, orizont pentru care folosim denumirea de stratele de Giurgiu—Ghelința.

Gresia de Tarcău superioară (500—600 m) se deosebește de gresia de Tarcău inferioară prin lipsa argilelor roșii din pachetele argilo-grezoase. În schimb, aceste pachete au intercalații de marno-calcare cenușii care lipsesc în gresia de Tarcău inferioară.

Stratele de Plopu. Asupra acestui ultim orizont al Paleocen — Eocenului, ne vom opri mai mult. I. BĂNCILĂ (5) a separat la partea superioară a orizontului gresiei de Tarcău un pachet de 100—150 m, pe care l-a denumit Strate de Podu Secu și l-a echivalat cu stratele de Plopu din faciesurile mai externe ale Paleogenului. Una din caracteristicile stratelor de Podu Secu este lipsa argilelor roșii care în schimb caracterizează stratele de Plopu așa cum le-a definit I. ATANASIU (4). În aria de dezvoltare a faciesului gresiei de Tarcău, stratele de Plopu au fost citate pînă acum numai la sud și vest de valea Bîsca Mare (14, 18, 1), în solzul Strigoiul la nord de Troțuș (6) și în valea Moldovei în anticlinalul Vama (6).

Cercetările noastre au dovedit că și în regiunea Ghelinița deasupra gresiei de Tarcău se dezvoltă faciesul stratelor de Plopu. Acest fapt circumscrie mai precis aria de dezvoltare a faciesului stratelor de Podu Secu (fără argile roșii), cantonat în partea de centru (în sens longitudinal) și internă (în sens transversal) a zonei gresiei de Tarcău. Trebuie să amintim că mai la sud, în regiunea Comandău, faciesul stratelor de Podu Secu reapare pe același meridian cu partea de vest a regiunii Ghelinița. Aceasta dovedește că îndințarea între aceste două faciesuri ale Eocenului superior se face de-a lungul unei linii foarte sinuoase, în plan orizontal.

Stratele de Plopu din regiunea cercetată de noi sînt alcătuite dintr-o alternanță regulată de argile și marne verzui și cenușii cu gresii calcaroase sau marnoase cenușii, cu hieroglife. La diferite nivele se intercalează argile și marne roșii. În treimea superioară a stratelor de Plopu se intercalează un banc de gresie muscovitică de tip Tarcău de 2—5 m grosime. Aceasta ar fi echivalentă cu unul din nivelele de gresie de Lucăcești din aria de dezvoltare a faciesului bituminos al Oligocenului (19). La partea terminală am găsit intercalate în stratele de Plopu de pe pîrîul Ghelinița Mică și pe pîrîul Orba, marne albicioase cu globigerine, precum și o marnă nisipoasă verzuie cu elemente precioase de gresii calcaroase, asupra cărora vom reveni.



La sud de localitatea Ojdula, deasupra gresiei de Tarcău superioare, stratele de Plopu se dezvoltă sub forma a două petece, în axul unor sinclinale. Ele sînt alcătuite aici din gresii calcaroase diaclazate și gresii marnoase cenușii alternînd cu marne și argile cenușii, verzui sau roșii. Secvențele formate din aceste tipuri de roci sînt mai groase de cît cele din stratele de Plopu de la est (din zona sinclinală Oituz) descrise mai sus. În general stratele de Plopu de la sud de Ojdula au aspectul petrografic foarte asemănător cu stratele de Podu Secu (pentru care un element caracteristic sînt gresiile calcaroase diaclazate), însă au și intercalații roșii abundente, fapt care ne-a făcut să le înglobăm în faciesul stratelor de Plopu. Acest aspect litologic al stratelor de Plopu de la sud de Ojdula ar reprezenta un facies de trecere (intermediar) între stratele de Plopu caracteristice și stratele de Podu Secu caracteristice, pledînd și în acest fel pentru echivalarea stratigrafică a acestora două.

Prezența marnelor cu globigerine la partea superioară a stratelor de Plopu este un fapt semnalat pentru prima oară în această regiune. În Carpații orientali marnele cu globigerine sînt foarte bine dezvoltate în Eocenul de Șotriș, unde se plasează sub limita cu așa numitul Oligocen (17, 22). Ele mai sînt citate și în faciesuri mai externe ¹⁾ (14, 18, 22), precum și în faciesul gresiei de Tarcău din bazinul Tarcăului (1) tot la partea superioară a Eocenului. După datele micropaleontologice (22), ele se plasează la limita Eocen/Oligocen. Marnele cu globigerine sînt foarte bine dezvoltate în Carpații polonezi, unde sînt citate în mai multe puncte deasupra stratelor superioare cu hieroglife și sub șisturile menilitice. Ele sînt echivalentul, cel puțin în parte, al stratelor de Popiele (priaboniere) (21), fiind atribuite cel puțin Eocenului superior (13, 21); după alți autori aparțin Eocenului mediu și superior (13, 15).

Marnele cu globigerine din zonele interne ale flișului paleogen sînt foarte probabil sincrone cu șisturile marno-calcaroase cu globigerine citate de I. DUMITRESCU (7) sub menilitele inferioare din zonele externe (faciesul de Leșunț, faciesul de Piepturi — Puica, zona marginală).

Asociația de foraminifere aglutinante de vîrstă paleocen-eocen inferioară din cele trei pachete cu argile roșii (orizontul bazal, nivelul intermediar și stratele de Giurgiu—Ghelința) (19), precum și marnele cu globigerine eocen-superioare, încadrează astfel stratigrafic seria Paleocen—Eocen din faciesul gresiei de Tarcău.

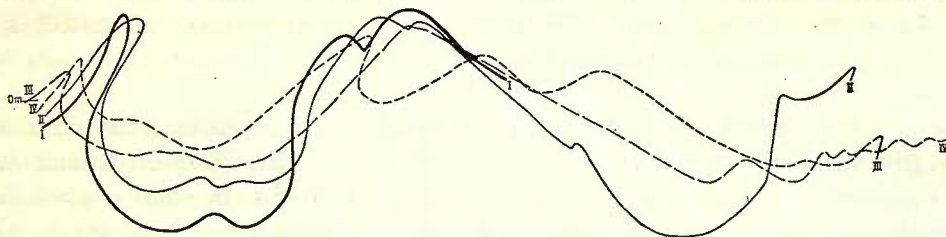
Oligocenul ce urmează în continuitate de sedimentare peste stratele de Plopu se dezvoltă în faciesul de Fusaru—Krosno. Noi am distins și cartat două orizonturi: orizontul șistos alcătuit din argile și marne negricioase — cafenii sau cenușii cu intercalații de gresii marnoase cenușii, șisturi disodiliforme și gresii mediogra-

¹⁾ De curînd (1961) GR. POPESCU și echipa condusă de el citează într-un raport (arhiva Com. Geologic), marne cu globigerine la partea superioară a stratelor de Plopu de pe valea Buzăului și valea Bisca Mare.



mulare muscovitice; orizontul gresiei de Fusaru în care predomină binecunoscuta gresie argilooasă, muscovitică de Fusaru.

Aspectul cutelor. Referindu-ne acum la aspectele structurale ale flișului paleogen din regiunea cercetată, ne vom opri în primul rînd asupra cutelor. În general, distingem de la est spre vest următoarele trei zone structurale majore: zona sinclinală (sincliniul) Oituz, zona anticlinală (anticliniul) Ojdula—Ghelința și zona sinclinală Ghelința. Fiecare din aceste zone este alcătuită din mai multe cute anticlinale și sinclinale (vezi harta). Zona sinclinală Ghelința este mărginită la vest de



anticlinalul Hilib (cu stratele cu Inocerami în ax). Cutele ce alcătuiesc aceste zone structurale sînt în general cu două flancuri, afectate uneori de falii.

Caracterul deosebit pe care vrem să-l subliniem în această comunicare rezultă din urmărirea cutelor în sens longitudinal. Se observă astfel foarte clar de pe hartă și profile, că acolo unde anticlinalele (anticlinalul Hilib) sau zonele anticlinale (zona anticlinală Ojdula—Ghelința) se ridică lăsînd să apară la suprafață termeni stratigrafici mai vechi, zonele sinclinale (Ghelința, Oituz) se afundă. Acest fapt poate fi exprimat și altfel și anume că: pe anumite direcții transversale mișcările diferențiale între șarnierele anticlinalelor și sinclinalelor sînt accentuate în raport cu alte direcții transversale. Dacă suprapunem pe aceeași diagramă (vezi figura) conturul unui anumit, dar același nivel stratigrafic de pe cele patru profile, reiese și mai clar această deosebire între mișcările diferențiale ale șarnierelor de pe diferite direcții transversale. Acest fapt dovedește că apariția depozitelor cretacice în butonierele anticlinale Ojdula, Ghelința și Hilib nu se datorește unei ridicări transversale (anticlinal transversal) a fundamentului. În cazul unei astfel de ridicări trebuiau să se ridice structural toate cutele, atît anticlinalele cît și sinclinalele, fapt care nu poate fi observat în cazul de față. Intensitatea deformării cutelor variază în funcție de variația forțelor (stressului) și a materialului deformat. Presupunem că pentru o zonă relativ nu prea mare în raport cu fosa flișului, stressul poate fi considerat constant. Rămîne să analizăm în ce măsură pot varia calitățile materialului deformat.



Grosimea și alcătuirea litologică a Paleogenului este în mare măsură constantă așa încît nu intră în discuție. Pentru depozitele flișului cretacic nu avem date de grosime suficiente, dar variațiile nu par a fi prea mari. O oarecare variație există în componența litologică a seriei șisturilor negre în sensul efilării gresiilor glauconitice de la sud spre nord. Credem însă că trebuie să facem apel la o mobilitate diferită a subasmentului flișului cretacic-paleogen care a reacționat în mod diferit la stress, așa încît intensitatea cutării a fost mai mare în anumite zone decît în altele. Este cît se poate de elocvent faptul că zone unde a existat o cutare embrionară, de care am amintit într-un capitol anterior și pentru care presupunem necesitatea existenței unui fundament relativ mai mobil, coincid cu zone unde cutarea ulterioară are o amplitudine mai mare, fapt pe care îl punem tot pe seama unei mobilități relativ mai mari a fundamentului.

Aspectul faliiilor (falii normale curbe). În comunicarea asupra geologiei părții de NW a Munților Buzăului și de SW a Munților Vrancei (19) am amintit de existența unor « pseudofalii de încălecare », adică a unor falii normale cu suprafața curbă. Am reîntîlnit aceste falii și în regiunea Ghelînța. Extinderea acestui tip de falii pe suprafețe atît de mari ne face să le analizăm mai de aproape. Falii normale curbe afectează flancul estic al zonei sinclinale Oituz mai ales în sectorul de dezvoltare al Oligocenului. Urmărind o astfel de falie putem vedea că ea se formează în gresia de Tarcău superioară, unde are o poziție apropiată de verticală. O dată cu afundarea structurii spre nord putem observa și nivele superioare ale planului de falie. Cînd falia foarfecă stratele de Plopu și Oligocenul ea capătă o curbură cu concavitatea îndreptată spre W, fapt care îi dă acel aspect de pseudofalie de încălecare de care am amintit. Aceste falii normale curbe se aseamănă întrucîtva cu ceea ce ED. SUESS a denumit falii listrice. P. FOURMARIER (12) consideră că aceste falii pot lua naștere « în substanțe cu granulație fină », în care « fractura capătă o alură concoidală ». NEVIN (16) consideră că « variația înclinării unei falii nu este neobișnuită », iar printre cauzele acestei variații citează și variația competenței formațiunilor. Și în alte lucrări (20) se consideră că sistemele de fracturi sînt dependente de caracterul litologic al rocilor.

Avînd în vedere cele de mai sus credem că și formarea faliiilor normale curbe este legată de schimbarea caracterului litologic al formațiunilor. În gresia de Tarcău, care poate fi asimilată cu un mediu compact competent, cu granulație neuniformă, faliiile au o poziție verticală, pe cînd în stratele de Plopu și Oligocen ele capătă o suprafață curbă (concoidală). Această ipoteză concordă cu faptele de teren. Într-adevăr, faliiile normale curbe se dezvoltă atunci cînd forfecarea afectează depozitele oligocene și eocene superioare care au o granulație mult mai fină decît gresia de Tarcău, iar competența lor este redusă.



Concluzii. Între Cretacic și Paleogen, în anumite sectoare care reprezintă zone de cutare embrionară, există o discontinuitate marcată de lipsa stratelor cu Inocerami și a orizontului bazal. Aceste cute embrionare s-au format ca un răsunset al cutărilor din zonele mai interne ale flișului în faza laramică. În alte zone sedimentarea a continuat din Cretacic pînă în Oligocen, putîndu-se separa: șisturile negre, stratele de Lupchianu, stratele cu Inocerami, orizontul bazal, gresia de Tarcău inferioară, stratele de Giurgiu—Ghelința, gresia de Tarcău superioară, stratele de Plopu, orizontul șistos și gresia de Fusaru.

Prezența stratelor de Plopu, semnalată pentru prima oară în această regiune, circumscrie mai pîcis aria de dezvoltare a stratelor de Podu Secu, cu care sînt echivalente, la partea centrală și internă a zonei gresiei de Tarcău. La partea superioară a stratelor de Plopu am găsit marnele cu globigerine a căror vîrstă eocen-superioară este dovedită prin microfaună.

Analiza cutelor ne-a condus la concluzia că aflorarea depozitelor cretacice în butonierele anticlinale de la Ojdula, Ghelința și Hilib se datorește creșterii amplitudinii cutării evidențiate de ridicarea anticlinalelor însoțită de coborîrea sinclinalelor pe aceeași direcție transversală. Aceste butoniere nu sînt rezultatul unor ridicări transversale (anticlinale transversale), care ar fi produs ridicarea tuturor cutelor, atît anticlinale cît și sinclinale. În ceea ce privește faliile, am recunoscut și în această regiune faliile normale curbe definite de noi în alte regiuni. Asupra cauzei producerii lor am considerat că ele se datoresc caracterului litologic și competenței diverselor formațiuni.

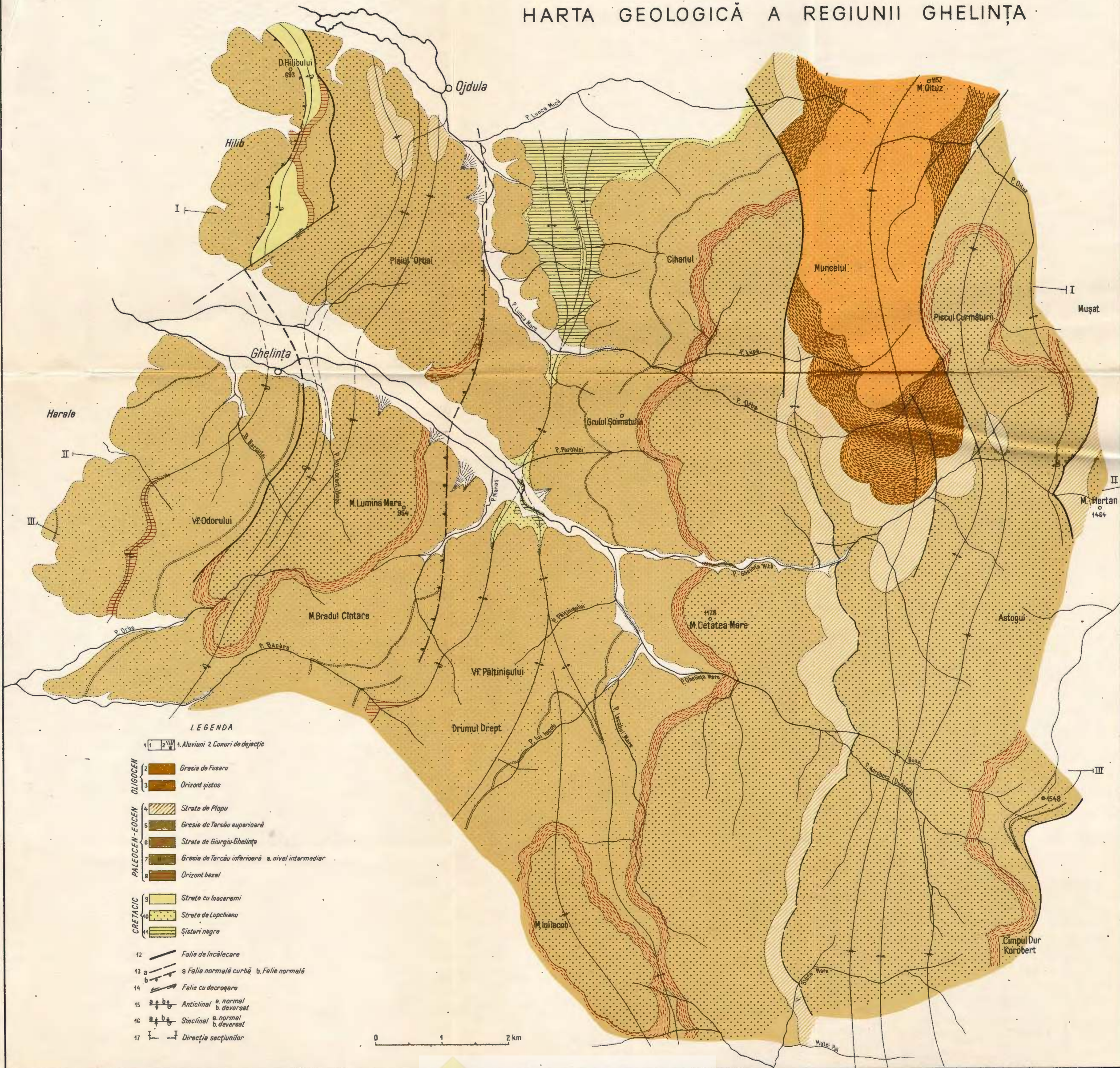
BIBLIOGRAFIE

1. IONESI L. Contribuțiuni la studiul Paleogenului din Valea superioară a Tarcăului. *Anal. Univ. A. I. Cuza Iași*, ser. nouă. III, 1—2, Iași 1957.
2. AIRINEI ȘT. Structura fundamentului hercinic al curbării Carpaților orientali în lumina anomaliilor cîmpurilor gravimetrice și geomagnetice. *Asoc. geol. carp.—balc., Congr. V (sept. 1961), Rezum. Comun.*
3. AJGHIREI O. G. Participarea vechiului fundament la cutarea alpină a Caucazului central. *Biul. Mosc. Obs. isp. prir. geol.*, 4, 1951. *Anal. Rom.—Sov., ser. Geol.—Geogr.* 9, 1952.
4. ATANASIU I. Les facies du flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes Moldaves. *An., Inst. Geol. Rom.*, XXII, 1943.
5. BĂNCILĂ I. Paleogenul Zonei mediane a flișului. *Bul. Acad. R.P.R. Sect. II*, vol. VII (1952), București 1955.
6. BĂNCILĂ I. Geologia Carpaților Orientali Ed. Științ., București, 1958.
7. DUMITRESCU I. Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.*, XXIV, București, 1952.
8. FILIPESCU M. G. Cercetări geologice în zona internă și mediană a flișului dintre Valea Uzului și Valea Tărlungului. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952), București 1955.



M. SÂNDULESCU - JANA SÂNDULESCU

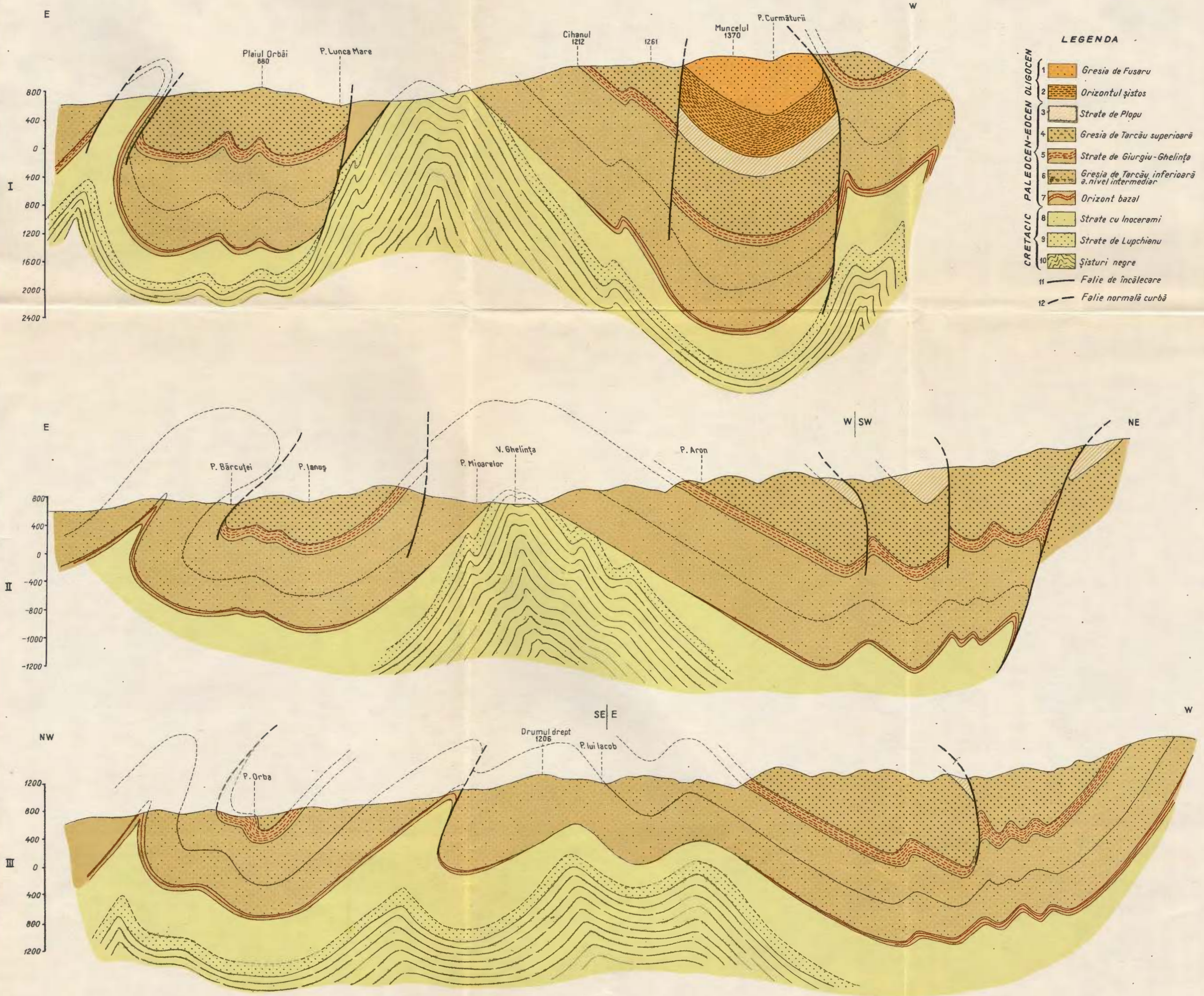
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII GHELINȚA



M. SÂNDULESCU - JANA SÂNDULESCU

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA GHELINȚA

0 1 2 km



9. FILIPESCU M. G. Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali Rev. Univ. C. I. Parhon nr. 6—7, București 1955.
10. FILIPESCU M. G. Contribuțiuni la orizontarea Cretacicului din flișul Carpaților Orientali. Rev. Univ. C. I. Parhon, 8, București 1955.
11. FILIPESCU M. G. Sravlitelnoe izucenie cernih slanțev flișa Vostocinîh Karpăt i melovîh ôtlojeni Zapadnîh Karpăt. Mater. d. Karp—Balc. Asoz., 3, Kiev 1960.
12. FOURMARIER P. Principes de Géologie. Masson, Paris 1944.
13. GEROCH S. și ORADZINSKI R. Stratigraphy of the sub-silezian series in the Tectonic Window of Zywiec. Anal. Soc. geol. pol., XXXIV, 1 (1954), Krakowia 1955.
14. GRIGORAȘ N. Studiul comparativ al faciesurilor dintre Putna și Buzău. An. Com. Geol., XXVIII, București 1955.
15. KSIANZKIEWIEZ M. Geology of Northern Carpathians. Geol. Rundsch., 45, 1956.
16. NEVIN C. M. Principles of structural geology, Ed. V, New-York—London 1950.
17. OLTEANU FL. Structura geologică a regiunii Ursei—Cîmpina D. S. Com. Geol., XXXVI (1948—1949), București 1952.
18. PĂTRUȚ I. Geologia și tectonica regiunii Vălenii de Munte—Căsminele—Buștenari. An. Com. Geol., XXVIII, București 1955.
19. SÂNDULESCU M., SÂNDULESCU J., KUSKO M. Structura geologică a părții de NW a Munților Buzăului și SW Munților Vrancei. D. S. Com. Geol. XLVIII (1960—1961).
20. SITTER L. M. Structural Geology. New—York 1956.
21. SWIDZINSKI H. Stratigraphical index of the Northern Flysch Carpathians. Bul. Soc. Geol. Pol. 37, Kraców 1948.
22. VOICU GH. Considerațiuni stratigrafice și biofaciale asupra evoluției microfaunei din Turonian până în Pliocen între V. Dîmboviței și V. Cricovului D. S. Com. Geol., XXXVII (1949—1950), București 1953.
- 23 * * * Regionala geologia polski, vol. I., part I., Krakov 1951 (F. BIEDA Terțialul vechi)

**СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ОБЛИКИ
ПАЛЕОГЕННОГО ФЛИША ОБЛАСТИ ГЕЛИНЦА (ТЫРГУ СЕКУЭСК)
М. САНДУЛЕСКУ, ЖАНА САНДУЛЕСКУ**

(Краткое содержание)

Геологические исследования, предпринятые в области Гелинца в палеогенном флише, развитом в фации песчаников Таркэу и Фусару, помогли авторам вывести решающие заключения.

Между меловым и палеогенным флишами, в определенных участках представляющих зоны эмбриональной складчатости, установлено авторами наличие непоследовательности, обусловленное отсутствием слоев с иноце-



рамами (сенон-датский яруса) и базального горизонта (нижний палеоцен?). Эти эмбриональные складки образовались, как отклик складкообразования в более внутренних зонах флиша ларамийской фазы складчатости.

В крайних зонах этих участков эмбрионального складкообразования отложения были последовательны, начиная от мела (самое меньшее верхнего мела) и до олигоцена, в которых были выявлены следующие формации: черные сланцы, пласты Лупкияну, слои с иноцерамами, базальный горизонт, нижний песчаник Таркэу, пласты Джурджиу—Гелинца (последние три горизонта занимают интервал палеоцен-нижний эоцен), верхний песчаник Таркэу и слои Плопу (средний и верхний эоцен), сланцевый горизонт и песчаник Фусару (последние два горизонта составляют фацию олигоцена Фусару—Кросно).

Наличие слоев Плопу выявляет более точно область развития слоев Поду Сэку, с которыми они аналогичны в центральной и во внутренних частях зоны песчаника Таркэу. В верхней части слоев Плопу были выявлены мергели с *Globigerinae*, возраста — верхнего эоцена.

Исследования складок привели авторов к заключению, что обнажения меловых отложений в антиклинальных ядрах Ождулы, Геленцы и Хилиба обусловлены увеличением амплитуды складкообразований, проявленной поднятием шарнира антиклинали, сопровождаемое, в том же поперечном направлении — понижением шарнира синклинали.

Авторы приходят к выводу, что эти ядра не являются результатом некоторых поперечных поднятий, только потому что они бы вызвали поднятие всех складок как антиклинальных, так и синклиналиных. Увеличение амплитуды складкообразований в этих участках объясняется, возможно, некоторой относительно большей подвижностью фундамента флиша, обусловленной наличием некоторых активных глубинных сбросов.

Что касается сбросов, авторы выявили и в этой области «нормальные кривые складки». Смятие в складки сбросов является более подчеркнутым, когда происходит скалывание верхних эоценовых и олигоценовых отложений, которые имеют меньшую сопротивляемость и более тонкую зернистость, нежели средние и низшие эоценовые формации (песчаники Таркэу).

Таким образом, авторы увязывают образование этих нормальных сбросов кривых вариаций литологического характера с устойчивостью различных формаций. Они являются, некоторым образом, аналогами листриумовых сбросов, хотя что не обладают тем же характером.



ASPECTS STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURAUX DU FLYSCH PALÉOGÈNE DE LA RÉGION DE GHELINȚA (ȚIRGU SECUIESC)

PAR

M. SĂNDULESCU, JANA SĂNDULESCU

(Résumé)

Les recherches géologiques entreprises dans la région de Ghelintă, notamment dans l'aire du flysch paléogène développé sous le faciès des grès de Tarcău et de Fusaru, ont permis aux auteurs de tirer maintes conclusions importantes.

Entre le flysch crétacé et celui paléogène, dans les secteurs qui représentent des zones de plissement embryonnaire il existe une discontinuité, marquée par l'absence des couches à Inocérames (Sénonien—Danien) et de l'horizon basal (Paléocène inférieur?). Ces plis embryonnaires représentent un écho des plissements des zones plus internes du flysch pendant la phase laramienne. Dans les zones limitrophes de ces secteurs de plissement embryonnaire, la sédimentation a été continue depuis le Crétacé (au moins le Crétacé supérieur) jusqu'à l'Oligocène; on y a séparé les schistes noirs, les couches de Lupchianu, les couches à Inocérames, l'horizon basal, le grès de Tarcău inférieur, les couches de Giurgiu—Ghelintă (les derniers trois horizons occupent l'intervalle Paléocène—Éocène inférieur), le grès de Tarcău supérieur et les couches de Plopu (Éocène moyen et supérieur), l'horizon schisteux et le grès de Fusaru (les derniers deux constituent le faciès de Fusaru—Krosno, oligocène).

L'existence des couches de Plopu dans cette région contourment plus exactement l'aire de développement^o des couches de Podu Secu, dont elles sont l'équivalent, à la partie centrale et interne de la zone du grès de Tarcău.

À la partie supérieure des couches de Plopu sont situées les marnes à Globigérines d'âge éocène-supérieur.

En analysant les plis, les auteurs ont abouti à la conclusion que l'affleurement des dépôts crétacés dans les boutonnières anticlinales d'Ojdula, Ghelintă et Hilib est dû à l'amplitude intensifiée du plissement, mise en évidence par l'élévation de la charnière des anticlinaux, accompagnée — toujours en direction transversale — par le plongement de la charnière des synclinaux. Il en résulte que ces boutonnières ne sauraient être dues à des élévations transversales, étant donné que celles-ci auraient produit l'élévation de tous les plis, autant anticlinaux que synclinaux. L'intensification de l'amplitude du plissement dans ces secteurs s'explique probablement par une mobilité relative plus accentuée du soubassement du flysch, déterminée par quelques fractures actives de profondeur.



En ce qui concerne les failles, dans cette région les auteurs ont identifié « des failles normales courbes ». La courbure des failles est plus accentuée lorsque le cisaillement a affecté aussi les dépôts éocènes-supérieurs et oligocènes qui sont moins rigides et ont une granulation plus fine que les dépôts éocènes-moyens et inférieurs (grès de Tarcău). C'est pourquoi la formation de ces failles normales courbes se rattache à la variation du caractère lithologique et à la rigidité des diverses formations. En quelque sorte elles rappellent les failles lystriques, toutefois sans accuser le même caractère.



PREZENȚA SPECIEI *LAGANUM TRANSILVANICUM* PÁVAY LA EST DE BORCUT (TG. LĂPUȘ)¹⁾

DE

M. A. CLEMENS

Cu ocazia unei recunoașteri făcute pe valea Dobricelului (cca 5 km NW de Tg. Lăpuș), în complexul calcarului grosier superior, am întâlnit câteva exemplare de echinoide de talie mică, pe care le-am atribuit speciei *Laganum transilvanicum* PÁVAY. Am socotit necesară prezentarea acestui fapt deoarece este vorba de un nou punct de apariție a unui echinoid paleogen din țara noastră, neșemnalat de cercetătorii care au studiat pînă în prezent regiunea. Pînă acum această specie era cunoscută numai între Cluj și Jibou.

Pe valea Dobricelului apare fundamentul cristalin, peste care se dispune transgresiv Eocenul superior, urmat de Oligocen. Nu vom analiza succesiunea stratigrafică a depozitelor mai sus amintite, ci ne vom referi doar la roca din care am colectat exemplarele de *Laganum*.

Eocenul superior, reprezentat prin calcarul grosier superior (calcar cu miliolide) se așează fie pe stratele de Turbuța, fie direct pe Cristalin și suportă stratele de Mera.

Calcarele, de culoare cenușie-gălbuie, compacte, dure, slab bituminoase, prezintă treceri la gresii calcaroase și microconglomerate. În aceste depozite se găsesc numeroase moluște și resturi de plante incarbonizate.

În secțiune subțire roca apare constituită dintr-o masă fundamentală de calcit microgranular și granular, cu foarte rare elemente detritice de cuarț; calcitul este pigmentat de limonit și eventual hematit. Unele zone sînt larg cristalizate (calcit macrogranular).

Ca organisme se disting numeroase miliolide, din care se remarcă *Pyrgo* (*Biloculina*), *Triloculina* și *Quinqueloculina*, precum și globigerine și probabil rotaliide, *Fronicularia*, ostracode, deasemeni fragmente de cochilii de lamelibranchiate și gasteropode.

¹⁾ Comunicare în ședința din 27 aprilie 1962.



Dintre macrofosile cităm:

Laganum transilvanicum PÁVAY

Cardium sp.

Spondylus sp.

Arca sp.

Lucina sp.

Campanile aff. *parisiense* DESH.

Turritella aff. *imbricata* LAMK.

Rimella fissurella LAMK.

Natica sp.

Xenophora cumulans (BRONGN.)

Caracterele principale ale speciei *Laganum transilvanicum* PÁVAY, anume poziția inframarginală a periproctului, situat la $1/3$ de margine, cea centrală a peristomului, precum și dezvoltarea zonelor ambulacrare corespund diagnozei și figurilor prezentate de PÁVAY și KOCH.

Laganum transilvanicum PÁVAY a fost întâlnit într-un singur punct, la est de localitatea Borcut. Deși calcarul grosier superior are o mare răspândire în regiunile învecinate, în conținutul său faunistic nu au mai fost observate exemplare de *Laganum*.

Chiar pe valea Dobricelului numărul exemplarelor este redus (15 exemplare), iar detașarea lor, din cauza diagenizării avansate a rocii, este dificilă.

BIBLIOGRAFIE

1. PAVAY V. E. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Klausenburg. *Mitt. Jahrb. k. ung. geol. A.*, 1/3, Budapest 1871.
2. KOCH A. Die alttertiären Echiniden Siebenbürgens. *Mitt. Jahrb. k. ung. geol. A.*, VII, Budapest 1884—1887.

НАЛИЧИЕ РАЗНОВИДНОСТИ LAGANUM TRANSILVANICUM PÁVAY НА ВОСТОКЕ ОТ БОРКУТА (Г. ЛЭПУШ)

М. А. КЛЕМЕНС

(Краткое содержание)

На востоке от селения Боркут, в долине Добричелул была отобрана из верхнего грубообломочного известняка проба разновидности *Laganum transilvanicum* PÁVAY, представленная относительно многочисленными экземплярами.

Автор описывает породу из которой была взята проба с указанием разновидностей сопутствующих моллюск.



PRÉSENCE DE L'ESPÈCE *LAGANUM TRANSYLVANICUM* PÁVAY À L'EST
DU VILLAGE BORCUT (TÎRGU LĂPUȘ)

PAR

M. A. CLEMENS

(Résumé)

À l'est du village Borcut, dans le calcaire grossier supérieur de Valea Dobricelului, on a trouvé l'espèce *Laganum transilvanicum* PÁVAY assez répandue. L'auteur présente la description de la roche dont provient cette espèce et il indique les espèces de mollusques associées.



REVISTA DE GEOTEHNICĂ
DE GEOTEHNICĂ
DE GEOTEHNICĂ

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI
BUCUREȘTI



NOTĂ ASUPRA PREZENȚEI UNEI FAUNE PONȚIENE ÎN
PODIȘUL MOLDOVENESC ¹⁾

DE

C. GHENEA, ANA GHENEA

Întocmirea hărții geologice a țării noastre în regiunile de graniță a pus în evidență deosebirile care există în atribuirea fie la Ponțian, fie la Dacian, a unor depozite cu lumașele de cardiide din Pliocenul Podișului Moldovenesc și din sudul R. S. S. Moldovenești. În literatura noastră geologică primele date mai amănunțite asupra acestor formațiuni aparțin lui I. SIMIONESCU și V. TEODORESCU, care, într-o notă scrisă în 1909, descriu la Berești, în spatele stației de cale ferată, un complex argilos nisipos cu resturi de cardiide. În aceeași lucrare analiza faunei recoltată, determină pe autori să le acorde o vîrstă ponțiană. Mai târziu, cînd Dacianul în sensul stratotipului stabilit de TEISSEYRE este adoptat de tot mai mulți cercetători, I. SIMIONESCU a considerat depozitele de la Berești de vîrstă daciană.

Stratele argiloase nisipoase cu cardiide care apar bine deschise în Podișul Moldovenesc la sud de Bîrlad, au constituit obiectul discuțiilor purtate și de alți autori. Menționăm astfel că M. DAVID, SAVA ATHANASIU, ION ATANASIU, N. MACAROVICI au considerat depozitele respective de vîrstă daciană, stînd direct peste Meoșian.

Pentru teritoriul de sud al R. S. S. Moldovenești prezența complexului cu lumașele de cardiide pliocene a fost subliniată de mulți cercetători. Studii amănunțite însoțite de liste cu faună aparțin lui I. SINZOV, T. MIKHAILOVSKI, GRIG. BERE-SOVSKI, A. PAVLOV, N. ANDRUSOV, A. EBERZIN. Conținutul paleontologic al depozitelor respective i-a făcut pe cercetătorii menționați să le raporteze însă Ponțianului.

În schemele privind orizontarea Neogenului din sudul Uniunii Sovietice, se adoptă în general punctul de vedere conform căruia orizontul cu cardiide pliocene din R. S. S. Moldovenească reprezintă Ponțianul inferior (Novorossianul geologilor sovietici).

¹⁾ Comunicare în ședința din 23 februarie 1962.



La baza acestei interpretări stă apariția unor forme care prezintă, după cercetătorii din U.R.S.S., o certă valoare stratigrafică anume *Prosodacna littoralis* și *Limnocardium (Euxinocardium) subodessae*. În această accepțiune depozitele cu cardiide din R. S. S. Moldovenească ar reprezenta un facies lateral al marnelor cu *Paradacna abichi* din Ponțianul inferior al Crimei.

În vara anului 1961, lucrând în zona comunei Berești, am urmărit pe o râpă la nord de cătunul Merea, următorul profil:

În bază apar argile vineții-verzui, groase de 2 m;

Urmează pe o grosime în jur de 8 m, nisipuri argiloase, vineții, cu lentile argiloase fosilifere, conținând următoarele forme:

Prosodacna littoralis littoralis EICHW.

Prosodacna littoralis orientalis ANDRUS.

Prosodacna (Prosodacnomya) stenopleura SABBA

Monodacna simplex FUCHS

Dreissena tenuissima SINZ.

Hydrobia syrmyca NEUM.

Hydrobia pontilitoris WENZ

Melanopsis decollata STOL.

Litoglyphus decipiens BRUS.

Lymnaea sp.

Viviparus sp.

Peste stratele cu fauna menționată stau nisipuri gălbui nefosilifere cu o grosime de 2 m;

Deasupra urmează gresii foarte fine, friabile, calcaroase, de culoare albicioasă, având impresiuni de cardiide. Grosimea orizontului este de 1 m;

În continuare se găsește un orizont argilos gălbui cu pete roșcate la partea superioară, slab nisipos, gros de 1,5 m; din intercalația argilooasă am identificat formele (pl. I—III):

Paradacna okrugici BRUS.

Paradacna retowski ANDRUS.

Valenciennesia cf. *annulata* ROUSS.

Monodacna sp.

Chartoconca sp.

Urmează nisipuri gălbui deschise în continuare pînă la partea superioară a râpei; aceste depozite nu au faună.

Prezența formelor de *Paradacna* și *Valenciennesia* nu a fost menționată pînă în prezent în Pliocenul Podișului Moldovenesc și al R. S. S. Moldovenești. Referindu-ne la valoarea stratigrafică a formelor citate, observăm că *Paradacna okrugici* apare în Ponțianul Iugoslaviei asociată formei *Congerina rhomboidea*. *Paradacna*



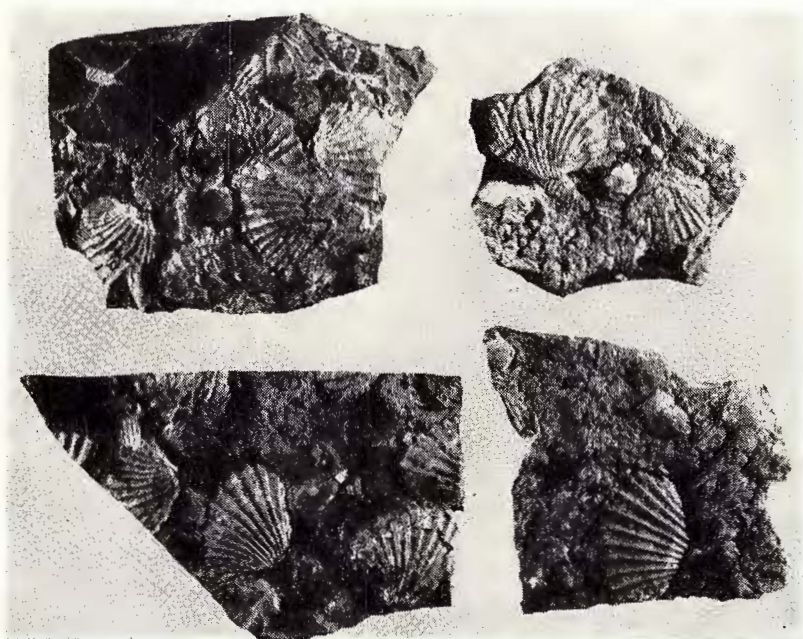
PLANȘA I



PLANȘA I

Fig. 1-2. — *Paradacna okrugici* BRUS.

Fig. 3. — *Paradacna retowski* ANDRUS.



1.



2.

3.

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. XLIX/1.



PLANȘA II

Fig. 1. — *Valenciennesia cf. annulata* Rouss.

Fig. 2. — *Valenciennesia* sp.

110-3



retowski este descrisă în Ponțianul superior al Iugoslaviei și menționată în Ponțianul Olteniei. în U.R.S.S. *Paradacna retowski* se găsește în Ponțianul superior.

Cît privește forma de *Valenciennesia* conferită speciei *annulata* ROUSS. observăm că pentru țara noastră ea nu apare la nivelele superioare Ponțianului.

Pentru aceste considerente ne exprimăm părerea că în Pliocenul din regiune este cuprins și Ponțianul.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Contributions à la géologie des Pays Moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, București 1940.
2. EBERZIN A. G. Shema stratigrafii neogena iuga S.S.S.R. *Izd. AN Azerbaidgean S.S.R.* 1955.
3. MACAROVICI N. et JEANRENAUD P. Revue générale du Néogène de la plateforme de la Moldavie. *An. Ști. Univ. A. Cuza Iași* (serie nouă), IV, 2, Iași 1958.
4. SIMIONESCU I. et TEODORESCU V. Note préliminaire sur une faune pontique de Moldavie. *Ann. Sci. Univ. Jassy*, Iași 1909.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С НАЛИЧИЕМ ФАУНЫ, ПРИНАДЛЕЖАЩЕЙ ПОНТИЧЕСКОМУ ЯРУСУ НА МОЛДОВСКОМ ПЛАТО

К. ГЕНЯ, А. ГЕНЯ

(Краткое содержание)

В геологических работах, касающихся молдавского плато, составленных до сих пор, были выявлены в толщах плиоценовых отложений, формации меотиса, дакийского и левантинского ярусов.

Необходимо отметить, что глинисто — песчаный горизонт с кардидами, отнесенный дакийскому ярусу, был выявлен и в Молдавской С.С.Р., с той лишь разницей, что авторы И. Синзов, А. Павлов, Н. Андрусов, А. Эберзин относят этот горизонт понтическому ярусу.

В настоящей отметке приводится ископаемая фауна, обнаруженная в глинистом пропластке в окрестностях селения Меря (В. Берешть): *Paradacna*



okrugici BRUSS., *Paradacna retowski* ANDRUS., *Valenciennesia* cf. *annulata* ROUSS., *Monodacna* sp., *Chartoconca* sp.

Авторы основываясь на наличии этих разновидностей приходят к заключению, что в плиоценовых отложениях области включены и понтические формации.

SUR LA PRÉSENCE D'UNE FAUNE À CARACTÈRE PONTIEN
DANS LE PLATEAU MOLDAVE

PAR
C. GHENEA, A. GHENEA

(Résumé)

Jusqu'à présent, les travaux géologiques sur le Plateau Moldave signalent dans la série des dépôts pliocènes, des formations méотиennes, daciennes et lévantiennes. Notons que l'horizon argilo-sableux à cardiidés attribué au Dacien apparaît également en R. S. S. Moldave, mais les auteurs I. SINZOV, A. PAVLOV, N. ANDRUSOV, A. G. EBERZIN l'ont rapporté au Pontien.

Dans cette note, on mentionne une faune fossile trouvée dans une intercalation argileuse des environs du village Merea (E. Berești): *Paradacna okrugici* BRUSS., *Paradacna retowski* ANDRUS., *Valenciennesia* cf. *annulata* ROUSS., *Monodacna* sp., *Chartoconca* sp.

Basés sur la présence de ces formes, les auteurs considèrent que le Pliocène de la région comprend également le Pontien.



STUDIU PALINOLOGIC ASUPRA CARIERELOR
DE LA PANTELIMON ¹⁾

DE

VIOLETA ILIESCU, GIANINA CIOFLICA

În decursul ultimelor decenii, printre celelalte metode paleontologice, palinologia s-a afirmat cu mult succes îndeosebi în studiul depozitelor lipsite de alte resturi fosile. În prezenta lucrare ne propunem să dăm unele lămuriri asupra metodei palinologice, ilustrând practic cu rezultatele obținute din studiul carierelor din jurul Bucureștilor (Pantelimon).

Primele încercări de a analiza polenul fosil datează de la mijlocul secolului trecut, de când apar și primele lucrări care indică metodele de lucru și descrierea conținutului palinologic din turbe. De atunci, cadrul acestor cercetări s-a lărgit foarte mult, în special în direcția studiului morfologiei polenului și aplicației practice a studiilor sporo-polinice în stratigrafie, paleogeografie, climatologie, arheologie. În același timp, numărul lucrărilor a crescut considerabil. Bibliografia completă a tuturor lucrărilor din acest domeniu apare periodic sub îngrijirea lui G. ERDTMAN.

În țara noastră, cel care a aplicat sistematic metoda analizelor de polen, asupra a numeroase turbării, reconstituind trecutul vegetației silvestre, este E. POP, care are meritul de a fi creat o școală palinologică la Cluj, unde se duce o intensă activitate, în general în direcția studierii conținutului sporo-polinic din turbă.

Analiza polinică aplicată la diferite tipuri de depozite, constă în determinarea polenului și sporilor plantelor lemnoase și ierboase.

Experiențele au dovedit că depozitele organice sînt mai bogate în polen decît rocile detritice și carbonatate, asupra cărora pentru studiu este necesară operația de îmbogățire a conținutului palinologic. Frecvența polenului în diferite tipuri de roci depinde de modul de transport, cel eolian fiind cel mai favorabil. Deseori, singura modalitate de a stabili stratigrafia și sincronizarea diferitelor orizonturi este analiza polinică. Metodele de lucru ale analizelor palinologice variază în funcție

¹⁾ Comunicare în ședința din 13 decembrie 1961.



de natura rocii și de scopul urmărit. Dintre multiplele metode de lucru folosite de diferite școli palinologice, cea utilizată de noi cu cele mai bune rezultate este metoda combinată Erdtman — Griciuk. Prelucrarea probelor în laborator urmărește separarea și concentrarea conținutului palinologic din materialul colectat, în vederea examinării lui la microscop. Pentru eliminarea substanțelor solubile și dezagregarea completă a rocii, proba este tratată la început cu hidroxid de sodiu sau potasiu. Rocile calcaroase și silicioase se supun în prealabil acțiunii diferiților acizi în concentrații convenabile în vederea eliminării prin dizolvare a silicaților și carbonaților.

După faza îndepărtării compușilor chimici, materia organică dezagregată este supusă separării prin centrifugare cu un lichid greu, a cărui densitate trebuie să fie mai mare decât a sporilor și polenului și mai mică decât a fracțiunii minerale. Lichidul greu utilizat este un amestec de iodură de cadmiu și potasiu într-o anumită proporție, avînd avantajul de a putea fi recuperat aproape în întregime. Conținutul de spori polen, după separarea de fracțiunea minerală, este supus unui proces de acetilare, în urma căruia granulele capătă o colorație mai intensă, permițînd astfel examinarea la microscop în condiții optime de observare a detaliilor morfologice. Materialul de studiu se păstrează în mediu de glicerină. Pentru preparatele definitive se folosește amestecul glicerină-gelatină, pe lame, izolîndu-se de mediul extern prin parafinare.

Socotind faza de preparare în laborator încheiată, se trece la examinarea microscopică, în vederea determinării polenului, și la interpretarea datelor de analiză. Metoda clasică de analiză palinologică este prelucrarea statistică a rezultatelor obținute. Pentru fiecare preparat se întocmesc buletine de analiză, în care granulele de polen se repartizează pe patru grupe: copaci, necopaci, plante acvaticе și spori.

Un considerabil aport în interpretarea datelor de analiză îl constituie reprezentarea grafică pe bază de diagramă. Diagrama reprezintă conținutul cantitativ și calitativ al asociației floristice determinate, exprimate prin anumite semne convenționale, caracteristice pentru fiecare orizont în parte al coloanei stratigrafice, figurate în diagramă. Cea mai importantă parte din analiza polinică o constituie utilizarea rezultatelor obținute și interpretarea lor. Studiarea diagramelor întocmite pe profile conduce la stabilirea de concluzii referitoare la determinarea vârstei sedimentelor, reconstituirea asociației vegetale, istoricul evoluției florei și reconstituirea condițiilor paleoclimatice și paleogeografice.

În lumina celor de mai sus, încercăm să prezentăm rezultatele obținute din studiul palinologic al Cuaternarului din opt cariere de pe șoselele Pantelimon și Cățelu. Au fost prelucrate și cercetate la microscop probele din depozitele loessoide, recoltate la intervale de aproximativ 0,5 m, începînd de sub pătura de sol, pînă la orizontul de nisipuri. Nu toate probele studiate au avut o cantitate suficientă de polen care să permită calculul procentual al conținutului palinologic, astfel că am omis menționarea lor în tablou și diagramă. Pentru a putea avea o imagine mai



precisă asupra asociației floristice pe anumite orizonturi, în deosebi la cele foarte sărace în conținut, am folosit pentru studiul microscopic preparate executate din toate carierele, la nivelul respectiv.

Lucrînd în acest fel, a fost posibil ca în final să reprezentăm printr-un singur profil rezultatele palinologice obținute din studiul depozitelor loessoide ale tuturor carierelor de la Pantelimon. Rezultatele statistice ale analizelor sporo-polinice se oglindesc în tablou și diagrama anexată.

Petrografic, depozitele loessoide din cariere sînt alcătuite dintr-o alternanță de prafuri argiloase roșii la partea superioară, mai galbene spre bază, separate prin nivele de concrețiuni calcaroase. Nivelul din bază, situat la partea superioară a nisipurilor, devine foarte nisipos.

În cariera de la intersecția șoselei Pantelimon cu șoseaua Cățelu, în depozitele nisipoase se găsesc două nivele de 15—20 cm de argile roșcate și vinete, ale căror probe analizate la microscop au arătat un conținut palinologic mult prea redus pentru a-l putea calcula procentual. Cîteva granule de polen de ierboase, pin și mesteacăn, nu permit obținerea unor rezultate concludente. Ele nu au putut servi decît ca un indiciu destul de vag asupra posibilității de existență a unui regim climatic rece la nivelul respectiv, iar reprezentarea grafică determinată prin calculul procentual nu a fost posibilă.

În cele ce urmează vom încerca să expunem rezultatele obținute în urma analizelor palinologice ale depozitelor loessoide situate deasupra nisipurilor. Petrografic, nivelul din bază este alcătuit din prafuri argiloase nisipoase cu rare concrețiuni calcaroase. Din analiza conținutului palinologic determinat la limita dintre depozitele loessoide și orizontul de nisipuri și pietrișuri, în care Coniferele, *Betula*, *Alnus*, alcătuiesc un procent important, reiese că asociația floristică este asemănătoare tipului de tundră, Ierburile sînt prezente, în cantitate considerabilă, prin numeroase familii, din care multe sînt caracteristice regimului de stepă.

Faptul că în polenul de copaci, un loc dominant îl ocupă *Picea*, *Pinus* și *Betula*, iar termofilele sînt prezente în număr mic, este un indiciu că nivelul de bază al profilului reprezintă o fază climatică rece, care spre partea superioară a depozitelor devine o fază de tranziție favorizînd dezvoltarea elementelor de stepă.

Nivelul următor este reprezentat litologic prin argile prăfoase galbene, slab nisipoase, uneori cu pete ruginii și concrețiuni răspîndite neuniform pe toată grosimea sa. Analiza spectrelor din acest orizont arată că întîietatea numerică aparține plantelor ierboase, deși polenul speciilor lemnoase este prezent în cantitate remarcabilă. Caracterul pădurilor se schimbă. Procentul de molid și mesteacăn scade, crescînd în schimb procentul de termofile (*Tilia*).

În timpul acestor depuneri, au fost posibile variații mari de temperatură, în care termofilele cîștigă simțitor teren.

Climatul rece, identificat în baza profilului, este înlocuit treptat cu un climat mai cald. Conținutul palinologic determinat în depozitele argiloase de la partea



inferioară pînă la nivelul de concrețiuni ce constituie limita dintre Orizontul galben și cel roșu, aparține unor tipuri de tranziție spre spectrul tipului de stepă.

Caracterul vegetației de stepă, care se conturează începînd cu acest orizont, devine din ce în ce mai evident spre partea superioară. Spectrele polinice determinate în depozitele care urmează aparțin tipului de stepă. Rezultatele analizelor palinologice indică pe diagramă creșterea curbei de termofile spre partea superioară a profilului, atingînd un maxim la nivelul de concrețiuni. Nivelul de concrețiuni se caracterizează, din punct de vedere palinologic, prin specii variate de plante lemnoase și ierboase, care sînt prezente în cantitate apreciabilă. Se remarcă în mod vizibil retragerea pădurilor de molid, pin și mesteacăn, în favoarea termofilelor.

Prezența Ericaceelor trădează existența unui climat cald și arid. Această fază am socotit-o în profilul nostru ca o fază de optim climatic, în care termofilele ating un procent de 73%. Din acest procent numai *Tilia cordata* și *Tilia platyphyllos* reprezintă 53%.

În analizarea spectrelor polinice ale depozitelor de la partea superioară a nivelului de concrețiuni pînă sub pătura de sol, față de cantitatea mai redusă de polen în special la grupul copaci, s-a ivit dificultatea de a nu putea calcula corect procentele. În aceste depozite, locul principal îl ocupă plantele ierboase, în timp ce cantitatea de polen de copaci scade.

Caracterul pregnant al spectrului de stepă este în cea mai mare măsură dovedit de cantitatea mare de ierburi, în care majoritatea o dețin Chenopodiaceele, Compozeele, Gramineele, Polygonaceele, Plumbaginaceele, etc. (vezi tabloul).

Analiza palinologică arată o imagine a asociației floristice mai apropiată de cea actuală, cu un regim favorabil dezvoltării unei vegetații de stepă, în care se mențineau păduri mici de arini, tei, carpin, stejar.

Examinînd rezultatele obținute din studiul palinologic al profilului carierei de la Pantelimon, se desprind următoarele:

Din punct de vedere paleobotanic, se deosebesc patru faze climatice:

Faza de climat rece, cu un maxim de copaci și spori la nivelul de prafuri argiloase nisipoase din baza profilului;

Faza de tranziție, în care clima se încălzește treptat;

Faza de climat optim la nivelul de concrețiuni care separă Orizontul roșu de deasupra de cel galben de la partea inferioară;

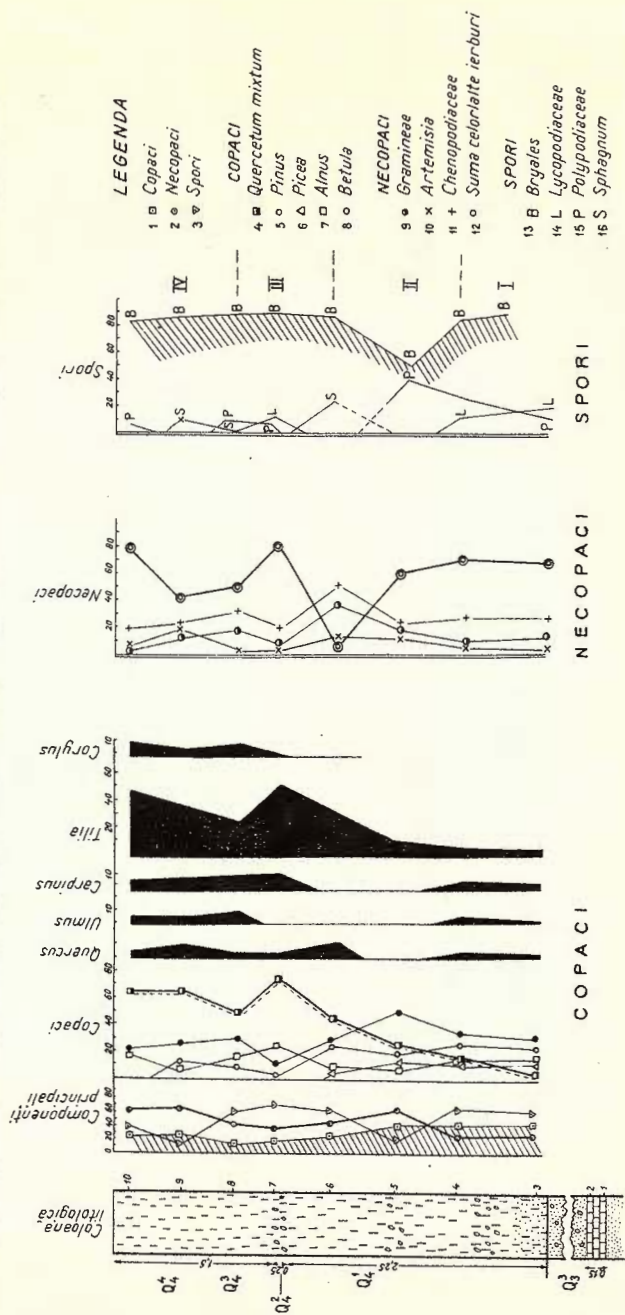
Faza ceva mai rece decît cea precedentă, dar mai apropiată de cea actuală.

Din punct de vedere stratigrafic, după asociațiile floristice determinate, și pe baza comparației cu alte spectre analizate în regiuni asemănătoare cu cea de la Pantelimon, din partea Europeană și de Sud a U.R.S.S., sedimentarea depozitelor loessoide ar fi avut loc în Holocen.



Litologic	Nr. probei	Copaci	Necopaci	Spori	<i>Q. mixtum</i>	<i>Picea</i>	<i>Pinus</i>	<i>Abies</i>	<i>Fagus</i>	<i>Betula</i>	<i>Alnus</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Ulmus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Ilex</i>	<i>Juglans</i>	<i>Acer</i>	<i>Corylus</i>	Gramineae	<i>Artemisia</i>	Chenopodiaceae	Compositae	Labiatae	Umbelliferae	Ericaceae	Ranunculaceae	Polygonaceae	Caryophyllaceae	Rhamnaceae	Cruciferae %	Valerianaceae	Cornaceae	Violaceae	Plumbaginaceae	Urticaceae	Cyperaceae	<i>Rubus</i>	<i>Varia</i> %	<i>Bryales</i>	Lycopodiaceae %	Polypodiaceae %	<i>Sphagnum</i>	Spori nedeterm. %	
Prafuri argiloase roșii	10	17	61	22	66	—	18	—	—	—	16	6	4	4	50	—	—	2	10	1	3	18	59	—	—	—	—	10	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	7	84	—	6	—	10	
	9	17	66	17	66	—	20	—	—	8	6	9	8	4	37	—	8	—	6	11	20	23	31	—	1	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	—	3	90	—	—	6	—	4		
	8	11	33	56	50	9	24	—	—	9	11	9	3	9	26	—	—	3	9	16	3	30	33	—	2	1	—	4	—	—	—	—	—	—	3	—	8	92	—	6	2	—			
Concrețiuni	7	16	21	63	73	—	5	—	—	1	24	11	3	—	53	1	—	3	1	2	1	17	70	1	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	91	5	4	—	—			
Prafuri argiloase galbene	6	24	36	40	40	5	25	—	—	25	5	—	10	—	30	—	—	—	—	33	10	52	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
	5	33	44	23	18	8	48	—	2	14	6	—	—	—	10	—	—	—	—	15	13	18	20	—	—	—	1	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	4	30	26	44	15	13	33	—	1	22	14	5	1	3	6	—	—	—	—	7	5	28	21	—	—	3	1	11	1	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Argile nisipoase	3	32	27	41	11	15	29	2	—	25	16	4	2	1	4	—	—	2	—	11	3	29	16	—	—	—	—	11	—	—	5	—	3	—	—	—	—	—	3	18	85	8	3	4	—

DIAGRAMA CU FRECVENȚA CONȚINUTULUI PALINOLOGIC LA PANTELIMON



Argilele nisipoase din baza profilului, care au o poziție superioară orizontului de nisipuri și conțin o asociație vegetală de climat rece, pot fi socotite ca aparținând sfârșitului Pleistocen — Holocenului inferior, ținând seama că și nivelele de argile din nisipuri, deși nu au avut conținut palinologic suficient de bogat, dau de asemenea indicații despre un climat rece.

Limita inferioară a Holocenului am socotit-o începînd de la nivelul de prafuri argiloase nisipoase care stau peste pietrișuri și nisipuri și care reprezintă din punct de vedere paleobotanic o fază de tranziție de la climatul rece, la optimul climatic.

Cu optimul climatic de la nivelul de concrețiuni, se poate considera că ne găsim la mijlocul Holocenului (partea superioară a Holocenului inferior).

Conținutul palinologic de la partea superioară a profilului se caracterizează printr-o asociație floristică asemănătoare celei actuale, fapt ce ne permite să admitem că ne aflăm eventual în Holocenul superior.

Ceea ce ne îndreptățește să atribuim vîrsta holocenă depozitelor loessoide de la Pantelimon este că optimul climatic de la nivelul cu concrețiuni nu este succedat de instaurarea unui regim aspru, cum de obicei sînt succedate fazele de optim ale interstadialelor, ci dimpotrivă, orizontul superior conține o asociație floristică apropiată de cea actuală.

În concluzie, socotim depozitele loessoide de la Pantelimon ca o serie comprehensivă a Holocenului, iar nisipurile și pietrișurile din bază ca fiind mai vechi, anume Pleistocen superioare (Q_3^3). Subliniem că materialul studiat din carierele sus menționate a oferit un conținut palinologic suficient de variat, chiar dacă uneori nu a corespuns din punct de vedere cantitativ, pentru lămurirea condițiilor paleoclimatice în care s-au format depozitele respective și stabilirea vîrstei.

BIBLIOGRAFIE

1. ERDTMAN G. An introduction to Pollen analysis. *Chronica Botanica Univ. series of Plant Science books*, XII, New York 1942.
2. GRICIUK V. P. Les pollens du Quaternaire (loess et autres roches) du sud de la partie européenne d'U.R.S.S. *Izv. A. N. SSSR Ser. Geogr.—Geofiz.*, 4, 1940.
3. JONAS FR. Atlas zur Bestimmung rezenter und fossiler Pollen und Sporen. *Feddes Repertorium*, Beiheft 133, Berlin 1952.
4. LITEANU E. Geologia orașului București. *Comit. Geol., Studii tehn. econ., seria E. (Hidrogeologie)*, nr. 1, București 1952.
5. LITEANU E. Geologia bazinului inferior al Argeșului și a teraselor Dunării. *Comit. Geol. Studii tehn. econ. Seria E (Hidrogeologie)*, nr. 2, București 1953.
6. POKROVSKAIA I. M. Analyse pollinique. *Annales du Service d'information géologique du B.R.G.G.M.*, nr. 24, Ian. 1958.
7. POKROVSKAIA I. M. Rabotî po sporovo-pîljevomu analizu. *Academia Nauk SSSR. Trudî instituta gheografii*, LXXVII, 1959.



ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КАРЬЕР ПАНТЕЛИМОН ВИОЛЕТА ИЛИЕСКУ, ГИАНИНА ЧЕОФЛИКЭ

(Краткое содержание)

В настоящей работе сделана попытка дать некоторые краткие указания, касающиеся палинологического метода, для облегчения расшифровки данных, представленных на диаграмме, которая изображает полученные результаты при исследовании отложений четвертичного периода в карьерах Пантелимон.

Из анализа флористической ассоциации, точно установленной для каждого горизонта профиля, авторы пришли к заключению палеоклиматического и стратиграфического порядка.

С палеоклиматической точки зрения были идентифицированы четыре фазы с климатическим оптимумом горизонта известняковых конкреций.

С стратиграфической точки зрения, на основании статистических результатов определенной флоры, установлено что образование лессовидных отложений имело место в голоцене, а по горизонту песков и гравия, подстилающих лесс, может быть выделен возраст верхнего плейстоцена.

ÉTUDE PALINOLOGIQUE DANS LES CARRIÈRES DE PANTELIMON

PAR

VIOLETA ILIESCU, GIANINA CIOFLICA

(Résumé)

Le travail essaie de présenter quelques indications sommaires sur la méthode palinologique, afin de faciliter l'interprétation des données figurées sur le diagramme qui comprend les résultats de l'étude du Quaternaire dans les carrières de Pantelimon.

Suivant l'analyse de l'association floristique déterminée pour chaque horizon du profil, on a tiré des conclusions d'ordre paléoclimatique et stratigraphique.

Au point de vue paléoclimatique on a identifié quatre phases avec un optimum climatique au niveau des concrétions calcaires.

Au point de vue stratigraphique, suivant les résultats statistiques de la flore déterminée, on considère que la formation des dépôts loessoïdes aurait eu lieu pendant le Holocène, tandis que l'horizon des sables et des cailloutis, situé au-dessous des lèss, serait d'âge pléistocène supérieur.



OBSERVAȚII GEOLOGICE ȘI PALINOLOGICE ASUPRA UNOR DEPOZITE LOESSOIDE DIN CÎMPIA OLTENIEI¹⁾

DE

VIOLETA ILIESCU, C. GHENEA

Cercetările din ultimii ani pentru studiul depozitelor Cuaternare din Cîmpia Olteniei au ridicat și probleme legate atât de vârsta teraselor Dunării cât și de vârsta depozitelor loessoide care acoperă aluviunile grosiere de terasă. În acest scop s-a executat un număr însemnat de foraje de mică adâncime. În comunicarea de față, ne vom ocupa de rezultatele obținute într-un foraj săpat în marginea comunei Rogova (cca 10 km NW de Vinju Mare).

Morfologic, Rogova este așezată pe terasa superioară a Dunării sau terasa Băilești, cum o denumesc AL. DIMITRESCU și P. COTEȚ (3). În sistemul de terase al Dunării, această treaptă se situează la o altitudine relativă medie de 36 m valoare care a fost stabilită ținînd seama de cota acoperișului orizontului de pietrișuri și bolovănișuri. În forajul de la Rogova, amplasat la cota absolută de 103 m, s-au întîlnit între adâncimile 0,75 și 35 m depozite loessoide cu aspect variat. La 35 m s-a intrat în bancul de pietrișuri rulate reprezentînd acumulările de terasă. Dispoziția aceasta, în care depozite de tip loessoid acoperă aluviuni groase ale Dunării, este generală în Cîmpia Olteniei, așa cum a reieșit din cercetările efectuate în ultimul timp (6).

Prezentăm în continuare profilul forajului de la Rogova (pl. I), în care litologia depozitelor loessoide a fost precizată ținîndu-se seama de rezultatele granulometrice executate în laboratorul Geotehnic al Întreprinderii de Prospekțiuni:

0,00—0,75 m, sol.

0,75—11,20 m, depozite loessoide reprezentate prin prafuri nisipoase de culoare verzuie. La 9 m se află o intercalație argilooasă de culoare cafenie-roșcată, în bază cu un orizont de concrețiuni calcaroase.

11,20—15,35 m, nisipuri grosiere gălbui.

15,35—22,80 m, depozite loessoide — argile prăfoase slab nisipoase, de culoare gălbuie. În jurul adîncimii de 18 m au culoarea roșcată și predomină fracțiunea argilooasă.

¹⁾ Comunicare în ședința din 20 aprilie 1962.



- 22,80—24,30 m, nisipuri grosiere și pietrișuri mărunte.
24,30—31,60 m, depozite loessoide: nisipuri prăfoase, argiloase, gălbui.
31,60—33,70 m, nisipuri necoezive, gălbui-roșcate.
33,70—34,80 m, depozite loessoide: prafuri argiloase, vineții.
34,80—43,80 m, pietrișuri și bolovani rulați — aluviuni de terasă
43,80 m s-a intrat în Pontian.

Problemele geologice puse în discuție cu ocazia acestei comunicări se referă la vârsta depozitelor de tip loessoid ce acoperă pietrișurile de terasă și la tipul lor genetic. Pentru discutarea primei probleme este necesar să menționăm că o serie de cercetători de la noi s-au, întemeiat, în stabilirea vârstei teraselor fluviatile și a depozitelor loessoide acoperitoare, pe intercalațiile de soluri fosile prezente în masa loessurilor.

Este în general cunoscut că cercetările paleopedologice și-au cucerit în ultimii ani un rol însemnat în obținerea unor concluzii stratigrafice destul de importante. Formațiunile de soluri care despart loessurile pe verticală au fost studiate în Cehoslovacia, Austria, Ungaria, etc., atât de detaliat, încât multe din ele, în afară că au o denumire tipologică bine stabilită, dar au și fost plasate în scara stratigrafică cu multă exactitate. Există posibilitatea de a se paraleliza iviri situate foarte distanțat unele de altele, precum și obținerea anumitor date importante cu privire la condițiile climatice de formare.

La baza lucrărilor geologice întemeiate pe studii paleopedologice, a stat concepția lui SOERGEL care consideră că formarea loessurilor a avut loc în timpul perioadelor glaciare. Corespunzător acestei ipoteze, numărul orizonturilor de loess galben ne arată numărul perioadelor reci și uscate din timpul glaciațiunilor din Pleistocen, iar numărul solurilor fosile care se găsesc în masa loessurilor indică numărul perioadelor interglaciare calde și umede.

Pe aceste premize s-a întemeiat determinarea vârstei teraselor fluviatile și marine în sistemul propus pentru țara noastră de C. BRĂTESCU (2). În concepția autorului, peste aluviunile de terasă se găsesc depuse loessuri care prezintă în masa lor intercalații de soluri fosile. Astfel, C. BRĂTESCU găsește patru orizonturi de loessuri care ar corespunde celor patru perioade glaciare: Günz, Mindel, Riss, Würm, separate prin soluri fosile formate în perioadele interglaciare.

În lucrările lui N. A. RĂDULESCU (11) și P. COTEȚ de datare a loessurilor și a depozitelor de terasă, criteriul solurilor fosile constituie un factor deosebit de important. Ultimului cercetător îi aparține și o vastă lucrare asupra Cîmpiei Olteniei, în care sînt prezentate morfografia și morfogeneza principalelor elemente din regiune (4). Discuțiile sînt purtate și în ce privește vârsta teraselor Dunării, precum și a loessurilor acoperitoare.

Autorul propune astfel o cronologie întemeiată pe date paleoclimatice și morfologice (criteriul altitudinii relative a lui CH. DEPÉRET). Conform schemei propuse,



se ajunge astfel la concluzia că cele trei orizonturi de loessuri găsite de autor peste terasa superioară a Dunării din Cîmpia Olteniei (nivelul pe care este așezată comuna Rogova, unde noi am executat forajul) corespund glaciațiunii Riss și celor două stadiale din timpul glaciațiunii Würm: Würm I și Würm II. Intercalațiile de soluri fosile din loessuri, în număr de două, sînt interpretate ca rezultat al fazelor calde și umede din interglaciularul Riss/Würm și interstadialul Würm I/Würm II.

Această reprezentare foarte interesantă nu poate fi însă aplicată la regiunea de care ne ocupăm. Evaluarea paleopedologică trebuie făcută cu multă prudență și, așa cum remarcă P. WOLDSTEDT (13), vor fi valorificate pe cît posibil flora, fauna și culturile paleolitice din masa loessurilor. O serie de particularități semnalate de cercetători introduc serioase confuzii în cazul cînd simpla prezență a solurilor fosile constituie argumentul pentru datarea loessurilor. Sînt citate profile de loessuri (Paks — R. P. Ungaria) unde, într-o singură secțiune, sînt vizibile 12 orizonturi de loessuri și 11 orizonturi de argile fosile. În cazul cînd se consideră că loessurile corespund perioadelor glaciare, este imposibil de a găsi în intervalul de timp al Pleistocenului, perioade în care ar fi posibilă acumularea depozitelor respective. În ultimul timp, de altfel, sînt exprimate tot mai multe păreri asupra formării orizonturilor de loess nu numai în diferite diviziuni ale glaciațiunilor, dar chiar și în interglaciațiuni și interstadiale. În sprijinul acestei păreri PELISEK aduce, de exemplu, constatarea că numai în interglacialul Riss/Würm din Cehoslovacia s-au format opt orizonturi de loessuri.

Considerentele expuse ne-au condus încă din anii trecuți la concluzia că solurilor fosile din Cîmpia Olteniei nu li se poate acorda o importanță stratigrafică deosebită. În forajul prezentat azi, depozitele loessoide care stau peste aluviunile grosiere de terasă au o grosime de 35 m, una din cele mai mari constatate în forajele executate în zona Dunării. Se poate presupune deci că diferențierile climatice din evoluția regiunii de la depunerea bancului de aluviuni grosiere și pînă în prezent s-au păstrat în masa acestui orizont gros de loessuri. Ca argument în sprijinul acestei ipoteze stă prezența în depozitele loessoide a două intercalații argiloase de culoare brun-roșcată la adîncimile de 9 m și 18 m, cu aspect de soluri fosile. Acceptînd că loessurile corespund fazelor glaciare, iar solurile unor perioade interglaciare, ar trebui să raportăm aluviunile grosiere din bază unor termeni mai vechi ai Pleistocenului (Riss).

Analiza faunei de vertebrate fosile găsite în pietrișurile teraselor Dunării între Turnu Severin și V. Desnățui a făcut pe unul din noi să considere într-o comunicare anterioară (6) aluviunile grosiere ale terasei superioare ca avînd vîrsta würmiană. Deoarece forajul de la Rogova este amplasat pe același nivel morfologic, urmează a atribui orizontul de pietrișuri din bază ultimei faze glaciare din Pleistocen. Rezultă deci că depozitele loessoide care stau deasupra să reprezinte în cea mai mare parte nivele corespunzătoare Holocenului.



Considerentele biostratigrafice enunțate au fost verificate cu ocazia prezentei comunicări prin studii paleoclimatice pe baza polenului conținut în probele din foraj. Rezultatele obținute ne-au confirmat punctul de vedere exprimat mai înainte, arătând că loessurile de la Rogovar ar trebui raportate Holocenului.

Înainte de a trece la prezentarea datelor de polen, vom face și unele observații legate de tipul genetic al depozitelor loessoide din foraj. Geneza depozitelor loessoide constituie și azi o problemă mult discutată în literatura geologică. Răspunzând la întrebarea cărui agent i se datorează depunerea loessurilor, mulți cercetători înclină spre modul de formare poligenetic al lor. Sînt exprimate de asemeni și numeroase păreri asupra formării pe seama unui singur agent și în acest caz se vorbește de loessuri eoliene, aluviale, proluviale, eluviale, etc.

Problemele mari legate de geneza loessurilor pot constitui obiectul a numeroase studii; astfel că această discuție nu poate intra în subiectul comunicării de față. În cele ce urmează ne vom referi numai la tipul genetic al depozitelor de tip loessoid de la Rogova. În masa acestor depozite, cu o granulometrie caracteristică loessurilor tipice, se află două intercalații care rețin atenția: între adîncimile 11,20 și 15,35 m și între 22,80 și 24,30 m apar nisipuri grosiere cu pietrișuri mărunte avînd un pronunțat grad de rulare. În două foraje executate în imediata vecinătate a comunei Rogova, pe același nivel de terasă, argilele de tip loessoid conțin o faună care arată că biotopul respectiv este propriu unui regim fluvial (6). Aceste particularități ne conduc la concluzia că tipul genetic al unor depozite loessoide care acoperă terasele Dunării din aval de Turnu Severin, este aluvial. Pentru această explicare argumentează și rezultatele de polen obținute așa cum reiese din partea a doua a comunicării noastre.

Înainte de a prezenta rezultatele obținute și concluziile la care am ajuns în urma cercetărilor noastre, menționăm că acest studiu a fost început sub controlul și îndrumarea permanentă a prof. V. P. GRICUK, conducătorul laboratorului de Palinologie a Cuaternarului al Academiei de Științe a U.R.S.S. din Moscova.

În cele ce urmează, trecem la descrierea caracteristicelor spectrelor sporopolinice obținute în urma analizelor palinologice. Din forajul Rogova, au fost preluate și cercetate la microscop 30 probe luate la intervale de 0,5—1 m în adîncimea forajului. În nivelele cu nisipuri nu s-a putut calcula procentual cantitatea de sporipolen, astfel că rezultatele nu au fost figurate pe tablou și diagramă (pl. II). Analizînd spectrele polinice ale nivelului din bază (35 m), constatăm că ele aparțin, după asociația floristică determinată, unui spectru asemănător celui de tundră. Această părere poate fi susținută pe baza procentului ridicat de conifere (85%): *Pinus cembra*, *P. silvestris*, *Picea excelsa*, apoi *Betula nana*, *Alnus*, *Salix* și în mai mică măsură *Carpinus orientalis* și *C. betulus*.

Ierburile sînt prezente în cantitate mare prin numeroase familii, dintre care multe sînt caracteristice regimului de stepă, de ex. *Chenopodiaceae* (*Kochia*), *Artemisia*, *Amaranthaceae*, *Ephedra*.



Faptul că în pădurile de conifere apare frecvent *Pinus cembra* este un indiciu că nivelul de bază al profilului reprezintă o fază climatică rece, o fază a Pinului care în partea superioară a profilului devine o fază de tranziție, favorizând dezvoltarea elementelor de stepă.

În depozitele cuprinse între 29 și 31 m adâncime, litologic alcătuite dintr-o alternanță de argile prăfoase și nisipuri, conținutul palinologic este mult mai variat și deosebit față de cel descris la nivelul din baza forajului.

Caracterul vegetației de stepă devine evident în acest orizont, menținându-se constant pînă la partea superioară a profilului studiat. Întîietatea numerică, fără să socotim sporii, aparține speciilor lemnoase, deși polenul de ierburi este prezent în cantitate remarcabilă. O serioasă dificultate în precizarea tipurilor de spectru este cauzată de prezența unei cantități mari de polen de forme exotice ca: *Tsuga*, Cupressaceae, *Zelcova*, *Juglans*, Castaneae, *Nyssa*, *Pterocarya*, *Carya*, *Rhus*, *Liquidambar*, Myrtaceae, Sterculiaceae, și chiar spori de plante dispărute cu mult înaintea Terțiarului. Aspectul deteriorat și diferitele grade de mineralizare sub care se prezintă acest polen sînt dovezi concludente că el aparține unei redepuneri. Spectrele analizelor din depozitele cuprinse între 28 și 9 m se caracterizează prin dispariția formelor exotice întîlnite și descrise la baza acestui orizont. Caracterul predominant în grupele mari de plante este dat de procentul ridicat de spori. Cantitatea de polen de copaci este în general mai mare decît a polenului de ierburi, în care se mențin pe prim plan în continuare Chenopodiaceele (*Chenopodium album*, *Sueda*, *Kochia scoparia*).

Caracterul pădurilor se schimbă. Apar elementele iubitoare de regim mai cald, deși din diagramă se vede că pădurile de conifere se mențin și la altitudini mai coborîte. În timpul acestor depuneri au avut loc variații mari de temperatură, în care pădurile cu: *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Carpinus orientalis*, *Tilia cordata* și *Tilia platyphyllos* cîștigă treptat teren.

Rezultatele spectrale indică pe diagramă creșterea curbei de termofile spre partea superioară a profilului. Copacii termofili ajung la adîncimea de 9 m în porție de 41%. Această fază am socotit-o în profilul nostru ca o fază de optim climatic. Caracterul vegetației în jurul adîncimei de 9 m se schimbă față de cel descris în orizonturile inferioare. Exceptînd categoria de spori, elementul păduros este dominant, ajungînd la 30%. Cantitatea de ierburi nu depășește 20%, din care mai mult de jumătate preferă regimul de stepă. Din totalul speciilor de copaci, majoritatea procentuală aparține termofilelor: *Tilia platyphyllos*, *Juglans*, *Ulmus*, *Quercus*, *Carpinus orientalis*, *C. betulus*. Pădurile de conifere, reprezentate în special prin *Pinus silvestris*, s-au restrîns și retras pe înălțimi.

În analiza spectrelor polinice de la partea superioară a profilului, între adîncimile de 2 și 8 m, față de cantitatea redusă de polen, s-a ivit dificultatea de a nu putea calcula corect procentele diferitelor grupe de plante, astfel că multe din rezultate nu au fost menționate în diagramă. În acest orizont, ierburile ajung pînă la



40%, în timp ce cantitatea de polen de copaci scade simțitor, uneori sub 10%. Analiza spectrală arată o imagine a compoziției pădurilor, mai apropiată celei actuale. Domeniile întinse, ocupate în timpul climatului optim de termofile, încep să fie recucerite de păduri a căror dezvoltare este legată de o scădere treptată a temperaturii. Din totalul polenului de copaci majoritatea o formează coniferele reprezentate prin pin, molid, brad și pădurile de mesteacăn. Termofilele, deși sînt prezente printr-un număr considerabil de specii, suma lor este totuși subordonată sumei celorlalte forme de pădure.

Caracterul pregnant al spectrului de stepă este în cea mai mare măsură dovedit de cantitatea mare de ierburi, în care majoritatea o dețin speciile de: *Chenopodiaceae* (*Kochia prostrata*, *K. laniflora*, *K. silversiana*, *Chenopodium glaucum*), *Plumbaginaceae*, *Gramineae*, etc. Asociația floristică determinată pe baza analizării spectrelor sporo-polinice de la suprafața profilului indică un regim favorabil dezvoltării unei vegetații de stepă, în care se mențin păduri mici de carpen, stejar și tei.

Examinînd rezultatele obținute din studiul palinologic al profilului forajului de la Rogova, se desprind următoarele:

Din datele paleobotanice se pot separa patru faze climatice:

Faza de climă rece, cu maximum de ierburi;

Faza de tranziție, în care clima începe să se încălzească treptat;

Faza de climat cald;

Faza mai rece decît cea precedentă, mai apropiată de cea actuală.

Din punct de vedere stratigrafic, după asociațiile floristice determinate și pe baza comparației cu alte spectre analizate în regiuni identice cu cea cercetată de noi la Rogova, din partea europeană și de sud a U.R.S.S., sedimentarea a avut loc în Holocenul inferior. Asociația floristică găsită în foraj permite de asemeni ca Holocenul inferior să fie divizat în două orizonturi: un orizont bazal inferior al Holocenului inferior (Qh^1_1) și un orizont superior al Holocenului inferior (Qh^2_1). Limita între Qh^1_1 și Qh^2_1 nu s-a putut trasa decît cu aproximație, deoarece ea s-a afla în intervalul depunerilor de nisipuri, al căror spectru polinic foarte sărac nu a permis precizarea unei limite.

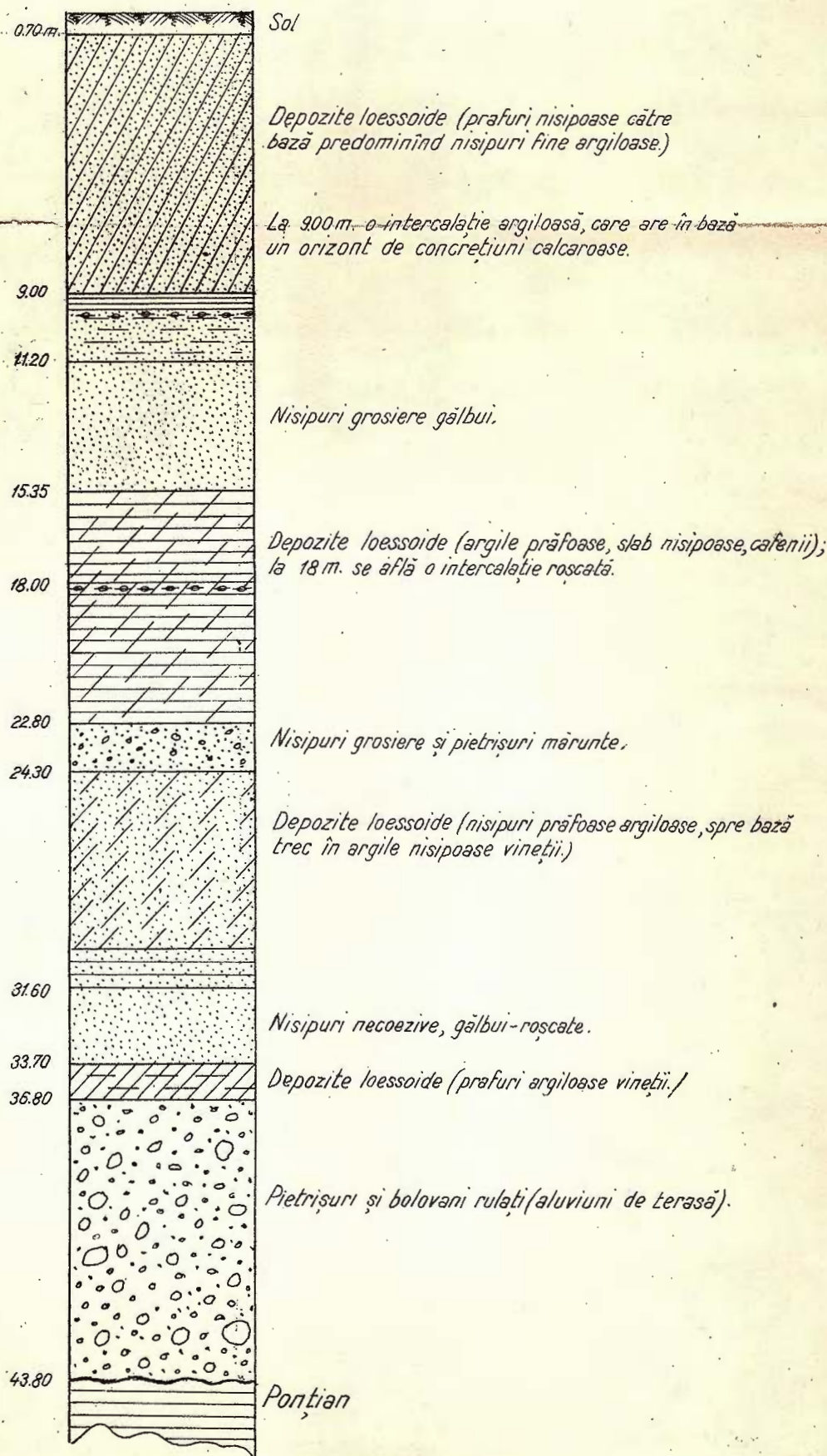
Originea aluvială a depozitelor de la Rogova poate fi explicată prin:

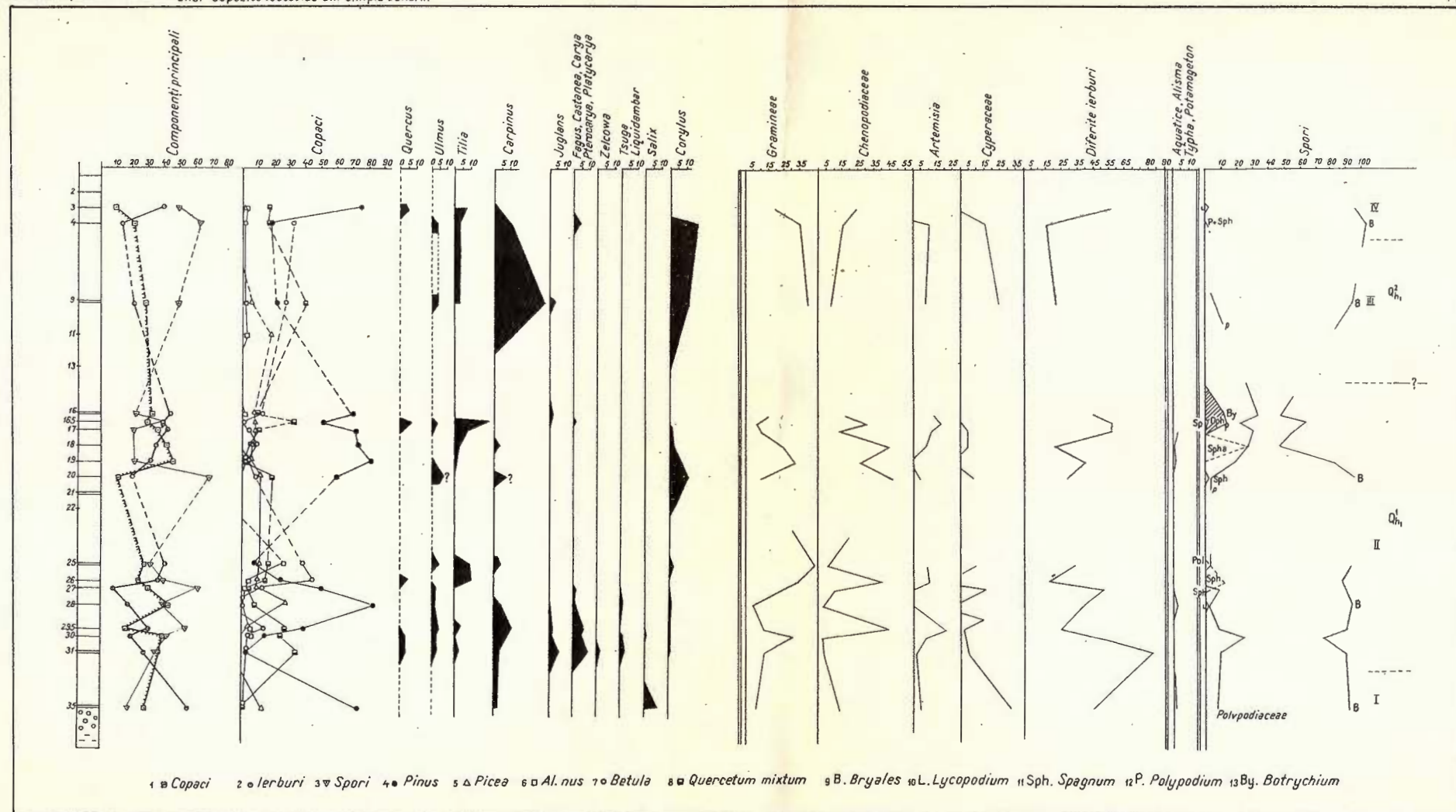
Prezența unei cantități însemnate de polen de redepunere identificată la partea inferioară a profilului;

Existența spectrelor palinologice amestecate, în care s-a determinat polen aparținînd unor grupe de plante complet diferite din punct de vedere ecologic: xerofite, hidrofite, mesofite. Aceste spectre, în care s-a concentrat polen de plante din cele mai variate regiuni, sînt caracteristice depozitelor aluviale.



PROFIL PRIN FORAJUL ROGOVA





BIBLIOGRAFIE

1. BERTSCH K. Lehrbuch der Pollenanalyse, Stuttgart 1942.
2. BRĂTESCU C. Oscilațiile de nivel ale apelor și bazinului Mării Negre în Cuaternar. *B.S.R.R.G. LXII*, București 1943.
3. COTEȚ P. Cîmpia Olteniei. Ed. Științifică, București 1957.
4. FLOROV N. Cuaternarul din Stepele Mării Negre. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XV (1926—1927) București 1930.
5. ERDTMAN PH. D. An introduction to Pollen analysis. New York 1943.
6. GHENEA C., MIHĂILĂ N. și GHENEA A. Cercetări geologice între V. Topolnița și V. Desmăjuți. *Com. Geol. Stud. tehn. Econ.* ser. E, nr. 6, 1963.
7. GRICIULK P. V. Rastitelnost' ruskoi ravnini v nijni i sredni cetverticnoe vremia. *Tr. Inst. gheografii AN. S.S.S.R.* T. 46, 1950.
8. GRICIUK P. V. Istoriceskie etapi evoluiii rastitelnovo pocrova iugo-vostoka evzopeiski ciastii SSSR v cetverticnoe vremia. *Tr. Inst. gheografii AN. S.S.S.R.* T. 50, 1951.
9. GRICIUK P. V. O zasušlivom periode v poslednicovoe vremia na teritorii evropoiscoi ciastii S.S.S.R.
10. IONESCU—ARGETOAI, MURGOCI G. și PROTOPOESCU P. Cuaternarul din Oltenia. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VI (1914—1915), București 1923.
11. RĂDULESCU AL. N. Vrancea. București 1937.
12. SOCOLOVSKI L. I. O proiskojdenii i vozraste lesovii porod Ucraini. *Mam. sovești. po iz. cetv. per.* T. I, 1961.
13. WOLDSTEDT P. Über die Gliederung der Würm Eiszeit und die Stellung der Löss in der Eiszeit und Gegenwart, VII, 1956.
14. * * * *Analyse pollinique. Annales du Service d'information géologique du B R G G M* sous la rédaction de I. M. Pokrovskaia. Moscou 1950.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ
НАД НЕКОТОРЫМИ ЛЕССОВИДНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ,
ВЫЯВЛЕННЫМИ НА РАВНИНЕ ОЛТЕНИИ

В. ИЛИЕСКУ, С. ГЕНЯ

(Краткое содержание)

Настоящая работа содержит результаты наблюдений проведенных по случаю бурения скважины малой глубины в Рогове (63 Вынжу Маре). Четвертичные отложения, которые послужили предметом исследования, представлены в основании через грубообломочные аллювии, принадлежащими верхней террасе Дуная (Валахская высота над уровнем моря — 36 м.), а в



верхней части — через лессовидные отложения мощностью, приблизительно в 34 м.

Авторы ставят на обсуждение систему определения возраста террас и лессовидных перекрывающих отложений, которая была представлена некоторыми авторами, полагающими, что лессовидные горизонты сформировались в ледниковые периоды, а ископаемые почвы — в межледниковые, теплые и влажные периоды. Приняв к сведению эту точку зрения, лессовидные отложения из Роговы с двумя пропластками ископаемых почв, должны бы были представлять разновидности, которые включили бы и период рисского оледенения.

Биостратиграфические соображения привели еще в прошедшие годы к заключению что лессы верхней террасы Дуная и равнины Олтения, должны быть отнесены к голоцену.

Критерий ископаемых почв не сможет быть применен при определении возраста лессов, как только в том случае, если принять во внимание и содержание в флоре, фауне или в палеолитических культурах этих отложений.

По случаю представления настоящего сообщения были проанализированы споро-пыльцевые спектры, изъятые из бурового материала.

Выявленные флористические ассоциации дали возможность авторам выделить четыре климатические фазы:

- фазу с холодным климатом и максимума трав — на основании профиля;
- переходную фазу, в которой климат становится постепенно более теплым;
- фазу оптимального климата (приблизительно в 9 м. глубины);
- фазу более холодную нежели предыдущая, но более близкую к современной.

Сравнение со спектрами анализированными в аналогичных областях в европейских и южных частях СССР, предоставляют полную возможность авторам установить принадлежность лессовидных отложений Рогова — нижнему голоцену.

Литологические характеристики лессов, а также особенности, которые представляет пыльца, находящаяся в них, свидетельствует о наличии аллювиального генезиса лессовидных отложений Рогова.



OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES ET PALINOLOGIQUES SUR LES DÉPÔTS LOESSOÏDES DE LA PLAINE D'OLTÉNIE

PAR

VIOLETA ILIESCU, C. GHENEA

(Résumé)

Le travail comprend les résultats des observations faites lors d'un forage à petite profondeur à Rogova (NW Vînju Mare). Les dépôts quaternaires, qui ont constitué l'objet de nos recherches sont représentés à la base par des alluvions grossières appartenant à la terrasse supérieure du Danube (altitude valaque moyenne 36 m) et à la partie supérieure par des dépôts loessoïdes d'environ 34 m d'épaisseur.

Les auteurs discutent le système de datation des terrasses et des dépôts loessoïdes super-jacents, proposé par certains auteurs qui considèrent les horizons de lœss formés pendant les périodes glaciaires et les sols fossiles durant les périodes interglaciaires, humides et chaudes. Si l'on accepte ce point de vue, les dépôts loessoïdes de Rogova, à deux intercalations de sols fossiles, devraient représenter des termes qui comprendraient aussi la glaciation de Riss.

Des considérants biostratigraphiques ont mené — déjà les années dernières — à la conclusion que les lœss de la terrasse supérieure du Danube dans la Plaine d'Olténie doivent être rapportés au Holocène. Le critérium des sols fossiles ne saurait être appliqué à la datation des lœss que si l'on tient compte également de la flore, de la faune et des cultures paléolithiques de ces dépôts. Dans cette communication on présente l'analyse des spectres sporo-polliniques obtenus du matériel de forage. Les associations floristiques déterminées ont permis la séparation de quatre phases climatiques, à savoir:

En base du profil une phase de climat froid avec un maximum d'herbes;

Une phase de transition, lorsque le climat devient graduellement plus chaud;

Une phase de climat optimum (à environ 9 m de profondeur);

Une phase plus froide que la précédente, mais plus rapprochée de celle actuelle.

La comparaison avec les spectres analysés dans des régions identiques des parties européennes et sud de l'Union Soviétique permettent d'affirmer que la sédimentation des lœss de Rogova a eu lieu pendant le Holocène inférieur.

Les caractères lithologiques des lœss ainsi que les particularités du pollen qu'ils contiennent, plaident pour la genèse alluviale des dépôts loessoïdes de Rogova.





CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA EVOLUȚIEI GEOMAGMATICE A MUNȚILOR APUSENI, ÎN RELAȚIE CU GEOTECTONICA ¹⁾

DE
RADU DIMITRESCU

Punctul de vedere adoptat în corelarea fenomenelor magmatice cu cele tectonice urmează îndeaproape pe cel exprimat în repetate rânduri de H. STILLE în ultimul sfert de secol (23, 24) și adoptat cu mici modificări și de geotectonicienii sovietici (I) Reamintim că Munții Apuseni au avut în decursul ultimei epoci orogene poziția, de « Internid » (Zwischengebirge), negăsindu-se pe traiectul principal al niciuneia din cele două ramuri distincte (alpino—carpato—balcanică sau dinarido—helenidică) ale orogenului alpin. Ei au fost însă în strînsă legătură cu arcul carpatic și mișcărilor tectonice din cadrul acestuia nu numai că și-au găsit un ecou, dar mai mult, au stat în strînsă interdependență cu cele din Munții Apuseni. Pentru epoca hercinică, fragmentele izolate ale ariei acestui orogen, regenerată în epoca alpină, nu ne permit a reconstitui în aceeași măsură dezvoltarea în spațiu a liniilor tectonice directe. Cele mai vechi indicii ale unei activități magmatice sînt constituite (7, 14) dintr-o serie de șisturi cloritoase cu albit și de șisturi clorito-epidotice cuprinse în fundamentul cristalin și separate de cercetători sub numele de « Seria de Biharia ». Rocile aparținînd acestei serii se dispun sub forma unui arc care pornește din sudul masivului Bihor, ocolește pe la sud și est masivul Muntelui Mare, se regăsește apoi la nord de masivul Vlădeasa în împrejurimile localității Ciucea și în sfîrșit se îndreaptă spre nord-est în lungul munților Meseșului; ansamblul are forma literei S. În extremitatea sa sud-vestică, în regiunea Bihariei și a Drăghitei, aceste șisturi cristaline au mineralele dezvoltate larg (se remarcă în special porfiroblastele mari de albit) și sînt asociate cu ortoamfibolite, fiind metamorfozate împreună în faciesul albit — epidot amfibolitic; Spre E și NE, mineralele constituente sînt mai mărunț dezvoltate, ortoamfibolitele lipsesc și seria este metamorfozată într-un grad mai redus, corespunzînd faciesului de șisturi verzi. După părerea noastră, compoziția mineralogică arată că Seria de Biharia are la origine tufuri bazice, iar ortoamfibolitele corespund unor vechi intruziuni

¹⁾ Comunicare în ședința din 9 februarie 1962.



bazice. Vîrsta metamorfismului acestei serii a fost determinată ca hercinică, corespunzînd probabil fazei bretonne, dat fiind că intruziunile ulterioare hercinice străbat rocile gata metamorfozate. Vîrsta erupţiunilor bazice înşişi este posibilă să fie, după părerea noastră, devoniană, ele corespunzînd astfel magmatismului geosinclinal iniţial al orogenezei hercinice, cu largă răspîndire în Europa, din Scoţia pînă în munţii Harz. Distribuţia spaţială a acestui magmatism în cuprinsul Munţilor Apuseni ne indică în mare măsură forma adoptată de geosinclinal însuşi; avem astfel un punct de reper, întărit de aşezarea în arc a erupţiunilor iniţiale.

În Bihorul de sud şi în partea sud-vestică a Muntelui Mare, Seriei tufogene de Biharia îi urmează stratigrafic Seria cristalină predominant sedimentogenă de Muncel, avînd intercalaţii de porfiroide; acestea corespund unor efuziuni şi tufuri acide (în parte unor keratofire) metamorfozate. Spre nord-est, cele două serii nu-şi mai păstrează individualitatea, contopindu-se în cadrul Cristalinelui Arieşului, efuziunile bazice alternînd astfel cu cele acide. Acelaşi lucru se întîmplă spre N în Seria de Arada, unde şisturi cloritoase cu albit cu răspîndire mai mică, se întîlnesc la mai multe nivele, între care apar porfiroide şi hăllefliinta. « Formaţiunea spilitică » geosinclinală a orogenezei hercinice se completează astfel cu una « keratofirică » (mergînd poate şi la roci mai acide), a cărei repartizare spaţială urmează îndeaproape pe a celei dintîi. Un moment aparte, reprezentînd o etapă ulterioară a aceluiaşi magmatism iniţial hercinic, îl reprezintă metabazaltele puse în evidenţă şi studiate de D. GIUŞCĂ (13, 14) circumscrise doar la munţii Highişului, metamorfozate ceva mai tîrziu, odată cu Seria de Păiuşeni (21). Plutonismul sinorogen hercinic este bogat dezvoltat în munţii Apuseni. Caracteristice pentru faza « hochorogen » sînt « Intruziunile de Codru » constituite din două grupe de roci: a) metagabbrouri şi metadiorite melanocrate; b) granitoide, mergînd de la diorite cuarţifere pînă la granite normale cu două mîce, caracteristice fiind însă granitele plagioclazice (trondhjemite, plagiogranite). Rocile granitoide apar sub forma de corpuri mici şi de filoane într-un complex de migmatite (dyadisite, agmatite) şi de corneene biotitice, uneori cu granat sau chiar cu sillimanit (2, 7). Distribuţia spaţială a acestor intruziuni sinorogene prezintă aceeaşi regularitate ca şi cea a magmatitelor iniţiale: pe harta geologică apare acelaşi arc, care începe din munţii Codrului, trece pe la sud de Muntele Mare şi ajunge pînă la E de acesta, la Valea Ierii. Granitele din munţii Highiş, sincrone sau poate ceva mai noi decît intruziunile de Codru, străbat metabazaltele şi seria blastopsefitică carboniferă (13, 14, 21); ele se găsesc foarte puţin în afara aliniamentului intruziunilor de Codru şi este posibil ca să se prelungească pe sub depresiunea pannonică pînă în regiunea granitelor din Mecsek şi Morágy. În sfîrşit, granitul de Muntele Mare este o intruziune orogenică tîrzie (3, 7) care se prezintă sub forma unui corp masiv cu numeroase apofize în acoperişul său, păstrat în partea sudică; fenomenele metasomatice se mărginesc la endoblasteza microclinului într-o fază care a urmat imediat consolidării. În învelişul de şisturi cristaline, la contactul



granitului, au luat naștere corneene și stoase cu biotit, granat, andaluzit, cordierit sau sillimanit, precum și, într-un punct, marmore cu tremolit.

Iată deci că atât magmatismul inițial cât și cel sinorogen au conturat fragmentul unui arc orogenic hercinic. Aceeași dispoziție în arc sub forma unui L întors o adoptă și structurile vechi hercinice; cel mai bine se pune în evidență traseul liniei de încălecare a seriei mesozonale de Mădrizești — Baia de Arieș peste Seria de Păiușeni în masivul Highiș (19) și peste Serile de Biharia și de Muncel în sudul și estul masivului Muntele Mare. După unele păreri și pînza de Muncel din sudul Masivului Bihor ar avea de asemenea vîrsta hercinică; și ea se înscrie bine în același sistem de încălecări, de direcție E—W și vergență nordică în partea sudică a Munților Apuseni și trecînd treptat la direcția N—S și vergența vestică în partea lor estică.

Fragmentul de arc orogenic hercinic astfel identificat în Munții Apuseni ocupă o poziție intermediară între lanțul hercinic al Gemeridelor, cu prelungirea sa în munții Velence, pe de o parte, și lanțul hercinic al Carpaților Meridionali pe de altă parte, ambele materializate tot prin aliniamente granitice. În spațiile dintre cele trei fragmente de lanțuri hercinice, nu se întîlnesc mase intrusiv: nici în Cristalinul Sebeșului, Poienii Ruscă, Rapoltului sau Trascăului, și nici în cel al Rezului, Țicăului, Șimleului Silvaniei, Prelucei, etc. O excepție o constituie sienitele și monzonitele identificate de noi în munții Bîcului, care s-ar putea lega eventual cu intruziunile Munților Apuseni prin intermediul unor roci granitice ascunse sub Terțiarul din nord-vestul bazinului Transilvaniei, apărînd ca elemente în conglomeratele acestei regiuni.

Pînă în punctul de față al expunerii am fost nevoiți a recurge exclusiv la date geologice din cadrul masivelor cristaline, și datele au fost în consecință afectate de acea parte de nesiguranță care este proprie complexelor metamorfismului regional. Odată trecut paroxismul orogenezei hercinice, vulcanismul subsecvent începe a se desfășura în mijlocul unor formațiuni sedimentare care nu au mai fost transformate în șisturi cristaline și care sînt deci mai ușor de datat. Ca în toată Eurasia, în depozitele permene ale Munților Apuseni se găsesc interstratificate pînze întinse de cuarțporfire, însoțite de formațiuni cineritice. Într-un sector restrîns, în munții Moma, erupțiunile acide se asociază cu altele bazice (diabaze) care se ridică pînă în Triasicul mediu. Caracterul stratiform, de curgere, al rocilor de compoziție riolitică a ridicat și la noi problema dacă nu sîntem în prezența unor ignimbrite. Dimensiunile pînzelor efuzive ne determină a admite caracterul linear al erupțiilor permene; acest lucru vine în concordanță cu asocierea vulcanismului subsecvent cu fracturile scoarței, «palingeneză de subsidență», după STILLE (25), în contrast cu magmatismul inițial și cel sinorogen, asociate zonelor de compresiune laterală. Răspîndirea în spațiu a vulcanitelor permene pe teritoriul R.P.R. este circumscrisă la o fișie orientată N—S care pleacă de la Dunăre cuprinzînd zonele Siriniei și Mehadiiei și ajunge în vestul Munților Apuseni, unde dispare în apropierea Oradiei. Această



fîșie este caracterizată prin fracturi vechi, reîntinerite, după cum vom vedea mai jos, și în timpul orogenezei alpine (8).

Epoca orogenezei alpine se deschide printr-un puternic magmatism inițial; sînt ofiolitele Munților Metaliferi, cu o largă răspîndire în munții Drocea, și Trascău. Se pot distinge în cadrul lor două faze magmatice (4, 5, 6, 15). Prima, cea principală, este reprezentată prin diabaze și, în mai mică măsură, prin gabbrouri; ea începe eventual din Triasic și se termină înaintea Malmului.

A doua fază, care străbate Jurassicul superior și depozitele cretacice pînă la Aptian inclusiv, este reprezentată prin spilite și porfirite; alături de acestea apar uneori cuarțporfire (16, 22). Ofiolitelor li se asociază frecvent piroclastite și radiolarite (19), complexul de « Radophite » după KOBER (18). Întreaga arie de răspîndire a ofiolitelor mesozoice are o formă curbată, coincizînd cu albia flișului cretacic: este zona Drocea — Turda, care, după părerea noastră, reprezintă prelungirea zonei de ofiolite a Vardarului (9). Unirea dintre cele două zone se face probabil printr-un arc îngropat sub depresiunea panonică, între Belgrad și munții Drocea.

L. KOBER (18) a considerat linia « Radophitelor » Vardar — Belgrad ca reprezentînd « cicatricea » scoarței terestre care delimitează cele două ramuri ale orogenului alpin: ramura alpino—carpato—balcanică și cea dinaridică. Într-un grad mai redus, o funcție analoagă pare a fi preluată și de zona ofiolitică Drocea — Turda. Într-adevăr, în Mesocretacic, faza tectonică austriacă afectează concomitent Munții Apuseni și Carpații meridionali. În cei din urmă are loc în acest moment formarea pînzei getice, care va fi urmată, în cursul fazei tectonice subhercinice, de desăvîrșirea edificiului prin formarea pînzei Severinului. Vergența pînzei getice, în porțiunea care se opune Munților Apuseni, este sudică. În aceeași fază tectonică, în Munții Apuseni iau naștere șariaje de direcție E—W și cu vergență nordică. Astfel sînt toate subunitățile superioare ale pînzei de Codru: pînza de Vf. Dievii — Ferice — Arieșeni, pînza de Moma și pînza de Biharia. În acest mod, Munții Apuseni formează în Mesocretacic unul din flancurile unui orogen bilateral, al cărui celălalt flanc este constituit din Carpații meridionali (3, 9).

Legătura strînsă care a existat deci în Mesocretacic între Munții Apuseni și Carpații meridionali slăbește însă mult în cursul Cretacicului superior. În faza subhercinică, concomitent cu formarea pînzei de Severin are loc în Munții Apuseni șariajul principal al pînzei de Codru, purtînd cu sine subunitățile superioare gata formate, peste autohtonul de Bihor. Direcția liniei frontale a acestui șariaj este NW—SE, iar vergența lui este nord-estică. Nu se mai conturează acum o relație spațială clară cu mișcărilor din Carpații meridionali; în schimb, direcția NW—SE pare a caracteriza mai degrabă o ramură secundară internă a orogenului Carpaților orientali, care acum abia își începe evoluția. După cum vom vedea mai jos, această presupunere pare a fi justificată.



Ca și în Alpi, orogeneza alpină pare a fi lipsită în Carpați de un plutonism sinorogen: fie că acesta nu există într-adevăr, fie că eroziunea nu a atins încă în clipa de față nivelul profund la care el s-a manifestat. Se trece astfel și în Munții Apuseni la magmatismul subsecvent, legat de fracturi radiale: este ciclul banatic. Fazei andezitice din Senonianul superior, manifestată în regiunea Vlădeasa, îi urmează erupțiuni cu caracter subvulcanic de granite, granodiorite, diorite, porfire granodioritice, riolite și dacite (12). Aria de răspândire a acestui eruptiv are forma unei fișii orientate N—S, pornind din masivul Vlădeasa și ajungând în Drocea. Cuptoare secundare se întâlnesc și spre E, în partea de N și E a masivului Muntele Mare. Fișia principală își găsește o prelungire spre S în banatitele din Poiana Ruscă și din Banatul de SW. Regăsim astfel «lineamentul» în sensul lui R. SONDER, constituit încă din timpul Permianului. Caracterul tafrolitic al eruptivului din Vlădeasa, delimitat de marile falii ale Bulzului și Sohodolului, este în acord cu această interpretare (12). Fracturile profunde din același sistem, exprimat cu mai multă claritate în Banat, (faliile longitudinale N—S ale zonelor Reșiței și Siriniei) reprezintă prelungirea a ceea ce E. BONČEV a denumit sistemul Krajsidelor. D. JARANOV (17) a arătat continuarea acestora în fracturile egeene, iar F. DIXEY (11) le consideră pe acestea din urmă ca apărând în prelungirea zonei «Rift»-urilor africane. S-ar părea astfel că acest sistem major de fracturi al scoarței terestre își găsește terminația nordică în țara noastră.

Al doilea ciclu al vulcanismului subsecvent din Munții Apuseni este cel neogen. Un pas înainte spre clarificarea poziției geotectonice a acestui eruptiv a fost făcut prin străbaterea de către forajele din nordul câmpiei Tisei a unui pachet gros de vulcanite neogene (10). Se conturează astfel un arc vulcanic secundar care pleacă din nordul R. P. Ungare, ajunge pe la W de Oradea în țara noastră și urmează apoi cursul Crișului Alb pentru a se termina în Munții Metaliferi (Baia de Arieș). Între Oradea și Moneasa se plasează o zonă cu ape termale (20) indicând existența eruptivului în adâncime. Acest arc intern se racordează în Slovacia cu arcul principal al Carpaților orientali; ambele au aceeași poziție, în spatele liniilor de încălzire cu vergență nord-estică. Arcul eruptiv al Munților Apuseni este într-adevăr situat totdeauna la cel puțin 20 km în spatele liniei frontale a pânzei de Codru. Se confirmă astfel că acest din urmă șariaj reprezintă și el o ramură internă desprinsă din orogenul Carpaților nordici și orientali; Munții Apuseni au rămas însă în acest stadiu incipient, fără a mai urma o evoluție orogenică ulterioară în Paleogen și în Neogen, ca flișul Carpaților orientali. Că acest stadiu incipient a avut singur caracterul de adâncime, creind condițiile formării magmelor, o arată tocmai apariția celor două arcuri vulcanice analoge, dintre care unul în spatele unui arc orogenic subhercinic, necontinuat de mișcări neogene.

Mecanismul de formare al magmelor acestui vulcanism subsecvent pare să fie într-adevăr cel invocat de H. STILLE (24): palingeneza de subîmpingere. Într-o



altă lucrare, noi am pus la îndoială existența acestui mecanism tocmai pentru că nu era clar la vremea aceea cum s-ar fi putut aplica el la Munții Apuseni, precum și pentru motivul că pânzele flișului Carpaților orientali nu sînt în general considerate ca fiind formate prin subîmpingere. În urma admiterii existenței arcului vulcanic intern, din spatele pânzei de Codru, existența palingenezei de subîmpingere devine probabilă, cu precizarea că timpul de « coacere » al magmelor în fundamentul scoarței trebuie să echivaleze cu intervalul dintre Cretacicul superior și Miocen. În Carpații orientali, rămîne să considerăm astfel pânzele formate în Cretacic (pînza centrală, pînza vest-internă) ca fiind, formate prin subîmpingere, în contrast cu cele neogene la care gravitația ar fi jucat rolul însemnat. Primele au stat în același timp exclusiv la originea fenomenelor vulcanice de mai tîrziu.

BIBLIOGRAFIE

1. BELOUSOV V. V. Geotectonica generală. Moscova 1948.
2. BLEAHU M. și DIMITRESCU R. Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni. *Analele Rom.-Sov.* 2 București 1957.
3. BLEAHU M. și DIMITRESCU R. Scurtă privire asupra geologiei Munților Apuseni. *Sovietskaia Geologhiia* Moscova, 5, 1959.
4. CIOFLICA G. Studiul geologic și petrografic al Eruptivului din regiunea Căzănești—Ciungani. Auto-referat. Disertație Univ. București, 1958.
5. CIOFLICA G. Entwicklung des mesozoischen Vulkanismus des Drocea-Gebirges. *Acta Geol.* VII/1—2, Budapest 1961.
6. CIOFLICA G. Asupra vulcanismului cretacic din partea de vest a Munților Metaliferi. *Analele Univ., C. I. Parhon, Ser. Șt. Nat. (Geol.—Geogr.)*, nr. 27, București 1961.
7. DIMITRESCU R. Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa. *An. Com. Geol., Rom.*, XXXI, București 1958.
8. DIMITRESCU R. Le volcanisme permien en Roumanie. *Geol. Rdsch.* 48, Stuttgart 1959.
9. DIMITRESCU R. Magmatism, tectonică și metalogeneză în Carpații Romînești. *Rev. Min.*, 3 București 1959.
10. DIMITRESCU R. Asupra poziției Eruptivului neogen din Munții Apuseni în cadrul sistemului carpatic. *Comunic. Acad. R.P.R.* București 12 1961.
11. DIXEY F. The East African Rift System. London 1957.
12. GIUȘCĂ D. Le massif éruptif de la Vlădeasa. *An. Com. Geol.*, XXIII, București 1950.
13. GIUȘCĂ D. Observații asupra mineralizațiilor cuprifere din Masivul Highiș. *An. Univ. C. I. Parhon, Ser. Șt. Nat.*, nr. 16, București 1957.
14. GIUȘCĂ D. Observații asupra formațiunilor cristaline și metamorfismului de contact al granitelor din Masivul Highiș. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.* VII/2, București 1962.
15. GIUȘCĂ D. și CIOFLICĂ G. Structura pânzei intrusive de la Căzănești—Ciungani. *An. Univ. C. I. Parhon, Ser. Șt. Nat.* nr. 13, București 1957.



16. IACOB D. Contribuțiuni la stratigrafia și tectonica regiunii vestice a Munților Metalici. *Acad. R.P.R. Fil. Cluj. Stud. Cerc.* IV/3—4. Cluj 1953.
17. JARANOV D. La tectonique de la Bulgarie. Sofia 1960.
18. KOBER L. Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. *Serb. Akad. d. Wiss., Sonderausgabe, CLXXXIX Geol. Inst.* nr. 3, Beograd 1952.
19. PAPIU C. V. Cercetări geologice în Masivul Drocea. *Acad. R.P.R. Bul. Șt. Secț. Biol—Geol.* V/1, București 1953.
20. PAUCĂ M. Izvoarele termale de la vest de Munții Apuseni. *Natura*, X/2, București 1958.
21. SAVU H. Cercetări petrografice în Cristalinul Masivului Drocea. *D. S. Com. Geol.*, XLIV (1956—1957), București 1962.
22. SAVU H. Corpul gabbroic de la Almășel. *An. Com. Geol.* XXXII, București 1962.
23. STILLE H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin 1940.
24. STILLE H. Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beihefte zum Geol. Jahrb.*, Hannover 1954.
25. STILLE H. Recent deformations of the earth's crust in the light of those of past. epochs. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* 62, Baltimore 1955.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ПОЗНАНИЕМ
ГЕОМАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ГОР АПУСЕНЬ В КОРРЕЛЯЦИИ
С ГЕОТЕКТОНИКОЙ

Р. ДИМИТРЕСКУ

(Краткое содержание)

В первой части этой работы, сделана попытка восстановления фрагмента герцинской орогенической дуги, на основании пространственного распределения пород, на которые указывает инициальный магматизм: свита пластов Бихария, образовавшаяся из хлористых туфогенных сланцев с альбитом была выявлена в полосе, распространяющейся от южного Бихора, переходя южнее Мунтеле Маре, на восток — доходит до Чучи в Горах Месешул.

Аналогичное распределение было установлено в синорогенных интрузиях Кодру (арка Гор Кодрул — юго-восток — Бихор, юг — Мунтеле Маре — восток Джилэу).

Этот фрагмент орогенической дуги является срединным массивом между герцинской цепью Гемериде — Веленце — на севере и горной цепью Южных Карпат — на юге, будучи материализован гранитными формациями.

Пермский субсеквентный вулканизм был локализован по линии разломов, ориентированных С—Ю, линии удлинённой на юг с западного Бихора и Гор Кодрул до Ю—В Баната.



Офиолиты алпийского орогенезиса, периоды извержения которых простираются от триаса до среднего мела, заимствуют также дуговое расположение (Дроча — Горы Металифер — Турда); они представляют, возможно, ветвь оторванную из офиолитовой зоны Вардарь — Белград и отделяют ее от северной вергенции двухстороннего орогена (верхние надвиги покрова Кодру) от своего ответвления с южной вергенцией (гетский покров Южных Карпат).

В субгерцинской фазе был надвинут главный шарьяж покрова Кодру над верхними подъединицами, сформировавшимися в австрийскую фазу; простиранье фронтальной линии этого покрова — СЗ—ЮВ, а направление надвига — север-восток.

Субсеквентный банатитовый магматизм был выявлен на древних контурах пермских извержений, ориентированных СЮ, которые при посредстве изломов краждитов, а также и эгейских, связывается с зоной африканских рифов.

Неогеновый субсеквентный вулканизм Гор Апусень был выявлен в продолжении второстепенной дуги, связующей на севере В.Н. Р. с главной вулканической цепью Северных и Восточных Карпат; второстепенной дуги, продолжение которой установлено буровыми скважинами в Кэмпия Тисса, проведенными над покровом Кодру и таким образом подтверждается гипотеза ШТИЛЕ, касающаяся образования этих магм при посредстве поддвигового палингенезиса.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE L'ÉVOLUTION GÉOMAGMATIQUE DES MONTS APUSENI EN RAPPORT AVEC LA GÉOTECTONIQUE

PAR

RADU DIMITRESCU

(Résumé)

Dans la première partie l'auteur essaie de reconstituer un fragment de l'arc orogénique hercynien, suivant la distribution spatiale des roches qui indiquent un magmatisme initial: la série de Biharia formée de schistes tuffogènes chloriteux à albite est rencontrée dans une zone qui débute dans le Bihor du Sud, passe au sud de Muntele Mare et ensuite à l'est de ce dernier et aboutit à Ciucea dans les Monts Meseş. Une disposition analogue accusent les intrusions synorogènes de Codru (arc des Monts Codru — Bihor du SE — Muntele Mare du S — Gilăul de l'est). Ce frag-



ment d'arc orogène est intermédiaire entre la chaîne hercynienne des Gémérides—Velence au nord et la chaîne des Carpates Méridionales au sud, matérialisées par des alignements granitiques.

Le volcanisme subséquent permien s'est localisé le long d'une ligne de fractures orientées N—S, qui continue vers le sud depuis le Bihor occidental et les Monts Codru jusqu'en Banat du SE.

Les ophiolites de l'orogénèse alpine, dont la période d'éruption s'étend depuis le Trias jusqu'au Crétacé moyen, accusent également une disposition en arc (Drocea, — Monts Métallifères — Turda); elles représentent probablement une ramification de la zone ophiolitique Vardar-Belgrad et séparent la ramification à vergence N d'un orogène bilatéral (chevauchements supérieurs de la nappe de Codru) de sa ramification à vergence S (nappe gétiqne des Carpates Méridionales).

Pendant la phase sub-hercynienne a lieu le charriage principal de la nappe de Codru dont les sous-unités supérieures étaient déjà formées pendant la phase austriqne; cette nappe a une direction frontale NW—SE et une direction de chevauchement N—E.

Le magmatisme subséquent banatitque se manifeste le long de l'ancien alignement des éruptions permienes, orienté N—S, et—par l'intermédiaire des fractures des Krajstides et de celles égéennes—il se rattache à la zone des « rifts » africains (zone d'effondrement).

Le volcanisme subséquent néogène des Monts Apuseni apparaît le long d'un arc secondaire qui—au nord de la Hongrie—se rattache à la chaîne volcanique principale des Carpates Septentrionales et Orientales; l'arc secondaire, dont la continuité est prouvée par les forages de la Plaine de Tisa, est situé derrière la Nappe de Codru et confirme l'hypothèse de STILLE sur la formation de ces magmes par la palingénèse de sous-poussée.





CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA « ANTICLINALELOR » DE VALE ¹⁾

DE
MIRCEA D. ILIE

În bibliografia geologică, prima descriere a deformărilor plastice suferite de rocile pelitice, care aflorază în talvegul văilor, după afirmația lui Q. ZARUBA (10) se datorește lui I. P. VOITEȘTI (7, 8, 9, 10). Fenomenul a fost descris în bazinul hidrografic al Slănicului în legătură cu tectonica saliferă, iar fenomenul a fost explicat prin îndepărtarea cuverturei sedimentare de către eroziunea normală și prin presiunea exercitată pe flancuri de către masele sedimentare din sinclinalele vecine.

Cercetînd cutele neogene din Depresiunea getică am menționat (4) cîteva deformări de strate asemănătoare pe văile Negoiești și Hîrnea, în contradicție cu structura monoclinală vizibilă la suprafață și am precizat că ele se datoresc eroziunii normale și naturii fundamentului. În anii 1950—1952, cu ocazia ridicărilor geologice executate în sudul bazinului Transilvaniei (5, 6), am expus cîteva date privitoare la condițiile de prezentare ale anticlinalelor de vale. În anul 1958, V. DRAGOȘ (2) a adus contribuții importante asupra anticlinalelor de vale din regiunea Vălenii de Munte.

Deformările stratelor din lungul văilor au format de asemenea obiectul cercetărilor englezi și cehi. E. S. HOLLINGWORTH, Q. J. TAYLE, Q. G. KELLAWAY (3) și I. W. ARKELL (1) au studiat fenomenul în regiunea Northampton și Oxford și le-au descris sub denumirea de « buling ». Q. ZARUBA, cunoscînd aceste deformări din Anglia, le-a recunoscut în Cretacicul din Boemia și pe teritoriul țării noastre (10) și a arătat că procesul formării anticlinalelor de vale este complicat și prezintă un rol important la fundarea construcțiilor (11).

Caractere generale. Anticlinalele de vale sînt deformări de strate care apar în firul apelor actuale, cu înfățișarea aparentă de anticlinal datorită sensului contrar al înclinării stratelor.

¹⁾ Comunicare în ședința din 15 decembrie 1961.



Căderile contrare de strate ale acestor deformări nu corespund, în majoritatea cazurilor, tectonicei regionale, ci contrastează puternic față de situația reală. Anticlinalele de vale prezintă înclinări accentuate în comparație cu căderea regională a stratelor; fenomenul apare, în mod deosebit de evident, în cazul structurilor monoclinale și mai ales când văile sînt dispuse perpendicular. Devierile cursurilor sînt însoțite de schimbări de direcție ale stratelor; pe văile meandriforme aceste schimbări sînt frecvente și se manifestă în orice buclă nouă; la confluența văilor se constată o dedublare a fenomenului.

Direcția stratelor componente ale anticlinalelor de vale poate fi oblică sau ortogonală față de direcția reală a stratelor. Ea înregistrează o serie de variații legate de schimbarea de direcție a văilor, care nu reflectează poziția geologică a stratelor.

În cazul unor coincidențe întâmplătoare între direcția generală a stratelor și direcția stratelor care determină anticlinalele de vale se nasc confuzii, ce crează dificultăți importante în interpretarea geologică. Direcția anticlinalului de vale este independentă față de axul cutelor, putînd fi dispusă oblic, perpendicular sau paralel față de acesta. Astfel, anticlinalul de vale Valea Lungă din sudul Bazinului Transilvaniei este așezat paralel cu anticlinalul Gîlomboaca; anticlinalul de vale Valea Largă corespunde axului de sinclinal Colun, iar anticlinalul de vale Hîrtibaciu este orientat perpendicular față de direcția generală a cutelor, ceea ce a atras după sine o interpretare greșită a tectonicei locale.

Anticlinalele de vale diferă deci de cutele obișnuite, prin direcția lor dependentă de cursul apelor și prin înclinarea puternică a stratelor alcătuitoare, avînd sensuri contrare pe versanții opuși și cu totul diferite față de înclinarea reală.

O altă deosebire esențială între anticlinalele de vale și anticlinalele propriu zise constă în lipsa șarnierelor și a terminațiilor periclinale. În adevăr, anticlinalele de vale nu sînt prevăzute cu șarniere, adică stratele cu căderi inverse nu se racordează printr-o boltire asemenea șarnierelor anticlinale; de asemenea, la extremitățile anticlinalelor de vale nu apar terminații perianticlinale, așa cum se constată în zonele de scufundare axială a anticlinalelor.

Stratele cu căderi contrare, care determină anticlinale de vale, fiind lipsite de caracteristicile anticlinalelor propriu zise și avînd însușirile unor fenomene atectonice, urmează ca numele lor să fie transcris astfel: « anticlinale » de vale.

« *Anticlinale* » de vale și văi anticlinale. În partea de sud-est a Bazinului transilvan se întîlnesc anticlinalele Mărtiniș-Cața și Merești-Mercheașa, al căror ax urmărește aproximativ cursul văilor Homorodul Mare și Homorodul Mic. La prima analiză aceste anticlinale ar putea fi repartizate « anticlinalelor » de vale, deoarece ele se dezvoltă în lungul văilor menționate. Cercetate îndeaproape constatăm însă prezența caracterelor unor anticlinale propriu zise.



În adevăr, axul lor nu este legat strict de firul apelor, ci se deplasează pe cei doi versanți. Căderile contrare ale stratelor nu se constată numai în talvegul sau la baza versanților, ci ele apar pe ambele maluri pînă pe culmea dealurilor învecinate. Șarniera anticlinală este vizibilă și poate apare în fundul văii sau pe versanți, iar terminația perianticlinală este vizibilă în zona de scufundare axială, fiind localizată pe axul cutei și independentă față de cursul apelor.

Caracterul tectonic al acestor anticlinale dezvoltate în lungul văilor se manifestă în sensul axial. Astfel, anticlinalul Mărtiniș—Cața—Rupea intersectează relieful în partea de sud, unde părăsește valea Homorodului. Sîntem deci în prezența unui anticlinal propriu-zis, pe care s-a instalat ulterior cursul unei văi, de unde a rezultat și denumirea de « vale de anticlinal ».

Văi de anticlinal sînt cunoscute de asemenea în zona neogenă din nord-vestul Bazinului transilvan (Valea Florilor, Valea Aitonului, Valea Arieșului, în sectorul Cîmpia Turzii—Gura Arieșului).

Răspîndirea « anticlinalelor » de vale. « Anticlinalele » de vale au fost identificate în zona subcarpatică, Depresiunea getică și Basinel Transilvaniei. În Subcarpați au fost descrise de I. P. VOIȚEȘTI (8) și V. DRAGOȘ (2). În Depresiunea getică sînt prezente în regiunea Negoiești—Hîrnea, unde apar ca accidente superficiale legate de rețeaua hidrografică (4). Sînt marcate prin apariția Meoșianului și Pontianului de sub depozitele monoclinale ale Dacianului. Redresarea la verticală a acestor strate în talvegul văilor face ca « anticlinalele » de vale să contrasteze cu structura monoclinală a regiunii.

În Basinel Transilvaniei « anticlinalele » de vale sînt localizate în zona neogenă periferică din nord (Beclean—Ocna Dej), din sud (Sibiu—Avrig) și de la sud-vest (Sebeș). În cele ce urmează vom insista asupra celor din sudul bazinului, deoarece ele ne conduc la explicarea modului lor de formare.

În vecinătatea orașului Sebeș « anticlinalele » de vale de la Răhău (Valea Caselor și Valea Netotului) sînt formate dintr-o alternanță de marne și gresii de vîrstă tortoniană. Bancurile de gresii prezintă căderi către aval și sînt traversate de cursul apelor fără ca să suporte vreun deranjament. Cînd valea intersectează complexul argilomarnos, stratele își schimbă complet poziția ; se orientează paralel cu talvegul, iar căderile lor devin contrare pe cei doi versanți. Numai în masa rocilor plastice se desenează un « anticlinal » de vale, pe cînd în dreptul intercalațiilor grezoase se întrerupe. Tortonianul de la Răhău prezintă o structură monoclinală, alura « anticlinală » reiese numai din căderile contrare ale depozitelor plastice; șarniera nu se observă.

O altă grupă de « anticlinale » de vale se află în regiunea Sibiu—Avrig și este asociată fascicolului sudic de cute majore din Basinel Transilvaniei. Aici « anticlinalul » de vale Bradu se dezvoltă în lungul văii cu același nume, imediat la ieșirea



de nord a localității Bradu. Axul său corespunde talvegului și se observă în rocile pelitice plastice, pe când în dreptul intercalațiilor de conglomerate, gresii și nisipuri se întrerupe. « Anticlinalul » de vale numit Valea Lungă este paralel cu anticlinalul major Glîmboaca și se dezvoltă pe teritoriul localității cu același nume. Paralelismul acestor accidente de valori diferite a determinat pe I. HALAVÁTS să nu figureze aici anticlinalul Glîmboaca.

Pe teritoriul localității Colun, în partea inferioară a Văii Mari, depozitele mar-noase tortoniene schițează un « anticlinal » de vale care se întrerupe la apariția complexului trovantifer din baza Sarmațianului dispus perpendicular pe cursul apei, dar reapare în amonte o dată cu ivirea depozitelor plastice.

Este interesant de remarcat că la confluența Văii Mari cu Valea Furului « anticlinalul » de vale se bifurcă, dovedind legătura strînsă cu rețeaua hidrografică. Spre deosebire de « anticlinalul » de vale din Valea Lungă, cel din Valea Mare—Valea Furului are axul apropiat de al sinclinalului Colun.

« Anticlinalul » de vale Valea Largă de pe teritoriul localității Noul Român se dezvoltă paralel și foarte apropiat față de anticlinalul normal Noul Român.

« Anticlinalul » de vale Ilimbav se întâlnește la nordul localității cu același nume și a creat dificultăți la trasarea anticlinalului gazeifer Ilimbav. « Anticlinalul » de vale Sascîz—Chirpăr se deosebește ușor prin orientarea diferită față de direcția cutelor. Axul său este dirijat N—S, în lungul Văii Chirpăr, și intersectează sub un unghi uoarecare anticlinalul normal Șomartin—Chirpăr.

« Anticlinalul » de vale Dopca se află în apropierea marginii de est a munților Perșani și se dezvoltă în complexul argilo-marnos al Tortonianului inferior. Este orientat E—W, iar direcția stratelor se modifică de repetate ori în lungul văii, din cauza cursului său meandriiform.

Condiții geologice și mecanism de formare. « Anticlinalele » de vale sînt localizate în firul apelor curgătoare sau la baza versanților. Ele nu prezintă caracterele anticlinalelor normale și dispar imediat ce scapă de sub influența văilor; nu reprezintă strate cutate ascendente sau dislocări paralele situate în albia râurilor. Caracterul lor superficial, discordanța completă față de elementele tectonice și suprafețele structurale dovedesc independența față de fenomenele tectonice.

Aceste anticlinale nu aparțin fenomenelor fosile și nu sînt însoțite de compartimente constituite din blocuri solide și zone frămîntate. În partea sudică a Basinelui transilvan s-ar putea pune problema unor fenomene provocate de periglaciația de la începutul Cuaternarului. În acest caz ar urma însă ca marno-argilele tortoniene de pe marginea septentrională a munților Făgărași să cuprindă frecvente « anticlinale » de vale. Lipsa acestor deformări face să conchidem că condițiile de climă nu stau la baza formării « anticlinalelor » de vale din regiunea menționată.



Lipsa unor colmatări cu material loessoid sau deluvial demonstrează că fenomenul nu este subfossil ci s-a format recent.

Căderile contrare ale stratelor observate în lungul văilor au făcut ca fenomenul să fie denumit « anticlinal » de vale. Absența șarnierelor și terminațiilor periclinale, neconcordanța dintre direcția generală a stratelor și a celor care iau parte la formarea « anticlinalelor » de vale, precum și redresarea lor puternică ne conduc la concluzia că « anticlinalalele » de vale nu reprezintă un fenomen tectonic.

Legătura strânsă a « anticlinalalelor » de vale cu rețeaua hidrografică și independența lor față de elementele structurale pledează pentru originea atectonică recentă. La acest fenomen participă în regiunea cercetată depozitele argilo-marnoase terțiare, a căror natură plastică este bine cunoscută. Întreruperea deformării stratelor are loc în dreptul rocilor incompetente și fenomenul reapare o dată cu noile iviri de roci pelitice, plastice. Condiția existenței rocilor plastice în talvegul văilor este necesară, însă nu determină singură procesul de deformare.

Dependența « anticlinalalelor » de vale față de rețeaua hidrografică demonstrează că formarea lor este recentă și se datorește îndepărtării într-un ritm rapid a materialului sedimentar incompetent și redresarea depozitelor plastice descoperite de firul apelor. Explicația aceasta simplă nu este satisfăcătoare, deoarece ar rezulta ca toate văile care străbat depozite plastice să fie afectate de asemenea fenomene. Observațiile de teren arată, în adevăr, o dezvoltare locală a « anticlinalalelor » de vale, legată de existența unui material plastic.

Pe marginea nordică a munților Făgăraș marno-argilele nu formează « anticlinale » de vale. Aici depozitele miocene sînt dispuse normal pe șisturile cristaline, prezintă căderi slabe spre nord și sînt intersectate de văi importante care colectează apele de pe versantul nordic al Făgărașului fără să prezinte « anticlinale » de vale. La nord de valea Oltului, între localitățile Făgăraș și Avrig, afluenții de pe dreapta ai acestei văi sînt caracterizați prin apariția « anticlinalalelor » de vale descrise mai sus. Deosebirea între aceste două regiuni constă în prezența unei mase puternice de nisipuri, gresii, pietrișuri și conglomerate, care joacă un dublu rol în procesul anticlinalalelor de vale. Aceste roci exercită o puternică presiune litostatică și totodată prin ele se infiltrează o mare cantitate de apă, care îmbibînd argilo-marnele din bază le sporește plasticitatea.

În afară de prezența complexului plastic în bază și a complexului permeabil bine dezvoltat la partea superioară, o altă condiție de formare a « anticlinalalelor » de vale este prezența în fundament a unui compartiment rigid. Această de a treia condiție se întîlnește în partea de sud a Basinelui Transilvan, unde Cristalinul Făgărașului se prelungește pe sub depozitele neogene sub forma unei platforme prefrontale prevăzută cu creste și mameloane. Regiunile Făgăraș—Avrig, Tălmaci, Sebeș îndeplinesc toate aceste condiții. În adevăr, « anticlinalalele » de vale din virgația Sebeș (Valea Slatinei, Valea Caselor, Valea Netotului, Spring—Miercurea) sînt



dezvoltate între creasta de fundament Broșteni și marginea de nord a Cristalinului Sebeș, iar « anticlinalele » de vale Hîrtibaciu, Bradu, Cibin sînt legate de mamelonul cristalin de fundament Tălmaci.

Cauza principală a formării « anticlinalelor » de vale se datorește acțiunii apelor curgătoare; eroziunea normală, lineară, exercitată în prezent de apele curgătoare active, descoperă depozite plastice și produce deformări aparent tectonice. Presiunea puternică exercitată de masele incompetente de pe versanții văilor face să țîșnească marno-argilele înmuiate de apele de infiltrație asemenea unor cute ejective. Din această cauză stratele plastice rezemate pe un fundament rigid și presate de pachete groase de strate incompetente se redresează la verticală și se orientează paralel cu valea.

Eroziunea normală îndepărtează cu ușurință sedimentele neconsolidate ale Terțiarului. Prin această descărcare se înlătură presiunea stratelor acoperitoare. Cînd în talvegul văilor sînt descoperite depozite argilo-marnoase atunci materialul plastic suferă un diapirism; stratele se orientează paralel cu valea și tind spre verticală. Viteza eroziunii, plasticitatea sedimentelor și grosimea stratelor acoperitoare sînt factorii principali care determină complexitatea fenomenului.

Deformările recente ale « anticlinalelor » de vale se datoresc tensiunilor permanente produse prin descărcarea diferențială a maselor incompetente în perimetre delimitate de acțiunea erozivă a apelor curgătoare.

« Anticlinalele » de vale din Bazinul Transilvaniei nu prezintă compartimente rigide dislocate diferit pe orizontală, ci ele rezultă dintr-o singură suprafață de alunecare creată la contactul superior al maselor sedimentogene plastice. Procesul nu este brusc ca în cazul alunecărilor de teren, iar versanții nu sînt labili și nu constituie detașări de blocuri cu dispoziția în trepte ca în cazul unei cuverturi rigide.

Intervenția masivelor de sare în unele anticlinale de vale din sud-vestul Transilvaniei (Valea Slatinei—Sebeș, Miercurea Sibiului, etc.) complică problema originii procesului prin faptul că « cuta diapiră » a rezultat din suprapunerea unui fenomen tectonic cu un altul atectonic, recent.

Caracterul atectonic actual al « anticlinalelor » de vale face să le asociem alunecărilor și surpăturilor de teren. Toate aceste fenomene se petrec sub ochii noștri și nu au la bază acțiuni tectonice.

Ele se datoresc acțiunii apelor curgătoare și de infiltrație exercitată asupra regiunilor cu depozite permeabile și plastice. Deosebirea constă în faptul că pe cînd la alunecările și surpăturile de teren acționează gravitatea, la « anticlinalele » de vale lucrează presiunea litostatică, iar deplasarea rocilor se face pe verticală, în sens pozitiv.

Importanța identificării « anticlinalelor » de vale. Prezența « anticlinalelor » de vale din zonele cutate au atras o serie de confuzii de ordin structural. În cazul cînd



ele se aflau în apropierea și erau paralele cu anticlinalele normale au fost considerate drept axe de anticlinal, iar dacă apăreau în umplutura sinclinalelor erau considerate, cu totul eronat, drept anticlinale (Colun). Situate diferit față de direcția cutelor, au dat naștere la interpretări curioase de presupuse axe anticlinale (Hîrtibaci—Brad). În sfîrșit, cînd « anticlinalele » de vale s-au înmulțit și nu puteau fi interpretate, întreaga regiune a fost lăsată în alb (regiunea Sebeș—Alba Iulia). Deranjările netectonice capătă aparențe, care pot fi atribuite fenomenelor tectonice. Pentru evitarea confuziilor ele trebuie recunoscute pe teren.

Identificarea « anticlinalelor » de vale asigură determinarea cutelor, natura și dezvoltarea lor. Fiind avizați de caracteristicile « anticlinalelor » de vale, distincția lor pe teren se poate face fără dificultăți. În caz contrar, existența acestor fenomene poate produce confuzii cu consecințe practice dăunătoare. Construcțiile de șosele, căi ferate, amenajările de cursuri de ape, etc. proiectate pe terenuri supuse proceselor de formare a « anticlinalelor » de vale sînt amenințate de degradări, care pot interveni chiar în faza de construire. Necunoașterea acestor deformări atrage după sine distrugerii comparabile cu cele provocate de alunecările și surpările de teren. Lucrările de prospecție și proiectele exploatărilor zăcămintelor de petrol, cărbuni, săruri întîmpină dificultăți mari în cazul nedeterminării « anticlinalelor » de vale.

BIBLIOGRAFIE

1. ARKELL W. I. *Geology of Oxford*, 1947.
2. DRAGOȘ V. Anticlinalul de vale de pe valea Parasca (Vălenii de Munte) *Com. Geol., D. S.*, XLVI (1958—1959), București 1961.
3. HOLLINGSWORTH S. E., TAYLOR J. H., KELLAWAY G. A. Largescale superficiale structure in the Northampton Irovstone Field. *Quart. Journ. of the geol. Soc. of London* p. 1—44, 1944.
4. ILIE MIRCEA D. Recherches géologiques dans la région comprise entre les vallées du Gilort et de l'Olteș (Dépression Gétique). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXXIII (1942—1945), București 1958.
5. ILIE MIRCEA D. Cercetări geologice în Bazinul Transilvaniei. *An. Com. Geol.*, XXVIII, p. 251—358 București 1955.
6. ILIE MIRCEA D. Podișul Transilvaniei. București 1958.
7. VOITEȘTI I. P. Noțiuni de geologia zăcămintelor de sare. *Rev. Muz. Min. Cluj*, Cluj 1934.
8. VOITEȘTI I. P. L'influence de l'érosion sur la forme et la structure des massifs de sel. *C.R. Acad. Sci. Roum.*, II, p. 412—415, București 1938.
9. VOITEȘTI I. P. L'influence des affaissements synclinaux sur le mode de présentation d'une structure géologique. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, VIII, București 1943—1945.
10. ZARUBA Q. Pleistoceni deformace vestev v udoli reky Argeș vor Rumunsku. *Vestník Ustréd ustavu geolog*, Praha 1958.
11. ZARUBA Q. Importanța anticlinalelor de vale la fundarea construcțiilor. *Com. Geol., Stud. tehn. econ.*, seria E, nr. 5, București 1961.



СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ПОЗНАНИЕМ
«АНТИКЛИНАЛЬНЫХ ДОЛИН»

МИРЧА Д. ИЛИЕ

(Краткое содержание)

«Антиклинальные долины» являются атектоническими деформациями пластов, которые происходят на наших глазах и могут быть сравнены с оползнями и обвалами пород. Они отличаются от антиклиналей складчатых зон отсутствием шарнир и периклиналильных концов; их направление установлено гидрографической сетью, а уклон составляющих пластов отличается от смежных пластов.

Формирование «антиклинальных долин» происходит на неконсолидированных участках, на которых проточные воды проявляют свою эрозионную линейную силу.

Необходимые условия появления «антиклинальных долин» — следующие: наличие некоторого пластического комплекса в тальвеге, наличие мощного водопроницаемого комплекса — в верхней части и жесткого фундамента.

Литостатическое давление верхнего комплекса форсирует пластические породы к передвижению по вертикали в позитивном направлении, изменяя полностью инициальное положение пластов.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES « ANTICLINAUX » DE VALLÉE

PAR

MIRCEA D. ILIE

(Résumé)

Les « anticlinaux » de vallée représentent des déformations atectoniques des couches ayant lieu de nos jours et sont comparables aux glissements et aux effondrements de terrain. Ils diffèrent des anticlinaux des zones plissées par l'absence des charnières et des terminaisons périnclinales; leur direction est déterminée par le réseau hydrographique et le pendage des couches diffère de celui des couches encaissantes.



Les « anticlinaux » de vallée se sont formés dans des terrains non consolidés, affectés par l'érosion linéaire des eaux.

Les conditions nécessaires à l'apparition des « anticlinaux » de vallée sont: un complexe plastique dans le thalweg, un complexe épais, perméable à la partie supérieure et un soubassement rigide. La pression lithostatique du complexe supérieur force les roches plastiques à se déplacer verticalement en sens positif, causant le changement complet de la position initiale des couches.





ASUPRA CUTELOR SIGMOIDALE DIN CARPAȚII ROMÎNI ¹⁾

DE
MIRCEA D. ILIE

Definiții. Prin cute sigmoidale înțelegem un sistem de cute care își schimbă direcția — cel puțin de două ori — sub un unghi de aproximativ 90° , descriind astfel litera S. Se disting următoarele tipuri principale ale acestor forme de cute:

Cutele care suferă devieri direcționale simple fără a-și schimba caracteristicile morfologice și nici poziția față de axul catenei aparțin cutelor sigmoidale de ordinul III.

Cutele sigmoidale care trec de pe un versant al catenei pe celălalt, depășind formațiunile cele mai vechi, axiale, însă își păstrează caracterele morfologice, sînt repartizate cutelor sigmoidale de ordinul II.

În sfîrșit, gradul de complexitate al acestor cute este atins de cutele sigmoidale de ordinul II, în cazul cînd prezintă înclinările de pe flancurile catenei orientate în sens contrar. În acest caz avem a face cu cutări sigmoidale de ordinul I.

Cutări sigmoidale carpatice. Cutele sigmoidale, cu toate complicațiile arătate mai sus, sînt dezvoltate în cele trei ramuri carpatice aflate pe teritoriul țării noastre. Vom începe descrierea lor cu Munții Apuseni, unde au fost identificate pentru prima oară în partea lor sudică (Munții Metaliferi).

L. LÓCZY (4) a considerat acești din urmă munți ca reprezentînd o catenă bilaterală, iar L. MRAZEC (5) a precizat caracterul bilateral al munților Muma — Codru și Trascău, bazat pe structura pînzelor-solzi cu dublă vergență (TH. KRÄUTNER, M. ILIE).

Importanța acordată structurilor bilaterale se explică prin caracterul deosebit față de Carpații orientali și Carpații meridionali considerați la acea dată ca avînd vergențe unice.

¹⁾ Comunicare în ședința din 2 februarie 1962.



Simetria bilaterală a Munților Metaliferi apare evidentă la extremitățile sale, însă în partea mijlocie se constată complicații care deranjează simetria sistemului de cute.

În adevăr, în bazinul Ampoiului intervin complicații în orientarea structurilor, care arată că simetria bilaterală nu constituie caracterul predominant al Munților Metaliferi; vergențele își schimbă sensul, iar axul de simetrie își pierde continuitatea. Rezolvarea problemelor puse de complicațiile structurale, care constau în dispoziția plurilaterală a sistemului de cute, se poate face prin identificarea cutărilor sigmoidale, care reprezintă un stadiu nou în evoluția cunoștințelor privind tectonica regională.

Cutările sigmoidale au fost puse în evidență pentru prima dată în Munții Metaliferi (2), unde se dezvoltă pe o scară largă și în toată complexitatea lor. La extremitatea nordică a acestei catene, cunoscută sub numele de Munții Trascăului, partea axială ca și flancurile ei sînt prevăzute cu vergențe contrare care împrumută simetria bilaterală menținută și în zona de racordare cu Munții Metaliferi. În bazinul Ampoiului asistăm însă la un joc complex al sistemului de cute anume, cutele înclinate spre est pe flancul estic al catenei devin verticale și apoi trecînd pe flancul vestic sînt orientate în sens contrar. O dată cu variația treptată a sensului de deversare intervine și o dublă schimbare a direcției cutelor. De la direcția NE—SW, observată în partea estică a Munților Trascău, cutele suferă o incurbație accentuată în bazinul Ampoiului, orientîndu-se NW—SE, iar în apropierea Munților Bihor devin E—W. Cutele descriu astfel, direcțional, litera S, traversînd axul catenei și schimbîndu-și totodată sensul de înclinare. Avem a face deci, cu dezvoltarea unor cute sigmoidale de ordinul I.

De acest tip de cute sînt influențate și mărturiile pînzei mesocretacice ale Munților Metaliferi, ceea ce înseamnă că fenomenul s-a petrecut după faza orogenică principală (ante-albiană). Deversarea afectînd și depozitele cretacic-superioare putem conchide că ea a avut loc în faza laramică. Limita superioară de timp a formării cutelor sigmoidale este precizată de faliile terțiare, care se dispun diagonal față de cutele sigmoidale.

Prezența cutelor sigmoidale nu reprezintă un caracter particular al Munților Metaliferi; ele se extind și asupra celorlalte ramuri carpatice învecinate, unde la prima analiză, se constată existența tipurilor principale amintite. Astfel, în Carpații meridionali, cutele șisturilor cristaline din nordul Munților Sebeș (L. PAVELESCU) sînt orientate E—W. La est de bazinul văii Sebeș ele suferă o incurbație puternică orientîndu-se N—S, pentru ca în partea de vest a munților Făgărași să-și reia poziția E—W. Schimbarea dublă a direcției cutelor care traversează axul catenei precizează existența în Carpații meridionali a unor cute sigmoidale de gradul II.

În Carpații orientali (I. BĂNCILĂ) cutele sigmoidale aparțin gradului III, adică nu străbat axul catenei și nu-și schimbă deobicei sensul vergențelor. Ele se întîlnesc



în toate zonele structurale mari și anume: în zona internă a flișului cretacic inferior, unde sînt dezvoltate între văile Moldova și Bistrița, și în zona șisturilor negre, unde apar la vest de Ciumărna. Spre deosebire de această zonă caracterizată prin cute sigmoidale asociate cîte 3—5, în zona gresiei de Tarcău la S de văile Troțuș și Buzău se dezvoltă cute sigmoidale izolate și alungite. În zona flișului paleogen, au fost identificate cute sigmoidale în valea Suha Mică, la N de Piatra Neamț, și în curbura Carpaților. Zona subcarpatică, între văile Buzău și Ialomița cuprinde cute sigmoidale cu discontinuități datorite tectonicei salifere (1).

Din repartiția zonală a acestor cute se constată, în afară de grupări locale, și cute dezvoltate mult în lungul zonei. Așa este cazul cutelor zonei Stratelor de Sinaia și zonei Gresiei de Tarcău. Grupările locale constau dintr-o asociație de cute, complicate prin falieri și decroșări.

Desfășurarea zonală atrage după sine reducerea numărului de cute și atenuarea direcțională a deformărilor. În partea lor estică cutedele sigmoidale dispar prin eroziune, pe cînd la vest intră oblic sub planul de încălecare al zonei adiacente. Este de menționat că unele cute de acest gen intersectează capetele altora, făcîndu-le să dispară. Sînt cazuri cînd se întîlnesc asociații de cute sigmoidale pe același paralel, în două-trei zone învecinate, dovedind o proveniență comună.

Mecanismul de formare. Condițiile geologice variate, în care se află cutedele sigmoidale din Carpați, arată o mecanică de formare diferită. În cele ce urmează vom expune, în primul rînd, modul de formare al acestor cute în Munții Metaliferi, unde prezintă un grad mare de complexitate și au fost cercetate în de-aproape. Pentru înțelegerea localizării cutelor sigmoidale este necesară cunoașterea adîncimii fundamentului și a deformărilor suferite de el. Cînd soclul este ridicat suficient și ajunge la nivelul eroziunii, localizarea — care ajută la explicarea mecanismului — nu întîmpină dificultăți. Prin incurbația fundamentului se produc decroșări profunde, care provoacă deformări ale elementelor structurale, ce constau din contursionarea sistemului de cute și deversarea accentuată.

În explicarea genezei cutelor sigmoidale, sîntem obligați să urmărim dezvoltarea istorică deoarece cunoașterea în timp a deformărilor tectonice contribuie la cunoașterea poziției geometrice actuale a volumelor stratigrafice studiate.

Munții Metaliferi se caracterizează, la prima analiză, prin dizarmonia dintre Juristic și Cretacic, anume Juristicul nu se dezvoltă normal în axul anticlinalilor, ci apare suspendat în sinclinalele cretaceice. Formarea lor este pusă pe seama unei lame de șariaj suprapusă pe un autohton gros, alcătuit din depozite de fliș. Explicația este următoarea: cuvertura mesozoică a masivului cristalin Bihor—Gilău a fost decolată de la nivelul Juristicului superior și a alunecat producînd o încălecare de amplitudine apreciabilă. Punerea în loc s-a făcut după o suprafață cvasi-orizentală cu alură descendentă.



Pinza mesocretacică a Munților Metaliferi nu s-a format după modelul pînzelor din Carpații orientali, dezvoltate în lungul cutelor majore, ce au amorsat șariaje de amploare variată. Această pînză apare independent și nu face parte dintr-un sistem de pînze suprapuse ca cele din zona flișului Carpaților orientali. De asemenea, nu a rezultat prin procesul de diverticulație, adică punerea sa în loc nu se datorește unei lame de șariaj deplasată în timpul sedimentației flișului.

Mecanismul de deplasare al pînzei Munților Metaliferi se explică prin alunecări gravitaționale; avem a face deci cu o tectogeneză gravitațională neînsoțită de procese de forfecare. Masa flișului care a suportat lama de șariaj nu a putut transmite, pe toată întinderea sa, puterea de compresiune necesară unor deplasări de masă în ansamblu. Alunecarea a fost posibilă chiar pe un plan ușor înclinat, menținut și în morfologia actuală. Ridicarea pe verticală a soclului, într-o parte a lui, legată de intervenția unei compresiuni orizontale, stă la baza tectonice de curgere.

În cele ce urmează vom expune dispozițiile structurale observate în scopul explicării stilului complex al cutelor sigmoidale. Munții Metaliferi au fost forțați să se încurbeze sub acțiunea de subîmpingere a Munților Apuseni Centrali, suferind pe flancul estic tensiuni care s-au tradus prin solzificarea fundamentului. În zona de rezistență minimă a avut loc o fractură puternică, care a dat naștere unei decroșări evidente, ce stă la baza formării cutelor sigmoidale.

Direcția de împingere a fost 45° ; primul moment de avansare a rupturii este greu de precizat, însă se poate presupune că ea a evoluat la un sistem discontinuu de casuri, cu tendința de propagare laterală. Fenomenul este legat de adîncime și a afectat fundamentul cristalin care prezintă o rezistență mai mare în comparație cu cuvertura sedimentară. Ruptura dezvoltîndu-se ulterior a provocat o deplasare puternică pe orizontală a soclului rigid, decroșare însoțită de sărituri verticale. Presiunea principală orientată oblic față de axul catenei, a produs decroșarea accentuată a pragului vechi din axul catenei, care a avut un rol de geanticlinal în avântfosa cretacică. Decroșarea a fost un proces lent care s-a propagat pe distanță mare. Ridicarea blocului diabazic Almaș față de zona flișului arată că decroșarea a fost însoțită de un joc pe verticală al compartimentelor.

Fenomene simultane, cu viteze inegale, adică ruptura și decroșarea soclului, însoțite de deformarea plastică a cuverturii explică mecanica deformării în S a cutelor carpatice. Presiunea în soclul rezistent fiind mai puternică decît în masa plastică a flișului, iar sedimentarul fiind constituit din roci cu proprietăți mecanice diferite de ale fundamentului cristalin, procesul tectonic a devenit complex. Caracterul sigmoidal de ordinul II se explică deci prin decroșări puternice produse în timp după falieri profunde. În Munții Metaliferi se constată însă cîte sigmoidale de ordin I, care, străbătînd axul catenei, schimbă și sensul de deversare a cutelor. Ansamblul structural constă din cîte deversate în dublu sens pe cele două flancuri și care se



racordează între ele în zona axială a catenei (bazinul Ampoiului). Aceste vergențe contrare nu sînt rezultatul unor forțe care ar fi activat în sens invers față de mișcarea orogenică principală, ci ele se datoresc unor depresiuni create în interiorul edificiului tectonic independent de formarea pînzei mesocreatace. Deversările către interiorul catenei sînt datorite zonei de subsidență Abrud—Iara situată în spatele catenei și au rezultat din apelul exercitat asupra cutelor din autohton și pînză.

Schimbarea sensului de cutare de pe un flanc al catenei pe celălalt și racordarea lor pe zona axială manifestîndu-se după Senonian se poate conchide că vîrsta cutelor sigmoidale din Munții Metaliferi este laramică.

După declanșarea mișcării, presiunea transmisă scade simțitor, iar inerția maselor în deplasare face ca să se depășească poziția de echilibru, dînd naștere la încălecări sub un unghiu redus. La încetarea procesului tectonic complex, regimul de tensiune este diferit de acela de la începutul acțiunii. Se trece la mișcări lente de tasare; în adîncime se formează falii care se propagă la suprafață. Apar de asemenea zone de subsidență atenuată, care au generat bazinele terțiare din partea centrală a catenei. Dezvoltarea cronologică a faliilor și cutelor acestor bazine intramontane prezintă caractere ereditare ale avantfosei mesozoice expuse anterior (2). Faliile și cutele se pot dezvolta diferit, iar în unele cazuri se apropie mult între ele.

Denivelarea actuală a bazinelor intramontane Zlatna—Glod și Brad—Săcărîmb, interesante prin tectonica diferită față de fundament, arată existența unor importante falieri rezultate din fracturarea soclului. Direcția faliilor terțiare, deosebită față de orientarea cutelor mesozoice, demonstrează originea lor independentă.

Scufundările de la începutul Paleogenului, care au generat bazinele intramontane, au fragmentat fundamentul cristalin mesozoic, divizîndu-l în compartimente mai mult sau mai puțin denivelate și ale căror limite sînt indicate de un sistem de falii cu dispoziție ortogonală. Direcția principală de orientare NW—SE a faliilor limitrofe ale bazinelor intra-montane coincide cu direcția decroșării axei de catenă, ceea ce dovedește menținerea caracterelor tectonice ereditare menționate.

În Carpații meridionali cutele sigmoidale apar — în ipoteza alohtoniei — în apropierea semiferestrei Lotru și sînt datorite mișcării de învăluire exercitate de Pînza getică asupra autohtonului. În cazul unei structuri autohtone ele pot fi puse pe seama tectonice magmatice.

Caracteristicile cutelor sigmoidale din Carpații orientali demonstrează originea lor deosebită față de cele care aparțin celorlalte ramuri carpatice. Conturul sinuos este legat de marginea fundamentului cristalino-mesozoic descoperit de eroziune sau de către soclul compartimental al zonelor de fliș. Masa plastică a depozitelor de cuvertură s-a acomodat marginii zonei cristaline și totodată compartimentelor din fundamentul flișului. În zona neogenă, pe lângă compartimentele rigide ale infrastructurii, au intervenit și masivele de sare cu plasticitate ridicată.



Depozitele flișului afectate de deplasări importante pe orizontală cuprind frecvente cute sigmoidale, care apar în regiunile de acumulare a sedimentelor sau în zonele de deflerare frontală a maselor șariate.

Concluzii. Din cercetarea preliminară a cutărilor sigmoidale din Carpații români reies următoarele:

Cutările sigmoidale de ordinul I din Munții Apuseni se datoresc unei decroșeri adânci, care a deformat axul catenei, și unei alunecări gravitaționale a cuverturii către golurile create în spatele catenei. Ele au influențat atit formațiunile autohtone, cât și elementele pânzei mescretacice.

Cutările sigmoidale de ordinul II din Munții Sebeș — Cibin se datoresc adaptării pânzei getice la fundamentul danubian, realizată printr-o mișcare de învăluire.

Cutările sigmoidale de ordinul III, dezvoltate în zonele flișului din Carpații orientali, sînt produse de așezarea depozitelor plastice pe fundamentul rigid, compartimentat și denivelat. Ele reprezintă totodată deformările maselor șariate, localizate în zonele de acumulare gravitațională și în regiunile de refulare frontală a pînzelor specifice flișului.

Deformările sigmoidale descrise în prezenta comunicare sînt figurate în hărțile geologice publicate. Ele sînt însă mult mai numeroase, iar cercetările de teren viitoare vor scoate în evidență apariții frecvente și totodată vor aprofunda cauzele locale destul de variate. Cunoscînd răspîndirea și natura acestor deformări se pot trage concluzii asupra structurii fundamentului și stabili raporturile dintre soclu și cuvertură. Analiza lor va servi, în bună măsură, la lămurirea problemelor complexe de tectonică carpatică.

BIBLIOGRAFIE

1. BĂNCILĂ I. Geologia Carpaților orientali, Edit. Științifică, București 1958.
 2. ILIE MIRCEA D. Contribuții la cunoașterea tectonicei Munților Apuseni. *D. S. Com. Geol.*, XLVIII (1960—1961), București 1962.
 3. ILIE MIRCEA D. Munții Apuseni și masele mediane dinarido-carpatiche. *Asoc. Geol. Carp.—Balcan.* Congr. V, București 1962.
 4. LÓCZY L. Einige Betrachtungen über den geologischen Aufbau der Geosynclinalen des Siebenbürgischen Erzgebirges, im weiteren Sinne der nord-west-lichen Karpathen. *Földt. Közl.* XLVIII, 1918.
 5. MRAZEC L. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates Roumaines. Prague 1931—1932.
 6. PAVELESCU L. Geologia Carpaților meridionali. *Anal. rom.—sov. Geol.—Geogr.* 3 (36), București. 1958.
-



СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ГОРИЗОНТАЛЬНЫМИ ФЛЕКСУРАМИ (СИГМОИДАМИ) РУМЫНСКИХ КАРПАТ

МИРЧА Д. ИЛИЕ

(Краткое содержание)

Автор описывает особенности трех главных типов сигмоид, механики их образования, а также их распространения в трех карпатских разветлениях.

Складки — сигмоиды первого порядка Гор Апусень образовались вследствие глубоких скалываний, деформировавших ось горного хребта и гравитационного скольжения покрова по направлению к пустотам, образовавшихся по ту сторону горной цепи.

Складки — сигмоиды второго порядка Гор Себеш—Чибин сформировались вследствие изгиба и скольжения гетского покрова на автохтонном фундаменте — приспособление реализованное передвижением изгибающихся пластов.

Складки — сигмоиды третьего порядка, развитые в зонах флиша восточных Карпат, сформировались в результате течения пластических горных пород — на жесткие денивелированные, отсеченные фундаменты.

Они представляют деформации шарьяжных масс, установленных в зонах гравитационных накоплений, а также в областях нагнетания покровов, специфических флишу.

SUR LES PLIS SIGMOÏDES DES CARPATES ROUMAINES

PAR

MIRCEA D. ILIE

(Résumé)

L'auteur décrit les particularités des trois types principaux de plis sigmoïdes, leur mécanisme de formation et leur distribution dans les trois ramifications carpatiques.

Les plis sigmoïdes d'ordre I des Monts Apuseni sont dus à un décrochement profond, qui a déformé l'axe de la chaîne et à un glissement gravitationnel de la couverture vers les vides créés derrière la chaîne.



Les plis sigmoïdes d'ordre II des Monts Sebeş—Cibin sont dus à une adaptation de la nappe géotique au soubassement autochtone, adaptation réalisée par un mouvement d'enveloppement.

Les plis sigmoïdes d'ordre III sont développés dans les zones du flysch des Carpates Orientales et ils sont dus à l'emplacement des dépôts plastiques sur un soubassement rigide, divisé en compartiments et dénivelé. Ils représentent les déformations des masses charriées, localisées dans les zones d'accumulation gravitationnelle ainsi que les régions de refoulement des nappes spécifiques du flysch.



METODĂ RAPIDĂ DE TRANSPUNERE A DATELOR GEOLOGICE DE PE FOTOGrame PE HĂRȚI ¹⁾

DE
DAN LUBENESCU

Problema cea mai dificilă în lucrările geologice pe aerofotograme o constituie în final transpunerea pe hartă a datelor de teren consemnate pe fotogramă. Aceasta din punctul de vedere al geologului care în mod obișnuit își întocmește singur harta. În practica fotogrametrică, pentru construirea hărților topografice se folosesc aparate optico-mecanice de restituție, care sînt complicate și cer o specializare deosebită pentru manipularea lor, ceea ce nu este în cele mai multe cazuri la îndemîna geologului. Din această cauză, se impune folosirea unor metode simple de restituție, rapide și suficient de exacte, pentru a nu prejudicia precizia transpunerii. Pentru rezolvarea acestei probleme, avînd în vedere faptul că în prezent lucrările de cartare și prospecțiune geologică se axează din ce în ce mai mult pe baze aerofotogrametrice, se poate folosi un procedeu de transpunere grafică, ușor de mînuit și rapid care totodată poate să asigure precizia necesară.

Principiul metodei. Plecînd de la ideea că trei puncte aflate în linie dreaptă în planul fotogramei (de scară S) au în corespondență tot trei puncte aflate de asemeni în linie dreaptă pe hartă (cu scara S_1), vom putea construi pe fotogramă o rețea de

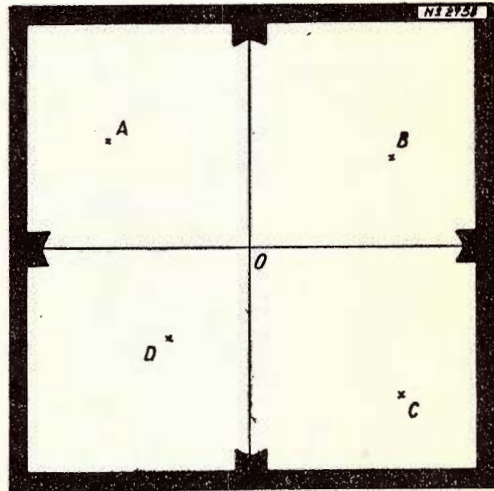


Fig. 1. — Amplasarea optimă a punctelor de reper pe fotogramă.

¹⁾ Comunicare în ședința din 30 martie 1962.

linii cu o infinitate de puncte, care totodată vor avea un corespondent proporțional pe plan. Pentru restituirea grafică a fotogramelor pe principiul proprietății geometrice a punctelor coliniare, expus mai sus, se stabilește în primul rând punctul principal al fotogramei, prin intersecția liniilor de unire a reperelor de pe laturile ei (fig. 1).

După aceasta se reperează o serie de puncte pe fotogramă, care să fie vizibile și pe hartă. Punctele de reper comune (fotogramă-hartă) trebuie să fie de minimum

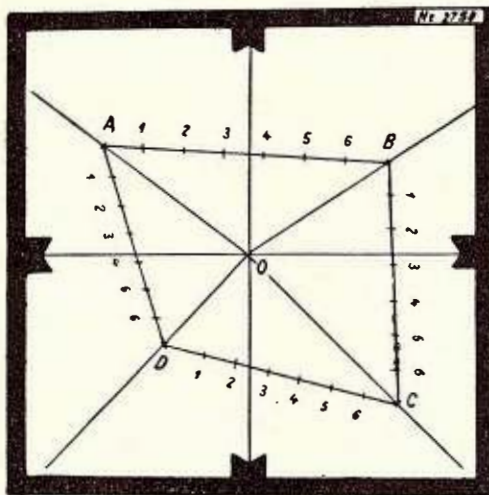


Fig. 2. — Construcția rețelei proiective pe fotogramă.

patru și de preferință dispuse în jurul punctului principal O al fotogramei (fig. 1). Din punctul O se duc linii la reperele stabilite (fie A, B, C, D) și se împart laturile figurii geometrice A, B, C, D , în părți egale, în funcție de desimea rețelei care va fi folosită la restituție (fig. 2). Cu ajutorul unei foi transparente de calc sau astrolan se copiază desenul, după care aceasta se așează pe hartă astfel ca punctele A, B, C, D , de pe fotogramă (hîrtia transparentă) să fie pe aceeași direcție cu $O'A', O'B', O'C', O'D'$ de pe plan (fig. 3). Aceasta se obține prin ușoara rotire sau deplasare a calcului.

Odată stabilită poziția, se înțeapă punctul O' pe plan și de asemeni intersecțiile liniilor radiale duse din O, O' (care coincid) prin segmentele 1, 2, 3, 4, 5, 6, ale dreptelor AB, BC, CD, DA , respectiv pe plan $A'B', B'C', C'D', D'A'$. Se scoate calcul și se unesc fin în creion punctele astfel obținute, cu centrul O' . Vom obține o rețea proiectivă atât pe plan cât și pe hartă. Restituția se rezumă acum la transpunerea fiecărui punct de-a lungul acestor direcții radiare la distanțe calculate metric pe fotogramă din punctul principal O' , înmulțită cu un coeficient « K » a cărui valoare



reiese din raportul $K = \frac{SF}{SH}$ unde: $SF =$ scara fotograamei¹⁾ și $SH =$ scara hărții.

Introducînd valoarea coeficientului K în reglajul unui compas reducător (prin calcul sau încercări), vom putea trece la transpunerea rapidă a datelor de-a lungul rețelei, pornind întotdeauna de la centrul O' . Acest procedeu poate fi aplicat foarte

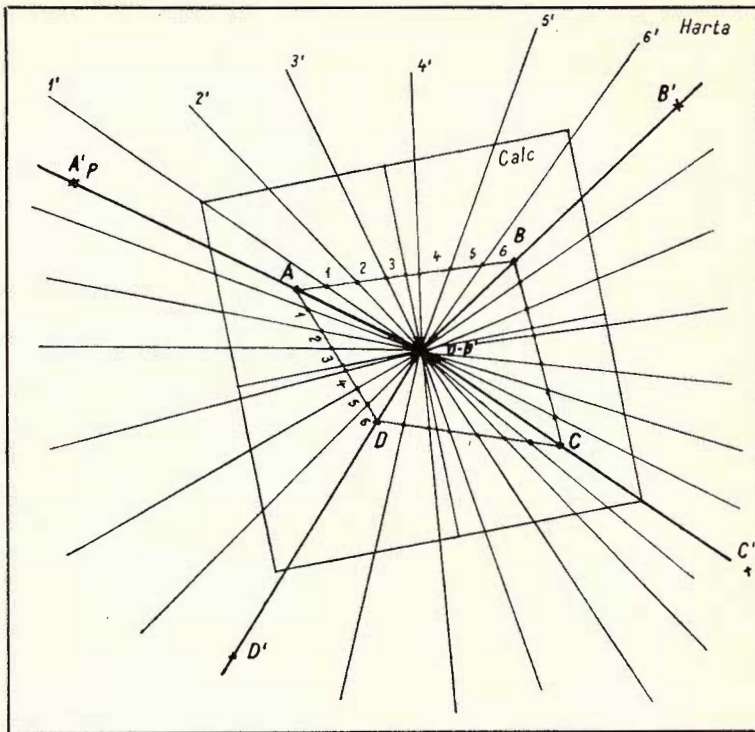


Fig. 3. — Transpunerea punctelor de pe hartă cu ajutorul rețelei de proiecție.

comod și cu mult succes în lucrările geologice pe baze aerofotogrametrice, mai ales în cazul cînd transpunerea pe hărți se face chiar de geolog în perioada de lucru pe teren sau cînd nu există posibilitatea transunerii datelor cu ajutorul geodeziei de restituție.

¹⁾ Scara fotograamei se calculează din raportul $\frac{f}{H}$, unde $f =$ distanța focală a obiectivului cu care s-a luat fotografia, iar $H =$ înălțimea de zbor. În caz că nu sîntem în posesia acestor date, reperăm două puncte pe hartă și măsurăm distanța dintre ele (metric), apoi reperăm aceleași puncte pe fotogramă și măsurăm distanța. Printr-o regulă de trei simplă aflăm scara fotograamei.

BIBLIOGRAFIE

1. Е. А. Бугаец Фотограмметрия в горном деле. *Госгортехиздат*, Москва 1960.
2. Н. И. Буялов структурная и полевая геология. *Гостоптехиздат*, Москва 1953.
3. MINĂILĂ M., ZECNERU N. FOTOMETRIA. Ed. Agro-silvică București 1961.

**БЫСТРЫЙ МЕТОД ТРАНСПОЗИЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ
С ФОТОГРАММЫ НА КАРТУ**

Д. ЛУБЕНЕСКУ

(Краткое содержание)

В настоящей работе представлен графический быстрый метод транспозиции геологических данных с фотограммы на карту.

Этот способ может быть использован геологами в особенности на полевых работах, в тех случаях когда отсутствуют возможности транспозиции специальными аппаратами расшифровки.

**MÉTHERE RAPIDE DE FIGURER SUR LA CARTE LES DONNÉES
GÉOLOGIQUES DES PHOTOGRAMMES**

PAR

D. LUBENESCU

(Résumé)

Dans ce travail, l'auteur présente une méthode graphique rapide pour figurer sur la carte les données géologiques des photogrammes. Ce procédé peut être utilisé surtout en terrain, par les géologues, et particulièrement lorsque manquent les possibilités de figuration par des appareils de restitution.



PROBLEME GEOLOGICE ÎN BAZINUL BĂII MARI ¹⁾

DE
MIRCEA PAUCĂ

Bazinul Băii Mari a făcut obiectul cercetărilor geologice de mai bine de 100 ani. Cele mai vechi date le datorăm geologilor preocupați cu prospecțiunile miniere din zona eruptivă, ei făcând incursiuni și în interiorul sedimentarului. Ulterior, bazinul a fost cercetat de numeroși geologi a căror preocupare era sedimentarul.

Pînă în prezent au fost aduse astfel la cunoștință un mare număr de date privind regiuni mai mult sau mai puțin restrînse, date care n-au putut face obiectul unei lucrări de ansamblu. O asemenea lucrare se simte însă necesară în scopul coordonării rezultatelor obținute pînă acum și pentru a se stabili lacunele ce urmează a fi completate. Este cazul să constatăm că, cu toată existența a multor zeci de lucrări publicate și de rapoarte nepublicate, nu dispunem totuși de date suficiente pentru cunoașterea aprofundată a acestui bazin.

Ca limite, în spre W bazinul Băii Mari ia contact printr-o falie — falia Codrului — cu o denivelare de cca 4000 m, cu Cristalinul Munților Făgetului. Această falie fiind mascată de transgresiunea pliocenă, nu-i cunoaștem caracterul, dar bănuim că și ea constă dintr-o serie de fracturi strînse care provoacă scufundarea în trepte a Cristalinului Făget, cum este cazul și cu celelalte fracturi.

Începînd din capătul de sud al Munților Făgetului, limita de S a bazinului corespunde, la suprafață, unei linii convenționale cu direcția E—W, care îl separă de sedimentele bazinului Șimleul Silvaniei, pînă în marginea de N a horstului cristalin al Prisacii. La E de acesta, limita de S a bazinului este marcată printr-o linie convențională situată la N de primele apariții ale depozitelor paleogene ale depresiunii Chioarului, întrucît Neogenul transgredează dinspre N adînc în interiorul acestei depresiuni. Apoi limita se continuă spre E prin marginea de N a Cristalinului Prelucii.

¹⁾ Comunicare în ședința din 15 decembrie 1961.



Astfel fiind, pe marginea sa de S bazinul vine în contact cu două horsturi, Prisaca și Preluca, și cu două grabene, bazinele Șimleul Silvaniei și al Chioarului, ultimele două avînd fundamentul mai mult sau mai puțin ridicat în comparație cu acela al bazinului Băii Mari. Limita de S constă în cea mai mare parte dintr-o serie de trepte, cele de pe marginea Prelucii fiind vizibile și constînd din Paleogen.

Limita de E a bazinului constă de asemenea dintr-o linie complexă, dispusă în zig-zag. Ea începe în S printr-o limită geomorfologică, reprezentată prin creasta de deal cu direcție NE-SW, care formează cumpăna apelor de la W de Valea Mare. Această limită este cuprinsă între două falii paralele și cu direcția NE-SW: falia Curtuiuș—Cărbunari—Șindrești, cu o săritură de peste 100 m în sectorul mijlociu și falia Valea Mare, cu o săritură ceva mai mică.

Începînd de la S de Șindrești limita de E a bazinului devine E—W și este reprezentată prin sistemul de falii Cărpiniș—Trestia. La N de această ultimă localitate limita este dată de o altă falie cu direcția NE—SW, falia Bloajei, care se îndreaptă în spre Cavnic. De aici, bazinul se continua în Neogen pe mari suprafețe în spre N și E, comunicînd cu depresiunea Maramureșului. La sfîrșitului Pliocenului, în faza de cutare valahă, continuarea spre NE a bazinului fiind ridicată cu cca 1000 m și înglobată cutelor carpatice, depozitele sale au fost erodate, cu excepția cîtorva mici resturi.

În sfîrșit, limita de N a bazinului este cea mai distinctă, ea fiind marcată atît petrografic cît și geomorfologic, prin marginea de S a Eruptivului neogen. Astfel conturat, bazinul Băii Mari este limitat la E și W prin fracturi transversale cu direcție predominantă NE—SW de tip panonic, în timp ce la N și S este cuprins între fracturi longitudinale de tip carpatic, cu direcția NW—SE pînă la E—W. Este important să remarcăm că limitele actuale ale bazinului nu datează nici de cum din timpul sedimentării depozitelor acestuia, ci ele s-au precizat succesiv, fiind consecința mișcărilor oro- și epirogenice, a erodării unor mari suprafețe de sedimente neogene precum și a erupțiilor care au avut loc în timpul Neogenului și în special în Pliocen. Pînă la sfîrșitul Pliocenului actuala regiune ocupată de sedimentele bazinului făcea parte dintr-un bazin marin întins, devenit apoi lacustru, ale cărui limite au variat în timpul diferitelor etaje, acoperind mari suprafețe mai ales spre N, S și E, iar în Pliocen și spre W. Eroziunea de pe marginile bazinului a îndepărtat depozitele pliocene fosilifere, astfel că astăzi dispunem numai de sedimentele depuse în larg, sărace în fosile.

Încă de mai bine de 30 ani, cu ocazia studiului bazinului Beiuș, am pus problema existenței unei importante lacune de sedimentare între Sarmațianul și Ponțianul bazinelor de pe marginea de E a depresiunii panonice. În timp ce JEKELIUS a admis-o încă din 1935 pentru întreaga depresiune panonică, alți geologi au afirmat, pînă de curînd, continuitatea de sedimentare dintre cele două etaje neogene din bazinul Băii Mari. Cercetările noastre, nu numai că au confirmat existența acestei faze de eroziune, dar au putut stabili în acest an, în plus, existența



unei alte faze continentale, mai puțin importantă prin durata ei, între Tortonian și Sarmațian. Această ultimă fază ne-a scăpat în cercetările anterioare din bazinele situate la S, pentru motivul că în acele bazine, faza de eroziune preponțiană a fost atât de intensă în cât a șters în cele mai multe regiuni consecințele fazei de eroziune precedente dintre Tortonian și Sarmațian.

Ceea ce caracterizează bazinul Băii Mari, în comparație cu bazinele neogene situate mai la S, este intensitatea scăzută din cuprinsul său a eroziunii în timpul fazei continentale dintre Tortonian și Sarmațian, precum și dintre Sarmațian și Pliocen.

În strînsă legătură cu existența fazei de eroziune Tortonian/Sarmațian din bazinul Băii Mari este precizarea vârstei gipsului, a cărui dezvoltare părea mult mai redusă pe baza cercetărilor anterioare. Noi, pe lângă existența deja cunoscută a gipsului din cinci puncte (Cărbunari—Băi; Curtuișul Mic — în puțurile de la SW de biserică; Coaș — fundul Văii Grozii, imediat la S de șosea; Plopiș — pe stînga văii Cavnîcului, în două puncte; Cărpiniș — pe V. Cornilor dar pe suprafețe mult mai reduse de cît cele indicate anterior) am constatat prezența lor și în alte patru puncte (Coaș — marginea de NW a satului, sub terasă, lângă drum, precum și în forajele nr. 9, 10, 13 și 14, la adîncimi cuprinse între 90 și peste 200 m; Berința — pe V. Racășei, la cotitura de jos a șoselei; Cărpiniș — în fundul Văii Glodului; Dumbrăvița — fundul Văii Burzașului, unde se găsesc urmele a nu mai puțin de nouă exploatări pe o suprafață de mai multe hectare cu o intensă activitate de extracție pînă pe la 1910, fiind folosit la spoitul caselor în locul varului.

Ideea asupra vârstei sarmațiene a gipsului din bazinul Băii Mari a fost emisă de POSEWITZ în 1862, de la el fiind preluată de HOFMANN și KOCH, apoi de toți geologii care au lucrat în acest bazin, cu excepția noastră, care i-am atribuit vârsta tortoniană încă de acum 10 ani. JASKÓ îi atribuie vârsta sarmațian-inferioară și îl consideră că apare sub formă de lentile. Dacă am fi putut confirma această vîrstă și acest mod de zăcămint, faptul ar fi dovedit că bazinul Băii Mari a avut o evoluție independentă și mult diferită de aceea a bazinelor situate mai la S și în special de a bazinului imediat învecinat și cu care era în strînsă legătură, al Șimleului Silvaniei, în care gipsul s-a păstrat în mare cantitate, dar este înglobat indiscutabil în depozitele tortoniene.

În realitate, situația se prezintă astfel: gipsul s-a depus și în bazinul Băii Mari tot în Tortonian, sub forma unei pătri continue și pe mari suprafețe. În faza de eroziune care a urmat depunerii gipsului, acesta a fost erodat în cele mai multe regiuni, rămînînd numai în unele puncte sub formă de stînci izolate, care apoi au fost înecate de transgresiunea sarmațiană. Astăzi, în punctele unde depozitele sarmațiene au fost erodate suficient de adînc, întîlnim gipsul tortonian îngropat sub depozitele sarmațian-inferioare. Nicăieri n-a fost întîlnit gips sub formă de lentile, așa cum și-a închipuit JASKÓ și unii din geologii care l-au urmat.



Imaginea cartografică a limitelor Tortonian/Sarmațian și Sarmațian/Pliocen se prezintă complicată pe marginea de SE a bazinului, pentru motivul că ea este în funcție de două cauze care adeseori se suprapun: în primul rând sînt numeroasele falii care provoacă scufundarea depozitelor neozoice în spre N și W, iar în al doilea rând reliefurile presarmațian și preponțian care au fost îngropate de transgresiunile ce au urmat celor două faze de eroziune.

Este cazul să ne punem întrebarea, care să fie motivul că marea majoritate a geologilor nu și-au putut da seama de existența celor două faze de eroziune continentală? Explicația noastră este următoarea: depozitele care abia luaseră naștere și apoi au fost supuse curînd eroziunii, precum și cele depuse ulterior fazelor continentale, prezintă o compoziție petrografică apropiată: argile, marne, tufuri, nisipuri etc., astfel că prin suprapunerea lor nu rezultă vreo deosebire petrografică pregnantă. Vîrstele lor fiind foarte apropiate, nu există nici deosebiri între gradul de cimentare, iar macrofosilele, care ne-ar permite să deosebim vîrstele chiar pe loc, sînt extrem de rare. Marea raritate a unor deschideri bune — regiunea prezentînd numeroase alunecări și fiind acoperită pe suprafețe enorme cu lehm deluvial — a contribuit deasemenea în acest sens. În plus, sedimentele au fost supuse unui proces de alterare repetat, la care au contribuit și numeroasele alunecări de teren, aîd din cele două faze continentale din Neogen, cît și în faza actuală, astfel că au fost șterse și eventualele deosebiri existente inițial între sedimentele de vîrstă diferită. În consecință, astăzi nu mai putem separa, unele de altele, de la prima vedere, roci de vîrstă diferită, dar foarte apropiată, astfel că terenul ne poate trezi impresia existenței unei sedimentări continue.

Rezultatele tectonice nu sînt mai puțin numeroase. Mai întii amplasarea bazinului nu apare de fel întîmplătoare, ci este determinată de liniile structurale vechi ale fundamentului. Într-adevăr, acest bazin reprezintă un areal de scufundare aproape continuă în tot timpul Neozoicului, datorită situației lui la întretăierea a două direcții cu mobilitate tectonică crescută. Una din aceste direcții, care a intrat în funcțiune mai întii, probabil încă din timpul Mesozoicului, este depresiunea transcarpatică a Lăpușului, cu o orientare WNW—ESE, de tip carpatic, iar cealaltă direcție, reprezentată prin bazinul Chioarului și ramura de N a bazinului Șimleul Silvaniei, este orientată NE—SW, de tip panonic, devenind activă în special începînd din Miocenul mediu. La întretăierea acestor două direcții, subsidența de pe suprafața ocupată de bazinul Băii Mari a căpătat o intensitate maximă în comparație cu toate unitățile tectonice învecinate. În bazin constatăm existența a patru etaje stratigrafico-structurale: Cristalinul, Mesozoicul, Paleogenul și Neogenul.

Conform cercetărilor de pînă acum, Cristalinul celor trei horsturi, situate pe marginea de W și cea de S a bazinului, constă din roci de mesozonă, care prezintă o direcție de cutare și totodată de falie primară cuprinsă între N-S și NE-SW. Dislocațiile suferite de rocile acestui etaj structural prezintă o intensitate maximă.



Cît privește Cristalinul din fundamentul adînc al bazinului, nu avem nici un motiv să admitem existența unor roci de altă natură sau prezentînd o tectonică diferită.

Indicații asupra existenței etajului structural mesozoic lipsesc din imediata apropiere a marginilor bazinului, însă avem numeroase motive să admitem existența tuturor celor trei sisteme ale acestei ere. Într-adevăr, Triasicul, reprezentat prin dolomite anisiene, a fost descoperit de noi încă de acum 12 ani pe marginea de NW a insulei cristaline de la Șimleul Silvaniei. Jurassicul superior este cunoscut de pe micul petec de cristalin din centrul bazinului Chioarului. O răspîndire mai mare o prezintă Cretacicul, reprezentat prin marne cu inoceramii și calcare cu hipuriți, în mai multe puncte din bazinul Chioarului și pe marginea de W a Cristalinului Meseș, la Zălau. Este foarte probabil ca depozitele mesozoice, avînd o istorie tectonică bogată, să apară și în fundamentul bazinului, dar numai pe suprafețe mici, discontinue și cu o grosime redusă, întrucît ele au fost erodate în timpul a numeroase faze de mișcări și a epocilor continentale. Acesta este motivul pentru care le-am atribuit pe toate unui singur etaj structural.

Etajul structural paleogen posedă, în schimb, o grosime de cca 500 m, fiind reprezentat prin majoritatea etajelor din Eocen și Oligocen. Indicații în acest sens dispunem din regiunea de S și de E a bazinului, unde depozitele neogene iau contact cu fundamentul ridicat sub formă de numeroase trepte, separate prin falii paralele. Depozitele acestui etaj structural încep prin a fi de origine continentală, continuă prin depozite marine epicontinentale, pentru a se termina în Oligocen printr-o mare variație de faciesuri: depozite marine normale, de mare închisă, salmastre, lacustre cu cărbuni și chiar continentale. În afară de continuitatea lor areală, de unele întreruperi ale sedimentării în zonele litorale și de grosimea mai mare a sedimentelor din zona batială, caracteristica depozitelor acestui etaj structural este tectonica lor mai simplă în comparație cu cea a etajelor structurale precedente. Ea constă numai din unele mici undiri ale stratelor, în schimb din numeroase falieri care trădează amplasamentul fracturilor majore situate dedesubt în cele două etaje structurale inferioare. Sedimentarea are loc acum ca o consecință a intrării în funcțiune, în regiunea noastră, a unor fracturi cu direcția N—S sau NE—SW, existente și în fundamentul cristalin.

Etajul structural superior neogen ocupă întreaga suprafață a bazinului. Sedimentarea acestui etaj structural începe după o perioadă continentală relativ lungă, care a ținut în tot timpul Miocenului inferior și la începutul celui mediu. Grosimea sa totală este de cca 3500 m, distribuită astfel: formația carpatică 1500 m, Tortonian 300 m, Sarmațian 850 m și Pliocen 850 m. Amplasarea bazinului pe o suprafață caracterizată printr-o îndelungată subsidență a determinat intensitatea relativ scăzută a fazelor de eroziune din Neogenul bazinului. Grosimea fiecărui etaj stratigrafic component, cunoscută pînă acum prin profile la suprafață și prin foraje numai în



regiunea litorală, este relativ mică, de ordinul a 200—300 m. În schimb, în regiunile din interiorul bazinului sedimentele au fost depuse pe grosimi mult mai mari, ca o consecință a fenomenului de subsidență, care este caracteristica cea mai de seamă a bazinului în timpul Neozoicului.

Importanța fracturilor cu direcția E—W, care separă pe marginea de NW a Cristalinului Prelucii depozitele tortoniene de cele paleogene, este confirmată și de puternica activitate hidrotermală de la limita Tortonian/Sarmațian. Această activitate a avut loc mai ales în regiunea de la S de Coaș. Datorită ei, tuful dacitic a fost opalizat pe mari suprafețe și pe grosimi de zeci de metri. Izvorul mineral cu NaCl și H₂S din cursul mijlociu al Văii Cășilor reprezintă numai o rămășiță cu totul neînsemnată în comparație cu numărul și cu intensitatea izvoarelor hidrotermale din timpul care a urmat depunerii tufului dacitic. Remarcăm că o asemenea activitate hidrotermală s-a manifestat și pe alte falii care limitează bazinul. Acesta este cazul pe marginea sa de E, anume pe V. lui Indrei (Cărpiniș), la E de cota 615 (Vf. Măguricea la N de Trestia) și la cota 445 de la E de Plopiș. În primele două regiuni, în afară de opalizări constatăm și existența a foarte numeroase cristale mici de cuarț, unele cu dimensiuni până la 10 mm.

În afară de faliile cu direcția NE—SW, care încadrează bazinul, mai trebuie să admitem existența, în etajele prepliocene din interiorul bazinului, a încă patru grupe de falii paralele, cu direcția aproximativ NE—SW, dintre care două sînt vizibile parțial și la suprafață. Aceste falii determină în fundamentul prepliocen al bazinului existența a cinci compartimente care se scufundă succesiv de la E spre W. Pe aceste grupe de falii le numim: falia Valea Mare, a Lăpușului, a Prisacei — V. Firizei și a Țicăului — V. Băiței (vezi planșa).

Falia Valea Mare era cunoscută numai pe un sector de cca 2 km la W de Cărpiniș. De aici ea se continuă spre N pe la Dănești și spre S pînă la Surduc, fiind acoperită de aluviunile văii. Prezența ei este marcată prin izvoare sărate, de CO₂, deranjamente tectonice și alcătuirea stratigrafică deosebită a celor două aripi. La W de această falie constatăm existența faliei Curtuiuş—Cărbunari.

Falia Lăpușului reprezintă prelungirea spre N a sistemului de fracturi care separă bazinul Chioarului de horstul Prelucii. Această falie se poate urmări în interiorul bazinului pe cca. 8 km, începînd de la Berchezoaia pînă la Coaș, de unde, mai spre N, este acoperită de aluviuni și de sedimente pliocene. Este probabil ca această falie să străbată întregul bazin pînă în regiunea de la E de Baia Mare, unde ia legătura cu una din numeroasele falii din interiorul eruptivului. Această falie separă în bazin un sector de E ridicat sub formă de trepte, în care etajele Neogenului apar succesiv pe mari suprafețe, în timp ce pe marginea Cristalinului Preluca, Paleogenul capătă o oarecare dezvoltare.

Falia Prisaca — V. Firizei reprezintă continuarea spre NE a sistemului de falii care separă bazinul Chioarului de cristalinul Prisacii. Această falie



rămîne ascunsă sub depozitele neogene transgresive. Presupunem că ea străbate etajele structurale inferioare în direcție NE pînă la W de Baia Mare, unde începe anticlinalul sarmato-pliocen Tăuți—Măgheruș, situat în continuarea zonei de Poțian strivit din albia Săsarului de la Baia Mare.

Falia Țicăului corespunde continuării spre NE a faliei care separă cristalinelul Prisacii de sedimentele neogene de pe marginea de W a bazinului și a continuării lor spre S în depresiunea Șimleului Silvaniei. În sectorul ei de S această falie este mascată de transgresiunile neogene, dar existența ei poate fi dedusă și din prezența a trei izvoare sărate: la W de Benesat, la SE de Chelnița și la S de Remeți. Continuarea spre N a acestei falii nu poate fi urmărită la zi, ea fiind acoperită de aluviunile și terasele Someșului. Presupunem că ea se continuă spre NE pînă la Cicîrlău, unde anticlinalul sarmato-pliocen plonjează spre W, iar linia de separare Eruptiv—Sedimentar își schimbă direcția din E—W în NW—SE. Această falie separă pe marginea de W a bazinului un sector în care fundamentul cristalin suferă un maximum de scufundare, după cum au putut dovedi cercetările gravimetrice.

În N, falia Baia Sprie—Baia Mare—Seini atrage atenția chiar și la cea mai superficială privire a unei hărți geologice prin traseul său aproape rectiliniu. Ea corespunde unei dislocații de o importanță cu totul deosebită pe care o suferă fundamentul cristalin. La suprafață, între Tăuți—Măgheruș și Cicîrlău, ea constă pe o distanță de cca 6 km dintr-o slabă încălecare a Eruptivului peste Sedimentarul ridicat sub formă de anticlinal.

Problema care se pune aici este dacă la N de această falie fundamentul cristalin continuă scufundarea spre N sau dacă nu cumva el începe să se ridice, după cum indică plusul de masă înregistrat de măsurătorile gravimetrice. Noi ne punem întrebarea dacă acest plus de masă, în comparație cu bazinul, se datorește într-adevăr Cristalinului sau dacă nu cumva el se datorește parțial și prezenței erupțiilor. Ori cum ar fi, începînd de la această linie spre N Cristalinul nu se mai prezintă ca o masă compactă, ci este străbătut de numeroase fracturi care au permis erupțiilor să ajungă pînă la zi în repetate rînduri. Puternicele mineralizații de pe linia Baia Sprie—Baia Mare—Nistru și prezența unor izvoare minerale sînt în legătură cu această puternică fractură.

După depunerea Neogenului mișcările care au dat naștere faliilor de tip panonic n-au mai activat, astfel că Pliocenul rămîne în cea mai mare parte nefaliat. În schimb, au rămas în funcțiune forțele care au dat naștere structurilor carpatice. Astfel, mișcările din faza rodnică, care au provocat golirea bazinului de ape, au dat naștere anticlinalului E—W de la Tăuți—Măgheruș, precum și anticlinalului NW—SE din regiunea satului Sisești.

Un fenomen interesant prin raritatea sa a fost constatat în regiunea satelor Surdești și Cetățele, unde există un număr de peste zece doline de sufoziune, dezvoltate într-o regiune acoperită de aglomerate. Analiza cauzelor care au determinat



geneza acestora a dus în unele cazuri la explicarea existenței unor mici falii cu o foarte ușoară deplasare, iar în alte cazuri la explicația că dolinele s-au dezvoltat la contactul între masa de Eruptiv masiv și aglomeratele sale, prin tasarea acestora din urmă.

Pînă în prezent s-au putut deduce numai puține date sigure asupra tectonicei de adîncime a bazinului prin folosirea datelor de la suprafață, prin comparații cu structurile regiunilor învecinate, pe baza forajelor de la Coaș și al aceluia de la W de orașul Baia Mare. Datele geofizice sînt încă puține. Desigur că intensificarea cercetărilor geofizice, precum și forajele de adîncime planificate în bazin, vor aduce numeroase completări imaginii pe care ne-o facem astăzi asupra structurii bazinului.

BIBLIOGRAFIE

- IANOVICI V. și colab. Aperçu général sur la géologie de la région de Baia Mare. *Guide des excursions, V-ème Congrès Ass. Balkano-Carpatique*, București 1961.
- JASKÓ S. Geology of the bassin of Nagybánya. *Rapp. annuel Inst. Géol. Hongrie 1941-1942, Part. II*, Budapesta 1950.
- KOCH A. u GESELL AL. Die Gegend von Nagybánya. Erläuterung zur geologischen Spezialkarte, Budapest 1898.
- PAUCĂ M. Neogenul din bazinele externe ale munților Apuseni. *An. Com. Geol.*, XXVII, București 1954.
- PAUCĂ M. Raionarea geologică a depresiunii Lăpușului. *Asoc. Geol. Carp.-Balcan. Congr. V*, București 1961 (Rezumatul comunicărilor).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ БАСЕЙНА БАЯ МАРЕ

М. ПАУКЭ

(Краткое содержание)

Бассейн Бая Маре развился в депрессии, расположенной между зоной, подверженной усиленному складкообразованию Восточных Карпат и кристаллическим массивом скрытых Мунцилор Апусень, на фронтальной, сильно погруженной поверхности последних.

Расположение бассейна не является случайным, оно было установлено структурными донезойскими линиями кристаллического фундамента. Бассейн представляет ареал продолжительного опускания по причине своего местонахождения на скрещении двух простираний с усиленной тектонической подвижностью: палеогеновой параллели Карпат и — неогенной, — принадлежащей паннонской впадине.



Современные границы были установлены последовательно как следствие оро-и эпирогенических движений, неогенных извержений, а также эрозии больших площадей отложений на их окраинах.

Кроме этого было подтверждено наличие и в этом бассейне континентальной фазы между сарматом и понтом, соответствующей аттикским движениям и помимо этого, наличие некоторой континентальной, менее продолжительной, фазы между тортоном и сарматом, соответствующей молдавским движениям. Картографический облик границ тортон — сармата и сармат — плиоцена представляется усложненным, как следствие континентальных фаз и двух трансгрессий, а также, и многочисленных сбросов на окраинах бассейна.

Возраст гипса, установленный ранее, как принадлежащий нижнему сармату, в действительности был установлен принадлежащим тортону, также как и неогенные бассейны, расположенные более к югу.

Ошибочная датировка последнего объясняется тем обстоятельством, что был выявлен под видом скал, представляя рельеф континентальной фазы верхнего тортона, потопленного в отложениях нижнего сармата.

Автором было установлено, также наличие четырех структурных этажей: кристаллического, мезозойского, палеогенного и неогенного с понижающейся интенсивностью дислокаций.

Помимо систем сбросов СВ—ЮЗ, которые оконтуривают бассейн, автор установил еще наличие пяти сбросов, ориентированных СВ—ЮЗ, подразделяющих бассейн на участки, все более погруженные с В к З. Сброс, который отделяет отложения от неогенных извержений, соответствует новому погружению к С, кристаллического массива под неозойские отложения, перекрытые неогенными извержениями.

PROBLÈMES GÉOLOGIQUES DANS LE BASSIN DE BAIA MARE

PAR

MIRCEA PAUCĂ

(Résumé)

La bassin de Baia Mare s'est développé dans la dépression comprise entre la zone interne plissée des Carpates orientales et le Cristallin des Monts « Apuseni Ascuși », dans la zone très affaissée de ces derniers.

L'emplacement du bassin n'est pas fortuit, mais il a été déterminé par les lignes structurales pré-néozoïques du soubassement cristallin. Le bassin représente une zone de subsidence de longue durée, étant donné sa position au carrefour de deux



directions à mobilité tectonique élevée: l'une paléogène, parallèle aux Carpates, et l'autre néogène, appartenant à la dépression pannonienne.

Les limites actuelles se sont contournées successivement par suite autant des mouvements oro- et épirogènes et des éruptions néogènes, que de l'érosion des vastes aires de sédiments au bord du bassin.

Dans ce bassin a été confirmée également l'existence d'une phase continentale entre le Sarmatien et le Pontien, correspondant aux mouvements attiques et une phase continentale de courte durée, entre le Tortonien et le Sarmatien correspondant aux mouvements moldaviens. L'image cartographique des limites Tortonien — Sarmatien et Sarmatien—Pliocène est compliquée vu les phases continentales et les deux transgressions ainsi que les nombreuses failles aux bords du bassin.

L'âge du gypse, considéré auparavant sarmatien inférieur s'est avéré, en réalité, tortonien, tout comme dans les bassins néogènes situés plus au sud. La datation erronée du gypse s'explique par le fait que ce dernier apparaît sous forme de rochers, représentant un relief de la phase continentale tortonienne supérieure, ennoyé dans les dépôts du Sarmatien inférieur.

On a identifié quatre étages structuraux, tels: le Cristallin, le Mésozoïque, le Paléogène et le Néogène, accusant une intensité décroissante des dislocations.

À part les systèmes de failles NE — SW et E — W, qui contournent le bassin, on y constate encore cinq failles orientées NE—SW, qui divisent le bassin en compartiments de plus en plus affaissés depuis l'E vers l'W. La faille qui sépare les sédiments du bassin de l'Éruptif néogène correspond à un nouvel affaissement vers le N du Cristallin sous les dépôts néozoïques recouverts par des éruptions néogènes.



CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRUCTURII GEOLOGICE A REGIUNII DE NW A ARDEALULUI ¹⁾

DE
MIRCEA PAUCĂ

Regiunea de la N de Munții Apuseni, situată la N de Crișul Repede, de râul Someș și la W de afluentul acestuia, Agrișul, cu un fundament de Cristalin și cu o cuvertură de Sedimentar neozoic, este cunoscută sub numele de Munții Apuseni Ascunși. Această regiune constă într-adevăr dintr-un număr de opt insule de Cristalin cu diferite dimensiuni, care apar înecate de sub depozitele neozoice ale unui număr aproape egal de bazine.

Examinarea unei hărți geologice la scară mijlocie arată că aceasta este o regiune care, posterior cutărilor varistice, a suferit mișcări plicative din ce în ce mai puțin importante. În schimb, ea a suferit numeroase mișcări rupturale, caracterizate prin formarea unor blocuri de diferite dimensiuni, dintre care unele au fost antrenate în mișcări importante de ridicare, fiind supuse tot timpul eroziunii, în timp ce altele, fiind caracterizate prin mișcări de ridicare atenuate, au fost acoperite în unele epoci de transgresiuni de diferite intensități. Consecința cea mai de seamă a acestor mișcări este faptul că regiunea fiind în general supusă unei intense eroziuni, în timpul unor lungi perioade continentale, cuvertura de Sedimentar preneozoic, uneori și cea paleogenă, apare fragmentară, este foarte subțire sau chiar lipsește total. Însăși Cristalinul a suferit în unele regiuni o eroziune foarte intensă.

Datorită eroziunii intense suferite care se cifrează probabil la peste 10.000 m, regiunea a procurat un bogat material sedimentar suprafețelor depresionare învecinate: spre E depresiunii transilvane, spre W depresiunii panonice, iar spre N geosinclinalului flișului carpatic. Dar chiar și în cuprinsul acestei regiuni scufundarea unor anumite sectoare a determinat o sedimentare deosebit de intensă pe suprafața lor, în anumite epoci.

¹⁾ Comunicare în ședința din 12 ianuarie 1962.



Spre NE, această regiune este limitată de o zonă cu o scufundare intermediară, care face trecerea la regiunea mai intens scufundată a flișului carpatic, anume depresiunea transcarpatică a Lăpușului. Aceasta constă din trei bazine: al Băii Mari, al Copalnicului și al Țîrgului Lăpuș, fiecare posedînd individualitatea sa morfologică și structurală proprie.

După ce în Paleogen acest teritoriu s-a caracterizat pe mari suprafețe printr-o puternică ridicare și numai prin slabe invaziuni marine asupra unor suprafețe relativ restrînse de pe marginea ei de NE, care stăteau în legătură cu geosinclinalul flișului carpatic, în Neogen suprafața de W a acestui teritoriu a suferit efectul unor intense mișcări verticale, alternativ pozitive și negative, cu vaste invaziuni marine și lacustre. Consecința acestora este structura actuală a regiunii și distribuția sedimentelor din cuprinsul ei.

Structura geologică a regiunii este consecința existenței unui sistem de două direcții de falieri aproximativ perpendiculare între ele: o direcție orientată NE—SW pînă la N—S, pe care o numim direcție panonică, și o altă direcție orientată NW—SE pînă la E—W, pe care o numim direcție carpatică. Aceste direcții de falieri nu sînt străine de structura fundamentului cristalin, fapt care a putut fi verificat în numeroase cazuri. Existența acestor două direcții de fractură, transversale și longitudinale, este cunoscută de mult din Carpați și din regiunile din fața acestora, asupra lor atrăgînd atenția W. TEISSEYRE încă din 1926, iar în 1960 G. N. DOLENKO a analizat rolul lor în formarea zăcămintelor de hidrocarburi din depresiunea precarpatică.

Limitele pe care le prezintă astăzi blocurile cristaline au fost definitivitate în timpul Miocenului, dar dispunem de dovezi suficiente că mișcări cu caracter ruptural și deplasări pe verticală, pozitive sau negative, ale unor blocuri, au existat încă de la sfîrșitul erei mesozoice.

Cauza care a determinat ca unele blocuri să se caracterizeze printr-o continuă ridicare, devenind astfel horsturi, în timp ce altele să rămîină pe loc, dînd naștere unor depresiuni, constă în faptul că faliile care fragmentează fundamentul cristalin în numeroase blocuri nu prezintă o poziție verticală, ci sînt mai mult sau mai puțin oblice. În consecință, repetatele presiuni laterale suferite s-au tradus prin ridicarea acelor blocuri ale căror sisteme de falii tind să convergă în adînc, în timp ce blocurile ale căror falii converg în aer, au rămas pe loc și ne apar sub forma unor depresiuni. Constatăm chiar și existența unor blocuri care au suferit ridicarea numai a uneia din laturile lor, cum este cazul marginii de NE a masivului Preluca.

Fenomenul de mișcare diferențiată pe verticală nu este caracteristic numai pentru blocurile cu dimensiuni mari, ci poate fi constatat și la blocuri cu o suprafață foarte restrînsă, dacă sînt limitate de falii oblice.

Cînd vorbim de faliile care delimitează aceste blocuri, nu trebuie să ne gîndim la linii simple, așa cum sînt trecute acestea în mod obișnuit pe hartă. În realitate, asemenea falii constau întotdeauna din zone mai mult sau mai puțin late, de strivire



a Cristalinului sau a depozitelor situate pe el. De-a lungul acestor falii a avut loc ridicarea sau scufundarea sub formă de trepte a unor blocuri de diferite mărimi. Este necesar să semnalăm că numai în rare cazuri pot fi constatate aceste zone de falii dintre marile blocuri, cel mai adesea ele fiind acoperite de transgresiunile neozoice.

Se constată că majoritatea horsturilor prezintă dimensiuni mai mici în comparație cu acelea ale depresiunilor dintre ele. Acest fapt poate fi pus pe socoteala ridicării acelor blocuri cu mii de metri față de poziția lor inițială și deci prin îngustarea lățimii lor, în timp ce suprafețele ocupate inițial de depresiuni au rămas aceleași, ba chiar s-au mărit prin continuele înaintări ale mărilor asupra marginilor horsturilor, care sînt marcate întotdeauna prin limite de transgresiune.

Din marele număr de falii, cu lungimi și cu sărituri diferite, ne vom ocupa mai întâi de acele dintre ele — falii majore — care au determinat fragmentarea regiunii în blocuri de prim ordin — horsturi și grabene — separate de noi într-o lucrare precedentă sub denumirea de raioane. Începînd cu direcția de falie panonică, aceste falii sînt următoarele:

Limita de SE a bazinului Șimleul Silvaniei pe linia: Ciucea—Zălau — W de Jibou—Ticău, fractura Parameseș, corespunzînd Munților Meseș și Prisaca, precum și limita de SE a acestor munți față de bazinul Transilvaniei și depresiunea Chioarului, adică fractura Meseș.

Terminația de NW a Cristalinului Munților Plopiș. La suprafață, acesta apare cu direcție aproximativ E—W, care constă dintr-o limită de eroziune, cum sînt de altfel aproape toate limitele Cristalinului față de Sedimentar. În adîncime însă limita corespunde unei falii cu direcția NE—SW, după cum o dovedește prezența unei mici insule de Cristalin la NE de Derna, insulă care stă în legătură cu blocul cristalin al Munților Plopiș.

Marginile de E și de W ale insulei cristaline Vf. Codrului fracturile Codru și Paracodru.

Limita de W a Cristalinului Preluca spre bazinul Chioarului și cea de E, mai scurtă, a acestuia față de bazinul Tg. Lăpuș.

Limitele de SE și de NW ale Cristalinului din D. Măgura de la Șimleul Silvaniei.

Limita de NW a Cristalinului și Paleocenului insulei din D. Pietriș.

Falia cu direcția N—S a Văii Teiului care străbate Cristalinul din D. Pietriș la S de Înău.

Falia V. Dobriținașului care, pornind în N din Eruptivul Șatra, se îndreaptă spre S separînd bazinul Tg. Lăpuș de al Copalnicului.

Direcția de falie panonică nu este limitată numai la regiunea de NW a Transilvaniei, ci se întîlnește frecvent și în cuprinsul zonei eruptive-neogene, precum și în flișul din Maramureș, ca de exemplu:

Limitele de NW și de SE ale depresiunii neogene transversale a Oașului;



Limitele orientate NE—SW ale ramificației de S a depresiunii Maramureșului de la S de Ocna Șugatag, care mărginesc în interiorul lor o regiune lipsită de erupțiuni;

Fractura Poienele Glodului—Rozavlea—Ruscova și alte asemenea fracturi din interiorul zonei flișului, paralele și cu unele linii de-a lungul cărora a avut loc scufundarea Cristalinului Carpaților orientali sub cuvertura de fliș paleogen. Însăși limita de W, tranșantă, a Cristalinului Rodnei se încadrează în direcția de falieri panonică.

În regiunea de NW a Ardealului, limitele cu direcție panonică se caracterizează prin marea raritate a erupțiunilor neogene în lungul lor, acestea fiind legate de liniile cu direcție carpatică.

Printre liniile rupturale majore cu direcție carpatică distingem următoarele:

Limitele de NE și de SW ale Cristalinului Munților Plopiș față de cele două bazine neogene care îi încadrează;

Limita de NE a Cristalinului Preluca, cunoscută încă de mult timp sub numele de falia Prelucii, considerată de Z. SCHRÉTER chiar ca o linie de încălecare;

Limita de N a bazinului Băii Mari între Baia Sprie și Seini;

Limita de S a aceluiași bazin față de depresiunea Chioarului, horsturile Prelucii și Prisacii și bazinul Șimleul Silvaniei, aceasta din urmă existentă numai în fundament;

Limita de N a bazinului Copalnic reprezentată prin sistemul de falii dintre Cărpiniș și Trestia.

În afară de teritoriul Munților Cristalini Ascunși, direcția de falieri carpatică se face resimțită și în unele regiuni din interiorul munților Apuseni, cum sînt de pildă limitele de NE și de S ale bazinului Zarandului și continuarea acestuia spre SE dela Brad, marcate ca și în nordul Ardealului, prin puternice erupțiuni. De asemenea s-ar putea cita numeroase linii din cuprinsul flișului maramureșan.

Ca o consecință a întretăierii, adesea în unghi drept, la acestor linii a luat naștere în fundamentul cristalin și în cuvertura sa sedimentară din NW-ul Ardealului un număr de blocuri ridicate — horsturi — care apar sub formă de munți mai mult sau mai puțin intens erodați, și un număr de blocuri scufundate — grabene — de diferite dimensiuni, situate la diferite altitudini și, în consecință, umplute cu serii sedimentare de vîrstă și grosimi deosebite. Horsturile cristaline, în număr de opt, sînt următoarele: Munții Plopiș, Meseș, Prisaca, Vf. Codrului și Preluca și dealurile: Pietriș (între Inău și Cufoaia), Măgura (de la Șimleul Silvaniei) și Heghișa (de a Coșei). Ultimile două dealuri au dimensiuni relativ mici, reprezentînd unități tectonice cu grad mai mic, de sectoare, în interiorul bazinului Șimleul Silvaniei.

Grabenele sînt reprezentate prin cinci depresiuni bine caracterizate: Șimleul Silvaniei, Băii Mari, Chioarului, Copalnicului și Tîrgului Lăpuș. Aceste depresiuni,



împreună cu primele șase din cele opt insule cristaline de dimensiuni mari, au fost descrise de noi anterior ca raioane geologice, fiecare fiind caracterizate prin probleme stratigrafice și tectonice diferite.

Cercetările geofizice au dovedit existența și a altor horsturi și grabene îngropate sub sedimentele neogene de la W de Munții Apuseni.

În evoluția celei mai mari suprafețe din regiunea de care ne ocupăm constatăm o ridicare masivă și continuă începînd cel puțin cu Paleocenul, precum și fragmentarea ei repetată în blocuri. Dintre acestea, unele, cum este de pildă cazul munților Vf. Codrului și Prisaca, s-au ridicat neîntrerupt și intens, astfel că ele sînt lipsite de orice cuvertură de Sedimentar, iar altele au avut și perioade de stagnare a ridicării, în care timp au putut fi acoperite de marile transgresiuni, acumulînd sedimentele a diferite etaje neozoice, cu o grosime în general redusă.

Un prim indiciu de fragmentare a Cristalinului Munților Ascunși datează din Cretacicul superior, întrucît dezvoltarea în unele regiuni a faciesului de Gosau este legată de acele regiuni care aveau să se dezvolte ulterior ca horsturi de Cristalin. Fragmentarea fundamentului a continuat apoi în Paleocen. În acest timp a luat naștere pe teritoriul său, o depresiune care avea centrul aproximativ în regiunea orașului Jibou. Pe măsură ce această regiune se scufunda cu o mare intensitate, determinînd acumularea unor depozite groase de cca 1200 m — argilele pestrițe inferioare — regiuni vaste din împrejurimile ei se ridicau, procurînd astfel prin eroziune materialul sedimentat. Regiunea care se scufunda era despărțită de mările paleocene prin praguri suficient de înalte, care împiedicau invaziunile marine.

Scufundarea a continuat apoi, începînd din Eocenul mediu pînă la sfîrșitul Oligocenului, ocupînd regiuni tot mai vaste de pe marginea de N a blocului cristalin, la contactul acestuia cu geosinclinalul flișului carpatic. În acest timp se definitivează individualizarea horsturilor cristaline de la contactul cu zona flișului, anume: Vf. Codrului, Prisaca, Preluca și D. Pietriș, caracterizate printr-o ridicare tectonică din ce în ce mai mare de la E spre W, primele două nefiînd acoperite de nici o transgresiune, în timp ce ultimul este caracterizat prin cuvertura paleogenă cea mai groasă.

În timpul Miocenului mediu, după o fază continentală relativ scurtă în NE, dar mai lungă în SW, scufundările reîncep, de această dată definitivîndu-se contururile bazinelor neogene de pe marginea de NW a Cristalinului. Marginea de NW a Munților Cristalini Ascunși, anume actualele depresiuni ale Copalnicului și Tîrgului Lăpuș, precum și horsturile Preluca și Pietriș, devin o creastă înaltă care separă apele Miocenului mediu din depresiunea Transilvaniei, de acelea din bazinul Maraureșului.

În afară de liniile majore amintite, sînt cunoscute numeroase alte linii mai scurte și cu o săritură mai puțin importantă, care se încadrează în aceleași două direcții de falie, panonică sau carpatică. Importanța lor constă în faptul că ele separă,



în interiorul raioanelor, o serie de unități tectonice cu dimensiuni mai mici, sectoarele, caracterizate prin probleme cu o importanță oarecum limitată, precum și blocurile, care sînt unitățile tectonice cele mai mici, uneori cu suprafețe numai de cîteva mii de metri pătrați. Fiecare din aceste două categorii de unități din urmă prezintă caracteristicile lor proprii. În cele ce urmează ne vom ocupa de unele din aceste linii caracterizate prin importanța lor locală.

Cu toate că și în bazinul Șimleul Silvaniei se poate constata prezența unor sectoare, pînă în prezent nu dispunem de date suficiente pentru a separa toate subunitățile din care constă. Motivul este că bazinul Șimleul Silvaniei se prezintă aproape în întregime acoperit cu depozite pliocene care ascund structura din adîncime. În cuprinsul acestui bazin au fost constatate numai foarte puține falii de vîrstă post-pliocenă, care nu contribuie la divizarea bazinului în unități de rangul sectoarelor sau al blocurilor. Identificarea unui număr suficient de asemenea falii ar prezenta totuși un deosebit interes, întrucît este de presupus că ele indică prezența unor linii tectonice mai importante situate în etajele structurale inferioare.

Este în afară de orice îndoială că Neogenul acoperă și în acest bazin un fundament de roci mesozoice și paleogene destul de variate, dacă ne bazăm chiar numai pe foarte puținele lor apariții de pe marginile bazinului sau de pe insulele cristaline ale Măgurei Șimleului și Heghișei.

Existența unui etaj structural intermediar de roci mesozoice și paleogene, probabil foarte fragmentat și divizat în numeroase sectoare și blocuri, este originea numeroaselor apariții de hidrocarburi cu o durată efemeră dintr-un număr de foraje arteziene (Nușfalău, Crasna etc.) sau cu o manifestare permanentă (Crișeni, Cehul Silvaniei, Jibou etc.), a căror origine reprezenta o problemă în trecut, cînd depozitelor premiocene din fundament nu li se acorda nici o atenție. În orice caz, putem admite că fundamentul întregului bazin este străbătut de numeroase falii paralele cu marginile sale, deci orientate NW—SE sau NE—SW, care împart etajul structural premiocen în numeroase sectoare și blocuri.

Referindu-ne la bazinul Chioarului, trebuie să constatăm aici existența unui sector de W și a unui sector de E, separate printr-o falie cu direcția N—S, care urmărește parțial V. Bîrsăului. Pe această falie cu direcție panonică a avut loc chiar și o foarte slabă erupțiune miocenă, fiind unul din puținele cazuri cunoscute de erupție pe o linie cu direcție panonică din cuprinsul regiunii de care ne ocupăm. Remarcăm că sectorul de E al acestui bazin se prezintă puțin scufundat în comparație cu cel de W și constă dintr-un profil stratigrafic mai complet. În afară de această linie, bazinul Chioarului este străbătut de numeroase falii cu orientare panonică sau carpatică, dar care nu produc efecte deosebit de mari.

Dacă trecem acum la examinarea faliilor care străbat bazinul Băii Mari, aici constatăm prezența unui sector cu probleme foarte interesante, situat în partea de SE a bazinului, între satele Remecioara și Copalnic. Caracteristică acestui sector



este întretăierea a foarte numeroase falii cu direcția N—S sau NE—SW, care provoacă scufundarea spre W a terminației de NW a Cristalinului Prelucii, cu faliile W—E, care determină scufundarea aceluiași Cristalin și a Paleogenului și Miocenului de pe el spre N, sub depozitele pliocene ale umpluturii bazinului. Ca efect al întretăierii acestor falii constatăm formarea unui mare număr de blocuri mici, în marea lor majoritate scufundate.

Menționăm și existența unui bloc ridicat, acela al Dealului Măgura (407 m) de la SE de Coaș, format din tuf dacitic, așezat peste Miocen de Buzaș. Mișcarea de ridicare a acestui bloc reiese din diferența de altitudine (cca 100 m) nu numai față de regiunile imediat înconjurătoare formate din aceeași rocă, dar și față de Cristalinul situat spre S. Dacă Tortonianul din Vf. Măgura s-ar găsi în poziția sa inițială, deci neridicat, ar trebui ca o bună parte din suprafața ocupată de Cristalin la S de acest vîrf să fie de asemenea acoperită de tuf dacitic.

Este cazul să arătăm că presupusa prelungire a faliei Prelucii spre NE de Copalnic, în interiorul bazinului Băii Mari, despre care au vorbit unii geologi în ultimii 8—10 ani, nu poate fi confirmată. Într-adevăr, spre SE de acest sat, cu săritura ei de peste 600 m, falia Prelucii apare prea impunătoare pentru ca, la o primă apreciere, să se poată admite că ea se termină așa de brusc. Cauza opririi acestei falii la Copalnic este datorită faptului că efectul spre NW al forțelor care i-au dat naștere, a fost anulat de falia, pînă acum necunoscută, a Văii Mari a Berinței, mascată de aluviuni pe cea mai mare parte din traseul ei.

Asupra relațiilor dintre intensitatea mișcărilor de ascensiune, aproape continue în tot timpul Neozoicului, a Cristalinului din NW-ul Ardealului și fazele de cutare alpină, s-ar putea admite părerea exprimată mai de mult că epocile de scufundare a regiunilor din spatele lanțurilor muntoase cărora, în condițiile noastre, ar corespunde epocile de stagnare a ridicării, ar fi contemporane diferitelor faze de cutare și de ridicare a regiunilor din interiorul geosinclinalului. Anume, în timp ce sub presiunea exercitată în timpul diferitelor faze de cutare, regiunile carpatice se ridicau, regiunile din spatele acestora ar fi suferit o mișcare de scufundare compensatoare.

Această ipoteză este combătută de curînd de T. BUDAY. Acesta, supunînd unei analize amănunțite evoluția geotectonică a Carpaților nordici, în scopul de a lămuri geneza și evoluția bazinelor terțiare, ajunge la concluzia că numeroasele faze parțiale de cutare alpină, în timpul paroxismului lor, au determinat ridicarea generală nu numai a regiunilor carpatice cutate, dar și a regiunilor din spatele lor, producînd pretutindeni vaste regresii, care sînt caracterizate prin durată relativ scurtă. În intervalele liniștite, mult mai îndelungate, dintre paroxisme, atît regiunile carpatice, cît și mai ales regiunile situate în spatele lor, se caracterizează prin transgresiuni și prin subsidența intensă care a avut loc în regiunile ocupate de unele blocuri de Cristalin.



Fazele orogène se caracterizează deci printr-o durată scurtă, în timp ce fazele intermediare epirogene se caracterizează prin subsidența îndelungată a unor blocuri.

Examinînd regiunea în această ultimă lumină, vom face o scurtă analiză a relațiilor dintre fazele de cutare alpină și mișcările blocurilor cristaline de care ne ocupăm. Fragmentarea fundamentului cristalin și deplasarea pe verticală a blocurilor rezultate nu sînt lipsite de legătură cu fazele de mișcări alpine. Cea mai veche fază parțială de orogeneză alpină care poate fi dovedită în regiunea noastră este cea laramică, situată la sfîrșitul Cretacicului și începutul Neozoicului. Prima consecință a acestei faze este dispariția din regiunea de care ne ocupăm a apelor marine, care stăteau în legătură cu geosinclinalul Tethys, și a bogatelor faune de apă caldă ale lor. Regiunea devine pe mari suprafețe un uscat cu o mișcare de ascensiune destul de intensă. O consecință importantă a mișcărilor laramice este sedimentarea stratelor vîrgate inferioare de origine continentală, a căror grosime — foarte variabile după regiuni — a fost apreciată pînă la 1200 m. Credem că este de prisos să remarcăm că acestei grosimi așa de mari de sedimente trebuie să-i corespundă o grosime cel puțin egală de roci erodate, care erau reprezentate, în marea lor majoritate, prin sisturi cristaline.

Paroxismului laramic i-a urmat o fază îndelungată, mai mult sau mai puțin liniștită, pînă în Oligocenul inferior, cînd a intervenit o nouă fază de cutare alpină intensă, faza pirenaică. În acest interval de timp, presiunea tectonică cedînd, constatăm cum soclul cristalin din NW-ul Ardealului începe a se scufunda necontenit, însă nu uniform, ci diferențiat, unele blocuri scufundîndu-se mai mult, iar altele mai puțin, transgresiunea eocenă acoperind astfel diferite blocuri în timpul a diferite etaje (vezi tabel).

Blocurile munților Vf. Codrului și Prisaca, avînd permanent o poziție foarte ridicată, n-au fost acoperite de nici una din etapele transgresiunii eocene, cum dealtfel n-au fost acoperite nici de transgresiunile de mai tîrziu.

Începutul transgresiunii eocene poate fi constatată în împrejurimile Jiboului și în regiunea de la S de acesta. Aici se dezvoltă un facies lagunar cu argile și gips, căruii îi urmează stratele cu numuliți, apoi calcare și gresii fosilifere peste care se așază stratele pestrice superioare numite și « de Turbuța ». În timpul depunerii acestora din urmă, unele blocuri cristaline, de exemplu Preluca și D. Pietriș, se scufundaseră suficient, astfel că au fost acoperite de transgresiune. Scufundarea continuîndu-se, deasupra se depune seria calcaroasă eocen-superioară și oligocen-inferioară, cu care se încheie ciclul de sedimentare.

Faza de cutare pirenaică se manifestă printr-o nouă ridicare a întregii regiuni. În acest timp a avut loc exondarea definitivă a masivelor Preluca și D. Pietriș, precum și apropierea generală de suprafață a fundului mării din întreaga regiune, astfel că apele devin salmastre și apoi pe mari suprafețe chiar dulci, prilejuind depunerea seriei de sisturi cărbunoase a stratelor de Curtuiș. Grosimea în general foarte



M. PAUCĂ. RELAȚIILE DINTRE COMPOZIȚIA STRATIGRAFICĂ A DIFERITELOR UNITĂȚI TECTONICE ȘI FAZELE DE MIȘCĂRI ALE OROGENEZEI ALPINE

Vârsta depozitelor	Notafia KOCH	Notafia HOFMANN	Bazinul Chioarului	Sensul mișcării	Bazinul Baia Mare	Sensul mișcării	Bazinul Copalnic	Sensul mișcării	Bazinul Tg. Lăpușului	Sensul mișcării	Horstul Pietriș	Sensul mișcării	Masivul Preluca	Sensul mișcării	Masivele Prisaca-Făget	Sensul mișcării	Faze orogene
Pleistocen	—	—	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	Valahă
Levantin	P ₂	—	Continental	↑	Continental	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Rodanică
Dacian + Pontian	PI	—	Lacustru	↓	Lacustru	↓	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Atică
Sarmațian	M _{III}	—	Marin	↓	Marin	↓	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Moldavică
Tortonian superior	M _{II}	—	Marin + lagunar	↓ ↑	Marin + lagunar	↓ ↓	Marin	↓	Marin	↓	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	
Tortonian inferior	O ₈	Seria intermediară (KOCH)	Marin	↓	Marin	↓	Marin	↓	Marin	↓	Necunoscut	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Stirică
Helvețian superior	O ₆		~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	Savică
Oligocen superior	O ₄	Stratele de Ileanda	Marin	↓	Marin	↓	Marin	↓	Lipsă	↓	Lipsă	↓	Lipsă	↓	Lipsă	↓	
(Rupelian) Oligocen superior	O ₄	Strate de Bizușa	Marin	↓	Marin	↓	Necunoscut	?	Necunoscut	?	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	
Oligocen mediu	O ₃	Strate de Mera-Ciocmani	Marin	↓	Marin	↓	Necunoscut	↓	Necunoscut	?	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	
(Latorfian) Oligocen mediu	O ₂	Strate de Curtuiuș	Lagunar	↑	Lagunar	↑	Lagunar	↑	Necunoscut	?	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Pirenaică
Eocen superior	E ₄ + O ₁	Seria calcareasă (Ludian)	Marin	↓	Marin	↓	Marin	↓	Marin	↓	Marin	↓	Marin	↑	Lipsă	↑	(cărbuni)
(Priabonian) Eocen superior	E ₄	Strate de Turbuța (Ledian)	Epicontinental + marin	↓	Epicontinental + marin	↓	Epicontinental + marin	↓	Epicontinental + marin	↓	Epicontinental + marin	↓	Epicontinental + marin	↓	Lipsă	↑	
Eocen mediu	E ₃	Calcar grosier	Marin epicontinental	↓	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	
(Lutețian) Eocen mediu	E ₂	Strate cu <i>N. perforatus</i>	Marin + lagunar	↓	Necunoscut	↑	Necunoscut	↑	Necunoscut	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	
Eocen inferior	E ₁	Strate vărgate inferioare	Continental	↓	Necunoscut	↑	Necunoscut	↑	Necunoscut	↑	Calcar Rona	↓	Lipsă	↑	Lipsă	↑	
Cretacic superior	—	—	Marin epicontinental	↓	Necunoscut	?	Necunoscut	?	Necunoscut	?	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Laramică
Jurasic superior	—	—	Marin epicontinental	↓	Necunoscut	?	Necunoscut	?	Necunoscut	?	Lipsă	↑	Lipsă	↑	Lipsă	↑	

redusă (maximum 15 m) și mai ales inconstantă a acestuia (uneori numai de 2 m), ar putea fi un indiciu că, ridicarea fundului continuându-se, stratele de Curtuiuş au fost pe alocuri imediat exondate, suferind un început de eroziune.

După scurta fază pirenaică, presiunea tectonică cedînd, acele blocuri care și mai înainte se caracterizau printr-o altitudine scăzută, și-au oprit mișcarea de ascensiune. Apele marine le-au invadat din nou, depunînd o mare varietate de faciesuri pe verticală și permițînd astfel separarea etajelor oligocene reprezentate prin stratele de Mera—Ciocmani, de Buzușa și de Ileanda. Această mare varietate de faciesuri pe verticală într-un timp relativ scurt trebuie privită ca ecoul unor slabe mișcări existente undeva nu prea departe, mișcări care au determinat schimbări în condițiile de sedimentare pînă în regiunea noastră.

Remarcăm că faza pirenaică s-a produs la noi cu o oarecare întîrziere în comparație cu Carpații nordici, unde s-a depus la limita dintre Eocen și Oligocen. Cauza trebuie căutată în faptul că fiecare fază orogenică este compusă din mai multe etape, care prezintă intensități deosebite după regiuni, unele etape putînd lipsi în anumite regiuni.

După epoca de acalmie, care a domnit în cea mai mare parte a Oligocenului, către sfîrșitul acestuia și la începutul Miocenului, intervine faza de cutare *savică*, ale cărei mișcări orogene sînt dintre cele mai importante, prin intensitatea lor, din Terțiarul carpatic. Consecința imediată a mișcărilor din această fază este reprezentată prin formarea sedimentelor postorogene ale stratelor de tranziție ale lui KOCH, numite de I. DUMITRESCU strate de Buzuș. Sfîrșitul acestei faze de orogeneză importantă se traduce prin oxondarea definitivă a celei mai mari părți din regiunea de care ne ocupăm.

Faza *savică* a produs oxondarea Cristalinului și a regiunilor situate la N și NE de acesta, unde perioada continentală a ținut tot Miocenul inferior pînă în Tortonian. Sfîrșitul acestei faze este marcat prin producerea unor scufundări masive, care au dat naștere bazinelor neogene de pe marginea de W a Munților Apuseni. De această dată rolul principal îl joacă fracturile cu direcția N—S, sau apropiate acesteia.

În timpul Neogenului fazele orogene devin mai frecvente. Astfel, în Tortonianul superior regiunea suferă influența fazei de cutare *moldavică*, al cărei efect este o nouă ridicare a Cristalinului și a Sedimentarului paleogen de pe el, deasupra nivelului apelor și erodarea parțială a sedimentelor, în special a celor abia depuse ale Tortonianului. Oxondarea regiunii de NW a Ardealului a ținut de această dată un timp relativ scurt, după care, presiunea tectonică încetînd, regiunea începe să se scufunde din nou, și anume, ca și în alte ocazii, fiecare bloc în mod diferențiat prilejuind astfel transgresiunea sarmațiană, care a acoperit numai blocurile cele mai puțin ridicate.

În a doua jumătate a Sarmațianului, în regiune se resimte influența fazei de cutare *atice*, care a avut drept consecință o nouă ridicare a soclului cristalin



în totalitatea sa și, în consecință, instalarea unei noi perioade de eroziune. Această perioadă avînd o durată relativ mai lungă ca a celei precedente, eroziunea preponțiană a luat proporții importante, îndepărtînd în unele bazine pe mari suprafețe, nu numai Sarmațianul, dar chiar și Tortonianul. Putem afirma că intensitatea fazei de eroziune din timpul mișcărilor atice, este mult mai însemnată în comparație cu faza de eroziune care a avut loc în regiune începînd de la sfîrșitul Pliocenului, cînd toate bazinele erau evacuate de apă, pînă în prezent.

Faza de cutare atică se manifestă pînă la începutul Ponțianului cînd, în condițiile unei noi încetări a presiunii tectonice, bazinele neogene au început să-și reia vechea lor mișcare de scufundare, depunîndu-se sedimentele Ponțianului și ale Dacianului, cunoscute și sub numele de etaj panonian. Subsidența cea mai importantă o constatăm în bazinul Băii Mari și în special în regiunea sa de NW, unde Ponțianul are o grosime de aproape 1000 m.

În timpul celei de a doua jumătăți a Pliocenului, presiunea tectonică exercitată în mișcările fazei de cutare rodanică a determinat golirea pentru ultima dată a apelor pliocene din toate bazinele neogene de pe marginea de W a munților Apuseni, precum și cutarea sub formă de anticlinal a unui mic sector de pe marginea de N a bazinului Băii Mari, între Tăuți-Măgheruș și Cicîrlău. În acest timp o mare suprafață de teren, acoperită inițial de sedimente pliocene, situată pe teritoriul ocupat de Eruptivul de la N de Baia Mare, este curățită aproape în întregime de sedimentele ei abia depuse.

Ultima fază de cutare, ale cărei efecte le putem constata, este cea valahă. Aceasta se manifestă printr-o ridicare importantă a zonei cutelor flișului carpatic, antrenînd depozitele pliocene de la W de Vf. Gutăi pînă la altitudinea de 1000 m, prin începutul unei ridicări lente a insulelor cristaline a Prelucii, Prisacii și Vf. Codrului, precum și prin scufundarea lentă care caracterizează și astăzi toate cele trei bazine ale depresiunii transcarpatice a Lăpușului.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ПОЗНАНИЕМ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ОБЛАСТИ АРДЯЛ

М. ПАУКЭ

(Краткое содержание)

Северная область Мунций Апусень, сформировавшаяся из 8 кристаллических островов, которые были выявлены из под относительно тонких неозойских отложений, известных под названием скрытых Мунций Апусень. Она обособляется отсутствием постварисских складкообразований и наличием некоторых значительных движений поднятия.



Структура области является последствием наличия двух простираний, перпендикулярных разрывным нарушениям между ними: одно — с отложениями паннонского яруса с направлением, ориентированным с СВ—ЮЗ до С—Ю и другое карпатское с простиранием, ориентированным с СЗ—ЮВ до В—З.

Эти направления сброса — сдвига кристаллического фундамента подразделили область на блоки, из которых, один с постоянным поднятием, генерировал в горст, в то время как другие, с меньшим поднятием, были выявлены под видом впадин.

Последние были временно перекрыты трансгрессией, отложившей относительно тонкие слои. Общее поднятие способствовало привнесу седиментационного материала смежным областям: геосинклинали флиша и паннонской и трансильванской впадинам.

Настойчивость в приподнятии или в опускании различных массивов является последствием наклонного положения сбросов, которые их отделяют, а наличие некоторых сбросов, сходящихся в глубине, способствуют образованию горстов. Сами сбросы представляют широкие зоны смятия, которые часто бывают замаскированы неозойскими трансгрессиями. Последние являются линиями разрывных нарушений первого порядка, обособленные большими сдвигами и длиной, часто превосходящих нашу область, продолжаясь в больших смежных структурных единицах. Они отделяют горсты от бассейнов, элементы, которым автор приписывает название геологических областей.

Эти области пересечены многочисленными, более короткими линиями разрывных нарушений и с меньшими сдвигами. Они подразделяют области на тектонические единицы с меньшими поверхностями, но обладающие специальными проблемами — наличие секторов. В свою очередь, последние пересечены менее значительными сбросами, подразделяющие их на еще более малые участки-отсеки.

Общее поднятие скрытых Мунций Апусень могло быть установлено во время фаз альпийского складкообразования, начиная с ларамийской фазы складчатости, переходя через фазы пиренейскую, савскую, молдавскую, аттиксую-роданскую и валахскую фаз складчатости, в то время как погружения, способствовавшие трансгрессии во впадинах, датируются со времен спокойных интервалов, охарактеризованных возобновлением оседания.

Автор в заключении устанавливает две зоны оседания: одну — карпатскую, палеогенного возраста, в которую были включены бассейны: Бая Маре, Копальник и Тыргу Лэпуш и другую — паннонскую, неогенного возраста, в которую были включены бассейны западной окраины Мунций Апусень.



CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA TRANSYLVANIE DU NW

PAR

MIRCEA PAUCĂ

(Résumé)

La région septentrionale des Monts Apuseni, formée par huit îles cristallines, qui apparaissent de dessous un sédimentaire néozoïque relativement mince, est dénommée « Munții Apuseni Ascunși ». Elle est caractérisée par l'absence des plissements postvaristiques et la présence d'importants mouvements d'élévation.

La structure de la région est la conséquence de l'existence de deux directions de lignes de rupture perpendiculaires; une direction pannonienne NE—SW jusqu'à N—S et une direction carpatique NW—SE jusqu'à E—W. Ces directions de faille du soubassement cristallin ont divisé la région en blocs dont quelques uns en surélévation permanente ont donné les horsts, tandis que d'autres, moins surélevés, apparaissent sous la forme de dépressions. Elles ont été recouvertes par des transgressions, qui ont déposé des sédiments relativement peu épais. La surélévation en bloc estimée à 10 000 m environ, a fourni le matériel sédimentaire des régions environnantes: le géosynclinal du Flysch et les dépressions pannonienne et transylvaine.

Le caractère persistant de la surélévation ou de l'effondrement des divers blocs est une conséquence de la position inclinée des failles qui les séparent, les horsts étant déterminés par des failles qui convergent en profondeur. Les failles représentent de larges zones d'écrasement, masquées souvent par les transgressions néozoïques. Ce sont des lignes de rupture de premier ordre, caractérisées par des longueurs et des rejets appréciables qui dépassent souvent notre région, continuant dans les grandes unités structurales avoisinées. Elles séparent les horsts des bassins, éléments considérés districts géologiques.

La région est traversée par de nombreuses lignes de ruptures, plus courtes, et à rejet plus petit. Elles divisent la région en unités tectoniques à surface réduite, mais ayant des problèmes spécifiques, notamment les secteurs. À leur tour, ces derniers sont traversés par des failles encore moins importantes qui divisent les secteurs en compartiments.

La surélévation en bloc des « Munții Apuseni Ascunși » a été constatée pendant les phases du plissement alpin, depuis celle laramienne et passant par les phases pyrénéenne, savigue, moldavienne, attique, rodanique et valaque, tandis que les effondrements qui ont permis les transgressions dans les dépressions datent des intervalles tranquilles, caractérisés par la reprise de la subsidence.

On y constate la présence de deux phases de subsidence: une de type carpatique, d'âge paléogène comprenant les bassins Baia Mare, Copalnic et Tîrgu Lăpuș et l'autre, pannonienne, d'âge néogène, englobant les bassins de la bordure occidentale des Monts Apuseni.



PROBLEME GEOLOGICE ÎN BAZINELE COPALNIC ȘI TG. LĂPUȘ ¹⁾

DE
MIRCEA PAUCĂ

Ultima treaptă de scufundare importantă spre NE a Cristalinului Munților Apuseni Ascunși, acoperită de sedimente, este reprezentată prin depresiunea transcarpatică a Lăpușului din care fac parte micul horst din D. Pietriș, precum și bazinele Baia Mare, Copalnic și Tg. Lăpuș.

În geneza acestei trepte de scufundare au jucat un rol important dislocațiile longitudinale cu direcție carpatică și cu sărituri de mai multe sute de metri, în timp ce bazinele sînt separate unul de altul prin falii transversale cu direcție panonică, avînd denivelări mai mici. Aceste trei bazine prezintă, ca trăsătură comună, formarea lor în timpul Paleogenului, dar se deosebesc între ele printr-o tectonică diferită și prin fazele de subsidență la care au luat parte. Anume, în timp ce în cele două bazine din răsărit subsidența a durat numai pînă în Miocenul mediu, subsidența a continuat în bazinul Baia Mare cu deosebită intensitate și în tot timpul Neogenului.

Cele două bazine din E, Copalnic și Tg. Lăpuș, sînt separate între ele printr-un sistem de fracturi situate între horstul Pietriș, în S, și intruziunea din Șatra, în N, fracturi care urmăresc văile Dobriținașului și Stoicenilor de la E de Inău. Aceste două bazine se deosebesc însă fundamental între ele, prin problemele lor stratigrafice și tectonice. Horstul Pietriș, care le separă în S, prezintă de asemenea cu totul alte probleme.

Dacă bazinul Baia Mare, datorită accesibilității sale și problemelor economice din imediata sa apropiere, este relativ bine cunoscut, nu tot aceeași afirmație o putem face și asupra celorlalte două bazine transcarpatice. Am putea afirma chiar că, pînă în 1944, bazinele Copalnic și Tg. Lăpuș au reprezentat o adevărată « *terra incognita* ».

Într-adevăr, cu toate cercetările lui H. WOLF, ale lui HAUER și STACHE, HOFMANN și KOCH, care se țin pe linia generalităților, primele publicații substanțiale

¹⁾ Comunicare în ședința din 23 februarie 1962.



asupra bazinului Tg. Lăpuș datează din 1944 și le datorăm lui B. BÖHM și K. MÉHES, primul ocupându-se de partea de E a bazinului, iar al doilea de cea de W, atingând puțin și marginea de E a horstului Pietriș.

Gradul de cunoaștere anterioară a bazinului Tg. Lăpuș poate fi apreciat din faptul că MÉHES nu citează nici un fel de bibliografie, în timp ce BÖHM citează numai lucrări care se referă la Eruptivul și mineritul din regiunea Băiuț.

Cît privește bazinul Copalnicului, asupra jumătății de S a acestuia dispunem de lucrarea lui Z. SCHRÉTER din 1947. Mai semnalăm hărțile de compilație la scara 1:20.000 întocmită de Ministerul Petrolului, hărți care acoperă unele din regiunile de N ale ambelor bazine. În afară de aceste publicații, există în arhiva Comitetului Geologic un număr de cca 10 rapoarte, fiecare tratînd sectoare izolate ale acestor bazine și mai puțin horstul Pietriș. În sfîrșit, trebuie să remarcăm lucrarea lui I. DUMITRESCU din 1957, care prezintă o primă sinteză cu indicații prețioase asupra faciesurilor și tectonicii depozitelor situate în jurul horstului Preluca.

În cele ce urmează ne vom ocupa de fiecare bazin în parte, precedînd expunerea prin cîteva rînduri asupra horstului Pietriș care ocupă între ele o poziție specială.

Horstul Pietriș poate fi considerat ca reprezentînd treapta vizibilă cea mai scundă a Cristalinului Munților Apuseni Ascunși, fiind limitat la N, W și E de scufundările importante ale celor două bazine care îl încadrează. Cunoașterea alcătuirii stratigrafice și tectonice a horstului este deosebit de prețioasă, întrucît aceasta ne dă indicii importante asupra stratigrafiei și tectonicii fundamentului celor două bazine învecinate, între care se vîră sub forma unei pene.

La alcătuirea acestui horst iau parte Cristalinul, Paleocenul reprezentat prin calcarul de Rona și Eocenul superior reprezentat prin stratele de Turbuța și prin seria calcaroasă. Din punct de vedere tectonic constatăm că acest horst se prezintă complet strivit, fiind limitat și străbătut de foarte numeroase falii orientate în toate direcțiile posibile dar mai ales paralele cu marginile sale. În consecință, aspectul tectonic al Dealului Pietriș poate fi caracterizat cel mai potrivit prin cuvîntul «ruiniform». Totuși, putem constata existența unui sîmbure central de Cristalin cu o suprafață de cca 4 km², în jurul căruia sînt dispuse, oarecum concentric, depozitele eocene ale horstului și apoi cele oligocene ale bazinelor care îl încadrează. Alcătuirea stratigrafică și tectonică a acestui horst ne poate sugera o idee mai ales asupra jumătății de S a bazinului Copalnic.

Despre bazinul Copalnic putem spune de la început că structura sa trădează, în unele sectoare, marea apropiere de suprafață a fundamentului cristalin, care apare pe suprafețe apreciabile în împrejurimile satelor Măgureni, Rușor și Mănăștur. Lucrările de pînă acum asupra acestui bazin nu permit nici măcar să bănuim problemele geologice, în special cele tectonice, care îl caracterizează. Într-adevăr, pînă în prezent s-a ajuns la concluzia existenței în cuprinsul a ceea ce s-a numit pînă acum strate de Buzaș, care acoperă cea mai mare parte din suprafața bazinului, a unui



număr de cel puțin patru anticlinale, care ar străbate bazinul cu o direcție E—W pînă la ENE—WSW. Nimeni însă nu și-a pus problema imposibilității din punct de vedere mecanic a unei asemenea direcții de cutare în acele regiuni ale bazinului în care sedimentarul prezintă grosimi de la 0 pînă la cel mult 200—300 m și mai ales în apropierea faliei Prelucii, care prezintă însă o direcție NW—SE. În realitate, în bazinul Copalnic, datorită prezenței a foarte numeroase alunecări de teren adînci, care ocupă suprafețe foarte mari, fără să fi fost recunoscute pînă în prezent ca atare, se pot găsi poziții pentru susținerea oricărui alt fel de tectonică.

Cercetările noastre au ajuns la concluzia că în structura geologică a depozitelor din acest bazin se poate constata existența unui adevărat mozaic de compartimente, separate prin întretăierea falilor cu direcție carpatică și a falilor cu direcția panonică. În compartimentele de S, situate în apropierea Cristalinului Prelucii, cu un fundament adeseori vizibil sau foarte puțin adînc, rolul principal l-a jucat mișcările rupturale, în timp ce, în compartimentele din N, grosimea cuverturii sedimentare crescînd, încep a se face simțite și influențele mișcărilor plicative. Remarcăm că în acest mozaic de compartimente nu se pot trage întotdeauna linii nete de delimitare, ci între unele există o trecere gradată, cel puțin la suprafață.

Printre faliile cu direcție carpatică cea mai importantă din acest bazin este falia Prelucii. SCHRÉTER o descrie și figurează ca o linie de încălecare a Cristalinului Prelucii peste sedimentele bazinului. În realitate, contactul dintre Cristalin și Sedimentar se face și aici prin intermediul unei zone de fracturi cu o lățime pînă la peste 1 km, zonă formată din blocuri înguste, cuprinse între falii paralele, unele lungi cu direcția carpatică și altele scurte cu direcție panonică. Cristalinul se scufundă astfel în trepte, care sînt acoperite mai întîi de Paleogenul epicontinental și abia apoi urmează, discordant, umplutura reprezentată prin depozitele numite în trecut strate de Buzaș pe care noi le considerăm ca avînd o vîrstă helvețian-tortoniană și le atribuim « Formațiunii carpatice » a geologilor cehi. Începînd din Eocen, falia Prelucii n-a încetat să fie activă pînă în prezent, permițînd ridicarea continuă a Cristalinului și scufundarea în diferite etape a depresiunii transcarpatice a Lăpușului. Săritura acestei falii, calculată la nivelul calcarului grosier al Eocenului superior, a depășit în acest interval de timp cifra de 600 m.

O a doua linie rupturală importantă cu direcția carpatică se află pe marginea de N a bazinului Copalnic, între Cărpiniș și Trestia, de unde se continuă spre aparatul vulcanic al Șatrei. Efectul acestui sistem de falii, marcat pe unele distanțe prin erupții miocene, este dispariția în adîncime a stratelor de Buzaș, care sînt acoperite de sedimente tortoniene și sarmațiene.

Între aceste două falii principale există un număr foarte mare de rupturi cu direcția WNW—ESE pînă la E—W, pe distanțe mult mai scurte, fără ca amplasamentul lor să poată fi întotdeauna precizat, și ale căror sărituri sînt probabil mici, întrucît în stratele de Buzaș nu s-au putut găsi orizonturi-reper.



Una dintre caracteristicile principale ale tectonicii bazinului Copalnic constă în cele trei falii cu direcția NE—SW, care străbat bazinul împărțindu-l în patru sectoare paralele, fiecare prezentându-se din ce în ce mai scufundat de la E spre W. Aceste falii n-au putut fi recunoscute pînă astăzi probabil pentru motivul că fracturile lor sînt folosite și camuflate pe distanțe lungi de pîraiele Valea Mare, Cavnic și Bloaja, după care le-am dat și numele.

Existența faliei Valea Mare, recunoscută anterior numai în sectorul ei de N, pe o distanță de cca 2 km la W de Cărpiniș, reiese din următoarele constatări: asimetria stratigrafică a celor doi versanți, cel drept cu altitudini de cca 350 m constînd din depozitele « Formațiunii carpatice », din Tortonian și din Sarmațian, în timp ce versantul stîng, cu altitudini care depășesc 400 m, constă numai din stratele de Buzaș; prezența unei sărături (Slatina) pe teritoriul satului Copalnic; prezența hidrocarburilor la cele două extremități ale sale (W de Cărpiniș și pe prelungirea acestei falii în Cristalinul de la S de Surduc, pe V. Domoșului); prezența unei manifestări de CO₂ nou descoperită la confluența pîrului Cavnic cu Valea Mare; asimetria morfologică a celor doi versanți, cel stîng fiind scurt și cu o pantă mult înclinată, în timp ce versantul drept este prelung; întreruperea bruscă a Paleogenului ce vine din spre W de la Coaș, după ce a ajuns pe teritoriul satului Copalnic etc.

Falia Cavnicului a putut fi constatată, între altele, într-o deschidere de la gura Văii Ursului de la N de Făurești, unde apare cu o brechie groasă de peste 1 m, precum și pe baza necorespondenței dintre litologia celor doi versanți. Prezența acestuia a determinat existența Neogenului în regiunea cuprinsă între Firizău și Cavnic. Falia Bloajei apare cu deosebită claritate în regiunea Mormințele de la N de Trestia, unde s-a produs și o decroșare de cca 500 m spre N a Eruptivului; de asemenea la S de Fînațe, unde în malul drept al pîrului Bloaja apare o stîncă de calcar eocen-superior, care indică apropierea de suprafață a fundamentului, și la W de Brebeni, pe V. Hulpîi, unde apar strate de Bizușa. Importanța acestor trei falii reiese și din faptul că unele detalii tectonice, existente în sectoarele situate pe una din aripile lor, nu apar și în sectoarele de pe cealaltă aripă.

Aceste trei falii nu rămîn limitate la cuprinsul bazinului, ci se continuă la capetele lor în ambele direcții, atît în interiorul prelungirii de NE a bazinului Băii Mari între satele Dănești și Firizău, cît și în interiorul masivului Preluca, unde ele trec prin șei cu 100—150 m sub înălțimea medie a culmii principale. În această situație se poate trage concluzia că cele trei falii nu reprezintă altceva decît manifestarea în interiorul cuverturii sedimentare a tectonicii existente în fundamentul cristalin.

Aceste falii separă în interiorul bazinului Copalnic un număr de patru sectoare orientate aproximativ NE—SW. Dintre ele, cele două sectoare mijlocii se caracterizează prin existența a cîte trei compartimente: în N cîte un compartiment cutat E—W, la mijloc cîte un compartiment reprezentat printr-un monoclin cu direcția WNW și cu înclinarea spre SSW, iar în S cîte un compartiment în care cuvertura



sedimentară fiind destul de subțire, apar diferiți termeni din fundamentul peste care se așază depozitele «Formațiunii carpatice».

Sectorul de est, situat pe stînga pîrfului Bloaja, constă numai din două compartimente, fiind lipsit de compartimentul nordic cutat E—W, în locul căruia se prelungește compartimentul central în care stratele înclină spre SSE. De asemenea sectorul de W, situat pe dreapta Văii Mari, constă din cele două compartimente sudice, cel nordic fiind acoperit de sedimentele bazinului Baia Mare.

Cutele din compartimentele de N ale sectoarelor centrale sînt de un tip cu totul special. Anume, în malul stîng al Căvnicului, puțin mai sus de biserica dîn Făurești, se poate vedea un anticlinal cu o deschidere de cca 10 m și cu înălțime de peste 1 m. Acesta este mărginit la N și la S de cîte un sinclinal foarte larg, al cărui fund este plat și prezintă o înclinare numai de cîteva grade spre SE. Un asemenea tip special de cutare ne face să bănuim că anticlinalul corespunde unei zone de strivire a fundamentului cristalin, căreia îi corespunde la suprafață o slabă încrețire a depozitelor plastice ale «Formațiunii carpatice». În continuarea sa spre E acest anticlinal se lărgeste mult în zona de afundare de la S de satul Cărpiniș.

În timpul Sarmațianului și al Pliocenului, cînd bazinul Copalnic era exondat și forma un uscat în continuarea horstului Preluca, cele trei rîuri curgeau de la S spre N, vîrsîndu-se în bazinul marin și apoi lacustru care ocupa actuala culme muntoasă dintre depresiunea transcarpatică a Lăpușului și bazinul Maramureșului.

În fazele de cutare rodanică și valahă, avînd loc o inversiune tectonică de relief prin ridicarea regiunilor carpatice pînă atunci acoperite de apă și prin formarea depresiunii transcarpatice a Lăpușului, cele trei văi au continuat să fie folosite de cursurile de apă, dar de această dată în sens invers, adică de la N spre S, coborînd din regiunile astăzi mai înalte ale Carpaților. Același fenomen a avut loc și în bazinul Tg. Lăpuș, unde am putut constata că cel puțin P. Libotin a curs în acel timp de la N spre S. Alte două inversiuni de relief au avut loc la sfîrșitul Tortonianului și la sfîrșitul Sarmațianului, astfel putem afirma că, în această regiune, Carpații s-au plimbat de trei ori pe verticală.

Dovadă că pînă spre sfîrșitul Pliocenului superior aceste rîuri aduceau apele din spre S, de pe uscatul Prelucii, spre depresiunea acoperită pe atunci de ape și reprezentată astăzi prin crestele Carpaților, este prezența pietrișului de Cristalin constatată în patru puncte: în D. Cerneștilor și la S de acest sat (bazinul Copalnic) unde acoperă o suprafață numai de cîteva zeci de metri pe dreapta Văii Mari la S de Cărpiniș și terasa din pietriș de cuarț bine rulat pe care se află o mare parte a satului Libotin, pietriș care nu putea veni de cît din S, de pe Preluca. Este foarte probabil că asemenea pietrișuri să existe și în alte puncte, dar ele n-au fost remarcate, fie pentru motivul că la început nu eram avertizat asupra acestui fenomen, fie pentru că am parcurs regiunea prea repede.



Marea vechime a văilor care străbat bazinele Copalnic și Tg. Lăpuș explică motivul pentru care unele dintre ele (Cavnicul, Bloaja, etc.) sînt foarte largi, uneori cu o lărgime egală cu cea a interfluviilor.

Inversiunea de relief s-a produs sub forma unei mișcări epirogene cu o ridicare de cca 1500 m a actualei regiuni muntoase, de-a lungul a foarte numeroase linii de ruptură orientate NW—SE pînă la E—W, cu o deplasare verticală din ce în ce mai accentuată de la S spre N. Ele sînt consecința influenței fundamentului cristalin rigid, dar intens fracturat, al bazinului Copalnic, asupra depozitelor relativ plastice ale «Formațiunii carpatice». Existența acestor rupturi se poate constata pe teren numai în unele cazuri. De cele mai multe ori însă ele sînt mascate de marele număr de alunecări favorizate de aceste rupturi care au făcut posibilă infiltrarea în adîncime a apelor de precipitație.

Prezența unui mare număr de asemenea rupturi este trădată și prin dispoziția viroagelor de pe cei doi versanți ai văilor principale din bazinul Copalnic. Într-adevăr, față de direcția NE—SW a Văii Mari, a pîraielor Cavnic și Bloajei, viroagele de pe stînga acestora au o direcție SE—NW pînă la E—W, adică cea a rupturilor, deci contrară direcției de curgere actuală a apelor, în timp ce viroagele de pe versantul drept au o direcție normală NW—SE. Aceste direcții ale afluenților celor trei râuri din bazinul Copalnic se constată deosebit de accentuat în cursurile lor inferioare, unde influența fundamentului cristalin se face mai mult simțită, în timp ce în regiunea de N, fundamentul cristalin fiind mai adînc și înclinarea reliefului mai mare, afluenții ajung sub un unghi ascuțit.

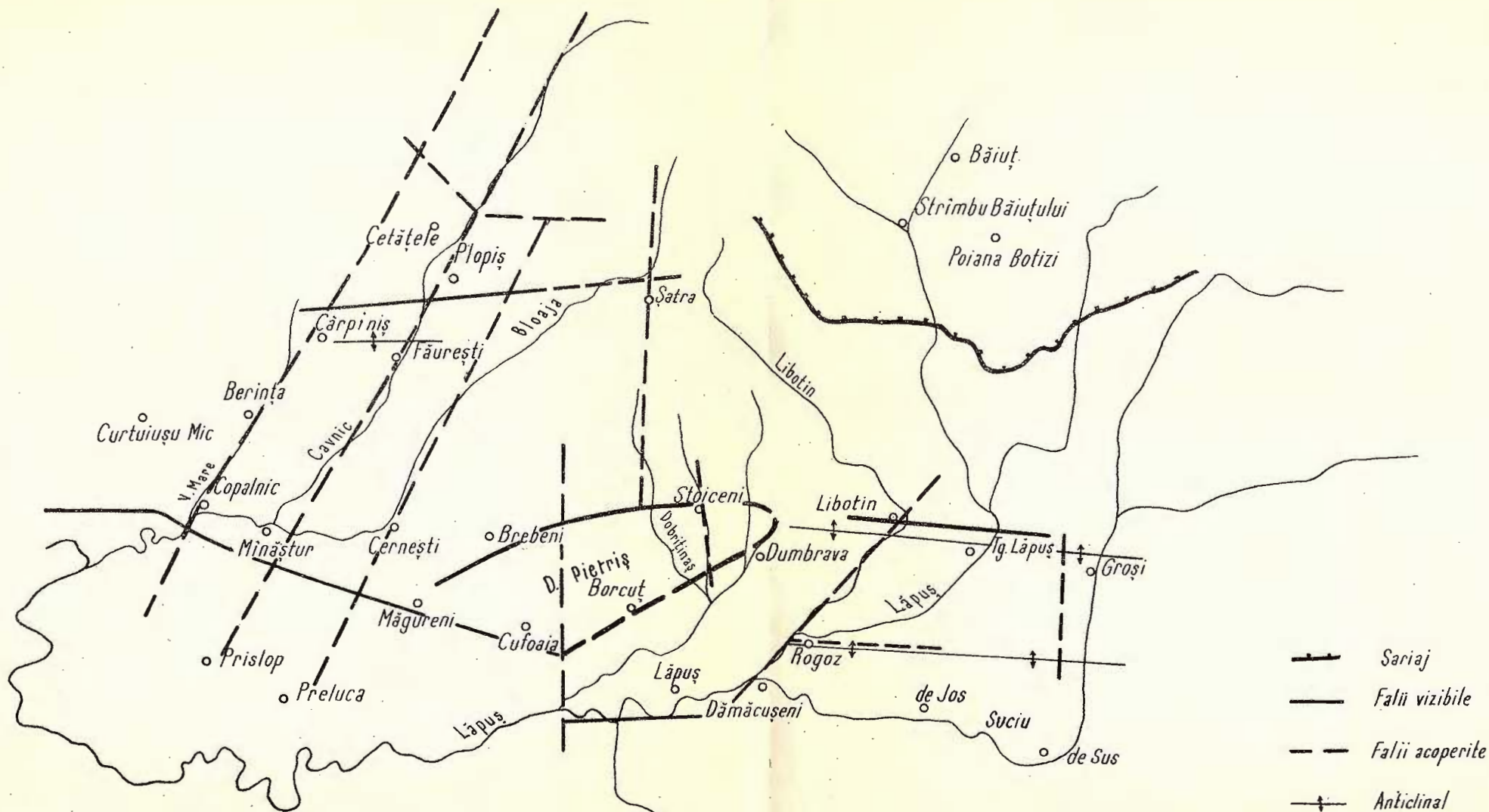
Mai remarcăm că pe aceste linii de ruptură se aliniază și un foarte mare număr de gropi sub formă de pîlnie, în care se pierde apele de șiroire, cu toate că scurgerea lor pe pantă nu este nici de cum împiedicată. Înainte de a ne lămuri fenomenele care au determinat structura actuală a acestui bazin, prezența acestor pîlnii și mai ales marele lor număr, ne era cu totul inexplicabilă.

Problemele geologice din bazinul Tg. Lăpuș se caracterizează în primul rînd prin existența unei intense subsidențe, astfel că «Formațiunea carpatică» maschează toate depozitele mai vechi. Acest bazin este separat de horstul Pietriș printr-un sistem strîns de falii puternice cu direcția N—S sau NE—SW, mascate în mare parte prin transgresiunea depozitelor «Formațiunii carpatice». Aceste falii au determinat scufundarea la mare adîncime, pe mică distanță, a fundamentului cristalin și paleogen al bazinului.

Regiunea situată aproximativ la cîte 5 kilometri la E și la W de sectorul cu direcția N—S a râului Lăpuș reprezintă o depresiune care a determinat formarea pînzelor gravitaționale ale Lăpușului și Botizei. În înaintarea lor spre S, în timpul fazei moldavice (Tortonianul superior) pînzele au produs cutarea depozitelor «Formațiunii carpatice» sub forma a două anticlinale majore, orientate E—W, adică paralel cu fruntea pînzelor, și a cîtorva anticlinale mai mici, orientate în general



M. PAUCĂ
STRUCTURA GEOLOGICĂ A BAZINULUI COPALNIC -TG. LĂPUȘ
SC. 1:200.000



NW—SE, situate la N de satul Cupșeni. Sedimentarea acestor depozite a fost urmată imediat de cutarea lor.

Cele două anticlinale majore se află în continuarea structurilor existente spre W și anume anticlinalul Stoiceni—Lăpușul Romînesc—Groși în continuarea terminației de NE a horstului Pietriș, iar anticlinalul Rogoz—S Groși în continuarea faliei Preluca. Ambele anticlinale se prezintă în axul lor faliat și cu flancul de S scufundat. De-a lungul acestor falii apare izvorul mineral complex (CO_2 , NaCl, I) de la Stoiceni, precum și numeroase izvoare de CO_2 pe teritoriul satului Rogoz.

Cercetătorii anteriori au trasat o direcție WNW—ESE pentru unele cute din regiune, lăsîndu-se înșelați de prezența a numeroase cueste cu această direcție și de suprafețele structurale cu înclinarea spre NE. Acestea nu indică însă nicidecum existența unui sistem de cute orientat WNW—ESE, ci reprezintă un număr de trei orizonturi grezoase în alternanță cu orizonturile marnoase ale aceluiași anticlinal cu direcția W—E, care plonjează continuu spre E pînă în regiunea satului Groși, unde depresiunea atinge probabil maximum de adîncime.

Alternanța unui număr de trei orizonturi predominant marnoase, fiecare cu o grosime de cîteva sute de metri, cu trei orizonturi predominant grezoase, fiecare groasă numai de 100—150 m, care alcătuiește « Formațiunea carpatică », ne permite să aruncăm o privire atît asupra stratigrafiei acestui complex, cît și a condițiilor de sedimentare, alternativ liniștite și intensificate, care au avut loc în timpul depunerii lor.

Una din caracteristicile geomorfologice principale ale bazinelor cercetate este marele număr de alunecări de teren (în limbajul local « rupturi »), care au fost favorizate și de structura tectonică specială a regiunii, nu numai de alternanța de marne și gresii a « Formațiunii carpatice ». Spre deosebire însă de alte regiuni din țară, cu o litologie asemănătoare (de ex. Vrancea) unde, pe măsură ce se produce, materialul alunecat este curînd transportat, în bazinele Copalnic și Tg. Lăpuș acesta rămîne pe loc, aglomerîndu-se din ce în ce mai mult pînă ce acoperă complet pantele. Talvegul a numeroase văi este astfel colmatat complet de alunecările de pe versanți căpătînd un profil în « V » ascuțit, astfel că drumurile se află sus pe versanți, adesea chiar aproape de culme.

Cauza neevacuării materialului alunecat nu constă nicidecum în lipsa de precipitații, ci presupunem că este rezultatul fenomenelor neotectonice care au loc și în prezent în ambele bazine. Într-adevăr, întreaga regiune transcarpatică a Lăpușului se află și acum într-o lentă mișcare de scufundare, în timp ce masivul cristalin al Prelucii își continuă vechea sa mișcare de ridicare lentă. Dovada ridicării actuale a masivului Preluca o aduce nu numai faptul că Lăpușul și Căminul continuă să-și adîncească albiile în șisturile cristaline în care au tăiat chei și repezișuri, dar și acumulările aluviale din cîmpia pe care este așezat orașul Tg. Lăpuș înainte de intrarea Lăpușului în Cristalin, cîmpie care reprezintă nu numai o depresiune morfologică ci și un sector tectonic deosebit de adîncit.



BIBLIOGRAFIE

- BÖHM-ВЕМ В. Geologische Verhältnisse des Gebietes NE von Oláh-Lápos. *Beszámoló*, 2, Budapest 1944.
- DUMITRESCU I. Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului din bazinul Lăpușului. *Lucr. Inst. Petrol-Gaze*, III, București 1957.
- КОСН А. Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile, I. Paleogen. Budapest 1894.
- MÉNES K. Die geologischen Verhältnisse des Gebietes NW-lich von Oláhlápos. *Beszámoló*, 3, Budapest 1944.
- SCHNÉTER Z. Geologische Verhältnisse des tertiären Hügellandes anschliessend an den nordwestlichen Teil des Lápos-Gebirges. *Földt. Közl.*, LXXVII, Budapest 1947.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ БАССЕЙНА КОПАЛНИК
И ТЫРГУЛ ЛЭПУШ

М. ПАУКЭ

(Краткое содержание)

Область состоит из двух бассейнов, неравномерно погруженных, которые отделены горстом Д. Пиетриш. Этот горст представляет последнюю ступень видимого погружения на СВ, скрытых Мунций Апусень, что способствовало осадконакоплению и сохранению верхнего эоцена на больших площадях нежели в Прелуки. Горст Пиетриш отделяет, как бы клином, менее погруженный бассейн Копалникулуй от бассейна Тг. Лэпуш, обособленного некоторым интенсивным опусканием, который клин способствовал выявлению эруптивного массива Шатры. Указанный горст характеризуется некоторым, тектонически, разрушенным видом, по причине многочисленных сбросов, ориентированных, главным образом, параллельно своим крайнам.

Бассейн Копальникул состоит, на поверхности, из ограниченного количества палеогенных отложений, видимых на своей южной окраине и из некоторых наполнителей пластов Бузаш.

По причине мозаичной тектоники кристаллического фундамента, который погружается постоянно на СЗ, из-за эффекта трех значительных сбросов с простиранием СВ—ЮЗ и на С, под влиянием многочисленных малых дислокаций, местного характера, ориентированных, в общем, на СЗ—ЮВ, чехол слоев Бузаш утолщается, начиная с Ю к С и от В к З, как следствие более интенсивного погружения в этом направлении. Из многочисленных предполагаемых раньше, складок, было выявлено в бассейне наличие только одной параллели с северной своей границей, где чехол является довольно мощным. К концу плиоцена произошла здесь тектоническая инверсия рельефа: современная горная область, где отлагался неоген, была приподнята до ее насто-



ящей высоты, в то время как суша начала погружаться с юга, порождая впадину Лэпушул.

Последствием этого явилось изменение, в противоположном направлении, течения трех главных рек бассейна, которые в сармате и нижнем — среднем плиоцене текли на север в тех же долинах. Глубокие оползны на больших пространствах осложнили на много тектоническую расшифровку.

Бассейн Тг. Лэпуш отделен от горста Пиетриш сбросами с простиранием С—Ю и СВ—ЮЗ. На дневной поверхности были выявлены слои Бузаш, большой мощности, по причине некоторого подчеркнутого погружения. Эти две большие антиклинали с простиранием В—З и с вершиной, подверженной разрывному нарушению (сбросу), а также и погруженным южным крылом, непрерывно погружаются на В, ось падения с простиранием С—Ю, соответствует максимуму продвижения покрова Лэпушул. Шарьяж этого покрова над пластами Бузаш определил складкообразование последних в молдавской фазе. Позднее пласты Бузаш были подвергнуты сбросам и в С—Ю направлении, параллельному оси погружения, а также и в СВ—ЮЗ, параллельному границе между бассейном и горстом. Тектоническая инверсия рельефа и изменение течения рек, характеризуют геоморфологическую эволюцию и этого бассейна. Установление на месте оползневого материала, предполагает наличие некоторых отрицательных нео- тектонических движений в обоих бассейнах, в то время как секторы узких и глубоких долин Лэпуша и Ковникул в кристаллическом массиве Прелучии, указывают на продолжение и в настоящее время, позитивных нео-тектонических движений.

PROBLÈMES GÉOLOGIQUES DANS LES BASSINS DE COPALNIC ET DE TÎRGU LĂPUȘ

PAR

MIRCEA PAUCĂ

(Résumé)

La région est constituée par deux bassins, inégalement effondrés, séparés par le horst Dealul Pietrișului. Ce dernier représente le dernier gradin d'effondrement, visible dans le NE des Monts Apuseni Ascunși, fait qui a permis la sédimentation et la conservation de l'Éocène supérieur sur de vastes zones (par exemple Preluca). Le horst Dealul Pietrișului sépare comme un biseau, le bassin moins effondré de Copalnic du bassin Tîrgu Lăpuș, caractérisé par une subsidence intense; ce biseau a permis l'apparition de l'Éruptif de Șatra. Ce horst présente une tectonique ruiniforme, résultée de nombreuses failles orientées parallèlement aux bords de ce dernier.



Le bassin de Copalnic comporte — à la surface — quelques dépôts paléogènes, visibles au bord S et un comblement formé par les couches de Buzaş. Vu la tectonique en mosaïque de son soubassement cristallin (qui s'affaisse continuellement vers le NW sous l'effet de trois failles dirigées NE—SW et vers le N, sous l'influence de maintes dislocations locales orientées NW—SE), la couverture des couches de Buzaş s'épaissit du S vers le N et de l'E vers l'W comme une conséquence de la subsidence plus intense sur cette direction. De tous les plis — supposés au passé — dans le bassin n'existe qu'un pli parallèle à sa limite N, où la couverture est suffisamment épaisse.

Vers la fin du Pliocène a eu lieu une inversion tectonique du relief, lorsque l'actuelle région montagneuse où se déposait le Néogène a atteint l'altitude de nos jours, tandis que le continent a commencé à s'affaissé donnant lieu à la dépression du Lăpuş. Il en résulta le changement en direction opposée des cours des trois principales rivières du bassin, lesquelles au Sarmatien et au Pliocène inférieur-moyen coulaient vers le N dans les mêmes vallées. Les glissements de terrain, profonds sur de vastes étendues, compliquent beaucoup le déchiffrement tectonique.

Le bassin de Țirgu Lăpuş est séparé du horst Pietriş par des failles N—S et NE—SW. À la surface n'apparaissent que les couches de Buzaş, très épaisses, à cause d'une subsidence accentuée. Les deux anticlinaux majeurs, orientés E—W, ayant la crête faillée et le flanc S effondré, plongent continuellement vers l'E, l'axe de subsidence N—S, correspondant au maximum d'avancement de la nappe de Lăpuş. Le chevauchement de cette nappe sur les couches de Buzaş a déterminé leur plissement pendant la phase moldavienne. Ultérieurement, les couches de Buzaş ont été faillées autant en direction N—S — parallèle à l'axe de subsidence — qu'en direction NE—SW — parallèle à la limite entre le bassin et le horst. L'inversion tectonique du relief et le changement des cours d'eaux caractérisent l'évolution géomorphologique de ce bassin. La conservation du matériel résulté du glissement permet de supposer l'existence d'un mouvement néo-tectonique négatif dans les deux bassins, tandis que les secteurs des vallées étroites et profondes du Lăpuş et du Căvnic dans le Cristallin de Preluca, attestent la continuation des mouvements néo-tectoniques positifs aussi à l'époque actuelle.



CERCETĂRI HIDROGEOLOGICE ÎN REGIUNEA COVASNA— TUFALĂU—PETENI ¹⁾

DE

T. BANDRABUR

Regiunea studiată este delimitată la S de pîrîul Chiuruș, comunele Pachia, Brateș și Tufalău; la W, limita trece prin comunele: Lețfalău și Mărcușa; limita nordică se trasează după o linie ce ar trece pe la N de comunele Mărcușa, Mărtineni, Peteni și Harale, iar limita estică urmărește contactul morfologic dintre cîmpie și zona colinară, între Harale și Chiuruș. În această lucrare am acordat o atenție deosebită răspîndirii și chimismului apelor minerale din zona Covasna—Voinești.

Cercetări de detaliu asupra regiunii de care ne ocupăm au fost efectuate de M. G. FILIPESCU începînd încă din anul 1930 și pînă în prezent. Cercetări de ansamblu asupra zonei flișului carpatic, în care se încadrează și regiunea studiată de noi, aparțin de asemenea lui M. G. FILIPESCU (6) și I. BĂNCILĂ (1). Date morfologice privitoare la regiunea cercetată ne sînt cunoscute din lucrările lui N. ORGHIDAN (12) și M. IANCU (8). Din punct de vedere hidrogeologic, zona Covasna—Voinești a fost studiată de către V. GRASU și V. MANOLE (3), H. GROZESCU (7), M. STURZA (16), GABRIELA PITULESCU, V. CRASU și S. REPANVICI (13), etc.

Unii din cercetătorii menționați au făcut anumite considerații generale asupra genezei apelor minerale, iar alții au executat analizele chimice ale acestor ape.

Morfologia regiunii. În regiunea cercetată distingem două tipuri majore de relief: un relief muntos și unul depresionar, de cîmpie.

Relieful muntos ocupă partea estică a regiunii, constituind rama vestică a munților Vrancei, a căror altitudini variază în acest sector între 800—1200 m. De la aceste înălțimi relieful coboară spre bazin în pante relativ rezezi, pînă la curba de nivel de 600 m, care reprezintă aproximativ limita între depresiune și munți.

¹⁾ Comunicare în ședința din 11 mai 1962.



Relieful muntos este fragmentat puternic de către rețeaua hidrografică, care are un caracter torențial. Dintre văile mai importante amintim, de la N la S: Zăbala, Pava, Honco, Horgaz, Covasna, pârul Alb, pârul Crăciunului și pârul Chiuruș. Văile menționate au exercitat o eroziune activă asupra zonei muntoase, dând naștere la o serie de culmi orientate în general E—W. Acțiunea de eroziune cea mai puternică a fost efectuată de pârul Covasna, al cărui curs superior este tipic torențial; datorită constituției litologice — alternanța de gresii și șisturi argiloase —, valea prezintă uneori mici cascade determinate de eroziunea materialului mai friabil; de asemenea, în unele puncte, se mai constată că valea trece prin adevărate chei, formate în gresiile paleogene. În cursul său mijlociu, acțiunea de eroziune este mai slabă, fiind înlocuită treptat cu cea de acumulare. Astfel, la pătrunderea în câmpie, atît pârul Covasna, cît și celelalte văi mai însemnate au depus importante conuri de dejecție.

Relieful depresionar — de câmpie — se extinde la W de zona muntoasă. Contactul morfologic dintre aceste două unități este net marcat după o linie orientată NNE—SSW, de-a lungul căreia sînt situate comunele Harale, Zăbala, Pava, Voinești, Chiuruș. În dreptul acestor comune zona de câmpie pătrunde uneori adînc în zona colinară, sub forma unor adevărate golfuri. Altitudinea câmpiei variază între 550 m la N, pînă la 525 m spre S. Înclinarea generală a câmpiei este orientată NNE—SSW, conformă cu direcția de curgere a Rîului Negru. În afară de înclinarea specificată mai înainte, câmpia mai prezintă și alte două pante perpendiculare pe direcția de curgere a Rîului Negru. Aceste pante au luat naștere pe seama apelor de șiroire care au erodat, transportat și depus o manta groasă de depozite deluvial-proluviale la contactul dintre aceste două unități morfologice, care se subțiază pe măsura avansării spre W. Rîul Negru colectează toate văile care debușează în bazin; acesta are un curs domol foarte meandrat, curgînd cînd pe o parte, cînd pe cealaltă parte a luncii, lată de 1—2 km. Deasupra nivelului luncii, Rîul Negru prezintă, pe ambele părți, două nivele de terasă: un nivel inferior, cu o altitudine relativă de 2—4 m, și un nivel superior, cu o altitudine relativă de 8—12 m. În zona cercetată de noi terasa medie lipsește.

Nivelul inferior are o lățime de 400—800 m în partea de N a regiunii. Pe dreapta Rîului Negru, nivelul inferior se poate urmări pînă la cca 1 km WSW de Mărtineni, iar pe stînga, același nivel se continuă cu lățimea specificată mai înainte, ca imediat la S de pârul Zăbala să ia o extensiune mare, în dauna terasei superioare.

Aspectul morfologic al terasei inferioare este relativ neted, tulburat fiind de pîraiele care o străbat (Zăbala, Hotar, Covasna etc), cu un curs foarte lenș, meandrat, unde se face simțită din plin acțiunea de acumulare. Unele dintre aceste pîraie își au obîrșia în câmpie, reprezentînd probabil vechi cursuri ale pîraielor Zăbala, Pava și Covasna. Pe suprafața terasei superioare se mai pot observa niște movile, situate, prima la W de halta Zăbala și a doua la cca 800 m N de Covasna. Aceste movile au o altitudine relativă față de podul terasei de 6—10 m și sînt constituite din gresii



paaleogene, care au rămas ca mărturii din vechiul relief muntos, îngropat sub depozite mai noi, denumite « martori de subsidență ».

În partea sud-vestică a regiunii, între pârîul Covasna și râul Negru, podul terasei inferioare este deranjat de un relief de dune consolidate, a căror genetică o punem pe seama aluviunilor nisipoase ale Rîului Negru și pârîului Covasna, mobilizate și depuse de vînt.

Terasa superioară este foarte bine dezvoltată pe partea dreaptă a Rîului Negru și reprezintă unicul nivel de terasă, începînd de la cca 1000 m WSW de Mărtineni. Noi am urmărit-o pînă la E de comuna Bița. Această terasă are o expoziție orientată spre SSE și este tăiată de pîraiele Cernat, Dálnoc și alte viroage mai mici. Fruntea terasei superioare de pe partea stîngă a Rîului Negru este vizibilă pînă la S de pârîul Zăbala, de unde dispăre pe nesimțite sub acumulările terasei inferioare.

Trecînd la pârîul Covasna, observăm că acesta, în cursul său mijlociu, care începe de la cca 600 m W de stația planului înclinat pînă la W de centrul orașului Covasna a depus o pătură groasă de pietrișuri și bolovănișuri, dînd naștere unui important con de dejecție. Ulterior, datorită mișcărilor neotectonice pozitive, pârîul Covasna s-a adîncit în depozitele conului de dejecție, creînd alte două nivele morfologice inferioare suprafeței inițiale a conului de dejecție. Deci, la Pârîul Covasna se constată trei nivele de terasă: o terasă superioară, cu o altitudine relativă de 8—12 m, o terasă medie, cu o altitudine relativă de 4—6 m și o terasă joasă, cu o altitudine relativă de 2—4 m. După altitudinile relative pe care le prezintă terasele pârîului Covasna, acestea se racordează cu terasele Rîului Negru.

Terasa superioară, cu dezvoltarea cea mai mare, începe pe partea dreaptă a pârîului Covasna, de la W de stația planului înclinat cu o lățime de 50—100 m, lățime ce crește treptat pînă la 1,5 km, în dreptul limitei externe a conului de dejecției. Pe partea stîngă, terasa superioară se poate urmări de la W de confluența Pârîului Alb cu pârîul Covasna, cu o lățime maximă în dreptul Pârîului Crăciunului, de unde se îngustează, dispărînd la cca 300 m W de confluența Pârîului Crăciunului cu pârîul Covasna.

Terasele medie și inferioară se dezvoltă pe ambele părți ale pârîului Covasna, sub forma unor fișii late de 100—250 m (terasa medie) și de 25—100 m (terasa inferioară).

Un caracter foarte important, demn de semnalat la terasele pârîului Covasna este faptul că acestea, pe măsură ce pătrund în bazin, își scad continuu altitudinea relativă din amonte în aval, încît terasa superioară dispăre sub acumulările celei medii, iar cea medie sub acumulările celei inferioare.

În unele sectoare, de-a lungul pârîului Covasna, se mai poate observa și un nivel de luncă, dezvoltat pe teritorii relativ mici.

Geologia regiunii. Formațiunile care iau parte la alcătuirea geologică a regiunii cercetate aparțin Cretacicului, Paleogenului și Pliocen-Cuaternarului. Asupra forma-



țiunilor cretacice și paleogene nu vom insista, întrucât acestea ne sînt cunoscute din lucrările lui M. G. FILIPESCU (4, 5, 6), I. BĂNCILĂ (1) și alții. Ne vom opri mai mult asupra depozitelor pliocen-cuaternare, depozite care pînă în prezent nu au format obiectul unor studii mai detaliate. Majoritatea cercetătorilor care s-au ocupat cu studiul bazinelor intracarpatiche au raportat depozitele care colmatează aceste bazine diferitor termeni ai Pliocenului, iar Cuaternarului au atribuit o pătură de aluviuni groasă de 10—15 m. Parte din cercetătorii mai vechi (9, 14, 15) care s-au sprijinit pe argumente paleontologice, reprezentate prin mamifere fosile, au atribuit formațiunea purtătoare de cărbuni din bazinul Baraolt, Levantinului. În urma unei analize minuțioase a faunei de mamifere fosile, citată în formațiunea cu cărbuni din bazinul Baraolt, E. LITEANU, N. MIHĂILĂ și T. BANDRABUR ¹⁾ ajung la concluzia că depozitele cu lignit din bazinul menționat sînt de vîrstă levantin-superioară, iar sedimentele acoperitoare, groase de 100—200 m, le raportează Cuaternarului.

Faptul că aceste bazine intracarpatiche (Brașov, Baraolt, Brețcu — Sf. Gheorghe) au o origine și evoluție comună, ne permite să presupunem că acțiunea de colmatare în bazinul Brețcu—Sf. Gheorghe a început de asemenea în Levantinul superior.

Revenind acum la porțiunea de bazin cercetată de noi, succesiunea litologică a acesteia ne este cunoscută din două foraje executate, unul în curtea vechei primării din Covasna, cu adîncimea de 45 m, iar al doilea la W de gara Covasna, cu o adîncime de 150 m. În forajul de la W de gara Covasna (fig. 1) pînă la adîncimea de 100,50 m, unde s-au întîlnit gresii eocene, s-a străbătut o succesiune de depozite constituită dintr-o alternanță de nisipuri, pietrișuri, uneori bolovănișuri, originare din flișul carpatic cretacic-paleogen, cu intercalații de argile, argile nisipoase, în masa cărora se întîlnesc frecvent elemente rulate. Ținem să precizăm că în aceste depozite nu s-au semnalat resturi fosile și nici intercalații carbunoase.

Luînd în considerare caracterul litologic al depozitelor — nisipuri, pietrișuri, argile — comparabil cu cel al sedimentelor din bazinul Baraolt, ne exprimăm părerea că succesiunea de depozite întîlnită în forajul executat lîngă gara Covasna ar putea fi atribuită unui interval stratigrafic ce ar cuprinde, eventual, partea terminală a Saint Prestianului pînă în Holocen. Celelalte depozite saintprestiene, villafranchiene și levantin-superioare, identificate pe baze paleontologice în bazinul Baraolt ¹⁾, urmează să se întîlnească probabil mai la W de gara Covasna, spre zona de maximă afundare a bazinului.

Dintre depozitele cuaternare mai tinere, care aflorază în regiunea cercetată de noi, menționăm depozitele teraselor superioare, medii și inferioare ale Rîului

¹⁾ E. LITEANU, N. MIHĂILĂ și T. BANDRABUR. Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului-bazinul Baraolt. *Studii și Cercetări de Geologie, Acad. R.P.R.* VII, 3—4. București 1962.



Negru și pîrîului Covasna, depozitele deluvial-proluviale, depozitele proluviale, depozitele conurilor de dejecție, aluviuni și grohotișuri (pl. I).

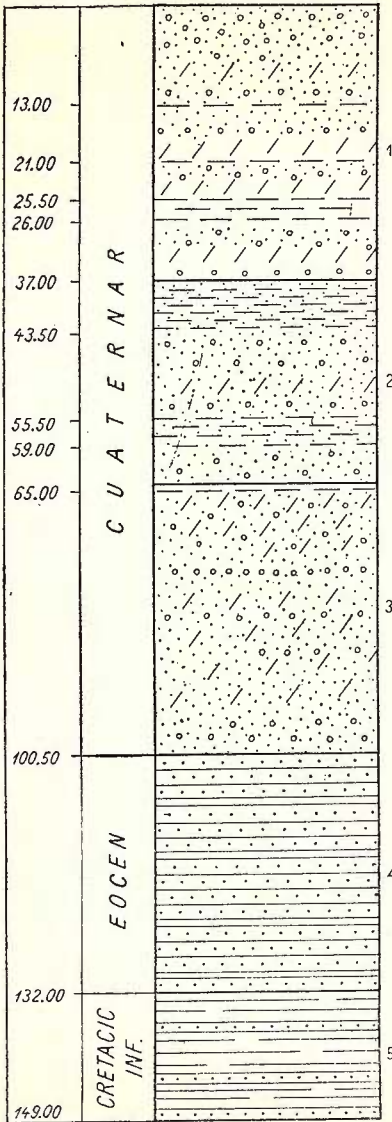


Fig. 1. — Profil schematic al forajului executat la vest de gara Covasna

Cuaternar: 1, nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri cu intercalații de argilă (nisipurile sînt uneori prăfoase); 2, argile nisipoase, nisipuri și pietrișuri cu intercalații mai prăfoase; 3, nisipuri fine, uneori prăfoase, cu intercalații de pietrișuri și bolovănișuri. Eocen: 4, gresii calcaroase și argiloase cenușii albicioase micacee, uneori dure, cu diaclaze de calcită cu intercalații de șisturi argiloase. Cretacic inf.: 5, alternanță de șisturi argiloase, negricioase, uneori verzu, cu gresii silicioase, negricioase, dure, groase de 0,06—0,20 m. La adîncimea de 140 m și 149 m slabe manifestări de gaze.

Terasele superioare sînt alcătuite la bază din pietrișuri și bolovănișuri cu diametrul de 1,5—10 cm, constituite din roci originare din flișul cretacic și paleogen (gresii calcaroase, argiloase, micacee, șisturi argiloase grezoase, bolovani de microconglomerate, etc.), a căror grosime variază între 6—8 m. Acumulările grosiere sînt acoperite de o pătură de depozite proluviale, constituite din prafuri argiloase, nisipoase, cenușii-gălbui, uneori roșcate, groase de 3—6 m.

Pe baza resturilor de *Elephas primigenius* BLUMB. semnalate (2) în terasa superioară a Rîului Negru, raportăm această terasă nivelului celui mai înalt al Pleistocenului superior.

În structura terasei medii a pîrîului Covasna se constată prezența unui strat de nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri, gros de 2—4 m, acoperit de depozite proluviale nisipoase groase de 1,50—2 m. Terasa inferioară a pîrîului Covasna este alcătuită de asemenea

din pietrișuri și bolovănișuri la bază, iar către partea superioară din depozite proluviale nisipoase. În ceea ce privește terasa inferioară a Rîului Negru, menționăm lipsa unor depozite grosiere în structura acesteia, prezentînd doar nisipuri mărunte și



mijlocii gălbui, micacee, puțin coesive, cu nivele feruginoase și uneori cu slabe urme de stratificație.

În zona muntoasă, datorită factorilor climatici și agenților externi, care au contribuit la alterarea și dezagregarea superficială a rocilor, a luat naștere o pătură de depozite deluvial-proluviale, constituite din prafuri, nisipuri, argile nisipoase gălbui-roșcate, în masa cărora găsim, frecvent, numeroase elemente rulate și nerulate. Grosimea păturii de depozite deluvial-proluviale variază între 2—15 m.

Aluviunile noi ale luncilor sînt constituite, în cursul superior și mijlociu al văilor, din nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri, iar către vărsare în riul colector, aluviunile devin din ce în ce mai fine. Pîrîiașele mici, care-și au obîrșia în interiorul bazinului, au numai aluviuni fine.

Depozitele cele mai tinere sînt reprezentate prin conurile de dejecție ale văilor.

Întemeiați pe criterii geometrice și morfogenetice, raportăm depozitele terasei medii, depozitele deluvial-proluviale din zona muntoasă și depozitele proluviale de pe terasa superioară, nivelului inferior al Holocenului inferior; depozitele terasei inferioare și depozitele proluviale de pe terasa medie le raportăm nivelului superior al Holocenului inferior, iar aluviunile luncilor și depozitele conurilor de dejecție, Holocenului superior.

Din punct de vedere tectonic, amintim că M. G. FILIPESCU (6), întemeiat pe emanațiile puternice de CO₂, trasează în regiunea cercetată două falii longitudinale principale, o falie transversală — falia Covasna — iar pe aceasta din urmă presupune din loc în loc existența unor falii radiare. După datele forajului executat la W de gara Covasna, se poate deduce valoarea căderii compartimentului de la N de falia Covasna, care ar fi în jurul a 300—350 m. Demne de remarcat sînt mișcările neotectonice pozitive în zona de contact morfologic, puse în evidență prin săparea teraselor numai în această zonă, și negative către interiorul bazinului, puse în evidență de înecarea teraselor superioare sub depozite mai noi. Martorii de subsidență, precum și fenomenul de înecare al teraselor superioare ale Rîului Negru și pîrîului Covasna sub depozite mai noi, ne îndreptățesc să afirmăm că mișcările neotectonice negative din bazin au continuat pînă în Holocen. Alternanța depozitelor care colmatează bazinul: nisipuri, pietrișuri și argile, pledează pentru caracterul de subsidență al acestui bazin.

Hidrogeologia regiunii. Rezultatele cartării, obținute în zona de bazin cercetată, au pus în evidență prezența unui strat acvifer freatic cantonat în depozitele teraselor superioare, medii și inferioare ale Rîului Negru și pîrîului Covasna.

Alimentarea acestui strat acvifer se face, în general, din precipitațiile atmosferice și probabil din infiltrațiile ascensionale provenite din stratele acvifere de adîncime sub presiune.

Din studiul hărții hidrogeologice (pl. II) se poate observa că adîncimea stratului acvifer freatic variază între 2 m pînă la peste 10 m. Adîncimile mai mari, de 5—10 m



și peste 10 m, sînt situate pe teritoriul de la N de pîrîul Covasna, după o fîșie lată de cca doi km, care urmărește în general contactul morfologic între depresiune și zona muntoasă, unde depozitele deluvial-proluviale au grosimea cea mai mare. De asemenea, adîncimi de 5—10 m se mai întîlnesc și în terasa superioară a Rîului Negru. În terasele medii și inferioară, adîncimea stratului acvifer freatic este cuprinsă între 1—5 m. Spre W, pe o zonă situată la N de comunele Pachia, Brateș, Tufalău, datorită mișcărilor neotectonice negative mai accentuate, stratul acvifer prezintă nivelul hidrostatic aproape de suprafața solului (0,20—1,00 m), dînd naștere unui teren mlăștinos favorabil dezvoltării turbăriilor.

Alura hidroizohipselor ne indică direcția de curgere a stratului acvifer freatic, care este orientată în general ENE—WSW, conformă cu direcția de curgere a Rîului Negru. În afară de această direcție, local se mai pot constata și alte direcții în funcție de acțiunea de drenaj pe care o exercită văile principale. Drenajul exercitat de pîrîul Covasna este foarte puternic în dreptul comunei Voinești, scos în evidență de aspectul deosebit al hidroizohipselor în formă de bucle alungite spre E, iar pe măsură ce mergem înspre bazin buclele hidroizohipselor devin din ce în ce mai mici, încît la limita vestică a orașului Covasna hidroizohipsele sînt aproape perpendiculare pe pîrîul Covasna. Aceasta denotă că acțiunea de drenaj nu se mai manifestă în zona amintită mai înainte, și se pare că pîrîul Covasna alimentează stratul acvifer freatic. Situația specificată se menține pînă la E de comuna Brateș, unde se face resimțită din nou acțiunea de drenaj efectuată de pîrîul Covasna, determinată de nivelul de bază mai coborît al Rîului Negru.

Acțiunea de drenaj a Rîului Negru asupra stratului acvifer este de asemenea remarcată prin aspectul buclat al hidroizohipselor, bucle care sînt ceva mai largi, scoțînd în evidență faptul că drenarea este cu mult mai slabă decît în zonele din amonte.

Panta de curgere a stratului acvifer freatic în sectorul comunelor Voinești și Covasna este de cca 17 m/km l.; de la W de orașul Covasna și pînă la Rîul Negru panta scade foarte mult, la cca 2,50 m pe km l. De-a lungul Rîului Negru, deci pe direcția de curgere a stratului acvifer freatic, panta acestuia calculată pe o distanță de cca 18 km este aproximativ de 1,20 m/km l.

În afară de stratul acvifer freatic cantonat în depozitele de terasă, se mai constată existența unui alt strat acvifer deosebit de primul, dezvoltat în depozitele aluvionare ale luncilor Rîului Negru și pîrîului Covasna. În general, adîncimea stratului acvifer din lunci variază între 0—2 m; se alimentează din precipitațiile atmosferice, din drenajul stratului acvifer din terase și probabil din infiltrațiile ascensionale ale straturilor acvifere de adîncime sub presiune.

În zona muntoasă nu avem un strat acvifer freatic continuu, ci doar lentile de ape freatice înmagazinate în depozitele deluvial-proluviale, cu o durată relativ scurtă, bineînțeles după perioadele de precipitații.



În ceea ce privește stratele acvifere de adâncime din interiorul bazinului, pînă în prezent avem date puține. Primul strat acvifer subteran constatat de noi în regiune a fost întîlnit la NNW de Covasna, a cărui adâncime de la sol este de 16,10 m. Forajul executat lîngă gara Covasna a înlesnit obținerea unor informații în legătură cu stratele acvifere de adâncime. Într-adevăr, depozitele cuaternare, întîlnite pînă la adâncimea de 100 m, constituite dintr-o alternanță de nisipuri, pietrișuri și argile s-au dovedit a conține anumite acumulări de ape; de asemenea și în depozitele eocene și cretacice s-a pus în evidență prezența unor stratele acvifere, care circulă prin fisuri, fețe de stratele, etc.

În vederea executării încercărilor hidrogeologice experimentale, orizonturile acvifere întîlnite au fost grupate în trei complexe acvifere după cum urmează:

Complexul I, cantonat în depozite eocene și cretacice, situat sub adâncimea de 100 m;

Complexul II, cantonat în depozite cuaternare, situat între adâncimile de 83,50 m și 59,00 m;

Complexul III, cantonat de asemenea în depozite cuaternare, situat între adâncimile de 53,00 m și 46,00 m.

Asupra fiecăruia dintre aceste complexe, deschise între adâncimile menționate, s-au executat încercări hidrogeologice experimentale¹⁾, ale căror rezultate le prezentăm în tabloul 1, în care:

TABLOUL 1

Rezultatele încercărilor experimentale

Complexul acvifer	M m	NH m	H m	S m	Q l/sec.	R m	K m/24 ore
I	46,70	5,75	143,25	28,00	1,40	242	0,121
II	15,00	4,00	79,50	16,75	1,00	198	0,41
III	7,00	4,00	49,00	21,50	0,80	230	0,557

M = grosimea orizonturilor permeabile,

NH = nivelul hidrostatic (adâncimea de la suprafața terenului),

H = înălțimea nivelului hidrostatic deasupra culcușului complexului acvifer respectiv,

S = denivelarea nivelului hidrostatic în timpul încercărilor experimentale,

Q = debitul pompat,

¹⁾ Încercările experimentale au fost urmărite de ing. P. CRĂCIUN sub îndrumarea ing. GH. VASILESCU.



R = raza de influență calculată cu ajutorul formulei P. P. Cusachin: $R = 575.S. H.K$ (1)

K = coeficientul de infiltrație calculat cu formula: $K = \frac{Q \cdot 10 g}{2,73 M.S.} \cdot \frac{R}{r}$ (2)

în care: r = raza forajului.

Din tabloul mai înainte prezentat rezultă că orizonturile acvifere ale celor trei complexe sînt ascensionale, ridicîndu-se pînă la adîncimea de 4,00 m de la sol, iar debitele care se pot obține din aceste complexe acvifere variază între 0,80—1,40 l/sec.

Alte date cu privire la stratele acvifere de adîncime ne sînt oferite de o serie de izvoare puternice, care apar în partea estică a regiunii și anume de sub culmea formată de vîrfurile Palfei și Lucaci, constituite din gresii paleogene. Aceste izvoare au debite de 1,50—3,00 l/sec. Ținînd seama de calitatea inferioară din punct de vedere al potabilității apelor din stratul acvifer freatic din zona Covasna—Voinești, precum și a celor de adîncime, explorate prin forajul de lîngă gara Covasna, s-ar putea capta izvoarele care apar din gresiile paleogene amintite, rezolvîndu-se astfel alimentarea cu apă potabilă de bună calitate a localităților Covasna și Voinești.

În depozitele oligocene și cretacice se constată de asemenea prezența unor strate acvifere de adîncime care apar la zi prin izvoarele întîlnite pe văile Honco, Pîrîul Alb și Pîrîul Crăciunului. Aceste strate acvifere au debite relativ mici și în general mineralizate.

Considerații hidrochimice. Elementul principal care dă o notă caracteristică apelor minerale din zona Covasna—Voinești este prezența CO_2 . Originea CO_2 a fost pusă în legătură cu fenomenele post-vulcanice terțiare; prin intermediul falilor longitudinale, transversale și radiare amintite, CO_2 vine din adîncime, din masele magmatice profunde. În drumul său spre suprafață, CO_2 mineralizează stratele acvifere subterane întîlnite, totodată înmagazinîndu-se în rocile poroase prin care trece. Către suprafață, în depozitele de terasă și în partea superioară a acestora, în depozitele proluviale ale pîrîului Covasna, în anumite zone se constată prezența CO_2 liber, la o adîncime de 1—3 m de la sol.

Emanațiile de CO_2 captate în gropi amenajate, constituie mofetele uscate care au un efect terapeutic în tratarea diferitelor boli. Asemenea mofete amenajate se întîlnesc pe strada Petöfi, la numerele 3 și 9, precum de altfel și în mai toate pivnițele din subsolul comunelor Covasna și Voinești. Fabrica de acid carbonic, situată imediat la E de băile calde, captează CO_2 din șase puțuri cu o adîncime de 5—7 m, care supus la anumite condiții de temperatură și presiune, îl transformă în acid carbonic pe care îl îmbuteliază. Emanatiile de CO_2 se mai observă în mod frecvent și în albia pîrîului Covasna, sub formă de bule mai mici sau mai mari. În punctul « Balta Dracului », situat chiar în centrul orașului Covasna, există o groapă căptușită cu scîndură, cu diametrul de cca 2/2 m și în care nivelul hidrostatic este la 2,10 m



de la sol. Suprafața apei este puternic agitată de bolborosirile continue ale CO_2 . Din informațiile luate de la locuitorii din Covasna, aflăm că în acest punct, cu zeci de ani în urmă, ar fi avut loc o adevărată erupție de gaze cu apă, însoțită de un puternic zgomot, scoțind din fundul gropii pietrișuri și bolovănișuri. O asemenea erupție, cu aceleași caractere a avut loc și în februarie 1958. Cu ocazia executării forajului de la W de gara Covasna, s-a semnalat în noroiul de sondă prezența CO_2 la adâncimile de 140 m și 149 m.

Cunoscute fiind pe de o parte originea CO_2 din masa magmatică profundă, pe de altă parte faptul că se dizolvă în stratele acvifere întâlnite în ascensiunea lui spre suprafață, presupunem că stratele acvifere subterane mai profunde prezintă un conținut mai bogat în CO_2 , iar pe măsură ce stratele acvifere sînt mai aproape de suprafață, conținutul în CO_2 devine din ce în ce mai scăzut. Ca atare, stratul acvifer freatic este cel mai sărac în CO_2 față de stratele de adîncime.

În stratul acvifer freatic, cantitatea de CO_2 variază în funcție de punctul la care ne referim și anume: pe traseul faliei se constată că CO_2 se găsește într-o proporție mai mare și cu cît ne depărtăm perpendicular pe planul faliei, acesta scade pînă la dispariție. În general, am observat că CO_2 liber variază între 0,200—2,500 gr/l. Ținem să precizăm că cercetările de teren s-au efectuat într-o perioadă relativ ploioasă, deci nefavorabilă recoltării probelor de apă, încît s-ar putea ca în perioade secetoase ale anului CO_2 să prezinte valori și mai mari de 2,500 gr/l.

Din punct de vedere chimic, stratul acvifer freatic din zona Covasna—Voinești prezintă două tipuri de ape: mineralizate și dulci. La rîndul lor, apele mineralizate le subîmpărțim în alte două grupe: ape minerale cu o concentrație mică (0,250—3,00 gr/l) și ape minerale cu concentrație mare (3,00—17,00 gr/l).

Apele minerale cu concentrație mică se dezvoltă de o parte și de alta a pîrului Covasna, în zonele unde depozitele cuaternare au o grosime relativ mare (fundamentul paleogen-cretacic găsindu-se la adîncimi mai mari) și unde dinamica apelor este mai activă, determinată de drenajul puternic efectuat de pîrful Covasna.

Apele minerale cu concentrație mare apar la contactul dintre depresiune și zona muntoasă, fie în depozite cuaternare, însă care au o grosime foarte mică, dedesubtul cărora se află imediat fundamentul cretacic, fie în depozite de fundament paleogen-cretacic (izvoarele de pe valea Honco). Aceste ape minerale sînt cantonate final tot în stratul acvifer freatic, însă la alimentarea lor contribuie, pe lîngă precipitațiile atmosferice, în special și infiltrațiile ascensionale din stratele acvifere de adîncime, care au o concentrație mare în săruri, reflectată în apele din punctul valea Honco.

Din studiul hărții hidrochimice (pl. III) se poate constata că stratul acvifer freatic mineralizat din sectorul teraselor pîrului Covasna, prezintă și anumite zone de ape dulci. Prezența acestor ape dulci o punem în legătură cu faptul că falia din dreptul zonei menționate nu asigură ascensiunea CO_2 pînă la suprafață, acesta dizolvîndu-se în stratele acvifere de adîncime.



Valoarea mineralizației, atât a apelor dulci, cât și a celor minerale cu o concentrație mică, variază între 0,600 gr/kg la E de Covasna—Voinești, în imediata apropiere de zona muntoasă, pînă la 1,100 gr/kg în partea de W a regiunii, spre bazin. Mineralizația scăzută în partea estică se datorește dinamicii active a stratului acvifer, iar pe măsură ce mergem spre interiorul bazinului, aceasta crește din cauza micșorării vitezei de curgere a stratului acvifer prin rocile-magazin. Această situație este pusă în evidență și de harta hidrogeologică prin îndesirea hidroizohipselor în partea de E a regiunii și prin distanțarea lor înspre zona de bazin.

Compoziția chimică (tabl. 2)¹⁾ a apelor din regiunea cercetată, reprezentată grafic în diagrama Tolstihin (fig. 2), ne-a permis stabilirea a cinci grupe de ape și anume: ape bicarbonatate, calcice magneziene; ape bicarbonatate, calcice, magneziene cloro-sodice; ape bicarbonatate cloro-sodice; ape cloro-sodice, calcice, magneziene, slab bicarbonatate; ape cloro-calcice, magneziene.

Ținem să precizăm că fiecare din grupele de ape menționate mai înainte, în compoziția cărora se află CO₂ liber, într-o cantitate ce depășește valoarea de 0,500 g/kg, la caracterizarea specificată, adăugăm și calitatea de «carbogazoase». Pe lângă CO₂, în apele minerale din zona Covasna—Voinești au mai fost dozate și alte gaze, dintre care mai frecvent apare H₂S, care s-a identificat în punctele de observație de pe străzile Șaguna nr. 24 și la băile calde Covasna. Conținutul în H₂S este relativ mic și variază între 0,0010—0,0025 g/kg, dînd un gust slab sulfuros apelor în care se găsește.

Grupa apelor bicarbonatate, calcice, magneziene, o întîlnim într-o zonă plasată în centrul orașului Covasna, precum și în cea mai mare parte din restul bazinului cercetat. Toate punctele analizate din centrul orașului Covasna au un conținut ridicat de CO₂ liber, care variază între 1,000—2,343 g/kg, conferindu-le calitatea de ape carbogazoase. Un conținut de CO₂, de asemenea ridicat, s-a mai identificat și în interiorul bazinului în punctele: NW Covasna, Pava și Peteni. Prezența CO₂ în apele din interiorul bazinului în punctele menționate a fost pusă în legătură cu falia longitudinală care vine dinspre Tușnad—Toria—Peteni.

Grupa apelor bicarbonatate, calcice, magneziene, cloro-sodice, se întîlnește pe teritoriul comunei Voinești (pl. III), pe interfluviul pîraielor Covasna și Honco, precum și imediat la N de P. Honco. Conținutul de CO₂ liber la unele din probele aparținînd acestei grupe de ape variază între 1,000—1,500 g/kg, cantitate suficientă pentru a le caracteriza ca ape carbogazoase.

Apele bicarbonatate, cloro-sodice, apar în partea de E a comunei Voinești, precum și într-o zonă la N și S de pîrîul Crăciunului. Analizele majorității punctelor pe apă aparținînd acestei grupe, au indicat o mineralizație totală cuprinsă între 3,00

¹⁾ Analizele chimice ale probelor recoltate din regiunea cercetată au fost efectuate de colectivul Laboratorului de ape al Întreprinderii de Prospekțiuni condus de Dr. G. PITULESCU.



și 17,00 g/kg. Mineralizația relativ ridicată a apelor minerale din zonele specificate mai înainte se datorește infiltrațiilor ascensionale din stratele acvifere de adâncime, puternic mineralizate, cantonate în depozitele de fundament paleogen-cretacice,

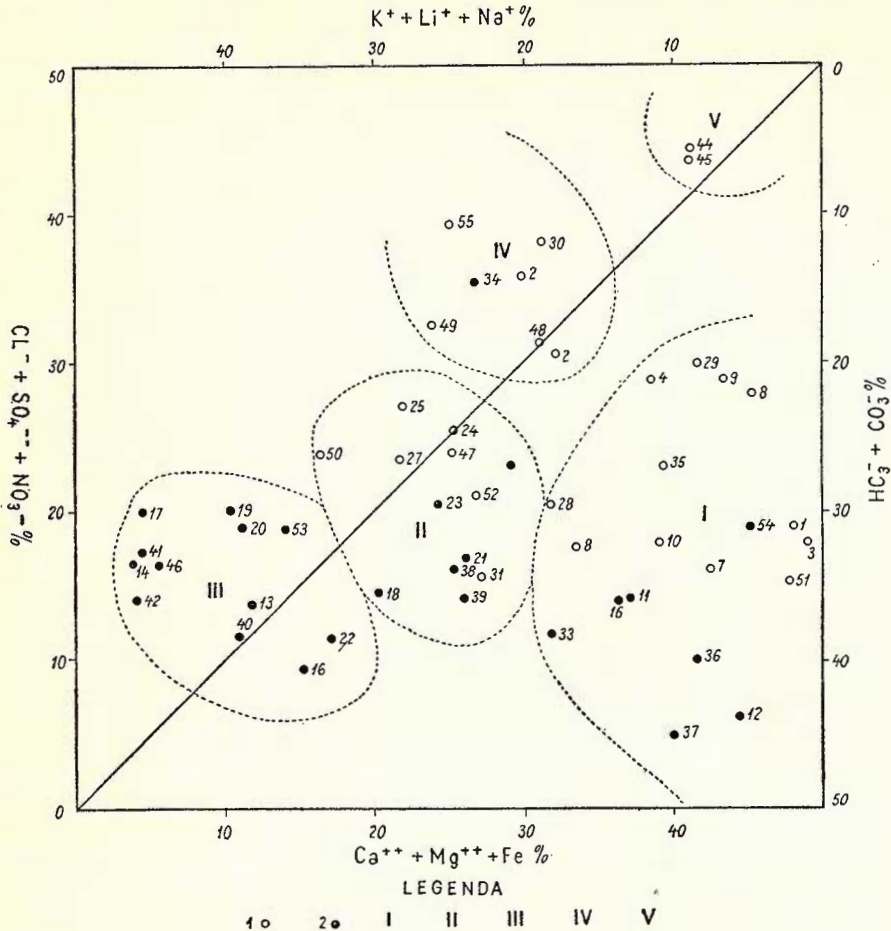


Fig. 2.—Diagrama Tolstihin a apelor minerale și dulci din regiunea Covasna—Tufalău—Peteni. ○, ape dulci; ● ape minerale; I, ape bicarbonatate, calcice-magneziene; II, ape bicarbonatate, calcice-magneziene, cloro-sodice; III, ape bicarbonatate, cloro-sodice; IV, ape cloro-sodice, calcice-magneziene, slab bicarbonatate; V, ape cloro-calcice-magneziene.

care se găsesc la mică adâncime de la sol. Aceste depozite sînt puternic tectonizate, factor ce ușurează mult circulația apelor de adâncime pe verticală. Important de semnalat este faptul că în apropierea confluenței pîrului Crăciunului, cu valea Covasnei, se găsesc trei puțuri, dintre care două cu ape minerale și al treilea cu apă dulce;



cele două puțuri cu apă minerală se găsesc la o distanță de cca 3 m, cu o adâncime de la sol egală cu 1 m. Puțul nr. 1 are o mineralizație de 2,708 g/kg, pe când puțul nr. 2 are mineralizația de 15,395 g/kg. Valoarea mineralizației diferite din aceste puncte se datorește probabil infiltrațiilor mai puternice de ape dulci care vin din deluvii și diluiază apa din puțul nr. 1. În puțurile situate mai la nord se constată că valoarea mineralizației scade treptat pînă în jurul a 2,00 g/kg, aceasta din cauza îngroșării din ce în ce mai mare a depozitelor cuaternare în care infiltrațiile pe verticală din stratele acvifere de adâncime se fac mai greu. Apele minerale cu concentrație mărită din grupa bicarbonatate, cloro-sodice, conțin o cantitate de CO_2 liber cuprinsă între 0,500—1,500 g/kg, fapt ce ne îndreptățește să le caracterizăm ca ape carbogazoase. Din grupa apelor bicarbonatate, cloro-sodice, fac parte și apele explorate prin forajul executat lîngă gara Covasna, deschise pe trei tronsoane, după cum urmează:

Tronsonul I, între adâncimile de 123—148 m (în depozite cretacice-paleogene);

Tronsonul II, între adâncimile de 59—83 m (în depozite cuaternare);

Tronsonul III, între adâncimile de 53—46 m (în depozite cuaternare).

Analiza chimică a acestor complexe acvifere a pus în evidență faptul că apele din depozitele cretacice-paleogene (tronsonul I) au o mineralizație mai ridicată, de 8,3306 g/kg, în timp ce apele din depozitele cuaternare scad treptat în mineralizație, de la 2,8088 gr/kg (tronsonul II) la 2,2964 g/kg (tronsonul III), iar apa freatică din zona forajului are o mineralizație de 0,6103 g/kg. Același lucru se observă și în ceea ce privește conținutul în CO_2 liber, care scade de la 1,3596 g/kg în tronsonul I, pînă la 0,0792 g/kg în apa freatică. Aceste constatări justifică afirmația făcută mai înainte în sensul că apele de adâncime au mineralizații mai mari, de asemenea și conținutul în CO_2 liber, iar pe măsură ce apele se apropie de suprafață, scad treptat atît mineralizația cît și CO_2 , pînă la valorile specificate.

Apele minerale cu concentrație mărită de pe pîrîul Crăciunului și de pe valea Honco, deși se alimentează cu ape de adâncime situate în roci diferite (primele din Cretacic, secundele din Paleogen), totuși prezintă în general un chimism asemănător. Aceasta denotă că rocile respective conțin în aceeași măsură elementele chimice, care, dizolvate în ape de adâncime, sînt aduse în apele din zonele menționate.

Grupa apelor cloro-sodice, calcice, magneziene slab bicarbonatate, reprezintă o grupă de tranziție dintre apele bicarbonatate, calcice-magneziene, cloro-sodice și cele bicarbonatate, calcice, magneziene, fiind întîlnite de o parte și de alta a pîrîului Covasna, pe o zonă ce alcătuiește partea estică a orașului Covasna. Această grupă de ape a mai fost semnalată în interiorul bazinului, pe teritoriul cuprins între comunele Brateș și Pachia. Apele aparținînd acestei grupe sînt dulci, cu excepția probei nr. 34 de pe str. Petofi nr. 132, care prezintă un conținut de CO_2 liber de 0,756 g/kg, fiind o apă minerală slab carbogazoasă. De asemenea, în compoziția chimică a aceleiași probe, anionul SO_4 se află într-un procent de 27,2%, putînd-o caracteriza și ca o apă sulfată.



Apele cloro-calcice-magneziene au fost întâlnite într-o zonă restrânsă situată la limita vestică a comunei Voinești. Grupa apelor menționate face parte din apele dulci. În compoziția chimică a probelor nr. 44 și 45 încadrate în grupa apelor cloro-calcice-magneziene s-a identificat prezența ionului NO_3 într-un procentaj ridicat (23—24%), ceea ce denotă că apele menționate conțin o cantitate importantă de substanțe organice. Același lucru se poate spune și despre probele nr.: 4, 8, 9, 25, 26, 29, 30 și 49 din alte grupe de ape, în care procentul anionului NO_3 este de cca 10%. Prezența substanțelor organice în aceste ape o punem în legătură cu infiltrațiile de la suprafață.

În apele minerale din grupele: bicarbonatate cloro-sodice (probele nr. 15, 20, 42 și 53), bicarbonatate, calcice, magneziene (probele nr. 33 și 38) a fost pus în evidență existența ionului Fe^{++} care se găsește într-o cantitate mai mare, variind între 0,0120—0,0450 g/kg. Apele amintite pot fi caracterizate și ca ape feruginoase, avînd un pronunțat gust feruginos; ionul Fe^{++} se depune sub forma de oxizi de fier.

În anumite probe (nr. 13, 14, 17, 41 și 42), de pe valea Honco și pîrîul Crăciunului, din grupa apelor bicarbonatate, cloro-sodice, s-a pus în evidență prezența ionului Br^- , care variază între 0,0100—0,0250 g/kg, fapt ce le atribuie calitatea de ape bromurate.

În aceste ape a mai fost întâlnit de asemenea ionul $\text{A}_2\text{O}_4\text{H}_2$ în cantități mici (0,0001—0,0007 g/kg), găsindu-se deus în aluviunile văii Honco sub formă de realgar și auripigment.

Temperatura apelor minerale din toate grupele menționate este de 10—12°C, mai rar atingînd valoarea de 13—14°C, cum ar fi în punctul « Balta Dracului ». Am înregistrat temperaturi și sub 10°C, însă în aceste puncte de observație nivelul hidrostatic este de 6—10 m de la sol, sau sînt acoperite.

În continuare prezentăm în formula Kurlov cîte o analiză chimică reprezentativă pentru fiecare din grupele stabilite.

Proba nr. 16, din grupa apelor bicarbonatate, calcice magneziene:

$$\text{CO}_2 = 2,343; \text{H}_2\text{S} = 0,0024; \text{M} = 0,463 \frac{\text{HCO}_3 \ 71,8 \ \text{Cl} \ 17,4 \ \text{SO}_4 \ 10,8}{\text{Ca} \ 45,8 \ \text{Mg} \ 22,4 \ \text{Na} \ 10} \text{ T } 11^\circ\text{C}$$

Proba nr. 38, din grupa apelor bicarbonatate, calcice, magneziene, cloro-sodice:

$$\text{CO}_2 = 1,3202; \text{M} = 0,8875 \frac{\text{HCO}_3 \ 67,8 \ \text{Cl} \ 24}{\text{Na} \ 48,2 \ \text{Ca} \ 39,2} \text{ T } 11,3^\circ\text{C}$$

Proba nr. 17 din grupa apelor bicarbonatate, cloro-sodice:

$$\text{CO}_2 = 1,5664; \text{M} = 15,3958 \frac{\text{HCO}_3 \ 60 \ \text{Cl} \ 39,8}{\text{Na} \ 90,6} \text{ T } 10^\circ\text{C}$$



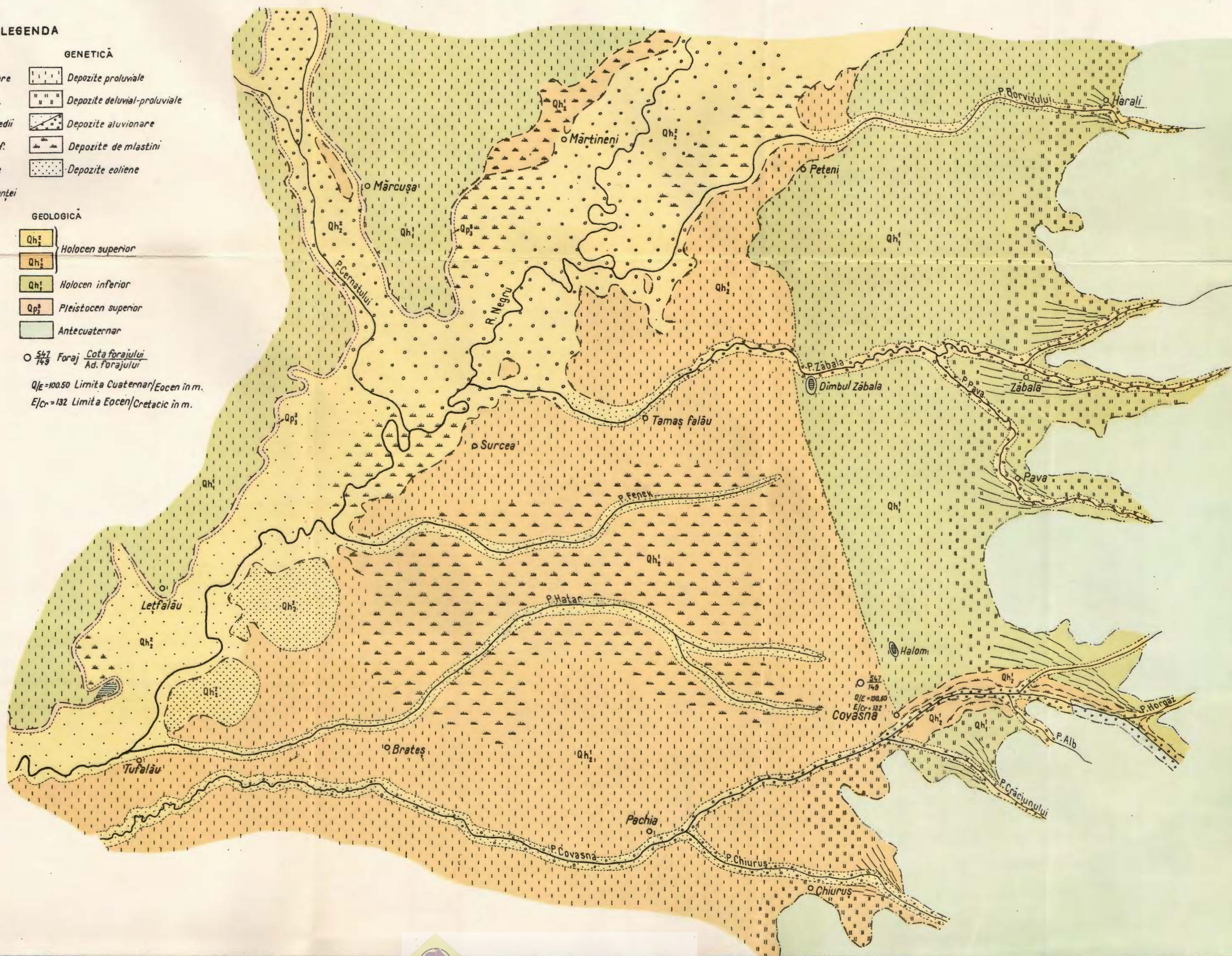
T.BANDRABUR

HARTA GEOMORFOLOGICĂ ŞI GEOLOGICĂ A ZONEI DE BAZIN COVASNA-TUFALĂU-PETENI

0 500 1000 1500 2000 m

LEGENDA

- | | | | |
|-----------------------|---------------------------------|------------------------------|------------------------------|
| GEOMORFOLOGICĂ | | GENETICĂ | |
| | Limita zonei colinare | | Depozite proluviale |
| | Limita terasei sup. | | Depozite deluvial-proluviale |
| | Limita terasei medii | | Depozite aluvionare |
| | Limita terasei inf. | | Depozite de mlăstini |
| | Conuri de dejectie | | Depozite eoliene |
| | Martori ai subsidenței | | |
| GEOLOGICĂ | | | |
| | Qh ₃ | } Holocen superior | |
| | Qh ₂ | | |
| | Qh ₁ | } Holocen inferior | |
| | Qp ₃ | } Pleistocen superior | |
| | Antecuatennar | | |
| | Foraj | | |
| | Cota forajului
Ad. forajului | | |
| | Q/E = 100.50 | Limita Cuaternar/Eocen în m. | |
| | E/Cr = 132 | Limita Eocen/Cretacic în m. | |



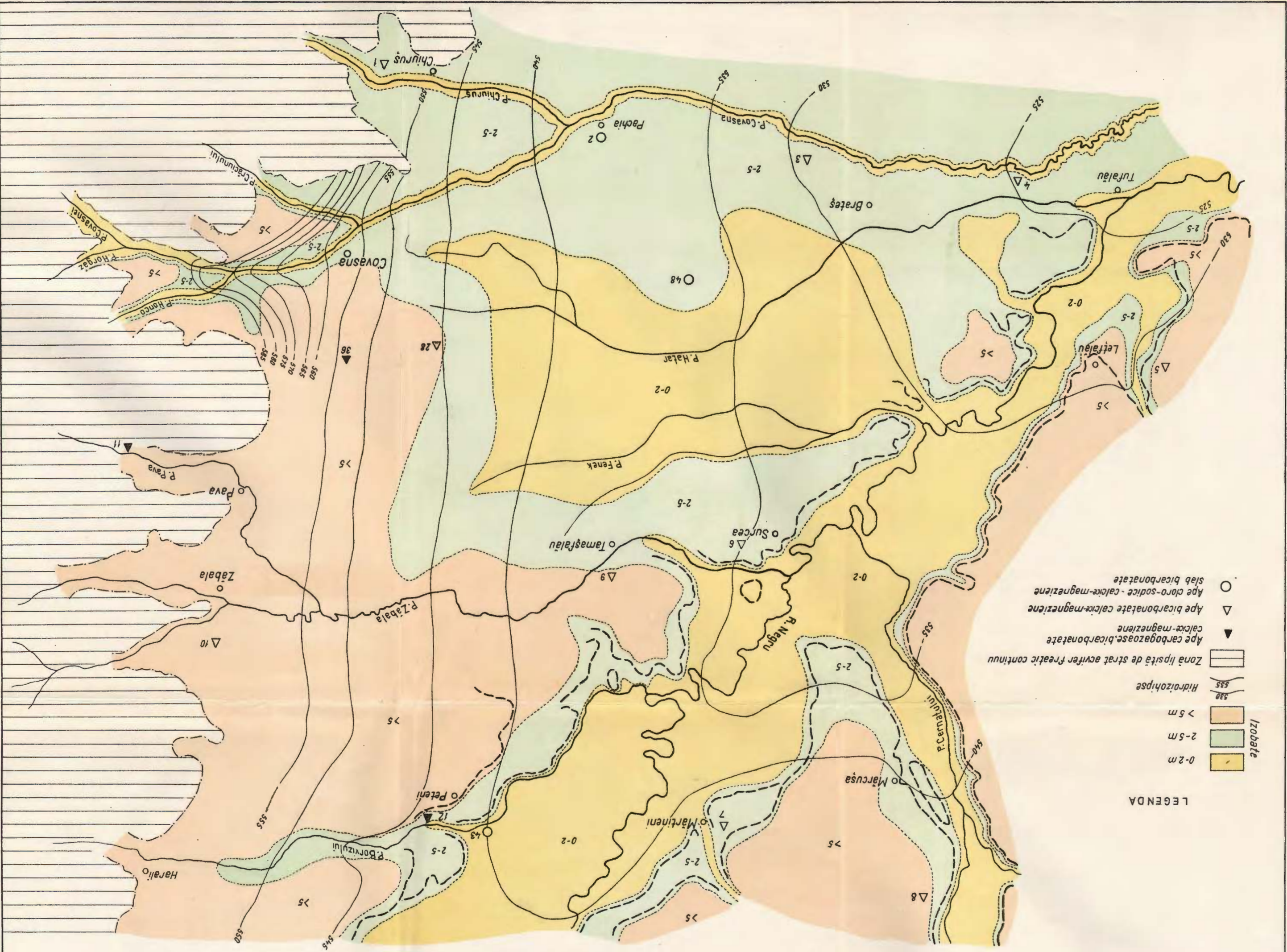


HARTA HIDROGEOLOGICĂ A ZONEI COVASNA-TUFALAU-PETENI

T. BANDRABUR

0 500 1000 1500 2000 m

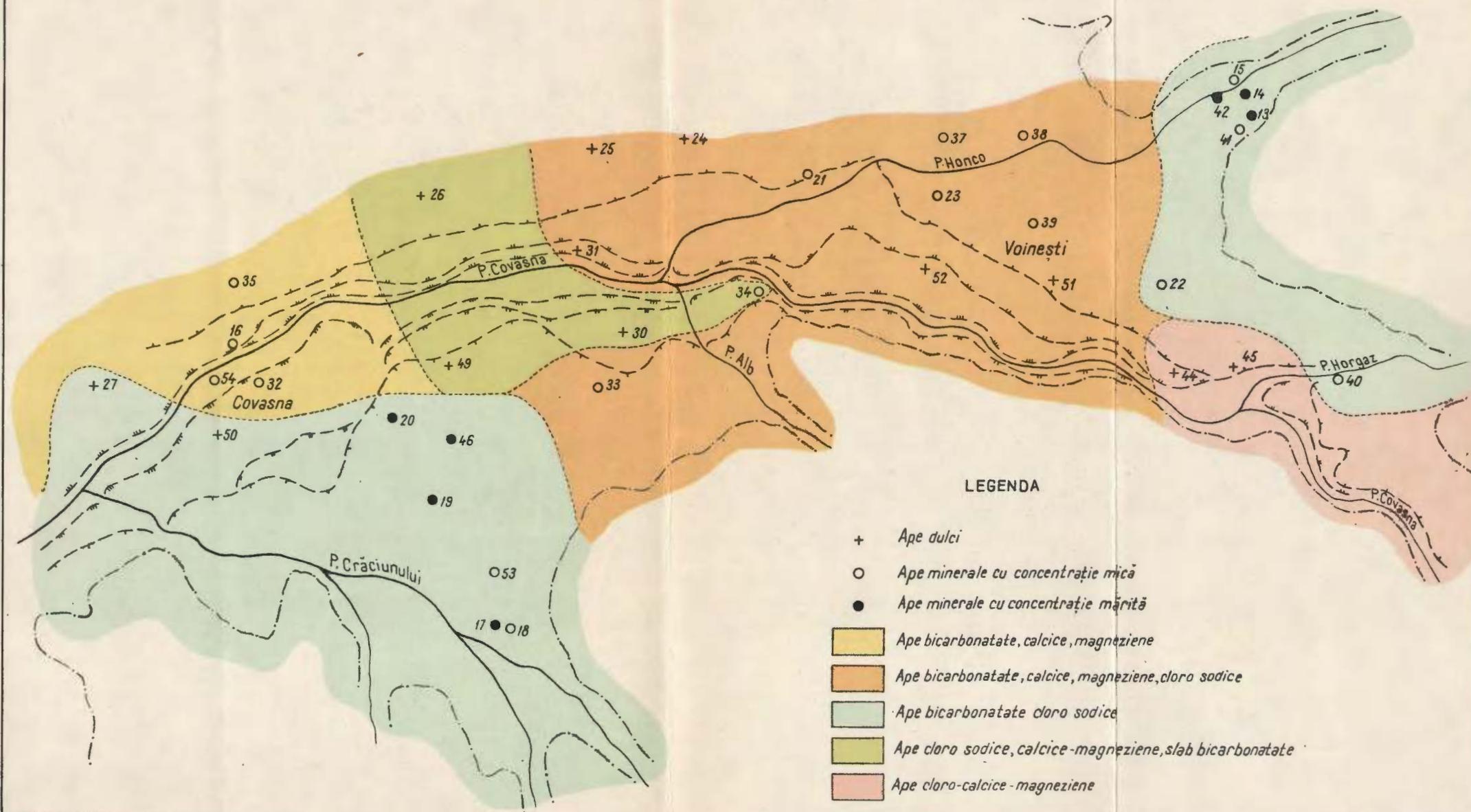
- LEGENDA
- Izobate 0-2 m
 - 2-5 m
 - > 5 m
 - Hidrozihipse 530
 - 535
 - Zonă lipsită de strat acvifer freatic continuu
 - Ape carbonatate, calice-magneziene
 - Ape bicarbonatate calice-magneziene
 - Ape cloro-sodice - calice-magneziene
 - Slab bicarbonatate



T. BANDRABUR

HARTA RAIONĂRII HIDROCHIMICE A ZONEI COVASNA-VOINEȘTI

0 150 300 450 m



LEGENDA

- + Ape dulci
- O Ape minerale cu concentrație mică
- Ape minerale cu concentrație mare
- Ape bicarbonatate, calcice, magneziene
- Ape bicarbonatate, calcice, magneziene, cloro sodice
- Ape bicarbonatate cloro sodice
- Ape cloro sodice, calcice-magneziene, slab bicarbonatate
- Ape cloro-calcice-magneziene



Proba nr. 26 din grupa apelor cloro-sodice, calcice, magneziene, slab bicarbonatate:

$$\text{CO}_2 = 0,0660; M = 1,0389 \frac{\text{Cl } 35,6 \text{ HCO}_3 \text{ } 28,2 \text{ NO}_3 \text{ } 23,6}{\text{Na } 40,4 \text{ Ca } 38,4 \text{ Mg } 20,1} \text{ T } 12^\circ\text{C.}$$

Proba nr. 44, din grupa apelor cloro-calcice-magneziene:

$$\text{CO}_2 = 0,0264; M = 0,7064 \frac{\text{NO}_3 \text{ } 48,4 \text{ Cl } 32,4}{\text{Ca } 61,4 \text{ Mg } 21,2} \text{ T } 11,5^\circ\text{C.}$$

Din studiul compoziției chimice, atât a apelor dulci cât și a celor minerale, se poate constata că aceasta este alcătuită din aceleași elemente chimice într-un procentaj în general apropiat, ceea ce indică genetica comună a acestor ape — din precipitațiile atmosferice.

Concluzii. Cercetările întreprinse de noi în regiunea Covasna—Tufalău—Peteni ne-au permis să ajungem la următoarele concluzii:

Din punct de vedere morfologic am pus în evidență existența a trei nivele de terasă ale pârului Covasna și două ale Rîului Negru, lipsind nivelul mediu. Din punct de vedere geologic, am efectuat o cartare amănunțită asupra depozitelor cuaternare, stabilind totodată și tipul lor genetic. În ceea ce privește tectonica regiunii, ne permitem să semnalăm existența unor mișcări pozitive în zona de contact morfologic și negative înspre bazin, puse în evidență prin înecarea teraselor superioare ale Rîului Negru și pârului Covasna sub depozite mai noi. Alternanța de nisipuri, bolovănișuri și argile, remarcată în forajul de la W de gara Covasna, pledează pentru caracterul de subsidență a bazinului Brețcu—Sf. Gheorghe. În sprijinul acestei afirmații mai aducem și prezența martorilor de subsidență din bazin, îngropați integral sau parțial sub depozite mai noi.

Din punct de vedere hidrogeologic, am stabilit în limitele regiunii studiate prezența unui strat acvifer freatic, care în zona Covasna—Voinești, pe anumite sectoare, este mineralizat. Caracterul principal al apelor minerale din zona Covasna—Voinești îl constituie CO_2 liber, component ce le atribuie calitatea de ape carbogazoase. Studiul compoziției chimice a apelor freatice (dulci și minerale) din regiunea cercetată ne-a condus la stabilirea a cinci grupe de ape: ape bicarbonatate, calcice, magneziene; ape bicarbonatate, calcice, magneziene, cloro-sodice; ape bicarbonatate cloro-sodice; ape cloro-sodice, calcice, magneziene, slab bicarbonatate; ape cloro-calcice, magneziene.

În compoziția chimică a unor ape minerale din anumite puncte s-a mai identificat prezența ionilor Br , Fe^{++} , într-o cantitate suficientă pentru a caracteriza aceste ape și ca bromurate sau feruginoase. Valoarea în general egală a procent-echivalenților anionilor și cationilor din compoziția chimică atât a apelor dulci cât și a



apelor minerale ne indică genetica comună a acestora și anume din precipitațiile atmosferice.

În ceea ce privește apele dulci de adâncime am constatat în gresiile de tip Tarcău existența unui puternic strat acvifer, care apare printr-o linie de izvoare de sub culmile vîrfurilor Lucaci și Palfei. Aceste izvoare au debite mari cu ape de calitate superioară și pot fi luate în considerare pentru alimentarea cu apă a localităților Covasna și Voinești, care duc o lipsă serioasă în această privință.

BIBLIOGRAFIE

1. BĂNCILĂ I. Structura flișului Carpaților orientali. *Bul. St. Acad. R.P.R. Secția Geologie-Geogr.* VII-oct. dec. 1955.
2. CĂLINESCU H. Dunele din Trei Scaune. *Bul. Soc. Geogr.*, LIII, 1934.
3. CRASU V. și MANOLE V. Apele minerale din România, Ținutul Bucegi. *Studii tehn. econ.*, seria B (Chimie) nr. 15. București.
4. FILIPESCU M. G. Contribution à l'étude du Flysch interne compris entre le rîu Crasna — Teleajen et le Rîul Negru. *Bull. Lab. Min. gén. niv. București* II, 1937.
5. FILIPESCU M. G., DRĂGHINDĂ I. și MUTIHAȘ V. Contribuții la orizontarea și stabilirea vârstei sîsturilor negre din zona mediană a flișului Carpaților orientali. *Comun. Acad. R.P.R.* 9—10, București 1952.
6. FILIPESCU M. G. Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon și a Politehn.* București, 6—7 București 1955.
7. GROZESCU H. Contribuții la studiul geologic al surselor de ape minerale. *Cercet. Balneoclimatol.*, 1950.
8. IANCU M. Contribuții la studiul unităților geomorfologice din depresiunea internă a curburii Carpaților (Bîrsa, Sf. Gheorghe, Tg. Săcuiesc, Baraolt). Partea I. *Probleme de Geogr.*, IV, 1956.
9. KORMOS TH. Die pliozänen Schichten von Ajnacskő und ihre Fauna. *Jahresb. kgl. ung. geol. RA.* 1915.
10. MRAZEC L. Considérations sur l'origine des dépressions internes des Carpathes Roumaines. *Bul. Soc. Geol.*, I, 1932.
11. ORGHIDAN N. Observații morfologice pe marginea ardeleană a Munților Vrancei. *Bul. Soc. Geogr.* LVIII, 1939.
12. ORGHIDAN N. Observații morfologice în regiunea Brașovului. Bazinul Tg. Săcuiesc. *Rev. Țara Birsei*, 1, 2, 3, 1929.
13. PITULESCU G., CRASU V. și REPANOVICI S. Analize de ape minerale din R.P.R. *Studii tehn. econ.* seria B (Chimie) nr. 37 București 1953.
14. RÜGER L. Das Alter des Jungtertiärs im Altal (Siebenbürgen) und die jungen Hebungen der südöstlichen Karpathen. *Cbl. Min., Geol., Pal.* Abt. B, 8 Stuttgart 1931.
15. SCHLESINGER GH. Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. *Geologica Hungarica*, II, 1, Budapesta 1922.



ГИДРОГЕОЛГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ КОВАСНА—ТУФАЛАУ—ПЕТЕНЬ

Т. БАНДРАБУР

(Краткое содержание)

В этой работе автор осуществил краткое описание геоморфологии и геологии четвертичных отложений исследуемой области. В настоящей работе автор устанавливает наличие трех горизонтов террас ручья Ковасна и двух горизонтов р. Негру, средний уровень, будучи подвергнут эрозии.

В результате этих работ было проведено детальное картирование четвертичных отложений и установлен, одновременно их генетический тип.

В отношении тектоники области, автор указывает на наличие некоторых позитивных движений в контактовой морфологической зоне и отрицательных — к бассейну, поставленных на учет через погружение верхних террас р. Негру и р. Ковасна под более молодыми отложениями.

Чередование песков, гальки и глин, выявленных в буровой скважине станции Ковасна, являются доказательством оседания бассейнов Брецьку — св. Георгий. В подтверждение этого мнения автор приводит и наличие рудных столбов оседания в бассейне целиком или частично погребенных под более новыми отложениями.

В границах исследуемой области, автор устанавливает, с гидрогеологической точки зрения, наличие грунтового водоносного пласта, который в зоне Ковасна—Войнешть в определенных участках — минерализован.

Главной характеристикой минеральных вод зоны Ковасна, является наличие свободного CO_2 , компонент, который обосновывает качество углекислых вод.

Исследование химического состава грунтовых вод (пресных и минеральных) области, привели автора к установлению 5 групп вод:

- а) кальциевые, магниевые, углекислые воды;
- б) хлоро-натриевые, магниевые, кальциевые воды;
- в) хлоро-натриевые, углекислые воды;
- г) хлоро-натриевые, кальциевые, магниевые, слабоуглекислые воды;
- д) хлоро-кальциевые магниевые воды.

В химическом составе некоторых минеральных вод было идентифицировано, с определенных точек зрения, наличие ионов: V^- , e^{++} , в достаточном количестве, с тем что бы эти воды могли быть охарактеризованы как бромистые или железистые.

Значения, в общем равные, проценту — эквиваленту анионов и катионов химического состава, как пресных, так и минеральных вод, указывают на общий генезис этих вод, а именно — из атмосферных осадков.



Минеральные воды зоны Ковасна—Войнешть, представляют, с медицинской точки зрения, особенное значение, будучи, с успехом использованны для лечения различных болезней в бальнеоклиматических условиях.

Не менее значительными являются «борвицы Ковасна», используемые в продовольственных целях.

В отношении пресных глубинных вод, автор установил наличие мощного водоносного пласта в песчаниках типа Таркэу, который выходит на дневную поверхность рядом источников из под вершин Гор Лукач и Палфей.

Эти источники имеют большие дебиты лучшего качества воды и могут быть приняты во внимание для снабжения водой местностей Ковасна и Войнешть, которые смогут попольнить серьезный дефицит в питьевой воде.

RECHERCHES HYDROGÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION DE COVASNA— TUFALĂU—PETENI

PAR
T. BANDRABUR

(Résumé)

Dans ce travail l'auteur fait un exposé sommaire sur la géomorphologie et la géologie des dépôts quaternaires de la région étudiée. En ce sens, il établit les trois niveaux de la terrasse de Pîrîul Covasna et les deux niveaux de Rîul Negru, le niveau moyen étant érodé.

On a effectué un levé détaillé des dépôts quaternaires déterminant en même temps leur type génétique.

En ce qui concerne la tectonique de la région, l'auteur signale l'existence des mouvements positifs dans la zone de contact morphologique et des mouvements négatifs vers le bassin, mis en évidence par l'envoyage des terrasses supérieures du Rîul Negru et du Pîrîul Covasna sous les dépôts plus récents.

L'alternance de sables, de cailloutis et d'argiles, rencontrée dans le forage de la gare de Covasna, plaide pour la subsidence du bassin de Brețcu—Sf. Gheorghe. À l'appui de cette affirmation, viennent également les témoins de subsidence du bassin, enfouis totalement ou partiellement sous les dépôts plus récents.

Du point de vue hydrogéologique, l'auteur établit dans cette région une couche acquifère phréatique, laquelle dans la zone de Covasna—Voinești, est minéralisée dans certains secteurs.



Le caractère principal des eaux minérales de la zone de Covasna—Voinești est constitué par le CO_2 libre qui confère à ces eaux leur qualité carbo-gazeuse.

L'étude de la composition chimique des eaux phréatiques (douces et minérales) a permis à l'auteur d'établir cinq groupes d'eaux:

- a) eaux bicarbonatées, calciques, magnésiennes;
- b) eaux bicarbonatées, calciques, magnésiennes, chloro-sodiques;
- c) eaux bicarbonatées chloro-sodiques;
- d) eaux chloro-sodiques, calciques, magnésiennes faiblement bicarbonatées;
- e) eaux chloro-calciques, magnésiennes.

Dans certains endroits, dans la composition chimique des eaux minérales nous avons identifié la présence des ions Br^- , Fe^{++} en quantité suffisante pour permettre d'accorder à ces eaux la qualité de bromurées ou ferrugineuses.

La valeur, en général égale, des pourcentage-équivalents des anions et des cations dans la composition chimique des eaux douces ainsi que des eaux minérales montre leur genèse commune, notamment les précipitations atmosphériques.

Les eaux minérales de la zone de Covasna—Voinești présentent une importance particulière du point de vue médical et c'est pourquoi elles sont utilisées pour le traitement des diverses maladies. Non moins importantes sont les eaux carbo-gazeuses de Covasna (« borviz ») à utilisation alimentaire.

En ce qui concerne les eaux douces de profondeur, l'auteur a constaté que dans les grès de Tarcău il existe une puissante couche aquifère qui apparaît dans une série de sources au pied des sommets Vîrful Lucaci et Vîrful Palfei. Ces sources ont un grand débit d'eau de qualité supérieure et peuvent être utilisées pour l'alimentation des localités Covasna et Voinești, pauvres en eau.



1. *Geologia* - Geologia este știința care studiază originea, evoluția și structura Pământului și a altor corpuri cerești. Geologii descriu și clasifică rocile și structurile geologice, precum și procesele care le formează și le modifică.

2. *Geografia* - Geografia este știința care studiază relațiile dintre om și mediul său fizic și uman. Geograful descrie și analizează spațiul geografic și procesele care îl formează și îl modifică.

3. *Geografia fizică* - Geografia fizică este ramura geografiei care studiază mediul fizic și procesele care îl formează și îl modifică. Aceasta include geografia fizică, geografia umană și geografia regională.

4. *Geografia umană* - Geografia umană este ramura geografiei care studiază relațiile dintre om și mediul său fizic și uman. Aceasta include geografia fizică, geografia umană și geografia regională.

5. *Geografia regională* - Geografia regională este ramura geografiei care studiază relațiile dintre om și mediul său fizic și uman într-o anumită regiune. Aceasta include geografia fizică, geografia umană și geografia regională.

6. *Geografia integrată* - Geografia integrată este ramura geografiei care studiază relațiile dintre om și mediul său fizic și uman într-o manieră integrată. Aceasta include geografia fizică, geografia umană și geografia regională.

7. *Geografia aplicată* - Geografia aplicată este ramura geografiei care studiază relațiile dintre om și mediul său fizic și uman într-o manieră aplicată. Aceasta include geografia fizică, geografia umană și geografia regională.

8. *Geografia teoretică* - Geografia teoretică este ramura geografiei care studiază relațiile dintre om și mediul său fizic și uman într-o manieră teoretică. Aceasta include geografia fizică, geografia umană și geografia regională.

9. *Geografia empirică* - Geografia empirică este ramura geografiei care studiază relațiile dintre om și mediul său fizic și uman într-o manieră empirică. Aceasta include geografia fizică, geografia umană și geografia regională.

10. *Geografia științifică* - Geografia științifică este ramura geografiei care studiază relațiile dintre om și mediul său fizic și uman într-o manieră științifică. Aceasta include geografia fizică, geografia umană și geografia regională.



CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA PROCESULUI DE FILTRARE
A APEI PRIN CAPILARITATE ¹⁾

DE

MIRCEA FLOREA

Filtrarea apei capilare preocupă de multă vreme cercurile de geologi și ingineri, fie sub aspectul procesului de filtrare în sine, întrucât pînă nu de mult a dăinuit ideea «statică» asupra apei capilare, fie sub aspectul pierderilor de apă prin capilaritate, ceea ce a necesitat măsuri constructive în proiectarea și executarea digurilor de pămînt.

Prin lucrarea lui G. I. TER. STEPANIAN, (4), se pune capăt ideii statice și în locul ei se ridică concepția dinamică, după care apa capilară în natură se infiltrează atît pe verticală cît și pe orizontală, ca orice apă gravitațională, supunîndu-se însă unor legi proprii. STEPANIAN, prin studii hidrogeologice de detaliu asupra împrejurimilor unui lac de acumulare, conchide că o serie de izvoare, semnalate pe unul din versanții opuși lacului de acumulare, se formează pe seama apei capilare, care se acumulează la baza versantului, ca rezultat al procesului de filtrare capilară, ce urmează în prima fază un drum ascendent, prin care terenul împrumută apa din lac, iar în final, unul descendent, pînă la ieșirea ei la zi sub formă de izvoare.

Concluziile lui STEPANIAN asupra circuitului capilar, deosebit de interesante și utile, ne-au sugerat ideea cercetărilor de laborator în acest domeniu, cercetări începute încă din 1957 de noi în cadrul Laboratorului de Geologie inginerească și Hidrogeologie de la Institutul de Petrol, Gaze și Geologie, sub îndrumarea prof. ȘT. GHICA-BUDEȘTI.

Ca aparatură am încercat inițial un tub de sticlă de 2,5 cm diametru (fig. 1), prevăzut lateral cu trei ștuțuri echidistante așezate fiecare la 1/3 din înălțimea capilară maximă a tipului de nisip experimentat, cu scopul de a obține domeniul de variație a debitelor cedate prin capilaritate pe toată înălțimea capilară, dar

¹⁾ Comunicare în ședința din 2 februarie 1962.



care nu a dat rezultate, deși fiecare ștuț dispunea de o secțiune suficientă pentru a permite formarea unei picături de apă ce urma a fi cedată gravitațional.

Am folosit apoi un tub de sticlă în formă de U (fig. 2), care de asemenea a fost încărcat cu nisip; după un număr de ore de la introducerea brațului A în vasul de alimentare, nivelul apei ridicate prin capilaritate a staționat zile în șir în cotul d , deși înălțimea capilară maximă pentru tipul de nisip din tub depășea cu mult înălțimea brațului A. La sugestia prof. V. HARNAJ am proiectat un tub de sticlă cu forma și dimensiunile trecute pe fig. 3, care în experiențele noastre a dat rezultate bune. Pentru ușurința expunerii reținem pentru tubul de sticlă denumirea — deși improprie — de capilarimetru curb. Experiențele pe care le prezentăm au fost efectuate pe nisipuri diferite, însă în condiții egale de uscare și îndesare. În fiecare experiență s-a urmat același mod de lucru și anume: nisipul în stare uscată s-a introdus în capilarimetru, acesta lovindu-se ușor pentru ca prin vibrație să se realizeze o stare cât mai îndesată, în acest timp capilarimetrul ținându-se, evident, în poziție răsturnată față de cea din figură.

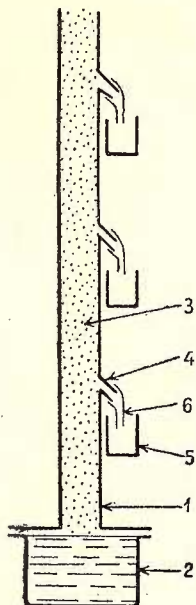


Fig. 1. — Capilarimetru linear.

1, tub de sticlă; 2, vas cu apă; 3, nisip; 4, ștuț; 5, vas de colectare; 6, furtun de cauciuc.

La umplerea completă, cele două capete ale capilarimetrului le acoperim cu câte o sită fină, după care așezăm tubul pe un suport, capetele fiind lăsate să cadă liber în cele două vase de alimentare și colectare, astfel ca brațul de alimentare să fie inundat pe câțiva centimetri. Prin capilaritate, apa se ridică în brațul de alimentare și trecând cumpăna coboară în brațul ce dă în vasul de colectare. În prima fază se realizează o răspîndire neuniformă a umidității în cuprinsul capilarimetrului, observîndu-se o trecere gradată de la zona saturată la cea nesaturată, aceasta din urmă ocupînd brațul de colectare. Transportul apei prin infiltrare capilară, din zona saturată spre cea nesaturată, este un proces de durată mai mică sau mai mare, în funcție de granulometria nisipului; pentru unele nisipuri, de exemplu, acest interval a fost de numai cîteva ore, în vreme ce pentru altele s-a ajuns la două săptămîni, după care s-a format prima picătură de apă ce s-a eliminat gravitațional. În scopul de a înlătura erorile provenite din calcule bazate pe volume mici de apă, cedată prin filtrare capilară acumulativă, ne-am propus ca o experiență să fie terminată numai după recoltarea unui volum de 100 ml, care de asemenea s-a realizat, pentru diferite nisipuri, în timpi răspîndiți, de la ordinul zecilor pînă la ordinul sutelor de ore, ceea ce a necesitat ca vasul de colectare să fie efilat și, după introducerea brațului capilarimetrului, parafinat pentru a împiedica evaporarea, care într-un timp de ordinul sutelor de ore ar fi introdus erori sensibile



în calculul vitezei de filtrare capilară. De asemenea, în vasul de colectare s-a prevăzut un orificiu de 2—3 mm pentru a nu permite ridicarea presiunii în interior, care ar fi dus în timp la o reducere a vitezei de filtrare.

După recoltarea a 100 ml apă, experiența fiind terminată, s-a procedat la calculul vitezei de filtrare,

folosind relația: $v = \frac{V}{\Omega \cdot t}$, unde: V = volumul de

apă (100 ml); Ω = secțiunea capilarimetrului în cm^2 ($5,3 \text{ cm}^2$); t = timpul de colectare a volumului V , în secunde.

Volumul și secțiunea avînd aceleași valori pentru fiecare experiență, notăm cu C raportul $\frac{V}{\Omega}$, pentru a

avea formula simplificată de calcul: $v = \frac{V}{\Omega \cdot t} = \frac{C}{t}$,

unde: $C = \frac{100}{5,3} = 18,86 \text{ cm}$.

Experiențele au fost executate pe nisipuri de diferite granulometrii, valorile vitezei de filtrare

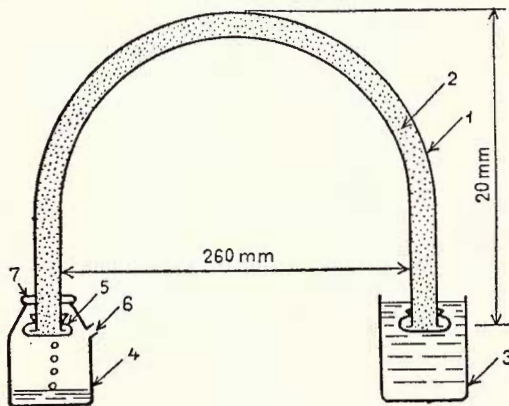


Fig. 3. — Capilarimetru curb. 1, tub de sticlă; 2, nisip; 3, vas de alimentare; 4, vas de recoltare; 5, sită fină; 6, orificiu; 7, strat de parafină.

capilară fiind trecute în tabloul de calcul 1, care mai cuprinde pentru fiecare tip de nisip, diametrul efectiv și gradul de neuniformitate determinați în laborator; vom reveni asupra utilității acestor doi factori.

Privind tabloul 1, primele trei experiențe executate succesiv pe nisip făinos, fin și mediu, indică pentru viteza de filtrare, mai întîi valori crescătoare, de la $5,1 \cdot 10^{-5} \text{ cm/s}$ pentru nisipul făinos, la $2,1 \cdot 10^{-4} \text{ cm/s}$ pentru nisipul fin, apoi descrescătoare, $2,27 \cdot 10^{-5} \text{ cm/s}$ la nisipul mediu, cu toate că dimensiunile particulelor sînt continuu

crescătoare. Privite independent, aceste trei experiențe ne-ar îndemna să conchidem că domeniul granulometric pentru care viteza de filtrare capilară este maximă, îl constituie nisipul fin. Pentru restul experiențelor, ordinul

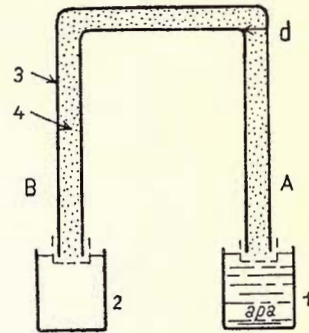


Fig. 2. — Capilarimetru în formă de U.

1, vas de alimentare; 2, vas de colectare; 3, tub de sticlă; 4, nisip; A, brațul de alimentare; B, brațul de colectare; d, nivelul de staționare a apei ridicate prin capilaritate.

TABLOUL 1

Expe- riența nr.	FELUL NISIPULUI	Timpul de colectare a unui volum de 100 cm ³ în ore (t)	Viteza de filtrare capilară în cm/s $v = \frac{18,86}{t \cdot 3600}$	Gradul de neuniformitate U	Diametrul efectiv (d _e) în mm
1	Nisip găinos	105	5,1 · 10 ⁻⁵	2,04	0,088
2	Nisip fin	25	2,1 · 10 ⁻⁴	1,20	0,150
3	Nisip mediu	231	2,27 · 10 ⁻⁵	1,36	0,250
4	50% n. fin 25% n. mediu 25% n. mare	20	2,65 · 10 ⁻⁴	2,60	0,151
5	25% n. fin 50% n. mediu 25% n. mare	43	1,22 · 10 ⁻⁴	3,57	0,140
6	25% n. fin 25% n. mediu 50% n. mare	26	2,03 · 10 ⁻⁴	4,37	0,160
7	50% n. fin 50% n. mediu	15	3,5 · 10 ⁻⁴	2,13	0,150
8	50% n. fin 50% n. mare	23	2,27 · 10 ⁻⁴	4,70	0,160
9	50% n. făinos 50% n. fin	40	1,31 · 10 ⁻⁴	3,00	0,053

de mărime al vitezei de filtrare capilară rămîne la $n \cdot 10^{-4}$ cm/s, n variînd pînă la 100%, ceea ce însemnează o grupare destul de strînsă a valorilor. Numai cu titlu de observație arătăm că ori de cîte ori în compoziția unui nisip participă fracțiunea fină, atît în proporție predominantă cît și subordonată, ordinul de mărime al vitezei de filtrare capilară rămîne neschimbat ($n \cdot 10^{-4}$ cm/s); generalizarea acestei observații o considerăm totuși pripită, deoarece ea se bazează pe un număr destul de redus de experiențe.

Valorile extreme ale gradului de neuniformitate pentru tipurile de nisip pe care am efectuat experiențele (tabl. 1) fiind cuprinse între $U_2 = 1,2$ ($U_2 =$ gradul de neuniformitate pentru experiența nr. 2) și $U_8 = 4,7$, arată că toate nisipurile sînt uniforme din punct de vedere granulometric. Întocmirea graficului de variație a vitezei de filtrare capilară în funcție de gradul de neuniformitate (fig. 4) ne arată o dependență oscilatorie, alternativ descrescătoare și crescătoare, ceea ce nu ne permite să tragem o concluzie de variație logică, cu atît mai mult cu cît în cazul



a două domenii — primul dintre experiențele 2 și 3, al doilea dintre experiențele 1 și 7 — pentru aproximativ același grad de neuniformitate — $U_2 = 1,2$ și $U_3 = 1,36$ — valorile vitezei de filtrație diferă cu un ordin de mărime $v_2 = 2,1 \cdot 10^{-4}$ cm/s și $v_3 = 2,27 \cdot 10^{-5}$ cm/s; același lucru are loc și în domeniul al doilea — 1 și 7, unde $U_1 = 2,04$ și $U_7 = 2,13$, în vreme ce $v_1 = 5,1 \cdot 10^{-5}$ cm/s, iar $v_7 = 3,5 \cdot 10^{-4}$ cm/s. Urmărind în continuare graficul $v = f(U)$, pentru valorile $U = 2-3$, viteza

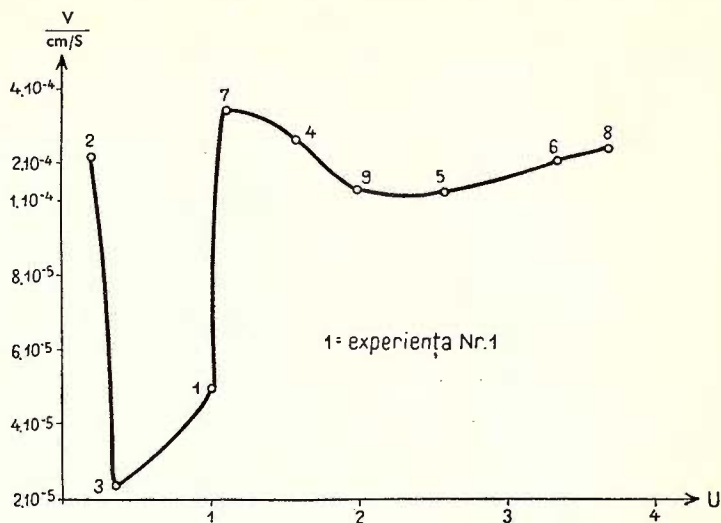


Fig. 4. — Variația vitezei de filtrație capilară în funcție de gradul de neuniformitate (U).

de filtrare înregistrează o scădere, iar de la $U = 3$ la $U = 5$ încearcă o creștere ușoară, variațiile menținându-se în cadrul aceluiași ordin de mărime $n \cdot 10^{-4}$ cm/s.

Pe baza rezultatelor de care dispunem, tragem concluzia că, în cadrul rocilor nisipoase omogene, nu putem stabili o relație între viteza de filtrare și gradul de neuniformitate, pe de o parte, iar pe de altă parte, bazați pe valoarea cea mai frecventă determinată, deși măsurătorile sînt puține la număr, recomandăm pentru calculele pierderilor de apă prin filtrație capilară, valoarea $v = 4 \cdot 10^{-4}$ cm/s, n putînd lua valori între 1 și 5.

Încercarea de a reprezenta viteza de filtrare capilară în funcție de diametrul efectiv (fig. 5) ne lasă de asemenea fără concluzii utile, deși în acest caz variația este mai rațională, ceea ce ne îndeamnă la continuarea experiențelor. După graficul $v = f(d_e)$, pierderile maxime de apă prin capilaritate — ceea ce corespunde vitezelor maxime — în cadrul nisipurilor omogene se grupează în jurul diametrului efectiv $d_e = 0,15$ mm, ceea ce revine granulometriei fine, iar pentru valori mai mici sau mai mari decît aceasta, viteza de filtrare scade.



Pentru a ne face o idee asupra ordinului de mărime al timpului de efectuare a infiltrației capilare¹⁾ și a timpului de transformare a infiltrației capilare în filtrare capilară, care rămâne încă un domeniu puțin cunoscut, arătăm că el este mult

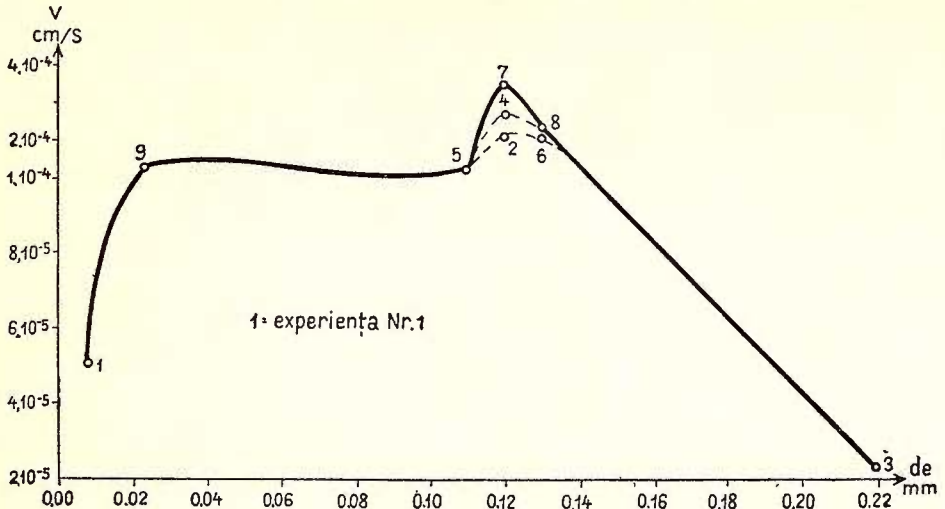


Fig. 5. — Variația vitezei de filtrație capilară în funcție de diametrul efectiv (d_e).

diferit de la un tip de nisip la altul. Pentru experiențele trecute în tabloul 1, vom exemplifica acest timp cu două valori extreme $t = 15$ ore (nisipul fin) și $t = 128$ ore (nisipul mediu).

Pe faze, distribuția acestor timpi globali s-a realizat în felul următor:

TABLOUL 2

Expe- riența nr.	FELUL NISIPULUI	Timpul global (ore)	Repartiția timpului pe faze		
			Timpul infiltrației ascendente ²⁾ (ore)	Timpul infiltrației descendente ³⁾ (ore)	Timpul de transformare a infiltrației în filtrare capilară ⁴⁾ (ore)
2	Nisip fin	15	5	5	5
3	Nisip mediu	128	8	72	48

¹⁾ Prin infiltrație capilară înțelegem timpul scurs de la începerea experienței pînă la cedarea primei picături de apă în vasul de colectare, cînd infiltrația capilară se transformă în filtrare capilară.

²⁾ Infiltrația ascendentă se referă la ridicarea apei prin brațul de alimentare al capilarimetrului, pînă la cumpănă.

³⁾ Infiltrația descendentă privește migrația apei de la cumpănă pînă la capătul brațului de colectare.

⁴⁾ În acest timp se realizează saturarea capilară în tot cuprinsul capilarimetrului, după care se elimină gravitațional prima picătură de apă.



Din cifrele arătate mai sus se vede că infiltrația ascendentă în ambele cazuri are loc în timpi comparabili, în vreme ce infiltrația descendentă marchează cea mai mare diferență. Procesul de transformare a infiltrației în filtrare capilară, de numai 5 ore pentru nisipul fin, este de cca 10 ori mai mare pentru nisipul mediu.

În prelucrarea finală dispunem de date prea puține pentru a ne ridica la concluzia că există totuși posibilitatea ca infiltrația capilară să nu poată fi transformată în filtrare capilară și o atare răspîndire granulometrică într-un teren ar evita total pierderile de apă prin filtrare capilară, ceea ce ar aduce economii mari în dimensionarea digurilor de pământ; cercetările în această direcție merită toată atenția.

Din acest început de studiu se desprind două aspecte importante ale filtrării capilare, care își așteaptă rezolvarea în viitor, și anume:

1. Variația vitezei de filtrare, pe toată înălțimea zonei capilare.

2. Variația vitezei de filtrare capilară, cu stabilirea valorilor finale pentru un același tip de nisip, la un procent dat din înălțimea capilară maximă.

Studierea acestor probleme pe nisipurile omogene și ulterior extinderea cercetărilor pe nisipuri neuniforme și de uniformitate medie, după părerea noastră va permite întocmirea unui grafic de variație — pentru rocile nisipoase — a vitezei de filtrare capilară în funcție de principalii parametri fizici ai rocii.

Rezolvarea problemei filtrării apei capilare va aduce noi elemente de calcul inginerilor geologi și constructori, în dimensionarea optimă a digurilor și barajelor de pământ, pentru o mai bună proiectare și exploatare a acestora.

BIBLIOGRAFIE

1. CIOCARDEL RADU. Hidrogeologia. Editura Tehnică, București 1957.
2. LITEANU EMIL. Hidrogeologie aplicată. Editura Tehnică, București 1953.
3. ОБЦИНЦОВ А. М. Общаия гидрогеология. Москва 1955.
4. STEPANIAN TER. G. I. Dokladi Akademii Nauk S.S.R.R. (Despre o nouă cale de pierdere a apei din lacurile de acumulare)

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ПОЗНАНИЕМ ПРОЦЕССА КАПИЛЛЯРНОСТИ ПРИ ФИЛЬТРАЦИИ ВОДЫ

МИРЧА Н. ФЛОРЯ

(Краткое содержание)

Настоящая работа содержит целый ряд опытов, проведенных «изогнутым капиллярметром», которым проверяется, в опытным порядке, натуральный процесс фильтрации воды через капилляры (капиллярность), по гипотезе



построенной Г. И. Степанианом, на основании детального гидрогеологического исследования окрестностей водохранилища.

После проверки процесса, был проведен целый ряд опытов на песках, с различной гранулометрией с целью определения скорости фильтрации воды через капилляры.

Полученные значения могут быть использованы, с хорошими результатами, для определения потери воды через капилляры водохранилища для фаз проектирования.

Результаты, полученные автором, позволяют сделать вывод, что во всех случаях господствующего или подчиненного наличия тонких фракций в гранулометрическом составе песка, порядковая степень величины скорости фильтрации воды через капилляры была установлена в 10^{-4} см/сек.

На основании параметров типов песка, автор составил две диаграммы вариации скорости фильтрации, в зависимости от степени неравномерности (U) и эффективного диаметра (d_e), диаграммы, которые позволяют, в опытной гранулометрической области, определение ориентировочных значений, для инициальных фаз проектирования, скорости фильтрации воды через капилляры.

Настоящая работа, касающаяся строительной гидротехнической промышленности, может интересовать, в одинаковой мере и другие производства, как например, нефтерудные разработки, для объяснения натуральных процессов, выявленных при фильтрации воды через капилляры.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DU PROCESSUS DE FILTRATION DE L'EAU PAR CAPILARITÉ

PAR

MIRCEA N. FLOREA

(Résumé)

Le travail comprend une série d'expériences effectuées au moyen d'un « Capillarimètre courbe » afin de vérifier — au laboratoire — le processus naturel de la filtration de l'eau par capillarité; cette hypothèse a été émise par G. I. TER. STEPANIAN, basé sur une étude hydrogéologique détaillée des environs d'un lac d'accumulation. La vérification du processus a été suivie par une série d'expériences avec des sables de diverses granulométries afin de déterminer la vitesse de filtration de l'eau par capillarité. Les valeurs acquises sont utilisées dans le calcul des pertes en eau par capillarité dans les lacs d'accumulation. Les résultats obtenus permettent de conclure



que chaque fois que la composition granulométrique d'un type de sables comprend la fraction fine, prédominante ou subordonnée, la valeur de la vitesse de filtration de l'eau par capillarité atteint $n \cdot 10^{-4}$ cm/s.

À l'aide des paramètres des types de sables l'auteur a élaboré deux graphiques de variation de la vitesse de filtration en fonction du degré de non-uniformité (U) et du diamètre effectif (d_e); ces graphiques permettent — pour le domaine granulométrique expérimenté — la détermination de la vitesse de filtration de l'eau par capillarité, en tant que valeur d'orientation pour les phases initiales de projection.

Ce travail concernant l'industrie des constructions hydrotéchniques intéresse également d'autres industries, telles l'industrie du pétrole et des mines, pour l'explication des processus naturels résultés de la filtration de l'eau par capillarité.



Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.



DATE GEOLOGICE NOI PRIVIND ANOMALIA GRAVIMETRICĂ
DE LA RUNCULEȚE (MUNȚII METALIFERI) ¹⁾

DE
ȘT. AIRINEI, FL. CODARCEA

Elemente geofizice cunoscute în regiune. Prospecțiunea gravimetrică-magnetică din Munții Apuseni din anul 1960, pentru localizarea aparatelor vulcanice și a zonelor de hidrotermalizare accentuată, au pus în evidență, printre altele, o anomalie gravimetrică maximală în zona culmii muntoase jalonată de Vf. Oprineasa — Vf. Runculețe — Vf. Floricelii. Anomalia maximală de aproximativ 10 mgal are caracter regional. Ea este cuprinsă între localitățile Mihăileni, Stănița, Rovina și are orientarea NW—SE. Această anomalie a fost interpretată, împreună cu anomalia maximală marcată de Vf. Duba — Vf. Barza — Vf. Gliganul, ca reprezentând efecte ale unor mase dense adânci, subvulcanice ²⁾. În legătură cu aceste mase subvulcanice au fost cartate un număr important de anomalii gravimetrice locale corespunzătoare coșurilor vulcanice cunoscute sau stîlpilor rămași ascunși sub lave și sedimente.

Unul din succesele prospecțiunii gravimetrice-magnetometrice din campania 1960 este înregistrarea grupului format din șase anomalii gravimetrice locale, situat de-a lungul axei maximului Vf. Oprineasa — Vf. Runculețe — Vf. Floricelii. Aceste anomalii locale au fost interpretate ca efecte ale unor corpuri eruptive ascunse în depozitele cretacice din regiune. Exceptînd unele arii restrînse de alterări hidrotermale în depozitele cretacice cartate la SSE de Vf. Runculețe și la W de Poiana Boului (2), martore ale unor intruziuni nu prea adânci, nu avea atunci alte elemente geologice de care să fi legat direct efectele gravimetrice locale. Interpretarea prin analogie a întregului grup de anomalii locale se fundamentează pe contrastele de densitate existente între masele eruptive nealterate și depozitele sedimentare străbătute. Fenomenul poate fi complicat și de existența maselor de roci alterate. În

¹⁾ Comunicare în ședința din 21 aprilie 1962.

²⁾ AIRINEI ȘT. Prospecțiuni gravimetrice-magnetometrice în Munții Apuseni, pentru localizarea aparatelor vulcanice și a zonelor de hidrotermalizare accentuată. Va apare în *Com. Geol. Studii tehn. econ., seria D (Geofizică)*, nr. 5.



adevăr, determinările de densitate pentru tipurile de roci din regiunea care ne interesează au stabilit următoarele valori medii ¹⁾:

- 2,55 g/cm³ pentru andezite și lave nealterate,
- 2,10 g/cm³ pentru andezite și lave alterate hidrotermal,
- 2,50 g/cm³ pentru gresii cretacice nealterate,
- 2,20 g/cm³ pentru gresii cretacice alterate hidrotermal,
- 2,30 g/cm³ pentru conglomerate cu elemente eruptive.

De aici se deduce că andezitele pot cauza anomaliile gravimetrice maxime locale de slabă intensitate în raport cu gresiile cretacice, și anomaliile maxime mai intense în raport cu sectoarele de roci alterate prin hidrotermalizare. Sectoarele cu roci hidrotermalizate pot cauza anomaliile gravimetrice minime. Asemenea anomaliile au fost înregistrate în zona stîlpului Musariu Nou, stîlpului Barza, apofizelor secundare din V. Morii, etc. ¹⁾.

Anomalia gravimetrică Runculețe, de care ne vom ocupa mai în detaliu în această lucrare, este situată în partea de SW a grupului menționat. Ea se compune dintr-un maximum central de peste +2 mgal situat la WNW de cota 965 a Vf. Runculețe, înconjurat de o aureolă de minime cu intensități cuprinse între -1 și -2 mgal (vezi planșa). Mai sînt de menționat două particularități: o creștere a valorilor Δg a sectorului minimal de-a lungul axului de simetrie al anomaliilor regionale și alăturarea strînsă a minimelor periferice de maximum local central. Măsurătorile magnetice din acest sector au înregistrat două maxime locale, cu intensități de peste +100 gama și o plajă de valori ΔZ situate pe o fișie de teren lată între 1 și 2 km, axată de-a lungul apexului anomaliilor gravimetrice maxime regionale. Unul din maximele magnetice locale se conjugă pînă la identitate cu maximumul gravimetric central; al doilea, situat imediat la E de primul, se află la limita dintre maximum central și sectorul minimal periferic. Aceste maxime magnetice conturează în suprafață — în concepția relațiilor stabilite în 1959 de D. ROMANESCU și C. CALOTĂ (1) — volume de roci andezitice nealterate hidrotermal. Reiese și din această imagine faptul că rocile de la periferia corpului central nealterat, a căror prezență este înregistrată gravimetric, și-au pierdut prin hidrotermalizare magnetismul remanent inițial. Raporturile de susceptibilitate magnetică între rocile din acest sector fundamentează interpretarea acordată anomaliilor magnetice prezentate. Reproducem cîteva valori medii pentru susceptibilitatea magnetică a aceluiași tipuri de roci din regiune ²⁾:

- 968,2 u.e.m. CGS. pentru andezite și lave nealterate;
- 13,1 u.e.m. CGS. pentru andezite și lave alterate hidrotermal;
- 14,6 u.e.m. CGS. pentru gresii cretacice nealterate;

¹⁾ Op. cit. p. 1.

²⁾ Op. cit. p. 1.



4,5 u.e.m. CGS. pentru gresii cretacice alterate hidrotermal;

19,4 u.e.m. CGS. pentru conglomerate cu elemente eruptive.

Aceste valori sînt edificatoare. Contrastul important de susceptibilitate magnetică se stabilește numai între rocile andezitului nealterat și celelalte roci.

Date noi geologice obținute în regiune. Rezultatele geofizice importante obținute în sectorul Vf. Oprineasa — Vf. Runculețe — Vf. Floricelii ne-au atras atenția în mod deosebit și am încercat printr-o cartare de amănunt să desprindem unele elemente geologice care ar putea ajuta la completarea interpretării anomaliei gravimetrice-magnetice din zona vârfului Runculețe.

Lucrările de teren efectuate în anul 1960 și 1961¹⁾ ne-au prilejuit să aducem unele elemente geologice noi față de ceea ce se cunoștea pînă în prezent (2), atît în ceea ce privește depozitele sedimentare cît și rocile eruptive. În cele ce urmează vom reda pe scurt rezultatele principale.

I. *Sedimentarul.* Depozitele sedimentare aparțin Cenomanianului (2) dezvoltat între valea Doștinei — valea Honcilor și vârful Runculețe — Culmea Rovinei. Depozitele cenomaniene sînt constituite din roci asemănătoare stratelor de Bozeș (2): gresii cu hieroglife de culoare cenușie slab micacee, fin stratificate. Uneori, din cauza alterării, ele capătă o culoare gălbuie și devin foarte moi și friabile. La microscop au structură clastică psamitică. Cuarțul, care formează cea mai mare parte din rocă, se prezintă sub formă de cristale echidimensionale cu conture rotunjite, fiind înconjurat de un ciment argilos-silicios. Se întilnește și feldspatul sub formă de granule rotunjite, formînd împreună cu cuarțul mici benzi separate de intercalații argiloase sau paiete de muscovit și sericit. În unele porțiuni, mai ales pe Vf. Runculețe, depozitele cenomaniene prezintă slabe fenomene de hidrotermalizare (sericitizare și silicifiere).

II. *Eruptivul.* În sectorul Runculețe au fost identificate cinci apofize andezitice: patru din ele aflorază în jurul cotei 965 m a Vîrfului Runculețe, iar a cincia spre NW, spre culmea mare a Rovinei (vezi planșa). Apofiza cu dimensiunea cea mai mare este dezvoltată pe versantul nordic al culmii Poiana Boului — Ticera spre izvoarele pîraielor Doștina și Honcilor cu afluentul său Pîrîul Fagului.

Apofizele andezitice străbat depozitele cenomaniene. Aceste andezite considerate în complexul eruptivului neogen din regiune aparțin fazei a treia de erupție (2).

În sectorul Runculețe s-au executat în vara anului 1961, cu sondeuzele de tip « Prosper » ale Comitetului Geologic, un număr de foraje de mică adîncime care au condus și ele la concluzia că apofizele andezitice aparțin de un corp unitar care se dezvoltă în adîncime.

¹⁾ FL. CODARCEA și VENERA CODARCEA. Raport geologic asupra reg. Stănița-V. Tisei, Arhiva Com. Geol., 1960. Raport geologic asupra reg. Stănița-Runculețe, Arhiva Com. Geol., 1961.



La Runculețe au putut fi identificate următoarele tipuri de roci eruptive: andezit cuarțifer cu hornblendă și piroxen și andezit cuarțifer cu hornblendă și biotit.

Andezit cuarțifer cu hornblendă și piroxen. Andezitele sînt compacte, masive, cu spărtură neregulată; culoarea lor predominantă este cenușie-negricioasă, trecînd pe alocuri în cenușiu-albicioasă, ușor verzuie din cauza sericitizării feldspaților sau cloritizării elementelor femice (ea se observă la andezitele din cele două apofize de la N de vîrfurile Runculețe). La celelalte două apofize de dimensiuni mai mici culoarea caracteristică este cea verzuie. Mineralele melanocrate prezintă o orientare preferențială.

Dintre elementele melanocrate au fost întîlnite secțiuni prismatice care sugerează prezența piroxenilor, puternic cloritizați în stadiul actual.

În cîteva secțiuni hornblenda este proaspătă, cu culorile de birefrință caracteristice, dar în mod obișnuit este cloritizată și calcitizată. Uneori se observă prezența mineralelor opace, adesea idiomorfe, înconjurate de pulberi fine limonitice. Ele sînt reprezentate prin magnetit și pirită.

Plagioclazii sînt mai puțin afectați de transformare decît mineralele anterioare, avînd de cele mai multe ori conture clare. Ei sînt zonați și maclați conform legii albit și albit Karlsbad.

Atunci cînd sînt sericitizați, se observă că paietele de sericit abundă în centru, în timp ce porțiunile marginale (respectiv termenii mai acizi) sînt mai puțin afectate de transformare. În unele secțiuni în care alterarea a atins un grad mai înaintat, plagioclazii își pierd conturile, fiind invadați de mici granule de epidot sau de mase de calcit.

Cuarțul, deși apare în procente reduse, este bine dezvoltat, avînd dimensiuni curpinse între 1,15/0,95 și 0,40/0,20 mm. El are conture de coroziune foarte neregulate.

Cloritul este unul dintre mineralele secundare cele mai frecvente. El este dezvoltat aici sub formă de fibre radiare sau dispuse sub formă de evantai cu culori de birefrință scăzută. Cloritul înlocuiește aproape total elementele melanocrate, dar invadează și pasta rocii, dîndu-i o tentă cenușie-albăstruie. Mai rare sînt cazurile în care cloritul apare ca rezultat al depunerii pe micile fisuri ivite în rocă.

Pe lîngă acesta, tot ca element secundar, cităm epidotul, fin granular, cu conture neregulate, în general rotunjite, iar ca minerale accesorii, zirconul și apatitul.

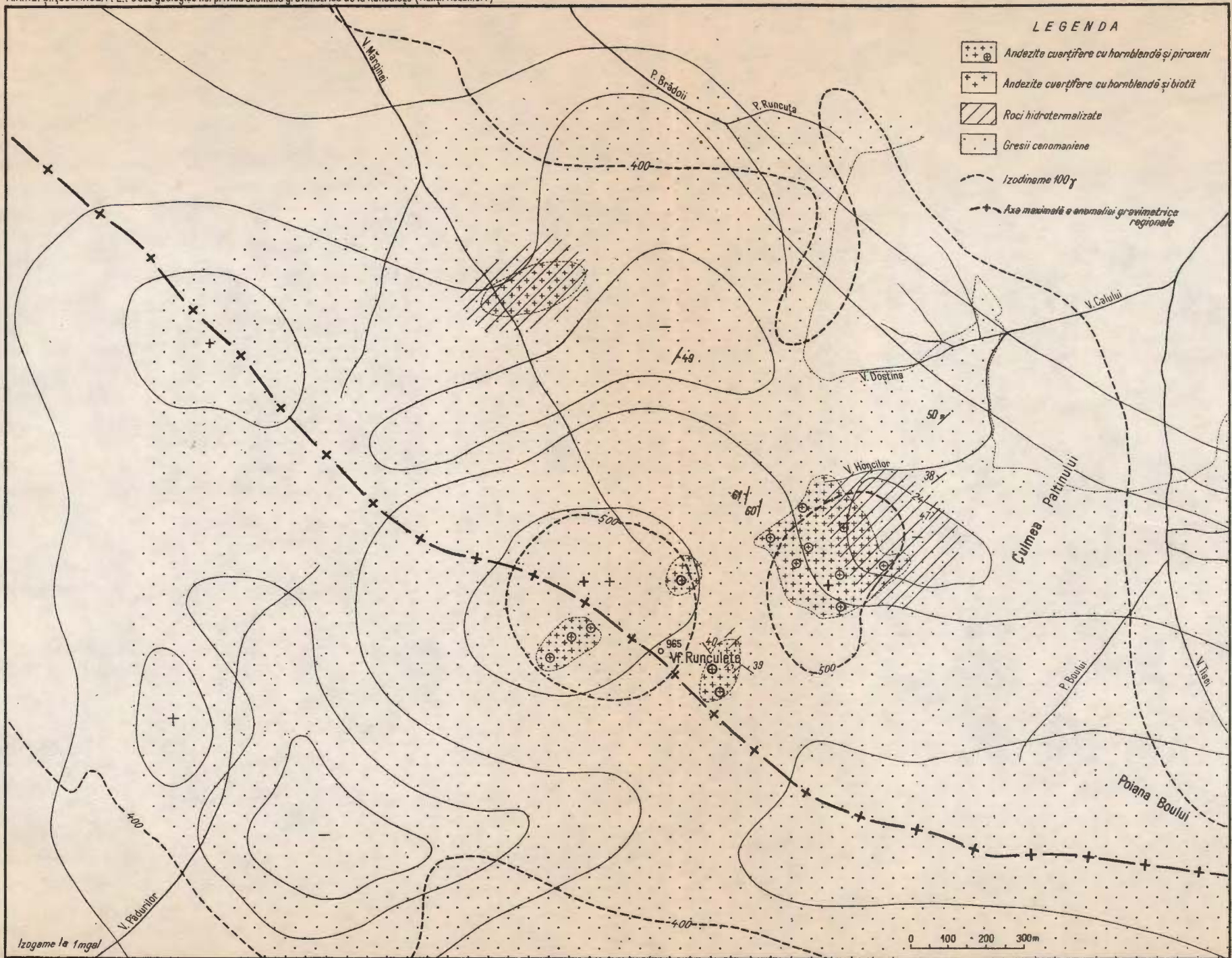
Andezitul cuarțifer cu hornblendă și biotit. Acest andezit nu se deosebește megascopic de cel descris mai sus, fiind întîlnit în apofiza de la culmea Rovina. Are aceeași culoare caracteristică cenușie cu variații de nuanțe. Mai rar se observă cu ochiul liber prezența biotitului, care la microscop nu lasă nici o îndoială asupra naturii sale primare. Biotitul are conture neregulate, pleocroism evident și culori de birefrință caracteristice.

În afară de biotitul primar, se găsesc în rocă și mici lamele de biotit secundar format pe seama elementelor melanocrate (în general al hornblendei) și ca atare



HARTA GRAVIMETRICĂ MAGNETICĂ ȘI GEOLOGICĂ A SECTORULUI RUNCULEȚE

AIRINEI ȘI CODARCEA FL.: Date geologice noi privind anomalia gravimetrică de la Runculețe (Munții Metaliferi)



prezent chiar în interiorul acestora. El are conture neregulate și un policroism slab.

Hornblenda este și ea în majoritatea cazurilor alterată, respectiv cloritizată și fărâmițată, în timp ce feldspații sînt în general proaspeți, ușor sericitizați.

Structura pastei este obișnuit microgranulară, pe alocuri cu caracter pilotaxitic.

Corelarea datelor geologice cu elementele gravimetrice și magnetice. Apofizele andezitice din zona vîrfului Runculețe sînt situate pe aria anomaliei gravimetrice: trei în sectorul maximal central și a patra, apofiza cea mai mare, pe limita dintre sectorul maximal și sectorul minimal periferic. Apofiza de pe Culmea Mare a Rovinei este plasată la exteriorul sectorului minimal (vezi planșa). Pentru această apofiză nu a fost măsurat nici un efect gravimetric sau magnetic.

Din analiza datelor geofizice, geologice și petrografice, reiese că anomaliei gravimetrice Runculețe îi corespunde în adîncime un corp eruptiv cu un diametru de aproximativ 2 km, care se face prezent la suprafață prin cele patru apofize andezitice din jurul cotei 965 m și prin zonele de hidrotermalizare care afectează atît roca eruptivă cît și depozitele cenomaniene străbătute. Volumele de rocă andezitică nealterată sînt delimitate la suprafață prin aria maximului gravimetric. Pe aria maximului gravimetric, și anume pe axa sa vest-estică, sînt conturate două maxime magnetice locale care indică două volume de roci magnetizate, respectiv neinfluențate de procesul de hidrotermalizare. Rocile hidrotermalizate sînt plasate la exteriorul volumului andezitic nealterat într-o coroană cilindrică cu o grosime de cel mult 1 km. Volumul de roci hidrotermalizate este cartat prin minime gravimetrice. Cel mai intens minim care probabil corespunde volumului de roci mai activ hidrotermalizate se află situat în partea de SW a maximului central.

In rezumat, corelarea datelor geofizice și geologice pe care le-am prezentat în această lucrare conduc la stabilirea unei imagini structurale noi a regiunii considerate.

Depozitele cenomaniene din sectorul culmii muntoase Oprineasa—Runculețe—Floriceii, ascund în fundamentul lor un corp dens, probabil batolitic, alungit pe direcția NW—SE. În sectorul Vîrfului Runculețe cercetările geofizice au pus în evidență prezența unui corp subvulcanic legat probabil de acest batolit.

Existența apofizelor andezitice de la Vf. Runculețe reprezintă, tocmai o confirmare a ipotezei geofizice enunțate mai sus.

Corpul andezitic de la Runculețe străbate depozitele cenomaniene și prezintă efecte ale unui proces de hidrotermalizare. Dimensiunile acestui corp și fenomenele de hidrotermalizare care au afectat un volum mare de roci, atît din exteriorul masei andezitice, cît și din depozitele sedimentare străpunse, fac ca regiunea să devină foarte probabil un obiectiv important pentru cercetările geologice viitoare.



BIBLIOGRAFIE

1. CALOTĂ C. și ROMANESCU D. Asupra aplicabilității metodelor gravimetrice și magnetice și cercetarea erupțiilor neogene și a mineralizațiilor legate de aceste roce. *Acad. R.P.R., Probl. Geofiz.*, II, București 1962.
2. GHIȚULESCU T. P., SOCOLESCU M. Etude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, p. 181, București, 1942.
3. GHIȚULESCU T. P., SOCOLESCU M., GIUȘCĂ D. Etudes géologiques et minières dans le Quadrilatère aurifère (Monts Apuseni). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII (1933—1934), București 1938.
4. ILIE M. Munții Apuseni, Ed. Științ., București 1958.

НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ, КАСАЮЩИЕСЯ
ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ АНОМАЛИИ В РУНКУЛЕЦ

(Горы Металиферь)

СТ. АИРИНЕЙ, ФЛ. КОДАРЧА

(Краткое содержание)

На этом участке гравиметрия поставила на учет одну максимальную областную аномалию, примерно, в 10 мгал, (отмеченную вехами Верш. Опри-
няса—В. Рункулец—В. Флоричели) и одну местную аномалию, составленную
из позитивного апекса, приблизительно, в +2 мгал — и ореола минимумов
с интенсивностями между 1 и 2 мгал (расположенную в СЗ части группы
шестиместных аномалий, картированных в зоне апексов областных
аномалий).

Магнетические измерения установили звукозаписью два местных мак-
симума (из которых первый перекрывает — гравиметрический максимальный
апекс, а второй — на границе между центральным гравиметрическим макси-
мумом и ореолом минимумов) и один пляж значений, расположенный
на пласту шириной в 1—2 км., имея осевое расположение продольно зоне
максимальных значений гравиметрической областной аномалии.

Изверженные породы выходят на дневную поверхность под видом пяти
апофиз кварценосных андезитов с горной обманкой и пироксеном, или с
горной обманкой и биотитом.

Четыре из этих апофиз расположены вокруг отметки 965 м., Верш. Рун-
кулец (в ореоле местного гравиметрического максимума) и пятая — по
направлению к большой вершине Ровины.



Из анализа геофизических, геологических и петрографических данных, авторы пришли к заключению, что гравиметрической аномалии Рункулец соответствует в глубине изверженное тело диаметром, приблизительно в 2 км., выявленное на дневной поверхности, вышеуказанными четырьмя андезитовыми апофизами, а также гидротермализированными зонами, пронизывающими, как изверженную породу, так и сеноманские отложения. Объемы неветренного андезита установлены местными гравиметрическими и магнитными максимумами. Объемы гидротермализированных пород, расположенные на окраине первых, установлены ореолом гравиметрических минимумов. Очень возможно, масса андезитого тела, протыкающего сеноманские отложения, находится в связи с объемом плотных батолитовых пород, причиняющих областную гравиметрическую аномалию.

NOUVELLES DONNÉES GÉOLOGIQUES SUR L'ANOMALIE GRAVIMÉTRIQUE DE RUNCULEȚE (MONTS MÉTALLIFÈRES)

PAR

ȘT. AIRINEI, FL. CODARCEA

(Résumé)

Dans le secteur de Runculețe la gravimétrie a mis en évidence une anomalie régionale de maximum 10 mgal environ (jalonnée par Virful Oprineasa, Virful Runculețe, Virful Floricelii) et une anomalie locale composée par un apex positif d'environ +2 mgal et une auréole de minima à intensités entre -1 et -2 mgal (emplacée dans le SW du groupe des six anomalies locales levées dans la zone apicale de l'anomalie régionale). Les mesures magnétiques ont enregistré deux maxima locaux (l'un superposé à l'apex gravimétrique maximum et le deuxième à la limite entre le maximum gravimétrique central et l'auréole des minima) et une plage des valeurs AZ disposée sur une zone de 1-2 km de largeur et axée le long d'une zone des valeurs maxima de l'anomalie gravimétrique régionale.

Les roches éruptives apparaissent sous la forme de cinq apophyses d'andésites quartzifères à hornblende et pyroxènes ou à hornblende et biotite. Quatre sont situées autour de la cote 965 m de Virful Runculețe (dans l'aire du maximum gravimétrique local) et la cinquième vers la grande crête de Rovine.



Suivant les données géophysiques, géologiques et pétrographiques on a tiré la conclusion que l'anomalie gravimétrique de Runculețe correspond, en profondeur, à un corps éruptif à 2 km de diamètre qui s'annonce à la surface par les quatre apophyses andésitiques et par les zones d'hydrothermalisation qui affectent autant les roches éruptives que les dépôts cénomaniens traversés. Les volumes d'andésite fraîche sont délimités par les maxima locaux, gravimétrique et magnétique. Probablement que le corps d'andésites qui traverse les dépôts cénomaniens se rattache au volume des roches denses, batholitiques, qui causent l'anomalie gravimétrique régionale.



ANOMALIILE CÂMPULUI MAGNETIC LA DIFERITE ADÎNCIMI
PE RAMA DE VEST A BAZINULUI IARA ȘI SEMNIFICAȚIA LOR
GEOLOGICĂ ¹⁾

DE

DRAGOMIR ROMANESCU

Pe fondul câmpului magnetic liniștit și constant din bazinul Iara, precum și din partea de est a Cristalinului Gilăului, așa cum reiese din lucrările noastre mai recente ²⁾, cercetările magnetice executate de noi în anul 1957 în cadrul Comitetului Geologic au pus în evidență o serie de anomalii ale câmpului magnetic vertical terestru, grupate, într-o fișie anomală care se dezvoltă de la vest de localitatea Băișoara pînă la nord-vest de Iara, curbîndu-se apoi spre vest și continuîndu-se pînă în valea Vadului.

Forma și amplitudinea fiecărei anomalii în parte ne-au permis să executăm o serie de calcule, din care au reieșit adîncimile și extinderea cauzelor de anomalii; toate acestea, precum și forma întregului complex anomal, ne dau posibilitatea să aducem contribuții la cunoașterea alcătuirii geologice a regiunii, totodată dînd și indicații clare asupra existenței și extinderii mineralizațiilor.

Lucrarea capătă un interes cu atît mai mare cu cît suprafața ocupată de anomaliile magnetice este acoperită de un sol gros și de culturi, ceea ce face aproape imposibilă observația geologică directă.

Cercetările care fac obiectul prezentei comunicări constituie primele lucrări geofizice executate în această regiune.

Cadrul geografic. Suprafața cercetată se află pe marginea de vest a bazinului sedimentar Iara (regiunea Cluj). Ea reprezintă zona de unde încep să se contureze primele înălțimi, care, dezvoltîndu-se spre vest, formează masivul Muntele Mare.

Apele din perimetrul nostru, exceptînd colțul de sud-vest al acestuia, fac parte din sistemul hidrografic al văii Iara și sînt afluenții ei din malul drept. Cea mai

¹⁾ Comunicare în ședința din 16 februarie 1962.

²⁾ Raport asupra prospecțiunilor magnetice în regiunea Baia de Arieș—Zlatna—Muntele Mare, 1959. Arh. Com. Geol.



importantă este valea Ierții, care udă nordul suprafeței curgînd de la vest spre est. Aceeași direcție o are și pîrful Almaș, din mijlocul suprafeței cercetate, care primește din spre sud pîraiele Miei și Mașca. În fine, partea de sud-vest este udată de Valea Vadului, care curge spre sud pentru a se vărsa, ca și Iara, în Arieș.

Aceste văi sînt despărțite de culmi a căror altitudine crește de la est spre vest. Exceptînd Valea Vadului, versanții celorlalte văi au pantele foarte line, așa încît întreaga regiune pe care s-au dezvoltat cercetările noastre are aspectul unui platou înclinat de la vest spre est, fiind străjuit de trei vîrfuri care rămîn însă puțin în afara suprafeței cercetate: vîrfurile Cartuș (759 m) la sud-vest, dealul Mesteacănu (630 m) la vest și vîrfurile Dilma Șesuri (752 m) la nord-vest. Altitudinile minime sînt cuprinse între 450—500 m, formînd limita estică a regiunii studiate.

Exceptînd colțul de sud-vest, întreaga suprafață pe care s-au extins lucrările noastre este acoperită de culturi, livezi și pășuni. În interiorul limitelor sale se cuprinde în întregime satul Mașca, partea de nord a satului Cacova și puțin din vestul satului Băișoara.

Considerații fizico-geologice. Aplicabilitatea cu succes a metodei magnetometrice pentru prospectarea unor corpuri sau zone mineralizate, sau pentru urmărirea anumitor formațiuni, presupune existența unor contacte de proprietăți magnetice, mai mult sau mai puțin puternice.

În cazul de față am beneficiat de existența unor astfel de contraste. Acestea au fost sesizate de noi direct pe teren. Determinările de susceptibilități magnetice executate ulterior în laborator au confirmat observațiile noastre și au fundamentat interpretarea.

Vom discuta aceste contraste după ce vom trece în revistă alcătuirea geologică a regiunii.

Făcînd, pe scurt, istoricul cercetărilor geologice, amintim că primul cercetător al bazinului Iara și al formațiunilor cristaline și eruptive din vestul acestuia este A. KČCH (1887), iar mai tîrziu (1924) E. SZÁDECZKY-KARDOS se ocupă de marile linii tectonice ale regiunii, de care este legat eruptivul banatitic.

Dintre cercetătorii mai noi, în atenția căroră intră zona de care ne ocupăm în prezenta lucrare, cităm pe M. SOCOLESCU (7), care se ocupă de fenomenele de mineralizare legate de eruptivul banatitic, fără a aminti însă prezența skarnelor sau a altor aparițiuni de oxizi de fier în regiunea Valea Vadului — Iara — Băișoara.

M. D. ILIE, într-un raport din 1946, insistă asupra importanței economice a banatitelor din regiune, din punctul de vedere al mineralizațiilor aurifere. Este primul autor care arată existența unor limonitizări în zona de la sud de Băișoara, adică în suprafața de care ne ocupăm. Specifică însă că « lipsa aflorimentelor face să nu se poată urmări întinderea zăcămintului și să nu se poată evalua rezerve ».

Cartarea geologică la scară mai mare este recentă. În 1954 și 1955, EMILIA SAULEA se ocupă de sedimentarul bazinului Iara, urmărind formațiunile funda-



mentului numai în măsura în care a fost necesară delimitarea bazinului. În 1956, EMILIA GHENESCU cartează o porțiune restrânsă în jurul aparițiilor banatitice de la Băișoara și Valea Vadului, lucrare care a făcut obiectul unei comunicări prezentate în colaborare cu DAN GIUȘCĂ și I. PĂTROESCU. Cei care au executat în întregime cartarea Cristalinului și Eruptivului de la vest de bazinul Iara sînt geologii M. BORCOȘ și E. BORCOȘ (1957).

Lucrările noastre magnetometrice se suprapun, în partea lor de vest, peste formațiunile din fundamentul bazinului, iar spre est peste sedimentele acestuia. Regiunea este afectată și de erupțiuni banatitice. Fundamentul este alcătuit în zona aceasta din șisturi cristaline și formațiuni cretacice-superioare. Bazinul propriu zis, în porțiunea acoperită de lucrările noastre, este format din sedimente neozoice și cuaternare. Eruptivul banatitic străpunge formațiunile cristaline, afectează depozitele cretacice-superioare și cele eocen-inferioare.

Șisturile aparțin, după M. BORCOȘ și E. BORCOȘ (1), atât Cristalinului Gilăului cît și Cristalinului Arieșului.

Cristalinul Gilăului, de tip mesozonal, este reprezentat în zonă prin șisturi cuarțitice de culoare deschisă cînd conțin muscovit și brun-verzui cînd crește conținutul în biotit. Acest complex, care ocupă zona de la nord de obîrșia pîrîului Mașca, vest satul Mașca și vest Băișoara, intră spre est sub sedimentele bazinului, iar spre vest vine în contact anormal cu Cristalinul epizonal al Arieșului.

Cristalinul Arieșului se dezvoltă preponderent sub formă de gnaise albitice, la sud de pîrîul Miei, existînd însă și o bandă de șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit și una de șisturi porfirogene. Aceste roci ocupă vestul suprafeței cercetate de noi.

Formațiunile cretacice-superioare se dezvoltă în sudul zonei ridicate magnetic, de la obîrșia pîrîului Mașca spre sud. Sînt constituite din calcare, bine dezvoltate în vîrfurile Cartuș, conglomerate și gresii. De asemenea se mai întîlnește o fișie de Cretacic pe limita estică a suprafeței noastre, între pîrîul Almaș și confluența văii Ierții cu Iara.

Sedimentele bazinului ocupă mare parte din suprafața cercetată de noi, mascînd fundamentul. Sînt reprezentate prin argile roșcate de vîrstă eocen-inferioară, dezvoltate la sud de pîrîul Almaș, și aluviuni, care ocupă zona de la nord de pîrîul Almaș, pînă la Băișoara.

Corpurile și filoanele banatitice se insinuează în formațiunile cristaline atât de Gilău cît și de Arieș și afectează depozitele cretacice-superioare și chiar cele cretacice-inferioare. În cuprinsul suprafeței cercetate de noi există trei zone în care apare la zi eruptivul banatitic sub formă de corpuri: la vest de Băișoara, reprezentat printr-o ivire bine deschisă secționată de valea Ierții, în pîrîul Almaș și în valea Vadului. Cunoscînd și rezultatele lucrărilor noastre, M. BORCOȘ și E. BORCOȘ presupun existența unui mare corp, aceste aparițiuni reprezentînd crestele sale. Nucleul



corpului s-ar amplasa în vestul comunei Băișoara. Acești autori deosebesc, în cadrul aparițiilor banatitice citate, forme de profunzime, granodiorite, precum și treceri spre porfirgranodiorite și porfir cuarțdiorite. Prea puțin în cadrul suprafeței noastre, dar frecvent spre nord și nord-vestul ei (în văile Ierții și Iarei) apar o serie de filoane andezitice, dacitice, riolitice, reprezentînd ultimii termeni ai diferențierii banatitului. După toți cercetătorii, vîrsta intruziunii este cretacice-superioară, ultimele venituri (filoanele andezitice și dacitice) avînd loc pînă în Eocenul inferior.

La limita maselor granodioritice cu formațiunile cristaline și sedimentare se observă fenomene de contact, pe zone restrînse însă. Aceste fenomene sînt ceva mai bine evidențiate prin prezența unor skarne cu mangetit formate la contactul granodioritelor cu pachetul de calcare care aflorază în pîrîul Almaș. Cercetările noastre, după cum se va vedea în prezenta lucrare, au adus informații cu totul neașteptate și interesante în această privință.

Proprietățile magnetice, atît ale șisturilor cristaline de toate categoriile, cît și ale rocilor sedimentare cretacice sau eocene, practic sînt aceleași. Acest fapt l-am observat direct pe teren prin aceea că aspectul cîmpului ΔZ , precum și amplitudinea valorilor rămînea aceeași pe toate categoriile de roci enumerate mai sus. Contactele dintre aceste roci nu erau puse în evidență prin măsurătorile noastre. În schimb, în zona contactului skarnificat dintre granodiorite și calcare, din pîrîul Almaș, am obținut valori ΔZ deosebit de mari, care se continuă și peste zonele acoperite, atît spre nord cît și spre sud. Eruptivul banatitic, el însuși, spre deosebire de alte regiuni, aici nu generează anomalii magnetice. Acest lucru este perfect valabil pentru apariția banatitică din pîrîul Almaș (zona Mașca), aflorimentele din valea Ierții și valea Vadului prezentînd cîteva anomalii slabe și localizate pe mici porțiuni ale aflorimentelor. Din toate cele arătate rezultă clar că proprietățile magnetice ale skarnelor cu magnetită se deosebesc net de proprietățile magnetice ale celorlalte roci, de toate categoriile.

Determinările de susceptibilități magnetice în laborator¹⁾ au confirmat observațiile făcute de noi direct pe teren. Eșantioanele diferitelor faciesuri de șisturi mesozonale (de Gilău), ca și cele reprezentînd diferitele categorii de șisturi epizonale (de Arieș) au indicat valori cuprinse între $3 \cdot 10^{-6}$ u.c.g.s. și $15 \cdot 10^{-6}$ u.c.g.s., între aceleași limite încadrîndu-se și valorile determinate pe eșantioanele de granodiorite din zona Mașca. Valorile celor cîtorva probe cretacice s-au încadrat în limitele $0-7 \cdot 10^{-6}$ u.c.g.s. (valoarea $0 \cdot 10^{-6}$ u.c.g.s.m. fiind proprie calcarelor), iar cele ale argilelor roșcate eocene între $2-8 \cdot 10^{-6}$ u.c.g.s. Majoritatea probelor de banatite din valea Ierții și valea Vadului prezintă valori pînă la $20 \cdot 10^{-6}$ u.c.g.s., dar cîteva dintre ele,

¹⁾ Determinările au fost executate în laboratorul de Geologie Tehnică al Întreprinderii « Prospecțiuni ».



recoltate din redusele zone anormale, ajung pînă la $150 \cdot 10^{-6}$ u.c.g.s. În contrast cu toate aceste date, valorile eșantioanelor de skarne variază de la $600 \cdot 10^{-6}$ u.c.g.s. la $52.000 \cdot 10^{-6}$ u.c.g.s., după cum eșantionul prezenta un conținut mic de magnetit sau era format aproape în întregime din magnetit.

Reiese deci evident posibilitatea cărării magnetice a zonelor de skarne cu magnetită, chiar dacă se află la adîncimi mari, pe baza acestor contraste pregnante de proprietăți magnetice.

Principalele rezultate magnetometrice. Metoda magnetică a fost chemată să dea relații asupra existenței sau inexistenței unei zone de skarne mai bine dezvoltate în continuarea aflorimentului redus, de care am vorbit în capitolul precedent, din pîrîul Almaș. Pînă la sosirea noastră în regiune, geologul SABIN RĂUȚI de la I.S.E.M., cu ajutorul unui șanț, pusese mai bine în evidență acest afloriment, iar cu o galerie (galeria 1) practică în versantul stîng al văii, interceptase o zonă cu totul redusă de skarne. Un alt șanț și cîteva puțuri, amplasate tot la nord de pîrîu, nu mai întîlniseră zona mineralizată, care părea că este fără importanță. Un profil ΔZ executat pe pîrîul Almaș, precum și alte cîteva practicate la nord și la sud de acesta, ne-au arătat de la început, prin valorile mari cartate, că este vorba de o dezvoltare importantă ale skarnelor cu magnetit în regiunea complet acoperită de culturi.

Lucrările noastre au constat din măsurători ΔZ executate în rețea pătratică de latură 20 m, care au acoperit toată zona începînd de la nord de valea Ierții (vestul satului Băișoara) pînă în satul Mașca, iar de aici pînă în satul Cacova și spre vest pînă în valea Vadului, în rețea dreptunghiulară de laturi 100/20 m.

Analizînd harta anomaliilor magnetice ΔZ (pl. I), observăm că acestea sînt grupate într-o fișie anomală care pornește din vestul satului Băișoara și se dezvoltă spre sud, pe 1,5 km, traversînd valea Ierții. De la paralela dealului Mesteacăn această fișie ia direcția sud-est, continuîndu-se încă pe 2 km, traversînd pîrîul Almaș și pîrîul Mașca și mîrginind satul Mașca spre nord și nord-est. Spre estul satului Mașca zona anomală dispăre, pentru a reapăre în sudul acestui sat (și nordul satului Cacova) și a se continua cu direcția est-vest pe aproape 2 km pînă în valea Vadului.

Prima parte a benzii anormale, începînd din nord și pînă la paralela dealului Mesteacăn, pe care o vom numi sectorul de nord, este compusă din trei anomalii mai importante, unipolare, două din ele avînd amplitudinea peste +500 gamma, iar cea de a treia peste +400 gamma. Una se află la nord de valea Ierții și celelalte două la sud, fiind destul de îndepărtate între ele, ceea ce face ca această parte a fișiei anormale să aibă lățimea de peste 1 km, lățime care se micșorează la cea de a doua parte a fișiei anormale, ajungînd la 400 m în zona pîrîului Mașca. Anomaliile care formează sectorul anomal orientat sud-est — nord-vest, pe care îl vom numi sectorul central, sînt mai numeroase (peste zece), tot unipolare, de amplitudini



variind de la +500 la + 6300 gamma și foarte apropiate între ele. Cea mai extinsă se află spre nord-vest, iar cele mai strânse și totodată de amplitudini maxime se plasează în sectorul dintre pîrîul Almaș și pîrîul Cacova. Sectorul anomal de sud, orientat est-vest, de lățime trecînd peste 500 m, este format din trei anomalii unipolare, cea de la est de amplitudine sub + 400 gamma, celelalte atingînd + 700 gama, care ocupă toată suprafața dintre satul Mașca și Cacova, cea de la vest coborînd pînă în valea Vadului

Harta magnetică a întregii regiuni discutate a fost constituită inițial la scara 1:2000. Planșa I reprezintă reducerea acestei hărți.

Interpretarea fizico-matematică a unor anomalii. Pentru a deduce unii parametri ai cauzelor care generează anomaliiile cartate, am supus unele anomalii, considerate individuale, la o serie de prelucrări fizico-matematice. Am executat astfel de calcule pe anomaliiile din sectorul central, care s-au pretat interpretării fizico-matematice.

Anomalia de maximă amplitudine (+ 6300 gamma) situată imediat la sud de pîrîul Almaș și notată de noi pe hartă (pl. I) cu A_1 își are partea superioară a cauzei în imediata apropiere a suprafeței, fiind probabil acoperită doar de solul gros. Acest lucru reiese atît din date geologice, unicul afloriment de skarne cu magnetit din regiune aflîndu-se pe flancul ei nordic, precum și din aspectul izodinamelor de valori mai ridicate, care se strîng foarte mult (pe planșa I aspectul anomaliei A_1 nu a putut fi redat fidel, din cauza scării micșorate; s-a indicat doar zona ocupată de ea și valoarea maximă). Nu era necesară deci și nici nu putea fi executată prelucrarea fizico-matematică a acestei anomalii. În schimb, celelalte două anomalii, A_2 și A_3 , din sud-estul și sudul celei discutate, prin forma, dimensiunile și amplitudinile lor, se pretează la astfel de prelucrări.

Anomaliiei A_2 i s-a calculat adîncimea părții superioare a cauzei anormale cu ajutorul relațiilor deduse din teoria polului unic, precum și cu ajutorul formulelor empirice (2, 4, 5) și s-a dedus a fi în jur de 20 metri. Pentru anomalia A_3 , prin aceleași procedee, s-a dedus o adîncime a intrării în corpul perturbant în jur de 50 m. Celelalte două anomalii, A_4 și A_5 , care se înșiruie spre sud-est, au cauzele la adîncime mai mică de 20 m. În partea de nord-vest a sectorului anomal central, anomalia cea mai extinsă, A_6 , se datorește unei mase perturbatoare a cărei parte superioară, conform calculelor noastre, se află la o adîncime în jur de 140 m.

Cele două anomalii asociate, A_7 și A_8 , se datoresc unor cauze comparabile cu aceea a anomaliei A_2 , adică aflată de adîncime în jur de 20 metri. Restul anomaliiilor din această zonă, A_9 , A_{10} , A_{11} , își au cauzele destul de superficiale, probabil în jur de 10 metri. Pentru anomaliiile A_3 și A_6 , ale căror cauze se află la adîncimi mai mari, am executat o serie de prelucrări analitice în scopul evidențierii parametrilor cauzelor.



În fig. 1 și fig. 5 redăm aspectul acestor anomalii, așa cum au fost cartate la scara 1:2000, deoarece în harta generală prezentată acest aspect a putut suferi prin reducerea efectuată.

Pentru anomalia A_3 am executat continuarea analitică în semispațiul inferior la adâncimea de 60 metri prin metoda Liviu Constantinescu — Radu Botezatu (3), întrebuițind rețeaua patratică. Rezultatul obținut este deosebit de interesant. Anomalia nr. 3, unipolar pozitivă, de valoare maximă + 3 031 gamma (fig. 1), la

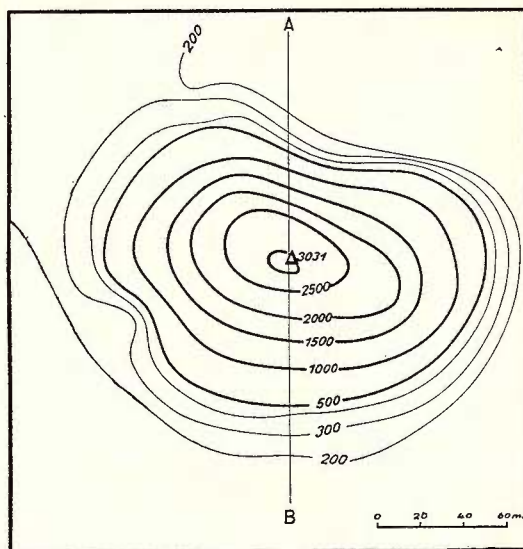


Fig. 1. — Aspectul la suprafața solului a anomaliilor A_3 .

60 m adâncime devine un dipol normal orientat și de valori + 15.858 gamma și 10.948 gamma (fig. 2), acest lucru indicând o cauză a anomaliilor de formă aproximativ cilindrică sau lenticulară, ușor înclinată spre nord, adâncimea de prelungire fiind și adâncimea de dezvoltare a corpului mineralizat. Apariția polului negativ în adâncime era de presupus apriori din aspectul de la suprafață a anomaliilor care prezintă o îndesire a izodinamelor în partea ei de nord. Continuarea analitică la 80 m adâncime pe profilul central (A—B), orientat nord—sud, al anomaliilor nr. 3 arată creșterea valorilor ΔZ până la + 46.000 gamma (fig. 3), ceea ce indică intrarea în corpul perturbant sau depășirea ei. Pentru același profil central (A—B) am executat și transformarea anomaliilor ΔZ în ΔH prin metoda Peters (6). Prezentăm rezultatul în fig. 4 și considerăm că este foarte apropiat de ceea ce s-ar fi măsurat direct pe teren. Relațiile, cunoscute, dintre curbele ΔZ și ΔH ne indică aceeași adâncime, pe care am specificat-o mai sus, pentru cauza anomaliilor.



Pentru anomalia A_6 am executat continuarea analitică tot la 60 metri în semi-spațiul inferior prin aceeași metodă (3). Se observă că anomalia extinsă, dar unitară și de valoare maximă $+1029$ gamma (fig. 5), se separă la această adâncime în două anomalii, ambele pozitive, înșiruite pe direcția est—vest și de valori $+2000$ gamma și $+2500$ gamma (fig. 6), fapt care arată clar că anomalia cartată la suprafață este efectul a două corpuri mineralizate, unul mai mare dar mai adânc, spre vest, în zona maximală a anomaliilor, și celălalt mai mic dar mai apropiat de suprafață, spre est. Pe profilul nord—sud ($A' B'$) am executat continuări analitice la adâncimile de

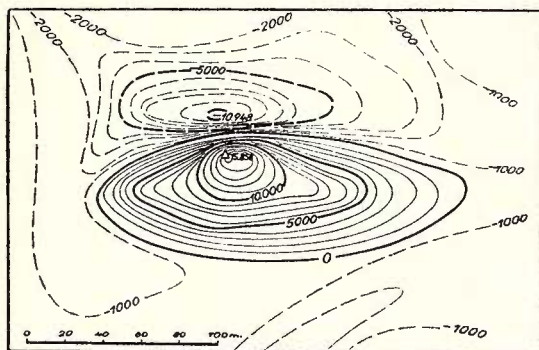


Fig. 2. — Aspectul la adâncimea de 60 m a anomaliilor A_6 (continuare analitică prin metoda L. Constantinescu — R. Botezatu).

100 m, 150 m și 180 m, obținând valorile maxime de $+8700$ gamma, $+40.000$ gamma și $+87.000$ gamma (fig. 7) ceea ce arată că intrarea în corp are loc între 100 m și 150 m.

Transformarea din valori ΔZ și ΔH executată pentru acest profil prin metoda indicată (6) ne redă aspectul curbei ΔH (fig. 8).

Toate aceste prelucrări și calcule de adâncime ne-au dat elemente cantitative pentru construirea unor profile geologice pe baza datelor magnetice și pentru o judicioasă interpretare geologică a hărții ΔZ .

Interpretarea geologică a rezultatelor magnetometrice. Prima concluzie de ordin geologic ce reiese din harta magnetică este aceea că skarnele cu magnetit nu se reduc la aflorimentul discutat, din pîriul Almaș, ci au o largă dezvoltare, ele extinzîndu-se în această zonă în direcția nord-vest — sud-est pe aproape 2 km, aflorimentul găsindu-se cam la mijlocul zonei. Atît spre sud-est cît mai ales spre nord-vest de afloriment, corpurile mineralizate se afundă. În afară de aceasta, harta magnetică indică existența unei a două zone de skarne, complet acoperită, dezvoltată între satul Mașca la nord și satul Cacova la sud.



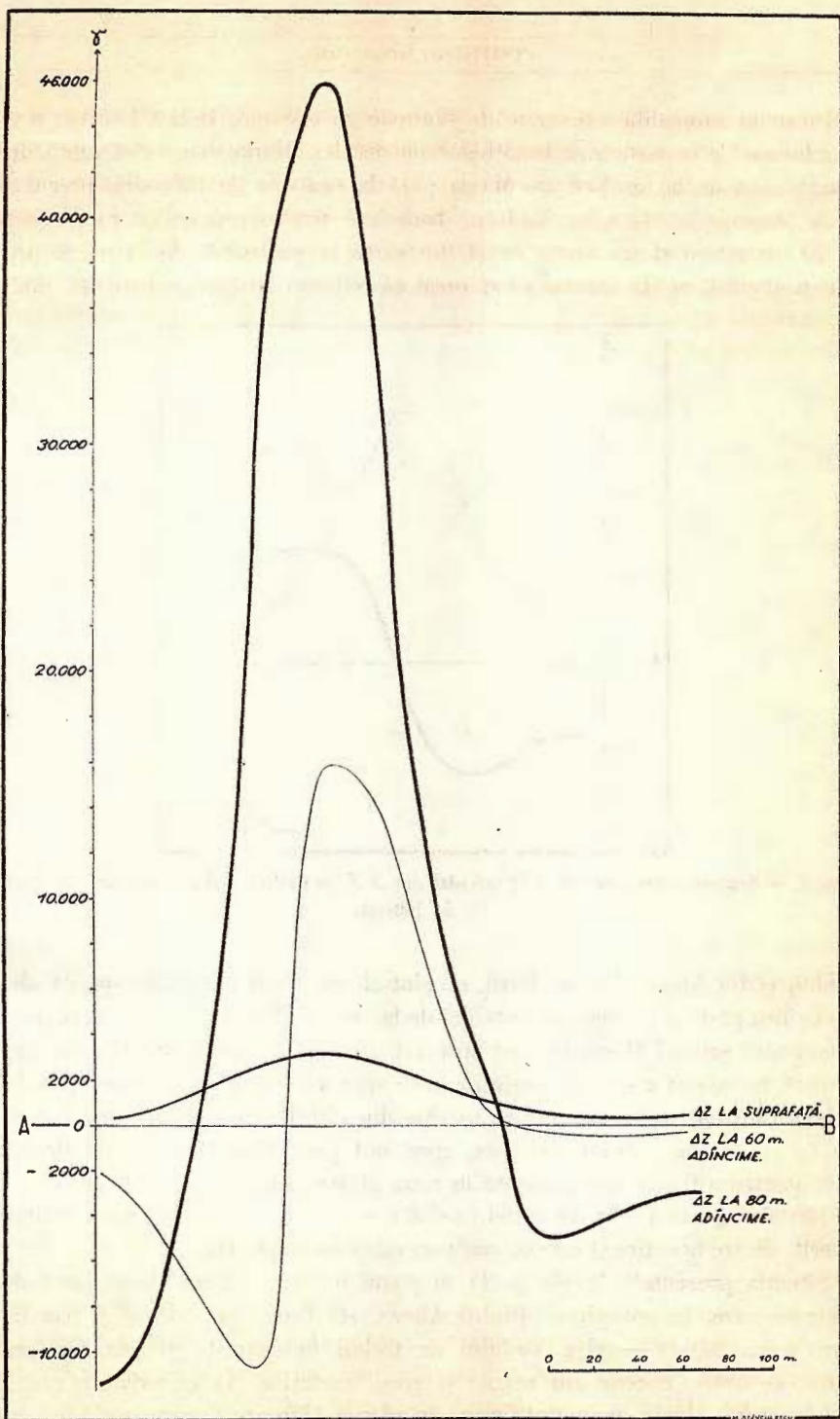


Fig. 3. — Aspectul ΔZ la suprafață, la adîncimea de 60 m și de 80 m pe profilul AB al anomaliilor A_3 (continuări analitice prin metoda L. Constantinescu — R. Botezatu).



Prezența anomaliilor generate de skarnele cu magnetit indică indirect prezența calcarelor pe de o parte și a banatitelor pe de alta. Harta magnetică arată deci că în toată zona de la nord-est de Mașca pînă la sud-vest de Băișoara, precum și la sud de Mașca, pînă în valea Vadului, banatitele vin în contact cu roci calcareose, ceea ce nu reiese și nu poate reieși din cartarea geologică. Așa cum se prezintă harta magnetică, ne dă dreptul să spunem că cele trei apariții de banatite, din valea

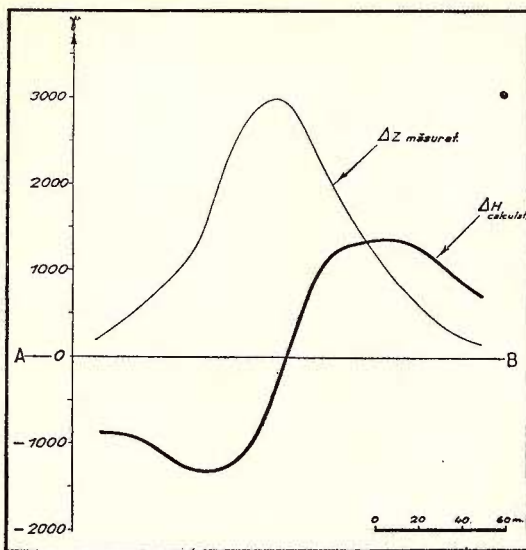


Fig. 4. — Aspectul componentei ΔH calculat din ΔZ pe profilul AB al anomaliilor A_3 (metoda L. Peters).

Vadului, pîrîul Almaș și valea Ierții, nu sînt altceva decît părți descoperite ale unui corp a cărui parte superioară se dezvoltă de la vest de Băișoara, formează în întregime fundamentul satului Mașca trecînd spre est dincolo de pîrîul Mașca, ajungînd spre sud pînă în satul Cacova și continuîndu-se spre vest pînă peste valea Vadului. De asemeni, calcarele nu se rezumă la apariția din pîrîul Almaș, ci se extind spre nord pînă în apropierea satului Băișoara, spre sud pînă dincolo de pîrîul Mașca, apoi dispar pentru a fi din nou prezente în zona dintre satele Mașca și Cacova.

Harta magnetică ne-a dat astfel posibilitatea de a construi o hartă a contactului, acoperit, dintre banatite și calcare sau roci calcareose (pl. II).

Situația prezentată în planșa II se poate întîlni pe teren dacă s-ar îndepărta solul gros care, în apropierea pîrîului Almaș, stă direct pe calcare și banatite, iar pentru zona Mașca — valea Vadului ar trebui îndepărtată și pătura, destul de subțire, de argile eocene sau marne și gresii cretacice. În ce privește zona de la nord de pîrîul Almaș, contactul figurat în planșa II poate fi mascat și de o pătură



subțire de șisturi. Într-un cuvânt, contactul discutat se află la adâncimi variabile, coborînd la cîteva zeci de metri și ridicîndu-se cel mai mult în zona pîrîului Almaș, la cîteva metri.

Corpul banatic se lărgește în profunzime și acest lucru este redat în planșa III, care reprezintă extinderea corpului mai în profunzime.

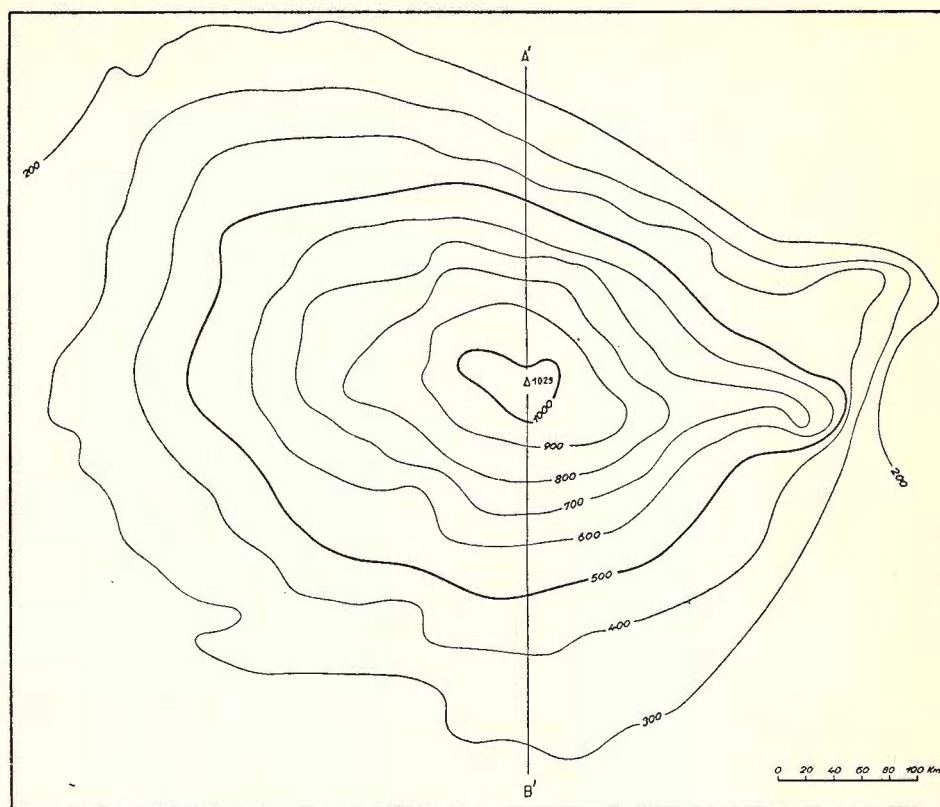


Fig. 5. — Aspectul la suprafața solului a anomaliei A_5 .

Asupra originii calcarelor noi nu am discutat, problema nefiind clară nici pentru cercetătorii geologi. S-ar putea ca skarnele din zona Băișoara — pîrîul Almaș să fie formate la contactul banaticilor cu calcare cristaline (afiorimentul din pîrîul Almaș este prins în șisturi), pe cînd cele de la sud de Mașca să fie datorate calcarelor cretacice.

Zonele skarnificate sînt formate de contacte între banatite și calcare, rar verticale, uneori înclinate, dar deseori ele iau naștere pe zone extinse pe orizontală, contactul cu intercalațiile calcaroase din rocile cristaline ori sedimentare fiind realizat

de partea superioară a corpului eruptiv. Afirmăm acest lucru în urma constatărilor că adesea anomaliile au fost cartate pe calcare. Astfel, tot grupul de anomalii de la nord de pîrîul Almaş, inclusiv anomalia A_6 , se dezvoltă pe o suprafaţă acoperită de culturi sau păşune. Dezveliri practice de noi au arătat că solul acoperă calcare care în câteva puncte străbat chiar pînă la zi în zona anomaliilor A_7 . Chiar la sud

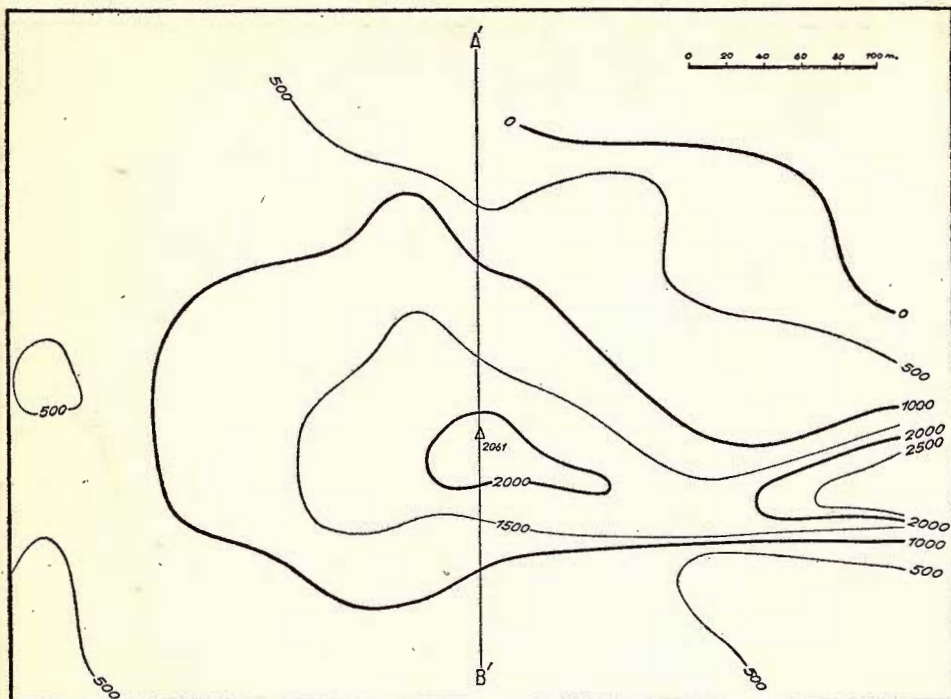


Fig. 6. — Aspectul la adîncimea de 60 m a anomaliilor A_6 (continuare analitică prin metoda L. Constantinescu — R. Botezatu).

de pîrîul Almaş, în parte, lucrurile se petrec la fel. Un puţ amplasat de noi şi executat de I.S.E.M. pe anomalia A_2 , după ce a străbătut 6 m în sol a intrat în calcar cristalizat în care a mers încă vreo 10 metri pentru a intra apoi în skarn mineralizat cu magnetită, pirită, pirotină ceea ce a confirmat şi rezultatul calculului nostru de adîncime executat pentru această anomalia.

Pentru a reda cît mai clar imaginea din profunzime a contactului discutat, precum şi dezvoltarea corpurilor mineralizate cu magnetit, am construit câteva secţiuni geologice pe baza datelor magnetice prelucrate, așa cum am indicat în capitolul precedent. Liniile de profil considerate sînt reprezentate în planşa I.

În fig. 9 redăm profilul ΔZ şi secţiunea geologică P—P'. Contactul calcar/grano-diorit apare puţin mai spre nord, în pîrîul Almaş, în deschiderea discutată şi în



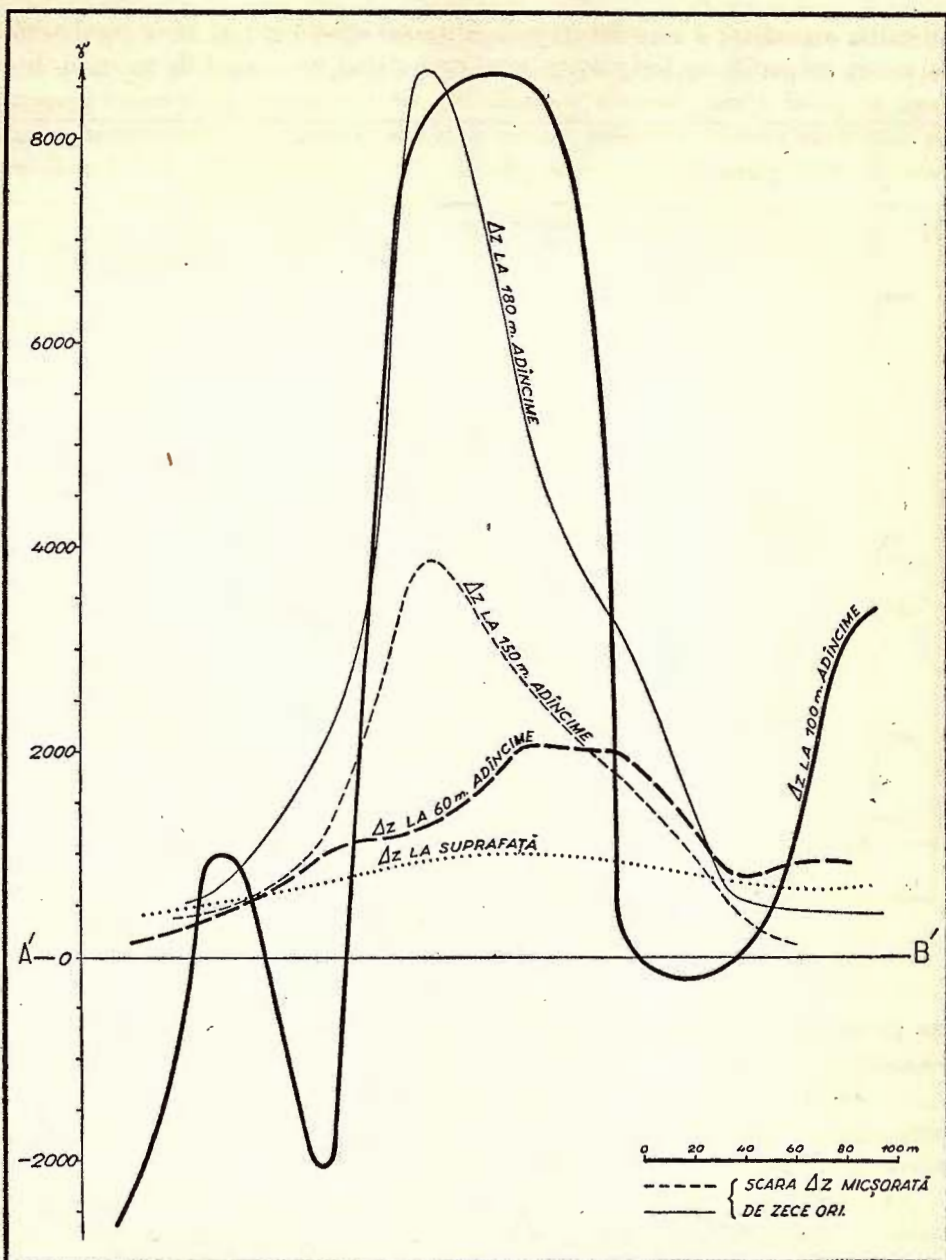


Fig. 7. — Aspectul componentei ΔZ la suprafață, la adâncimea de 60 m, 100 m, 160 m și 180 m, pe profilul A' B' al anomaliilor A (continuări analitice prin metoda L. Constantinescu — R. Botezatu).

capitolele precedente și care se află în apropierea galeriei 2 (pl. I). Galeria a fost amplasată de noi și executată de I.S.E.M. pentru a verifica anomalia A_1 . Ea a stră-

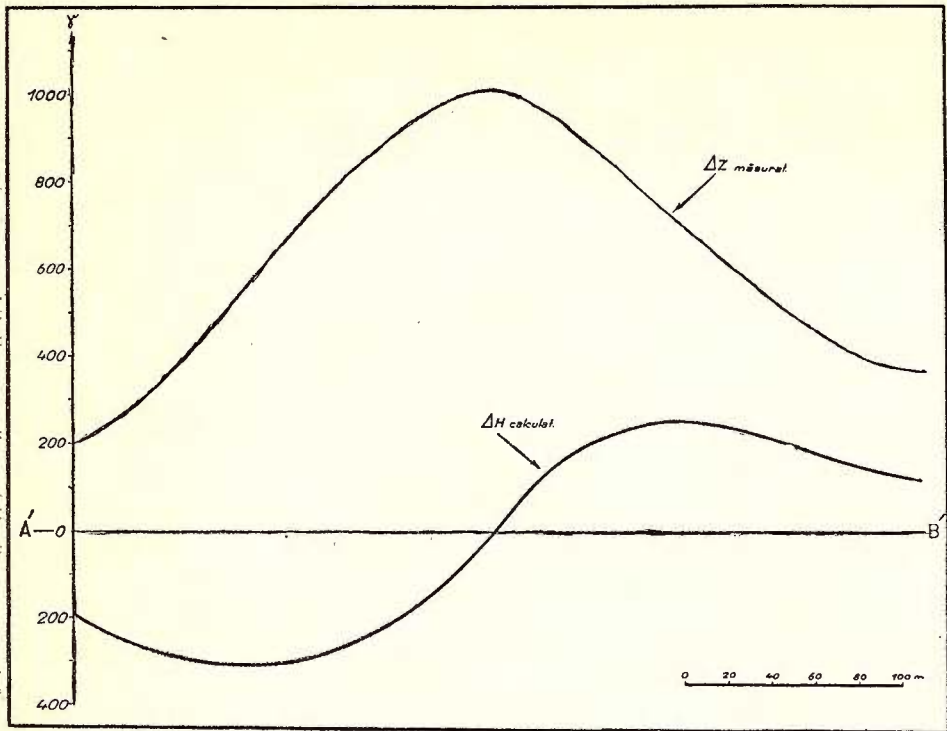


Fig. 8. — Aspectul componentei ΔH calculat din ΔZ pe profilul A'B' al anomalia A_0 (metoda L. Peters).

bătut spre sud-est (deci perpendicular pe profilul P—P') versantul pîrîului, urmărind anomalia și întîlnind următoarea situație ¹⁾:

¹⁾ GH. BOȚOMAN și SABIN RĂUȚI. Raport geologic asupra lucrărilor de explorare executate în cursul anului 1957 în șant. Băișoara. Arh. I. S. E. M.

De la m 0 la m 8 — grohotiș de pantă (între m 1 și m 3 în culcuș skarn cu magnetit);

De la m 8 la m 17 — calcar cristalizat, fisurat, alterat și limonitizat;

De la m 17 la m 27 — skarn cu magnetită, la m. 17 se află o lentilă de pirită masivă;

De la m 27 la m 35 — magnetită foarte bogată, uneori masivă.

De la m 35 la m 40 — în peretele stîng magnetită masivă, iar în cel drept concentrație ceva mai redusă;

De la m 40 la m 45 — concentrație bogată de magnetită; între m 40 și m 43 în peretele stîng lentilă de pirită cu magnetită;

De la m 45 la m 100 — concentrație de magnetit; în unele locuri cuiburi de magnetit masiv;



De reținut că această galerie a străbătut partea superioară a corpului mineralizat, deoarece diferența de cotă dintre talvegul pîrului și versantul său sudic este în jur de 20 m. Pentru a verifica presupunerile noastre asupra extinderii în profunzime a mineralizației, în anul 1959 am executat o remăsurare ΔZ a întregii zone de la sud de pîrul Almaș¹⁾, regăsind exact aceeași situație magnetică. Anomalia A_1 , cît

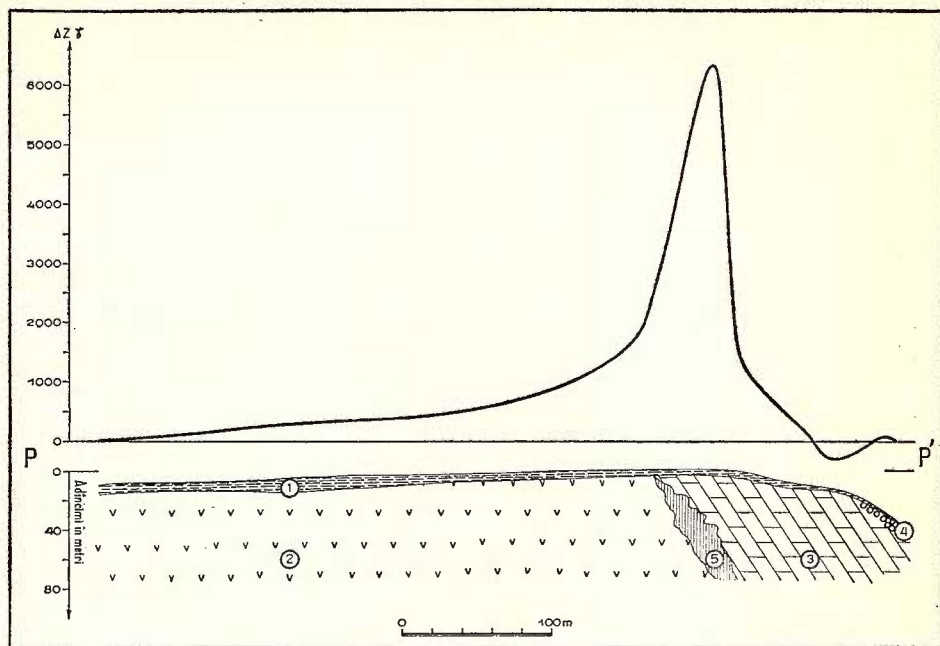


Fig. 9. — Profilul ΔZ și secțiunea geologică construită pe baza datelor magnetice a traseului P-P' din planșa I.

1, sol; 2, banatit; 3, calcar; 4, grohotiș; 5, skarn cu magnetit; 6, șisturi cristaline (legenda este valabilă și pentru fig. 10 și pl. IV).

și celelalte, nu și-au schimbat nici alura nici valoarea. Harta ΔZ construită cu această ocazie se află în raportul citat. Acest lucru înseamnă că minereul extras prin baterea galeriei și a lateralelor ei, precum și din puțul executat pe anomalia A_2 , reprezintă

De la m 100 la m 103 — magnetit masiv;

De la m 103 la m 113 — concentrație de magnetit + pirotină;

De la m 113 la m 130 — granodiorit.

La m 80 s-a bătut o laterală spre dreapta și una spre stînga care au întîlnit:

Laterală stîngă: pe 6 m skarn cu magnetit + pirotină + pirită, apoi calcar cristalizat;

Laterală dreaptă: pe 4 m skarn cu magnetit + pirotină + pirită, apoi granodiorit.

¹⁾ DRAGOMIR ROMANESCU. Raport asupra prospecțiunilor magnetice în regiunea Baia de Arieș — Zlatna — Muntele Mare, Campania 1959. Arh. Com. Geologic.



o cantitate neglijabilă în raport cu volumul total de minereu, așa cum apare în secțiunea P—P' din fig. 9.

În secțiunea geologică R—R' (fig. 10) construită pe baza datelor magnetice de la suprafață, pe baza prelungirii acestor date la adâncimea de 60 m și pe baza calculelor de adâncime, redăm situația din zona anomaliilor A_2 și A_3 . Anomalia A_2 ,

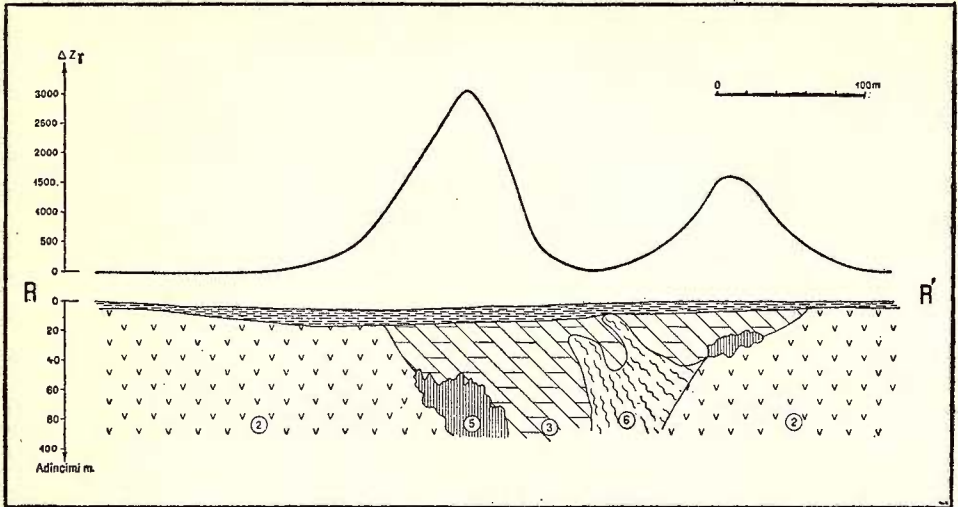


Fig. 10. — Profilul ΔZ și secțiunea geologică construită pe baza datelor magnetice prelucrate, a traseului R-R' din planșa I.

după cum am arătat, a fost verificată printr-un puț care a întâlnit corpul de minereu la adâncimea calculată. Prezența șisturilor între cele două cuiburi mineralizate este indicată de lipsa valorilor anormale, ceea ce arată inexistența contactului banatit/calcar. S-ar putea însă ca acest contact să existe dar să nu fi generat mineralizația magnetitiferă. Prima ipoteză pare însă a fi cea reală deoarece șisturile apar la zi puțin mai spre nord.

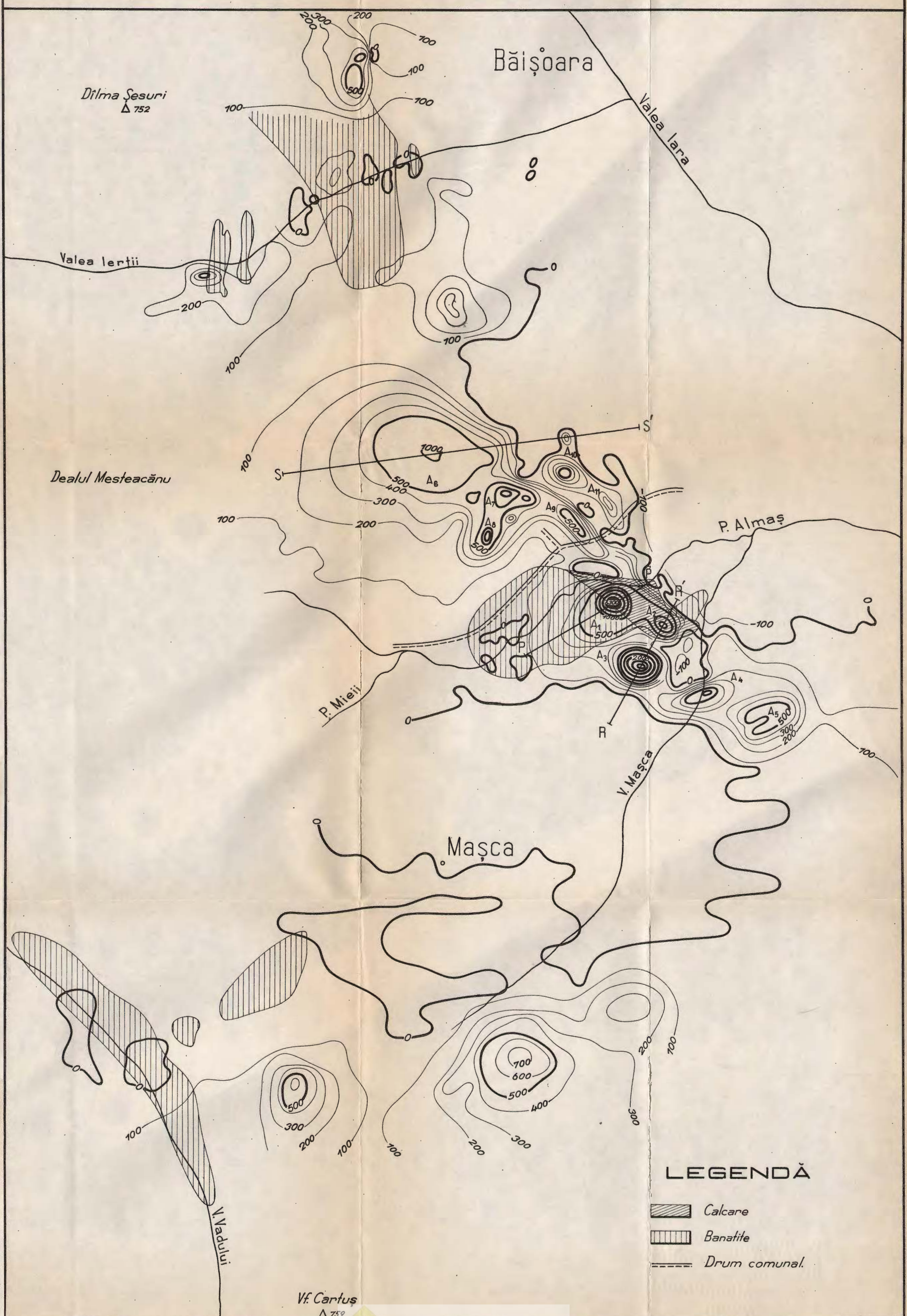
Situația din zona de la nord de pîrîul Almaș este redată în secțiunea geologică S—S' (pl. IV) la fel construită după datele magnetice prelucrate și avînd la bază calcule de adâncime. După cum am arătat și cînd am discutat prelungirea analitică a anomaliilor A_6 , aceasta este cauzată de două cuiburi de skarne cu magnetit, legate între ele și dezvoltate așa cum se vede în secțiune. La fel ca și în cazul precedent, în zona dintre cele două anomalii în locul șisturilor pot exista skarne mineralizate fără a conține însă magnetit. Cum calcarele există ca lentile și deci skarnele au luat ființă acolo unde banatitele au reușit să vină în contact cu o astfel de lentilă, ni se pare logică prezența șisturilor acolo unde lipsește anomalia, în zona de contact.



DRAGOMIR ROMANESCU

HARTA ANOMALIILOR MAGNETICE ΔZ PE RAMA DE VEST A BAZINULUI IARA

CARTAREA IVIRILOR DE BANATIT ȘI CALCAR DUPĂ M. ȘI E. BORCOȘ.



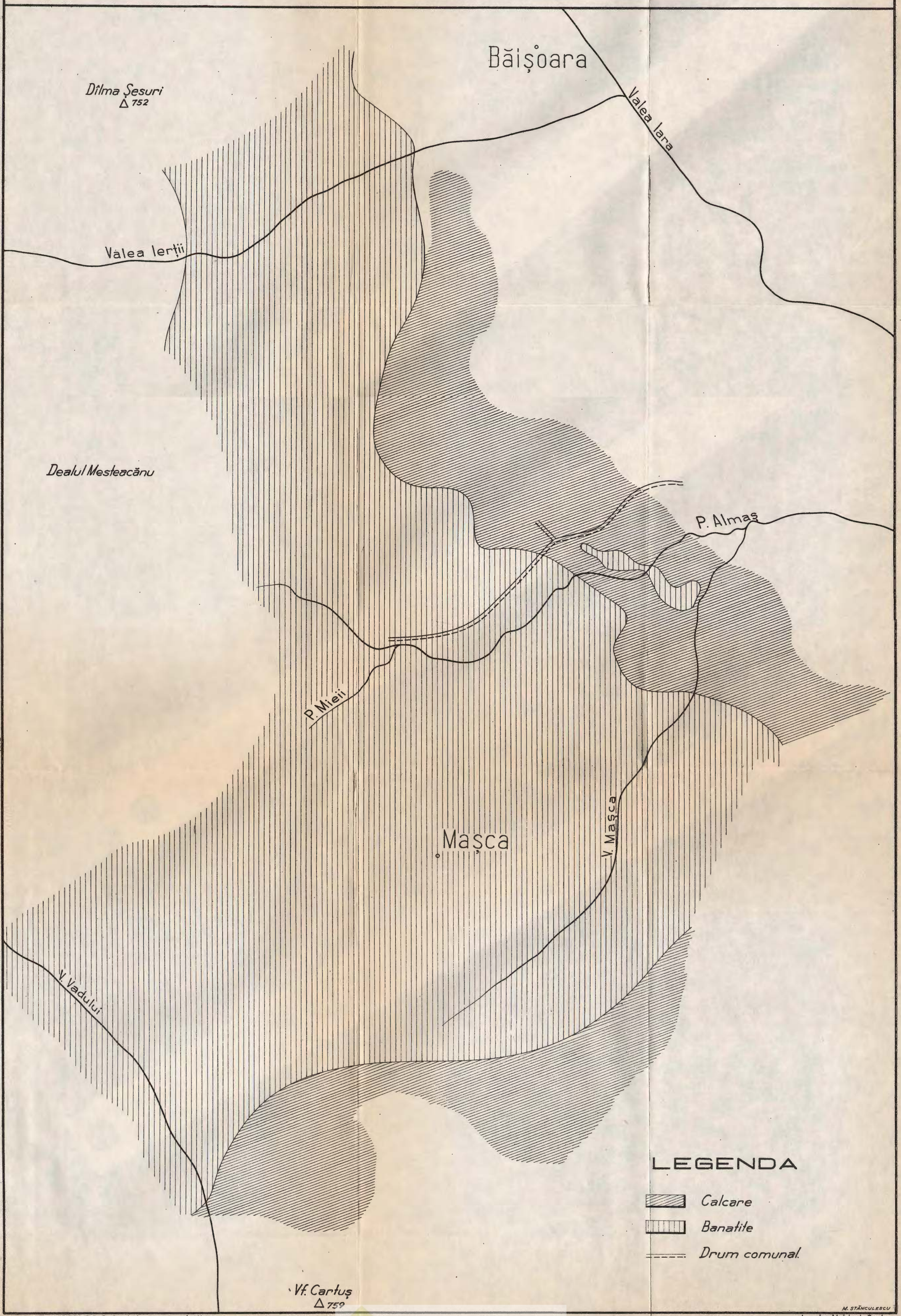
LEGENDĂ

- Calcare
- Banatite
- Drum comunal.




DRAGOMIR ROMANESCU

HARTA CONTAȚTULUI ACOPERIT DINTRE BANATITE ȘI CALCARE SAU ROCI CALCAROASE, PE RAMA DE VEST A BAZINULUI IARA

0 500 m



LEGENDA

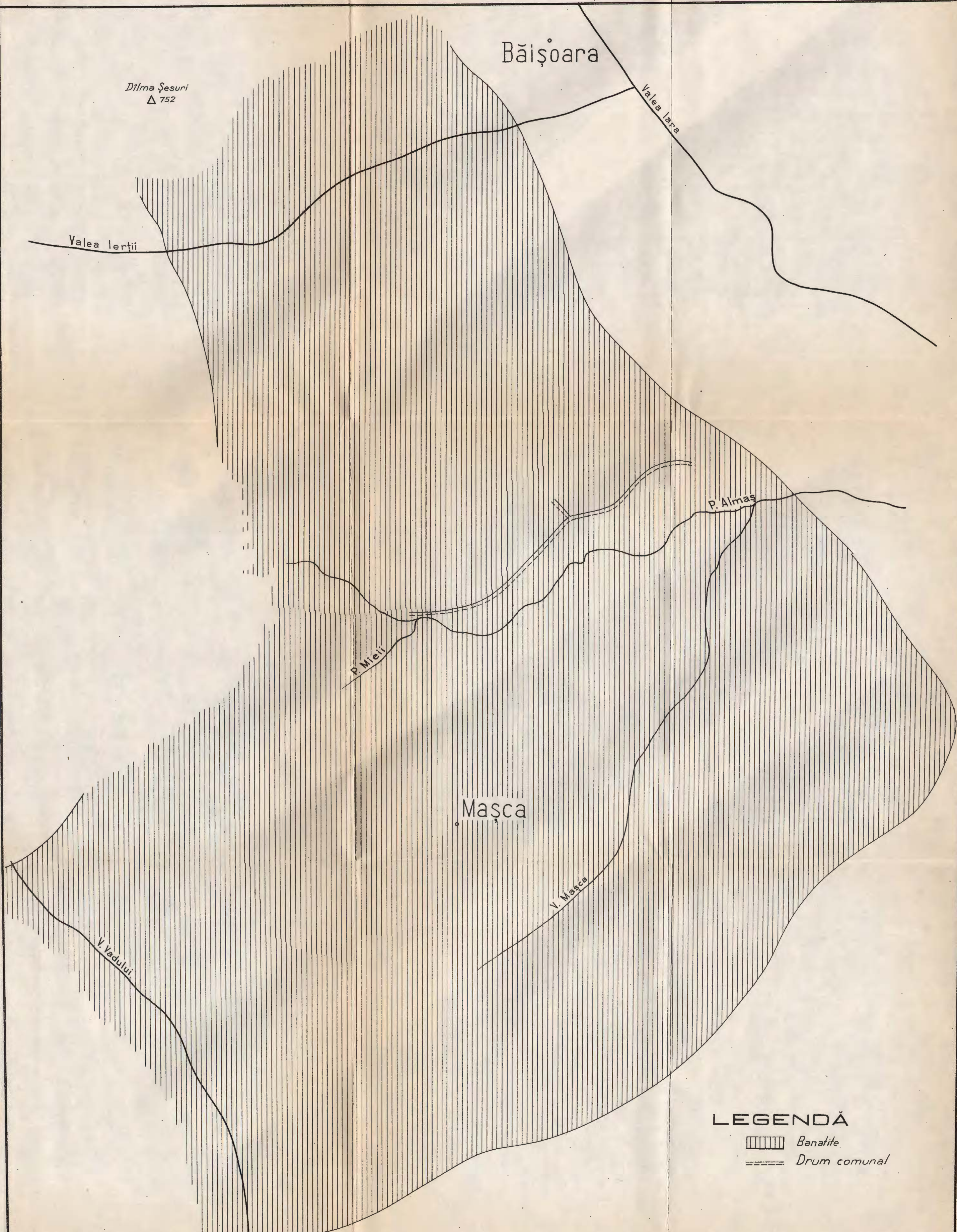
-  Calcare
-  Banatite
-  Drum comunal.

Vf. Cartuș
Δ 759


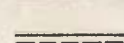
DRAGOMIR ROMANESCU

HARTA LIMITEI DE EST PROFUNDE A CORPULUI BANATITIC DE PE RAMA DE VEST A BAZINULUI IARA

0 500m

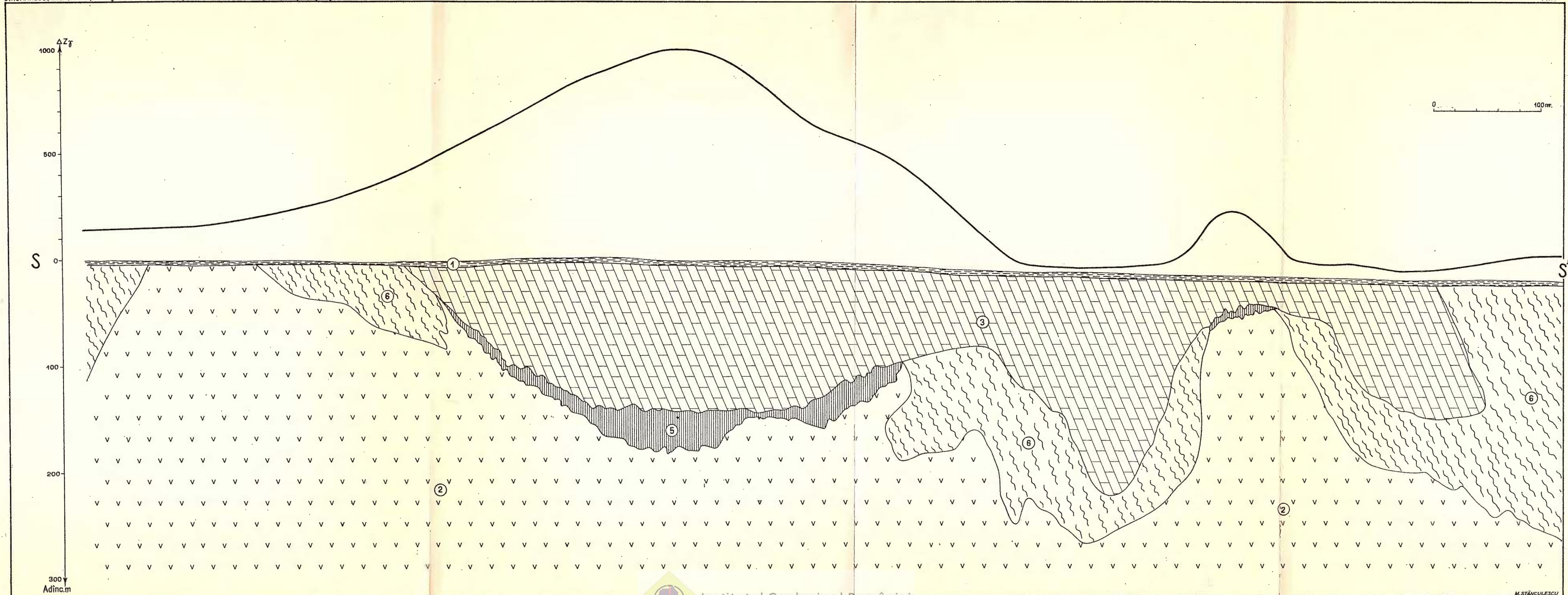


LEGENDĂ

-  Banatite
-  Drum comunal

PROFILUL ΔZ ȘI SECȚIUNEA GEOLOGICĂ CONSTRUITĂ PE BAZA DATELOR MAGNETICE PRELUCRATE, A TRASEULUI S-S' DIN PLANȘA I.

D.ROMANESCU: Anomaliile cimpului magnetic la diferite adincimi pe rama de Vest a Bazinului Iasa și semnificația lor geologică



Nu mai continuăm a discuta fiecare anomalie în parte. Ca și cele analizate, ele reprezintă aspectul unor corpuri de minerale de skarn, conținând și magnetită, aflate la adâncimile indicate în capitolul precedent.

Acest lucru este valabil pentru toată regiunea începînd de la valea Ierții spre sud. La nord de această vale, anomaliile, de altfel reduse, sînt generate de corneenele de contact care conțin mici cantități de minerale magnetice (anomalia de 500 gamma) sau de însăși banatitul care, în această zonă, prezintă slabe proprietăți magnetice, după cum am arătat în cap. II.

Considerăm că cele trei planșe împreună cu cele trei secțiuni geologice, în care adâncimile și pozițiile corpurilor de skarne cu magnetit sînt calculate, sînt suficiente pentru a reda fidel imaginea raporturilor geologice din regiune. Nu este exclus ca, în afara zonelor anormale, să existe zone de skarn conținînd însă minerale nemagnetice. Este însă exclus ca anomaliilor cartate să nu le corespundă corpuri magnetitifere sau, mai rar, pirotinifere.

Concluzii. Lucrările magnetice executate de noi pe rama de vest a bazinului Iara au avut ca rezultat punerea în evidență a două zone importante de skarne mineralizate. Prima zonă se dezvoltă pe 2 km lungime spre nord-vest și spre sud-est de la aflorimentul redus din pîrîul Almaș, iar cea de a doua, ceva mai redusă, ocupă suprafața dintre satele Mașca și Cacova. Asupra anomaliilor primei zone am executat calcule de adâncime și diverse prelucrări analitice, care ne-au permis stabilirea poziției fiecărui corp de skarn magnetitifer și construirea de secțiuni geologice. Din interpretarea geologică a rezultatelor magnetice am putut preciza existența corpurilor de skarn generate de contacte verticale sau înclinate între banatite și calcare sau corpuri de skarn dezvoltate pe orizontală, contactul cu calcarele fiind realizat de partea superioară a corpului banatitic. Lucrări miniere reduse au confirmat în întregime acele rezultate ale noastre, pe care le-au verificat, și demonstrează utilitatea continuării explorării tuturor anomaliilor. Este posibil ca în zonele dintre anomalii să existe de asemenea skarne mineralizate, dar nu cu minerale magnetice, anomaliile cartate punînd în evidență cuiburile cu magnetit și eventuala pirotină.

Pe de altă parte, lucrările noastre de pe rama de vest a bazinului Iara demonstrează că cele trei iviri banatitice, din valea Vadului, pîrîul Almaș și valea Ierții, reprezintă părți mai ridicate ale unui singur corp banatitic, și fixează limitele acestuia.

În fine, rezultatele noastre indică prezența calcarelor pe zone extinse, începînd din estul satului Mașca pînă în sud-vestul satului Băișoara și în toată partea sudică a satului Mașca. Acest lucru, ca și punerea în evidență a zonelor de skarn, reprezintă un mare aport în cunoașterea geologiei regiunii complet acoperită cu sedimente eocene, cretace și cu un sol gros de culturi, calcarele apărînd la zi doar în pîrîul Almaș.



BIBLIOGRAFIE

1. BORCOȘ M. și BORCOȘ E. Cercetări geologice și petrografice în Cristalinul Gilăului, Regiunea Runc—Segagea — Valea Ierii—Bazinul Iara—Munții Apuseni. *D. S. Com. Geol.*, XLVII (1959—1960) București 1963.
2. CONSTANTINESCU LIVIU. *Curs de geomagnetism și prospecțiuni magnetice*, I, București 1961.
3. CONSTANTINESCU LIVIU și BOTEZATU RADU. Contribuții la interpretarea fizică a anomaliilor câmpurilor potențiale. I. Continuarea analitică în semispațiul inferior. *Probleme de Geofizică*, I, București 1961.
4. JAKOSKY J. J. *Exploration Geophysics*, ed. II. *Times Miroar Press*, 1957.
5. LOGACEV A. A. *Kurs Magnitorazvedki. Gosgeolizdat*, Moskva 1951.
6. PETERS J. LEO. *The Direct Approach to Magnetic Interpretation and its Practical Application. Geophysics*, XIV, 3, 1949.
7. SOCOLESCU M. Les gisements de fer et de manganèse dans la partie supérieure du bassin de l'Aries. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVI (1937—1938), București 1941.

АНОМАЛИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ НА РАЗЛИЧНЫХ
ГЛУБИНАХ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ БАСЕЙНА ЯРА И ИХ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Д. РОМАНЕСКУ

Краткое содержание

В настоящей работе интерпретируется наличие целого ряда аномалий ΔZ западного обрамления бассейна Яра (Клужской области), картированных в детальном приспособлении. Эти аномалии способствовали выявлению целого ряда тел скарнов с магнетитом, содержащих и другие минералы, а, также и мероприятий в связи с проблемами областной геологии. Исследуемая зона почти целиком покрыта мощной почвой или аллювием, так что магнитные съемки оказались очень полезными.

Фундамент сформирован из кристаллических сланцев и верхнемеловых образований. Частично он перекрыт эоценовыми и четвертичными отложениями. Гранодиоритовые породы банатитового возраста пересекают кристаллический фундамент, выделяют верхнемеловые и эоценовые отложения и генерируют скарны при контакте с известняками.

Интерпретация магнитных данных намного облегчена тем обстоятельством, что только скарновые формации с магнетитом или пирротинном обладают приподнятыми магнитными свойствами.



Целая серия аномалий, из ряда аномалий, которые развиваются продольно, более чем на 5 км., была подвергнута аналитической переработке (глубинные исчисления и продолжение аналитических исследований во внутреннем полупространстве), которая позволила установить геометрических параметров скарновых тел. В этом смысле были представлены разведочными съемками необходимые данные.

Этот ряд аномалий ставит, одновременно, на учет гранодиорито—известняковый контакт и таким образом демонстрируется, с одной стороны, наличие единственного банатитового большого тела во всей зоне, а с другой стороны, было выявлено, что в области, известняки развиваются на значительно больших пространствах нежели их выходы на дневную поверхность, а также и картированные известняки.

В заключении, автор, исходя из этих соображений, полагает, что настоящая работа может быть полезна не только с точки зрения рудной промышленности но и в повторном исследовании геологического состава фундамента этой области.

ANOMALIES DU CHAMP MAGNÉTIQUE À DIFFÉRENTES PROFONDEURS AU BORD OCCIDENTAL DU BASSIN DE IARA ET LEUR SIGNIFICATION GÉOLOGIQUE

PAR

D. ROMANESCU

(Résumé)

L'auteur présente toute une série d'anomalies ΔZ au bord occidental du bassin de Iara (région de Cluj) levées par un dispositif de détail. Ces anomalies ont conduit à la découverte de plusieurs corps de skarn à magnétite renfermant aussi d'autres minéraux, ainsi qu'à la reconsidération de la géologie de la région. La zone étudiée est recouverte presque complètement par un sol épais ou alluvionnaire, de sorte que l'étude magnétique a été très utile.

Le soubassement est constitué par des schistes cristallins et des formations du Crétacé supérieur. Il est surmonté partiellement par des sédiments éocènes et quaternaires. Des roches gronodioritiques d'âge banatitique percent le soubassement cristallin, affectant les dépôts crétacés-supérieurs et ceux éocènes et donnant lieu à des skarns au contact avec les calcaires.



L'interprétation des données magnétiques a été beaucoup facilitée par le fait que seulement les formations de skarns à magnétite ou à pyrrhotine accusent des propriétés magnétiques élevées.

De la série des anomalies qui se développent sur plus de 5 km de distance, plusieurs ont été analysées (calculs de profondeur et continuation analytique dans le demi-espace inférieur) afin d'établir les paramètres géométriques des corps de skarns. C'est ainsi que l'exploration a eu à sa disposition les données dont elle avait besoin.

Cette série d'anomalies a mis en évidence, également, le contact granodiorite /calcaires. Basé sur ce contact l'auteur montre que dans la région il existe un seul corps banatitique, de larges dimensions, et en même temps que les calcaires sont beaucoup plus développés que l'on a supposé suivant leurs affleurements et leurs leviers.

C'est pourquoi, cette étude a une double importance: du point de vue minier et du point de vue de la reconsidération de la constitution géologique de soubassement de la région.



DETERMINAREA RAPIDĂ A ALCALIILOR DIN SILICAȚII CU AJUTORUL FOTOMETRULUI CU FLACĂRĂ ¹⁾

DE
ELENA GIȚĂ, GH. GIȚĂ

Cea mai indicată metodă pentru determinarea alcaliilor în lucrările științifice este metoda Lawrence Smith, datorită preciziei cu care se fac dozările. În această metodă descompunerea probei se realizează prin fuziune cu un amestec de clorură de amoniu și carbonat de calciu în exces. Prin spălarea topiturii cu apă distilată fierbinte și filtrare, clorurile alcaline sînt separate de silicații și aluminații de calciu, carbonații de fier, calciu și magneziu, etc., care fiind insolubili rămîn pe filtru. Soluția clorurilor alcaline conține o cantitate însemnată de calciu, săruri de amoniu și mici cantități de ioni SO_4^{--} . Pentru îndepărtarea acestor impurități sînt necesare următoarele operații:

Îndepărtarea calciului prin precipitare cu carbonat de amoniu;

Îndepărtarea sărurilor de amoniu prin încălzirea filtratului evaporat la sec;

Îndepărtarea ionilor SO_4^{--} cu clorură de bariu, a bariului cu carbonat de amoniu și a urmelor de calciu cu oxalat de amoniu;

Îndepărtarea urmelor de clorură de amoniu și cîntărirea sumei clorurilor alcaline;

Separarea și cîntărirea potasiului fie ca perclorat, fie ca cloroplatinat, estimînd sodiul prin diferență.

Această succesiune de operații trebuie astfel executată, încît să se reducă la minim contaminarea probei cu ioni alcalini. Acest lucru se realizează, pe de o parte, folosind vase de platin sau de sticlă din borosilicat (tip Jena 20) și pe de altă parte, utilizînd reactivi de înaltă puritate.

Pentru a controla puritatea reactivilor este totdeauna necesar să se determine blancul de reactivi, în condițiile standard de lucru, folosind o cantitate cunoscută de carbonat de calciu și clorură de amoniu. După indicațiile lui HILLEBRAND, blancul

¹⁾ Comunicare în ședința din 5 ianuarie 1962.



sensibil pentru 8 g carbonat de calciu este de 1,2—1,6 mg cloruri alcaline, în majoritate clorură de sodiu. Alkaliile din blanc provin și din ceilalți reactivi folosiți la determinare ca: apă distilată, carbonat de amoniu, etc. Dificultatea obținerii unor reactivi cu puritate deosebită (în special carbonatul de calciu), timpul necesar pentru executarea acestor operații laborioase, precum și costul mare al reactivilor, mai ales cei folosiți la dozarea potasiului, au condus la adoptarea metodei fotometrice.

Metoda fotometrică prezintă avantaje mari, deoarece reduce mult timpul de lucru, dă posibilitatea folosirii unor reactivi cu puritate mai mică și, prin suprimarea unei întregi succesiuni de operații, micșorează pericolul impurificării probei cu cloruri alcaline provenite din diverșii reactivi.

În metoda adoptată, dezagregarea probei se face după LAWRENCE SMITH. Într-o capsulă de platin se cântăresc 0,4—0,6 g probă fin mărunțită într-un mojar de agat. Se cântărește apoi, pe o sticlă de ceas, o cantitate de clorură de amoniu egală cu proba. Și clorura de amoniu trebuie mărunțită deosebit de fin, înainte de folosire. Se trece clorura de amoniu peste probă și se amestecă intim cu ajutorul unui pistil de agat. Se cântărește o cantitate de carbonat de calciu fin mojarat, de opt ori mai mare decât proba. Se ia o porțiune mică de carbonat și se pune pe fundul creuzetului de platin sau de nichel în care se face dezagregarea, pentru a preveni aderarea topiturii de fundul creuzetului. Se adaugă porțiuni succesive de carbonat, în capsula de platin, amestecându-se bine după fiecare adaus. Amestecul obținut, care trebuie să fie perfect omogen, se trece cu multă grijă în creuzet, iar capsula de platin, pistilul și spatula cu care se face trecerea, se clătesc, de circa trei ori, cu porțiuni mici din carbonatul de calciu oprit în acest scop. Aceste porțiuni se trec pe rând în creuzet, acoperind amestecul de probă, clorură de amoniu și carbonat. Când se folosește un creuzet Lawrence Smith, acesta este introdus în poziție înclinată, într-o deschidere laterală prevăzută în peretele unei cutii cilindrice izolate cu asbest. În cazul folosirii unui creuzet de formă obișnuită, acesta este de asemeni introdus într-o deschidere făcută într-o placă de asbest sau alt izolant termic.

Creuzetul este încălzit cu o flacără foarte mică timp de aproximativ 15 minute, pînă nu se mai simte mirosul slab de amoniac. Această încălzire trebuie făcută lent pentru a nu se vaporiza clorura de amoniu. Se încălzește apoi creuzetul cu o flacără puternică timp de 40—60 minute. Se îndepărtează flacăra, se lasă să se răcească și se pune în creuzet apă distilată fierbinte pînă acoperă masa dezagregată. Se trece conținutul creuzetului într-o capsulă de porțelan sau platin. Se toarnă în creuzet porțiuni mici de apă distilată fierbinte și se transferă apoi în capsulă, pînă se trece cantitativ toată masa dezagregată. Soluția din capsulă nu trebuie să depășească volumul de 50 cmc.

Capsula se încălzește cu grijă pe sită de asbest pînă ce topitura este dezintegrată și soluția este saturată în hidroxid de calciu. Se filtrează acum, prin decantare, pe un filtru bandă albă cu diametru de 9 cm și filtratul se prinde într-un balon cotate



Jena de 250 cmc. Reziduul din capsulă este mărunțit prin apăsare ușoară cu pistilul de agat, apoi reluat cu apă distilată, clătind bine pistilul și creuzetul pînă cînd volumul soluției din capsulă se completează la 50 cmc.

Se încălzește din nou pînă cînd soluția se saturează în hidroxid de calciu, apoi se decantează pe același filtru utilizat la prima filtrare. Se repetă această operație de extracție a alcaliilor încă odată, trecîndu-se final tot conținutul capsulei pe filtru. Se continuă spălarea filtrului cu apă distilată fierbinte pînă ce nivelul soluției din balonul cotate ajunge la 2—3 cm sub marcă. Se adaugă 1 cmc acid clorhidric concentrat, se lasă să se răcească la temperatura camerei și se aduce la semn. Soluția conține ioni sodiu, potasiu și calciu fiind $n/25$ în HCl. Deoarece topitura se spală la un volum de 250 cmc, concentrația ionilor de calciu variază în limite strînse (80—90 mg/100cmc) Atît concentrația în acid clorhidric, cît și concentrația în calciu se mențin în jurul unor valori medii și prin urmare este indicat să se folosească curbe-etalon de lucru la determinarea fotometrică a alcaliilor.

La trasarea acestor diagrame se consideră două curbe-limită în care concentrația în HCl este $n/25$, iar pentru calciu s-a ales conținutul de 75 și 100 mg/100cmc, ceea ce corespunde în flacăra aer-metan la 37,5 respectiv 42,8 diviziuni. În tablourile 1 și 2 sînt prezentate datele experimentale pentru etaloanele de clorură de sodiu și clorură de potasiu și pentru aceste curbe-limită. Se observă că diferențele între cele două curbe-limită sînt foarte mici și curba medie este foarte apropiată de curba-etalon obținută cu soluții clorhidrice fără ioni calciu. Prin urmare, poate fi folosită drept curbă-etalon de lucru, sau curba medie, sau însăși curba etalon $n/25$ HCl fără calciu, cu condiția ca deviația pentru calciu să nu depășească 43 diviziuni.

TABELUL 1

*Curba etalon de lucru pentru determinarea sodiului
(soluțiile $n/25$ HCl)*

Conținut în Na_2O p.p.m.	Diviziunile galvanometrului			
	Curba etalon	Curbele limită cu calciu		Curba etalon de lucru
		37,5 div. pentru Ca	42,8 div. pentru Ca	
10	$8,9 \pm 0,1$	$8,9 \pm 0,2$	$9,0 \pm 0,1$	9,0
30	$20,7 \pm 0,2$	$21,1 \pm 0,3$	$20,9 \pm 0,2$	21,0
50	$29,5 \pm 0,4$	$29,4 \pm 0,4$	$29,6 \pm 0,3$	29,5
70	$34,9 \pm 0,3$	$35,1 \pm 0,4$	$35,0 \pm 0,5$	35,1
100	$41,6 \pm 0,5$	$41,9 \pm 0,6$	$42,1 \pm 0,7$	42,0

Dacă filtrul de interferență utilizat are transparență mai mare și prin urmare este mai puțin selectiv nu mai are loc această concordanță dintre curba de etalonare și curba-etalon de lucru. Spre exemplu, cînd se folosește un filtru de interferență



TABLEUL 2
Curba etalon de lucru pentru determinarea potasiului
(soluțiile n/25 HCl)

Conținutul în K_2O p.p.m.	Diviziunile galvanometrului			
	Curba-etalon	Curbele limită cu calciu		Curba etalon de lucru
		37,5 div. pentru Ca	42,8 div. pentru Ca	
10	18,5±0,3	18,5±0,4	18,6±0,3	18,6
30	44,2±0,5	44,4±0,5	44,6±0,6	44,5
50	61,2±0,7	61,5±0,6	61,4±0,7	61,5
70	75,3±0,6	75,2±0,8	75,6±0,7	75,4
100	91,5±1,2	91,8±1,0	92,2±1,3	92,0

K 77 J cu λ_{max} 764 m μ și $Hw = 20$ m μ se obțin datele prezentate în tabloul 2 b. Deoarece acest filtru este mai puțin selectiv decât cel utilizat anterior ($\lambda_{max} = 774$ m μ și $Hw = 9,9$ m μ), interferența calciului este mai mare, așa cum reiese și din ultima coloană a tabloului 2 b, în care este prezentată deplasarea curbei etalon de lucru în raport de curba de etalonare.

La concentrații mici această abatere depășește 20%, pe când la concentrații peste 50 p.p.m. K_2O , abaterea se menține la o valoare de aproximativ 5%.

Trebuie subliniat că în acest caz se impune să se folosească curba etalon de lucru, care conduce la rezultate precise numai pentru acele probe, care prezintă pe filtrul Ca 63 J o deviație cuprinsă în intervalul 37,5 și 43,0.

TABLEUL 2b

Determinarea potasiului în prezența calciului cu un filtru de K77 J mai puțin selectiv
($\lambda_{max} = 774$ m μ ; $Hw = 20$ m μ)

Conținutul în K_2O p.p.m.	Curba etalon	Curbele limită cu calciu		Curba etalon de lucru	Abatere %
		37,5 div. pentru Ca	43,0 div. pentru Ca		
10	27,7±0,4	32,9±0,6	33,4±0,7	33,2	20
30	67,5±0,6	72,6±0,7	73,1±0,6	72,8	7,9
50	94,2±1,0	33,4±1,2	99,6±1,0	99,5	5,6
70	114 ±1,2	119,5±1,4	120,0±1,5	119,75	5,0
100	139,5±1,5	145,0±1,6	147,5 ±1,4	146,2	4,8

Pentru a verifica precizia metodei fotometrice, s-au analizat pe cale chimică și pe cale fotometrică opt probe de minerale și roci. La toate dozările s-a folosit o probă de 0,5 g și în mod corespunzător, un amestec de dezagregare de 0,5 g clorură de



amoniu și 4 g carbonat de calciu cu un blanc de 0,05 mg K_2O și 0,93 mg Na_2O . Din rezultatele prezentate în tabloul 3 se observă că valorile obținute prin cele două metode sînt concordante, erorile relative fiind, în general, sub 3%.

TABLOUL 3
Comparație între determinările chimice și fotometrice
(flacăra aer-metan)

Proba	Determinare chimică		Determinare fotometrică	
	Na_2O %	K_2O %	Na_2O %	K_2O %
Albit	8,13	0,17	$8,12 \pm 0,11$	0,18
Labrador	3,75	0,99	$3,71 \pm 0,08$	$1,03 \pm 0,04$
Granit	3,03	3,84	$2,98 \pm 0,05$	$3,87 \pm 0,06$
Șisturi verzi	3,23	2,58	$3,17 \pm 0,04$	$2,52 \pm 0,05$
Tuf riolito-dacitic alterat	2,10	0,56	$2,08 \pm 0,03$	$0,56 \pm 0,01$
Argilă din loess	—	$3,33 \pm 0,03$	—	$3,31 \pm 0,07$
Argilă Terasa Secașului 0–20 cm	0,69	2,68	$0,64 \pm 0,02$	$2,70 \pm 0,05$
Argilă cenomaniană	0,33	3,60	$0,31 \pm 0,01$	$3,61 \pm 0,03$

După cum am arătat, metoda Lawrence Smith prezintă dezavantajul folosirii unor reactivi de înaltă puritate, pe cînd metoda fotometrică se poate aplica și în cazul unor reactivi mai puțin puri. Pentru a dovedi acest lucru, s-au determinat alcaliile la patru probe, folosind reactivi al căror blanc a fost mărit prin adăugare

TABLOUL 4
Comparație între determinarea chimică și fotometrică (flacăra aer-metan)

Proba	Determinarea chimică		Determinarea fotometrică	
	Na_2O %	K_2O %	Na_2O %	K_2O %
Granit	3,03	3,84	$3,06 \pm 0,11$	$3,94 \pm 0,09$
Șisturi verzi	3,23	2,58	$3,19 \pm 0,08$	$2,44 \pm 0,10$
Tuf riolito-dacitic alterat	2,10	0,56	$2,12 \pm 0,12$	$0,57 \pm 0,03$
Argilă Terasa Secașului 0–20 cm	0,69	2,68	$0,60 \pm 0,08$	$2,83 \pm 0,11$

de carbonat de sodiu și carbonat de potasiu, astfel încît s-a ajuns final la 10 mg Na_2O și 10 mg K_2O pentru 4 g $CaCO_3$ și 0,5 g NH_4Cl . Rezultatele acestor determinări sînt redată în tabloul 4, alături de rezultatele obținute pe cale chimică, cu reactivi puri cu blancul 0,05 mg K_2O și 0,93 mg Na_2O . Eroarea relativă a dozărilor se menține, în general, sub 5%.



BIBLIOGRAFIE

1. DITTLER E. *Gesteinsanalytisches Praktikum* Walter Grayter Berlin-Leipzig, 1933.
2. GIȚĂ E., GIȚĂ GH. *D. S. Comit. Geol.*, XLII, p. 273—289, București 1955.
3. GIȚĂ GH., GIȚĂ E. *Rev. de Chimie* 11, p. 528—530, 1960.
4. GROVES W. A. *Silicate analysis* Ed. G. Allen, Unwin Londra.
5. HILLEBRAND F. W., LUNDELL F. *Applied inorganic analysis* Ed. J. Wiley, New York 1929.
6. KOLTHOFF M. I., SANDELL B. E. *Textbook of quantitative inorganic analysis*. Ed. Macmillan, New York 1949.
7. MAVRODINEANU R., BOITEUX H. *L'analyse spectrale quantitative par la flamme*. Ed. Masson, Paris 1954.
8. WASHINGTON S. H. *The chemical analysis of rocks*. J. Wiley, New York 1930.

БЫСТРОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЩЕЛОЧИ В ПОРОДАХ ПРИ ПОМОЩИ
ФОТОМЕТРА С ПЛАМЕНЕМ

Е. ГЫЦЭ, Г. ГЫЦЭ

(Краткое содержание)

Метод Лоренса — Шмита — это самый эффективный метод для определения щелочей в научных работах, будучи очень точным. Дезинтеграция пробы производится через соединение CaCO_3 и NH_4SCN , щелочи будучи растворимы под видом хлорид. При последовательности сепараций, устраняются кальций, соли аммония, серноокислый ион, которые сопровождают щелочные ионы в растворе, затем дозируется калий, как соль хлорной кислоты или хлороплатинированной кислоты, а натрий оценивается, в большинстве случаев, как разница.

Необходимо избегать контаминации пробы щелочами, пользуясь платиновыми сосудами, или из боросиликатового стекла и реактивы высшей чистоты. Трудности испытываемые при получении некоторых очень чистых реактивов, время используемое для производства этих трудоемких сепараций, а также большая стоимость реактивов, привели к применению фотометрического метода.

Фотометрический метод — более выгоден, так как сокращает рабочее время и примесь щелочных ионов и дает возможность использования некоторых реактивов меньшей чистоты.

В применяемом методе, после соединения с карбонатом кальция и хлоридом аммония и проникновения щелочей в солюцию, устанавливаются непосредственно щелочные элементы через фотометрию с пламенем.

В виду того, что содержание кальция и хлористоводородной кислоты удерживается вокруг некоторых связанных значений, авторы рекомендуют использование фотометрического метода кривых рабочего эталона.



Сравнив полученные результаты при посредстве химического метода с результатами, полученными фотометрическим методом, авторы устанавливают, что относительная погрешность — менее 3%, когда бланк реактивов — мал (0,05 mg. K_2O и 0,93 mg Na_2O для 4g $CaCO_3$) и менее 5%, когда используются менее чистые реактивы (бланк в 10 mg K_2O и 10 mg Na_2O для 4 g $CaCO_3$).

DÉTERMINATION RAPIDE DES ALCALIS DES ROCHES PAR LE PHOTOMÈTRE À FLAMME

PAR

ELENA GIȚĂ, GH. GIȚĂ

(Résumé)

Vu sa précision la méthode Lawrence Smith est la plus indiquée pour la détermination des alcalis dans les travaux scientifiques. La désagrégation de l'échantillon est obtenue par fusion avec $CaCO_3$ et $NH_4 Cl$, les alcalis se solubilisant sous forme de chlorures. Au moyen de séparations successives on éloigne le calcium, les sels d'ammonium, l'ion de sulfate qui accompagnent les ions alcalins dans la solution et ensuite on procède au dosage du potassium — sous forme de perchlorate ou de chloroplatinate — et du sodium, estimé le plus souvent par différence.

Afin d'éviter la contamination de l'échantillon on emploie autant des récipients en platine ou en verre de borosilicate que des réactifs très purs. L'obtention difficile des réactifs très purs, le temps nécessaire pour effectuer ces séparations laborieuses ainsi que le prix élevé des réactifs justifient l'application de la méthode photométrique.

La méthode photométrique est avantageuse vu qu'elle réduit la durée de travail et l'impurification par les ions alcalins et qu'elle offre la possibilité d'utiliser des réactifs moins purs.

Par cette méthode, après la fusion avec du carbonate de calcium et du chlorure d'ammonium et le passage des alcalis en solution, a lieu la détermination directe des alcalis par la photométrie à flamme.

Puisque la teneur en Ca et en acide chlorhydrique se maintient autour d'une valeur fixe, on recommande l'emploi de la méthode des courbes-étalons de travail.

Si l'on compare les résultats acquis par la méthode chimique et ceux obtenus par la méthode photométrique on constate que l'erreur est inférieure à 3% lorsque le blanc des réactifs est petit (0,05 mg K_2O et 0,93 mg Na_2O pour 4 g $CaCO_3$) et inférieure à 5% quand on emploie des réactifs moins purs (le blanc atteint 10 mg K_2O et 10 mg Na_2O pour 4 g $CaCO_3$).





O MODIFICARE ADUSĂ CAMEREI DEBYE-SCHERRER DE LA APARATUL «TUR-60» PENTRU A PUTEA FI FOLOSITĂ LA STUDIUL ROENTGENOGRAFIC AL MINERALELOR ARGILOASE¹⁾

DE
RADU GIUȘCĂ

Metoda roentgenografică este folosită din ce în ce mai mult în analiza și studiul mineralelor argiloase, deoarece dă posibilitatea identificării structurii cristaline. Dacă ținem seama că pentru aceeași formulă chimică brută avem o serie întreagă de minerale argiloase, care au însă structuri cristaline diferite, vedem clar importanța

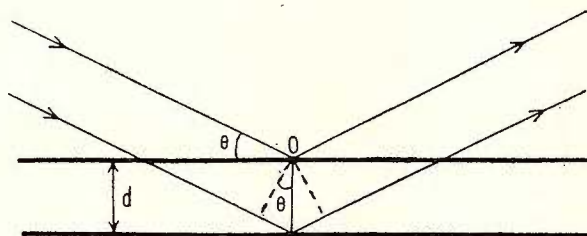


Fig. 1 Principiul difracției.

pe care o are această metodă. Dat fiind că toate laboratoarele din țară care fac analize structurale cu raze X folosesc numai camerele Debye-Scherrer cu diametrul de 57,4 mm, care după natura construcției lor nu pot fi folosite cu succes în studiul mineralelor argiloase, am adus o serie de modificări acestor camere astfel ca să poată fi folosite și în studiul acestor minerale.

Pentru a se putea urmări necesitatea modificărilor aduse camerelor Debye-Scherrer, vom reaminti pe scurt principiul acestei metode, insistând mai mult asupra unor date constructive. Metoda se bazează pe difracția pe care o suferă un fascicol de raze X atunci când străbate un corp cristalin. Într-adevăr (fig. 1), dacă considerăm

¹⁾ Comunicare în ședința din 23 februarie 1962.

cîteva plane reticulare avînd distanța dintre planuri notată cu d și un fascicol de raze X ce cade pe planurile cristalului sub unghiul θ , razele vor suferi o difracție. WULF și BRAGG au demonstrat că difracția este posibilă numai atunci cînd este îndeplinită următoarea relație:

$$2d \cdot \sin\theta = n \cdot \lambda \quad (1)$$

unde: d = distanța dintre planuri

θ = unghiul de incidență

λ = lungimea de undă a razei X

n = un număr întreg (1, 2, 3... n)

Dacă socotim λ constant (deoarece se lucrează cu fascicol monocromat de raze X, în funcție de anticatod) rezultă că d este invers proporțional cu unghiul θ , deci cu cît d va fi mai mare, cu atîta unghiul θ va fi mai mic. Deoarece în practică și în special în cazul mineralelor argiloase nu putem dispune de un cristal destul de mare spre a fi supus analizei, se folosește în mod curent metoda pulberilor după Debye-Scherrer. În această metodă cristalul este înlocuit cu o pulbere cristalină avînd dimensiunea particulelor de ordinul 1μ , introdusă într-un tub de sticlă cu

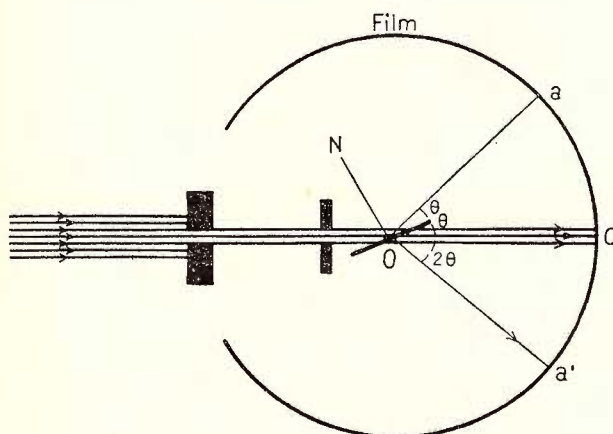


Fig. 2. — Principiul camerei Debye-Scherrer.

diametrul de 0,3—0,5 mm, care se rotește în permanență pentru ca toate fețele microcristalelor să fie supuse acțiunii razelor X. Se obțin astfel o serie de linii caracteristice fiecărui fel și tip de cristal.

În principiu, o cameră Debye-Scherrer este construită astfel (fig. 2):

Fascicolul de raze X ajungînd la proba 0 se difractă formînd o serie de conuri de difracție, care impresionează filmul fotografic, obținîndu-se o serie de linii curbe simetrice față de centrul filmului C.



Prin măsurarea distanței dintre două linii simetrice (aa') se calculează unghiul θ și apoi din relația (1) se deduce d .

După cum am arătat mai sus, cu cât d este mai mare, cu atât unghiul θ este mai mic și deci și distanța aa' măsurată pe film este mai mică. Pentru a scoate mai bine în evidență dependența dintre valorile lui d , a unghiului θ și a distanței dintre cele două linii simetrice ce se obțin pe film, în tabloul de mai jos am calculat aceste date pentru $d = 7 \text{ \AA}$, 10 \AA și 14 \AA pentru camerele Debye-Scherrer cu diametrele de 57,4 mm și 90 mm în cazul folosirii anticatozilor de Fe, Co și Cu.

Diametrele inelelor Debye-Scherrer în funcție de diametrul camerelor, pentru probe cu distanțele interreticulare de 7, 10 și 14 Å

d	anticatod	unghiul θ	distanța $a-a'$ în mm	
			57,4	90
7 Å	Fe	7° 54'	15,8	24,8
	Co	7° 18'	14,6	22,9
	Cu	6° 18'	12,6	19,7
10 Å	Fe	5° 30'	11,0	17,3
	Co	5° 6'	10,2	16,0
	Cu	4° 24'	8,8	13,8
14 Å	Fe	3° 54'	7,8	12,3
	Co	3° 35'	7,2	11,3
	Cu	3° 10'	6,3	9,9

Se vede clar că folosirea unei camere cu diametru mare este indicată atunci când materialul de cercetat are distanța dintre planuri mare. Aceste camere au avantajul că dau distanțele dintre liniile diagramei mai mari, deci sînt mai ușor de citit și cu precizie mai mare, însă au dezavantajul că liniile nu sînt perfect clare, sînt mai groase, puțin difuze la margine, iar timpul de expunere este foarte lung, ajungînd în cazul mineralelor argiloase la 10—14 ore și chiar mai mult. În general, aceste camere se livrează numai la cerere și nu întotdeauna se pot adapta la aparatele existente.

Camerele cu diametrul standard de 57,4 mm dau linii mai clare, ușor de citit, timp de expunere redus — 4 la 6 ore — însă prin construcția lor dau un fond închis în centrul diagramei datorit fascicolului direct de raze X, ceea ce face imposibilă citirea liniilor date de unghiurile de difracție mici. Aceste camere sînt bune pentru substanțele cristaline care nu au distanțe dintre planuri mai mari de 5—6 Å.

Avînd în vedere toate avantajele camerelor cu diametru de 57,4 mm și ținînd seama că în majoritatea laboratoarelor se găsesc aparate care au acest tip de cameră (aparatură TUR-60), am căutat ca printr-o serie de modificări aduse să poată fi folosite și în cazul distanțelor dintre planuri mai mari, în general pînă la 14 Å.



În primul rînd este problema înlăturării fondului închis din centrul diagramei datorit fascicolului direct de raze X, astfel ca să poată fi citite și liniile aflate în această parte a diagramei. H. SPERFELD a făcut cîteva modificări la camera Seifert de 57,4 mm, reușind să elimine fondul închis, însă nu a ajuns la citirea unghiurilor mici de difracție (sub 6°), deci modificarea adusă de el nu poate fi folosită atunci cînd este vorba de studiul mineralelor argiloase. Deasemenea, modificarea nu se poate efectua la camerele de la aparatele TUR-60 din cauza diametrului mare pe care îl are colimatorul de la camera Seifert și care ar necesita modificări foarte dificil de executat.

În cercetările făcute pentru rezolvarea acestei probleme ne-am ghidat de următoarele considerente de ordin constructiv:

— colimatorul de intrare trebuie să fie cît mai aproape de probă, pentru a împiedica formarea unui fascicol împrăștiat.

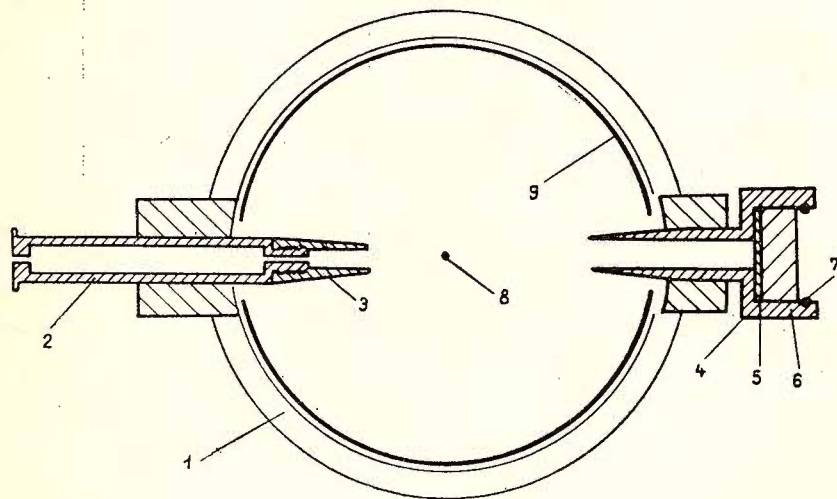


Fig. 3. — Secțiune prin camera Debye-Scherrer de 57,4 mm de la aparatul TUR — 60 cu colimatorul și tubul de ieșire original.

1, camera 2, colimator de intrare; 3, capul colimatorului; 4, tubul de ieșire; 5, ecran fluorescent; 6, sticlă cu plumb; 7, arc de fixare; 8, proba; 9, film fotografic.

— folosirea unui sistem de captare a fascicolului direct după ce a străbătut proba pentru a înlătura o acțiune indirectă asupra filmului fotografic.

Să examinăm în primul rînd construcția camerei Debye-Scherrer de 57,4 mm de la aparatul TUR-60 (fig. 3).

Filmul folosit în mod normal are o perforație de 10 mm, ceea ce face ca liniile datorite unghiurilor mici de difracție, unde $2r$ (aa') este mai mic de 10 mm, să nu



poată fi citite. În cazul cînd se face o perforație mai mică (max. 6 mm) liniile nu se pot citi din cauza fondului foarte închis al diagramei în porțiunea din centru.

Ținînd seama de considerentele de ordin constructiv arătate mai sus, după o serie de încercări practice am adus modificările arătate în fig. 4.

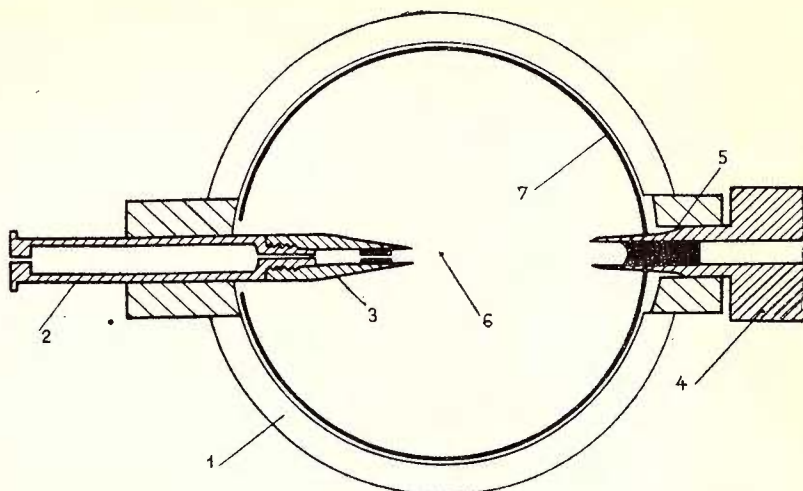


Fig. 4. — Secțiune prin camera Debye-Scherrer de 57,4 mm de la aparatul TUR — 60 cu colimatorul și tubul de ieșire modificat

1, corpul camerei; 2, colimator de intrare; 3, capul colimatorului modificat; 4, tubul de ieșire modificat; 5, dop de plumb; 6, proba; 7, film fotografic cu perforație de 5 mm.

Detaliile asupra modificărilor pieselor respective sînt arătate în fig. 5 a, b.

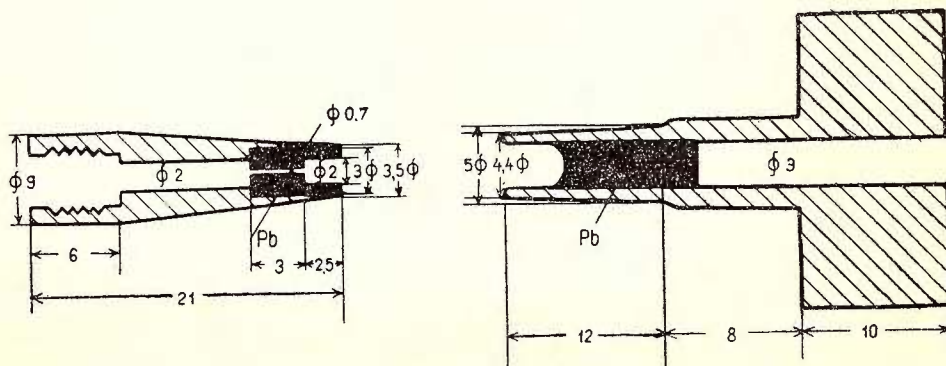


Fig. 5. — Secțiune prin piesele modificate.
a, capul colimatorului; b, tubul de ieșire.

Capul colimatorului este mai lung, astfel ca distanța pînă la probă să fie minimă, în cazul nostru 3 mm. Piesa este confecționată din alamă cu un ghivent ce se poate înșuruba la colimatorul original. Orificiul din capul colimatorului se face din plumb, care după ce se presează în colimator este mai ușor de prelucrat, respectîndu-se dimensiunile arătate în fig. 5 a. Colimatorul fiind astfel construit, are 3 orificii în linie dreaptă, care fac ca fascicolul de raze X să fie aproape paralel și nu mai poate duce la formarea unui fascicol împrăștiat.

Tubul de ieșire (fig. 5 b) se confecționează tot din alamă, cu o conicitate ca a tubului original, pentru a se putea fixa bine la cameră. În interior se presează un dop de plumb cu scopul de a reține radiațiile directe ale fascicolului, împiedicînd astfel înnegrirea filmului în jurul orificiului de ieșire, deci înlăturarea fondului închis din centrul diagramei.

Perforația filmului se face cu un dispozitiv adecvat, diametrul perforației fiind de 5 mm. Dispozitivul de perforat trebuie să asigure o centrare perfectă a orificiului deoarece această operație se face la întuneric complet. Centrarea camerei la aparat se face înainte de a se introduce filmul, folosindu-se tubul de ieșire original cu ecran fluorescent. Cu aceste modificări aduse, am obținut diagrame clare pînă la la 14 Å în

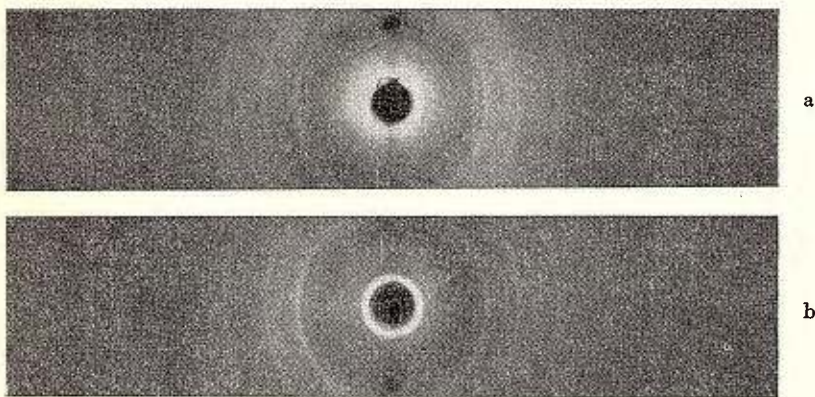


Fig. 6. — Diagrame comparative cu o probă sintetică cu un conținut de 30% montmorillonit, 30% caolinit, 30% illit și 10% cuarț.
a, cu camera originală; b, după modificările aduse.

cazul anticatodei de Fe. În fig. 6 se arată două diagrame executate pe o probă făcută cu un amestec de 30% montmorillonit, 30% caolinit, 30% illit și 10% cuarț. Diagrama din fig. 6 a este făcută cu camera originală, iar diagrama din fig. 6 b cu modificările aduse.

Efectuînd aceste modificări la camerele originale de la aparatul TUR-60, cercetătorii care se ocupă cu studiul mineralelor argiloase vor putea să-și îmbunătățească



condițiile de lucru cu aparatele existente, întrucât chiar numai posibilitatea de a se observa într-o diagramă liniile corespunzând la $d = 14 \text{ \AA}$ și de a le putea măsura cu destulă precizie duce la o interpretare mult mai precisă a analizelor roentgenografice.

BIBLIOGRAFIE

1. GLOCKER R. Materialprüfung mit Röntgenstrahlen, 1949.
2. GUINIER A. X-Ray Cristallographie Technology, 1952.
3. SPERFELD. Despre o nouă cameră de precizie pentru diagrame după Debye-Scherrer. *Feingeratetechnik*, Nr. 11, 1960.
4. UMANSKI I. S., TRAPEZNICOV A. K., KITAIGORODSKI A. I. Roentgenografia, ed. 1951. (limba rusă).

МОДИФИКАЦИЯ, ПРОВЕДЕННАЯ НАД КАМЕРОЙ ДЭБЭЙ—ШЕРРЕР АППАРАТА «ТУР-60», С ЦЕЛЮЮ ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ РЕНТГЕНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ РАДУ ДЖЮШКЕ

(Краткое содержание)

Для исследования глинистых минералов используются и камеры Дэбэй—Шеррер, диаметром в 57,4 мм, представляющие целый ряд преимуществ, по сравнению с камерами больших диаметров, но которые не позволяют производство отсчета диффракционных линий, соответствуя некоторым между ректикулярным расстояниям большим нежели $5-6 \text{ \AA}$.

По причине целого ряда модификаций проведенного над камерами в 57,4 мм аппаратов «Тур-60», удалось получить ясные линии для меж ретикулярных расстояний до 14 \AA , принося, таким образом, реальную помощь исследователям структуры глинистых минералов с помощью лучей X.

В работе дано описание проведенных модификаций, а также полученные практические результаты.



MODIFICATION DE LA CHAMBRE DEBYE-SCHERRER DE L'APPAREIL
«TUR-60» AFIN QU'ELLE SOIT UTILISÉE À L'ANALYSE DES MINÉRAUX
ARGILEUX AUX RAYONS X

PAR
RADU GIUȘCĂ

(Résumé)

Pour l'analyse des minéraux argileux on emploie aussi les chambres Debye-Scherrer à 57,4 mm de diamètre et qui présentent une série d'avantages par rapport aux chambres à diamètre plus grand, sans, toutefois, permettre le calcul des lignes de diffraction correspondant à des distances de plans réticulaires, supérieures à 5—6 Å.

Par une série de modification appliquées aux chambres de 57,4 mm de l'appareil TUR-60 on a réussi à obtenir des lignes distinctes pour les distances des plans réticulaires jusqu'à 14 Å, apportant ainsi une aide réelle à ceux qui analysent la structure des minéraux argileux aux rayons X.

Le travail comprend la description des modifications et les résultats pratiques acquis.



ANEXE





STRUCTURA GEOLOGICĂ A REGIUNII TELIUC—GHELAR
(ZONA CENTRALĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂI)¹⁾

DE

O. MAIER, GEORGETA MUREȘAN, M. MUREȘAN

Problema descifrării stratigrafiei complexelor de șisturi cristaline este o chestiune nouă la noi în țară, impusă de o serie de necesități științifice și economice cu caracter urgent. La sugestia și îndemnul acad. prof. AL. CODARCEA, au fost începute în anul 1958 o serie de cercetări stratigrafice în masivul Poiana Ruscă, în vederea stabilirii zonelor favorabile acumulărilor ferifere sedimentogene metamorfozate.

Suprafața cercetată se înscrie în extremitatea estică a zonei centrale a masivului Poiana Ruscă, cuprinzând limita sudică a dolomitelor de Hunedoara și seria șisturilor epimetamorfice de la sud de acestea, dintre Teliuc și Ghelar. Limita sudică și cea estică a perimetrului luat în considerare coincide aproximativ cu V. Cernei; rama sa vestică este reprezentată de V. Retișoara, iar cea nordică de o linie ce trece pe la nord de localitățile Teliuc, Govăjdia și Plop.

Regiunea studiată reprezintă un vechi podiș semimuntos, cu înălțimi de 600—700 m, puternic ferestruit de ape, ca urmare a suprapunerii unui ciclu de eroziune relativ recent peste unul vechi, penplenizant. Din punct de vedere geomorfologic, se pot constata forme de relief ce depind în mare măsură de natura rocilor pe care se grefează, șisturile constituind versanți cu pante nu prea accentuate, spre deosebire de dolomite care sînt traversate de văi cu versanți abrupti, cu microrelief deseori ruiniform.

Înălțimile în regiune variază între circa 250 m (V. Cernei la Teliuc) și circa 770 m (lîngă Ghelar). Rețeaua hidrografică este alcătuită din valea Cernei și o parte din afluenții ei de pe stînga (văile Tătăușului, Mînăstirii, Govăjdia, etc.).

Bogăția zăcămintelor de fier de la Teliuc și Ghelar a atras atenția a numeroși cercetători, încă din secolul trecut: F. S. BEUDANT (1822), F. v. HAUER și G. STACHE (1863), F. PCŠEPNY (1871), F. SCHAFARZIK (1882 și 1906). K. PAPP (5) descrie situația acumulărilor ferifere din regiune, atribuindu-le o origine metasomatică. Totodată

¹⁾ Comunicare în ședința din 17 aprilie 1959.



menționează observațiile lui HALAVÁTS asupra direcției E—W a șisturilor cristaline care cad spre S la Lingina și Cerna și spre N la Teliucul Inferior. R. MÖCKEL (4) remarcă că filitele de la Teliuc intră sub calcarele triasice (dolomitele de Hunedoara), sugerînd totodată ideea că între zăcămintele de fier și bazaltele neogene de la Cerna există o strînsă legătură. V. LAȚIU (3) emite ipoteza originii metasomatice pentru concentrațiile de fier de la Ghelar, în legătură cu un presupus lacolit granitic.

În 1942, AL. CODARCEA și N. PETRULIAN ¹⁾, studiind zăcămintele dintre Teliuc și Ghelar, ajung la concluzia că acestea sînt sedimentogene și sincrone cu șisturile cristaline înconjurătoare. Cîțiva ani mai tîrziu (1948), AL. CODARCEA ²⁾ susține în continuare ipoteza de mai sus, atrăgînd totodată atenția asupra îndințărilor de facies existente între dolomitele de Hunedoara și șisturile cristaline de la S de acestea.

Între anii 1946—1951 L. PAVELESCU (6) studiază amănunțit partea centrală și de SE a masivului Poiana Ruscă, deosebind în cadrul șisturilor epimetamorifice trei complexe petrografice (cloritos, cuarțos și calcaros) și descriind tranziția gradată de la șisturile epizonale tipice la cele mesozonale. Totodată se remarcă faptul că între epizonă și mesozonă sînt raporturi anormale, lucru semnalat mai demult de AL. CODARCEA.

R. DIMITRESCU, în 1952, descrie « calcarele de Hunedoara » ca făcînd parte integrantă din seria epizonală cu care sînt cutate concordant sub forma unui sinclinal, pe alocuri puternic deversat spre N (1).

Între 1950 și 1954, se face o inventariere amănunțită a zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă ³⁾.

Asupra Tortonianului din partea estică a regiunii s-au executat studii ample de către C. GHEORGHIU (2) și A. ZBEREA, M. ZBEREA, T. TUDOR și O. RADU ⁴⁾.

Trebuie să menționăm că atît zona cercetată, cît și o mare parte a masivului Poiana Ruscă, au fost studiate din punct de vedere geofizic de echipele Comitetului Geologic. Magnetometria s-a dovedit a fi cea mai eficientă metodă geofizică, dînd

1) AL. CODARCEA și N. PETRULIAN. Raport geologic minier asupra zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă (regiunea Teliuc—Ghelar). Arh. Com. Geol. 1942.

2) AL. CODARCEA. Raport asupra rezervelor de minereuri de fier ale regiunii Teliuc—Ghelar, din partea de E a munților Poiana Ruscă. Arh. Com. Geol. 1948.

3) M. A. SUHAREV și T. I. KOSAREVA. Regiunea de minereuri de fier Poiana Ruscă — R.P.R. 1950. Arh. Com. Geol.

I. BĂDESCU, E. CIUCUREL, G. IONESCU, A. NAIDIN, T. NAIDIN, I. ROȘIANU și D. ZAHARIA. Raport asupra rezultatelor de prospecțiuni și explorări din partea de E a fișiei centrale de mineralizare din reg. Poiana Ruscă, efectuate în 1953. Arh. Com. Geol.

4) A. ZBEREA, M. ZBEREA, T. TUDOR și O. RADU. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru tufuri vulcanice în reg. Strei—Hunedoara. 1958. Arh. Com. Geol.



o serie de indicații prețioase asupra răspîndirii rocilor cu magnetit în cadrul suprafeței luate în considerare ¹⁾).

Stratigrafia și petrografia regiunii

Teritoriul cercetat este alcătuit în majoritate din formațiuni cristaline, cele eruptive și sedimentare avînd o răspîndire redusă.

Cristalinul. După gradul lor de metamorfism, formațiunile cristaline din regiune se împart în două serii distincte: o serie epimetamorfică, răspîndită pe o largă suprafață din zona cercetată și o serie mesometamorfică ce apare în sudul primei serii, constituind rama meridională a suprafeței cercetate.

Seria epimetamorfică. Problema deslușirii stratigrafiei seriei epimetamorifice dintre Teliuc și Ghelar a impus definirea și delimitarea unor complexe (pachete) de șisturi cristaline cu o poziție bine stabilită în scara stratigrafică a seriei cristalofiliene. Criteriile generale de care s-a ținut seama la stabilirea acestor complexe au fost următoarele: caracteristici petrografice generale bine definite, ușor de recunoscut; puțința de urmărire pe distanțe mari (constanța pe direcție); stabilirea corespondentelor stratigrafice, respectiv a variațiilor de facies existente (atît sedimentare inițiale cît și metamorfice). Denumirile adoptate pentru fiecare complex au fost alese astfel ca ele să fie caracteristice, corespunzînd în general caracterelor petrografice predominante în cadrul fiecărui pachet în parte.

Succesiunea stratigrafică (de jos în sus) a acestor complexe este următoarea: complexul cuarțitelor și a șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene; complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțoase; complexul șisturilor grafitoase; complexul șisturilor tufogene (cu zăcăminte de fier); complexul șisturilor cuarțoase cu clorit și sericit. Ultimelor trei complexe le corespunde în partea de N a regiunii masa dolomitelor de Hunedoara, sincrone stratigrafic cu acestea.

În cadrul seriei epimetamorifice apar și cîteva corpuri mici ale unei roci meta-eruptive, care vor fi descrise aparte.

Complexul cuarțitelor și al șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene. Acest complex reprezintă formațiunea cea mai profundă în zona cartată de noi și susține complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțoase. Cartografic, acest complex s-a urmărit în jumătatea estică a zonei cercetate, începînd de la Teliucul superior în spre W. El este bine deschis pe văile Cernei, Mînăstirii și Govăjdiei. Fondul

¹⁾ T. CRISTESCU. Raport asupra prospecțiunii magnetice efectuate în regiunea Teliuc-Ghelar—Vadul Dobrii. 1950, Arh. Com. Geol.

T. CRISTESCU. Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ , Măgura—Teliuc (reg. Hunedoara). 1952. Arh. Com. Geol.

A. ȘTEFANCIUC. Raport asupra prospecțiunilor magnetice ΔZ , excutate în regiunea Poiana Ruscă (Teliuc—Toplița—Vadul Dobrii). 1958, Arh. Com. Geol.



complexului este alcătuit din cuarțite grafitoase și șisturi sericito-grafitoase în care sînt intercalate șisturi cloritoase \pm biotitice, de natură tufogenă și tufitogenă, acestora adăugîndu-li-se diverse șisturi cuarțoase (șisturi cuarțoase cu biotit \pm calcit, șisturi cuarțoase cu sericit și clorit) cuarțite sericite, șisturi sericito-cloritoase \pm biotitice și sporadic cuarțite biotitice cu granat (V. Mînăstirii), etc. Cuarțitele grafitoase sînt cele mai caracteristice roci ale complexului, fiind alcătuite din cuarț (80—90%), sericit și grafit. Textura rocii este șistoasă, iar structura este granoblastică. Șisturile cloritoase \pm biotitice (tufogene și tufitogene) sînt alcătuite din clorit, biotit, cuarț, epidot, albit, la care se adaugă mici cantități de calcit, sericit, oxizi de fier, apatit, etc. Cîteodată în aceste roci se remarcă abundența granulelor de epidot (10—25%). Uneori, mai ales în spre partea superioară a complexului, apar pachete discontinue de șisturi tufogene clorito-calcitice cu albit. Ele au un aspect rubanat caracteristic, rezultat din alternanța benzilor cloritoase cu cele calcitice. Sînt alcătuite din clorit + calcit + albit + cuarț \pm biotit \pm muscovit, la care se adaugă mici cantități de magnetit, hematit, titanit și epidot. Cîteva din anomalii magnetice din regiune sînt cauzate de rocile tufogene cu magnetit ale acestui complex.

Dintre celelalte roci ale complexului remarcăm de asemeni cuarțitele cu sericit ce alcătuesc o fișie îngustă continuă (dedublată uneori prin cutare) înspre sudul perimetrului, putîndu-se urmări din V. Cernei pînă la vest de Ghelar. Ele sînt alcătuite din cuarț (70—90%), sericit (10—30%) și uneori clorit. Textura rocii este șistoasă, iar structura este granoblastică.

Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțoase. Sub acest nume înțelegem pachetul de șisturi ce se suprapun peste complexul precedent descris și suportă formațiunea șisturilor grafitoase. Grosimea totală a șisturilor clorito-sericitoase este de 150—300 m. Zona principală de dezvoltare a acestui complex se urîndărește, cu întreruperi, din dreptul Teliucului inferior pînă în bazinul Văii Tătăușului.

Rocile acestui complex sînt reprezentate prin șisturi clorito-sericitoase alcătuite din cuarț + clorit + muscovit + sericit, la care se adaugă uneori albitul și mici cantități de magnetit și apatit. Prin creșterea procentului de cuarț roca trece la un șist clorito-sericito-cuarțos. În cadrul complexului mai apar și intercalații sporadice de șisturi cuarțoase cu sericit și grafit.

Complexul șisturilor grafitoase. Denumim astfel ansamblul de șisturi predominant grafitoase care stau peste pachetul precedent descris și suportă complexul șisturilor tufogene (cu zăcăminte de fier). Grosimea pachetului variază între 250 m și 400 m. Șisturile grafitoase formează, pe flancul nordic al anticlinoriului Teliuc-Ghelar, o fișie importantă între Teliucul inferior și Ghelar.

În alcătuirea petrografică a complexului intră șisturi grafitoase cloritoase cu sericit, șisturi sericito-grafitoase, intercalații subțiri de șisturi calcitice cuarțoase cu grafit și lentile de calcare. Cele mai caracteristice roci ale complexului sînt primele,



alcătuiindu-l de altfel în cea mai mare parte. Sînt constituite din cuarț + clorit + sericit și sporadic albit, biotit și calcit, adăugîndu-se pigmentul grafitos care dă culoarea negricioasă rocii.

Complexul șisturilor tufogene (cu zăcămintele de fier). Acest complex, în care sînt cantonate zăcămintele sedimentogene metamorfozate de fier din regiune, este dispus peste șisturile complexului grafitos. La partea superioară a complexului se individualizează un orizont foarte caracteristic în zona noastră, alcătuit din calcare albe și dolomite negricioase (orizontul calcar alb — dolomit negru). Grosimea formațiunii șisturilor tufogene este de 350—600 m. Pe flancul nordic al anticlinoriului faliat axial Teliuc-Ghelar, complexul șisturilor tufogene constituie o zonă bine individualizată, urmărită de noi în regiune de la Teliuc pînă dincolo de Ghelar, în ea înscriindu-se zăcămintele de la Teliuc, Pădurea Orașului, Nicholson Gura Inorii, Fața Mînăstirii, Filimon, Plosca, Sucovate, Wagner, Grenzenstein, Ghelar, Mihail, Valea Iberii ș.a. Faptul că zăcămintele de fier din regiune se înscriu într-un singur complex stratigrafic este un puternic argument în favoarea originii lor sedimentogene. Pe flancul de S al anticlinoriului, complexul tufogen constituie, o zonă de asemeni bine dezvoltată, urmărită de la E de valea Cernei, pînă dincolo de limita vestică a sectorului cercetat, fiind bine deschisă pe văile Cernei, Ponii, Tătăușului, Tăului etc. Pe acest flanc, complexul este lipsit în general de iviri de minereuri de fier. În partea sa sudică acesta ia contact anormal cu șisturile seriei mezometamorifice.

Complexul este alcătuit din două tipuri principale de roci: șisturi tufogenetufitogene¹⁾ și șisturi terigene. Primele sînt reprezentate prin șisturi cloritoase cu albit ± biotit, adesea calcitice, șisturi epidotice cu albit etc., care au frecvent cristale de magnetit. Șisturile terigene sînt reprezentate în special prin șisturi clorito-sericitice ± cuarțoase, șisturi sericito-graftoase cuarțoase și subordonat prin șisturi calcitice biotitice, șisturi sericitice, șisturi cuarțoase sericitice, cuarțite aproape pure, cuarțite albitice²⁾ (cum sînt cele din apropierea zăcămintelor Ghelar, Corpul Expediției, Mihail, Plosca, Sucovate și Grenzenstein). În complex mai apar intercalate calcare, dolomite și acumulările ferifere menționate, alcătuite din ankerite, siderite, cuarțite feruginoase, dolomite ferifere, descrise de H. KRÄUTNER³⁾.

Șisturile cloritoase tufogene sînt cele mai caracteristice roci ale complexului, în care constituie 2—3 orizonturi mai importante. Între aceste orizonturi și

¹⁾ Cu ocazia unor profile informative executate la Vadul Dobrii (în urma dispoziției Comitetului Geologic) am întîlnit o serie de roci cloritice (alcătuite aproape numai din clinoclor) imediat la nord de serpentinitele de aici. Considerăm aceste cloritice ca făcînd parte din aureola metasomatică (premetamorfică) a serpentinitelor, neputînd fi considerate roci tufogene (1).

²⁾ Roci descrise de F. SCHAFARZIK drept aplice (citat de K. PAPP, 5).

³⁾ H. KRÄUTNER. Zăcămintele de fier din partea centrală estică a Masivului Poiana Ruscă (În volumul de față).



în afara lor se situează în general șisturile de natură terigenă menționate mai sus. Menționăm că orizontul superior de șisturi tufogene cloritoase calcitice cu magnetit (de pe flancul nordic al anticlinoriului), întâlnit în forajul 22101/1 (la nord de Fața Mînăstirii), corespunde din punct de vedere facial-stratigrafic zăcămintului de la Fața Mînăstirii. Parageneza acestor șisturi este următoarea: clorit + cuarț + albit + calcit ± epidot ± actinot ± sericit ± biotit ± magnetit ± pirită, adăugîndu-se ca accesorii apatitul, turmalina, titanitul, zirconul, zoizitul etc. Petrografic s-au deosebit șisturi clorito-calcitice cu albit cu magnetit, șisturi epidotice cu albit cloritoase, șisturi cloritoase cu albit, șisturi clorito-biotitice cu albit etc. Șisturile tufogene bogate în calcit apar mai ales pe flancul nordic al anticlinoriului, în apropierea dolomitelor de Hunedoara, trădînd amestecul materialului tufogen cu cel carbonatic recifogen. Paragenezele acestor roci indică formarea lor, prin metamorfism, pe seama unui material tufogen și tufitogen bazic.

Șisturile tufogene cu magnetit, provoacă majoritatea anomaliilor magnetice dintre Teliuc și Vadul Dobrii (nota 1, pag. 3), cu excepția celor provocate de rocile tufogene cu magnetit ale complexului cuarțitelor și al șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene, precum și de bazaltele din regiune.

Șisturile clorito-sericitoase cuarțoase răspîndite între nivelele de șisturi cloritoase tufogene precum și în afara acestora, sînt alcătuite din cuarț + clorit + sericit ± albit ± biotit și mici cantități variabile de turmalină, apatit, zircon, rutil, leucoxen, epidot etc. Prin creșterea procentului de cuarț se trece pe alocuri la șisturi cuarțoase cu clorit și sericit.

Șisturile sericito-grafitoase cuarțoase, alcătuite din cuarț, sericit, grafit, clorit etc., sînt caracteristice pentru partea de W a regiunii, unde apar înspre partea bazală a complexului, alternînd cu șisturi clorito-sericitoase cuarțoase și uneori cu șisturi tufogene-tufitogene ¹⁾.

Menționăm cîteva apariții neînsemnate (strîns asociate cu rocele tufogene) de șisturi epidotice cuarțoase ± albit care provin probabil din metamorfozarea unor marne nisipoase. De asemeni menționăm existența pe flancul sudic al anticlinoriului, a unui orizont caracteristic alcătuit din cuarțite cu aspect sticlos, compuse adesea numai din cuarț.

În afara rocilor carbonatice menționate în cadrul acumularilor ferifere, în cadrul complexului apar lentile și fișii subțiri de calcare și dolomite calcaroase, cum sînt cele din fișia dezvoltată pe flancul sudic al anticlinoriului. Aici menționăm și existența unui calcar cu magnetit și muscovit ferifer (ferrophengit), bine deschis pe valea Ponii. Considerăm că unele din dolomitele din apropierea zăcămintelor de la Teliuc și Ghelar nu se leagă spre nord (pe înclinare) cu masa dolomitelor de Hunedoara, ele

¹⁾ În aceste zone, limita dintre complexul tufogen și cel grafitos s-a pus în general sub ultimile apariții de roci tufogene.



avînd o dezvoltare stratiform-lenticulară (de ex. dolomitele albicioase de sub zăcămintul de la Teliuc, bine deschise pe valea Idodii, se efilează pe înclinare spre N).

Limita superioară a complexului tufogen este marcată, în zona cercetată, de un orizont de calcare albe (în bază) și dolomite negricioase, reprezentînd un reper stratigrafic ușor de recunoscut și urmărit. El susține la rîndu-i șisturile complexului șisturilor cuarțoase cu clorit și sericit. Nivelul calcar alb — dolomit negru dispune de grosimi cuprinse între 25 și 200 m. Acest orizont carbonatic se îngroașe pe înclinare spre N, reprezentînd de fapt unul din brațele (excreșcențe) laterale sudice ale dolomitelor de Hunedoara. El poate fi urmărit din valea Cernei pînă înspre Ghelar.

Complexul șisturilor cuarțoase cu clorit și sericit este pachetul de șisturi ce se dispune constant peste orizontul calcar alb — dolomit negru (ce reprezintă limita superioară a complexului tufogen). Grosimea complexului variază între 100 și circa 400 m. În zona cercetată, acest nivel reprezintă partea superioară a seriei șistoase epimetamorfe cercetate. Complexul de care ne ocupăm apare numai pe flancul nordic al anticlinoriului, formînd o zonă importantă care apare de sub Neogen, traversează valea Cernei și se continuă spre vest pînă în Valea lui Mocioc și V. Plopului. El are un caracter cuarțos, fiind alcătuit în general din șisturi cuarțoase cu clorit și sericit și subordonat din cuarțite cu sericit, șisturi clorito-sericitoase cuarțoase, lentile de dolomite, etc. Primele roci sînt alcătuite din cuarț + clorit + sericit \pm albit, la care se adaugă ca accesorii apatitul, magnetitul și turmalina. Prin scăderea procentului de cuarț, roca trece la un șist cloritos cu sericit. În apropierea dolomitelor de Hunedoara, complexul se îmbogățește treptat pe înclinare, în spre nord, în calcit.

Dolomitele de Hunedoara. Față de complexele șistoase precedent descrise, dolomitele de Hunedoara au o poziție stratigrafică complicată datorită îndinșărilor faciale existente între ele și o parte din masa șisturilor cristaline conexe.

Ipoteza variațiilor laterale de facies dintre dolomitele de Hunedoara și șisturile cristaline învecinate a fost enunțată încă din 1948 de către Acad. prof. AL. CODARCEA (nota 2, pag. 2).

Datele de teren cunoscute pînă acum, care ne fac să adoptăm ideea îndinșărilor faciale sînt următoarele: existența intercalațiilor de șisturi cristaline în cadrul masei mari a dolomitelor; prezența în cadrul ultimelor trei complexe șistoase a lentilelor de carbonați și de roci carbonatice-terigene (dolomite, calcare, șisturi cloritoase calcaroase, șisturi calcaroase, etc.); faptul că între valea Rețișoara și dealul Cîrnul, dolomitele de aici intră sub șisturi, iar de aici spre E situația este tocmai contrară (lucru explicat de R. DIMITRESCU (1) prin existența unui sinclinal al dolomitelor pe alocuri culcat spre N), este un argument puternic în favoarea îndinșărilor faciale de care vorbim.



Într-adevăr, între valea Retișoara și dealul Cîrnu, dolomitele de aici susțin șisturile complexului tufogen, peste care urmează orizontul calcar alb — dolomit negru, apoi complexul șisturilor cuarțoase cu clorit și sericit, deasupra căruia stă un dolomit cenușiu situat în Dealul Plopului. La E de Dealul Cîrnu și pînă la Teliuc, rocile complexului șisturilor cuarțoase cu clorit și sericit (sub care se găsește orizontul calcar alb — dolomit negru) susțin dolomitele ce alcătuiesc partea sud-estică a masivului dolomitic de Hunedoara (situație evidentă mai ales pe valea Govăjdia și valea Cernei). Rezultă corespondența stratigrafică dintre dolomitele din Dealul Plopului și cele de la E de Dealul Cîrnu și deci existența mai multor nivele diferite stratigrafic de dolomite, care îngroșindu-se spre N, (în dauna șisturilor care se efilează), se unesc dînd naștere masei dolomitelor de Hunedoara. Alăturarea cartografică în Dealul Cîrnului a nivelului inferior de dolomite ce apare în valea Retișoara și a celui superior (dezvoltat la E de Dealul Cîrnu), se face de-a lungul puternicei falii a Măgurei.

Datele de foraj arată îmbogățirea în carbonat a intercalațiilor șistoase din dolomite și a complexului șisturilor cuarțoase cu clorit și sericit (sonda 4752/77 ISEM din valea Govăjdia), tendința de îngroșare a dolomitelor în dauna aceluiași complex (sonda 4752/77), precum și îndințări faciale între acesta și dolomite (sondeza 22103/3 ISEM din Dealul Plopului). Considerăm, pe baza argumentelor succint enumerate, că îndințările dolomitelor de Hunedoara cu șisturile epimetamorfice, situate la S, coboară pe verticală pînă la complexul șisturilor grafitoase inclusiv, pachetele inferioare șistoase reprezentînd probabil fundamentul comun al masei de dolomite și al șisturilor echivalente lor.

Petrografic, masivul dolomitic de Hunedoara este alcătuit din dolomite (care predomină net), dolomite calcaroase, calcare și intercalații de șisturi (șisturi calcitice ankeritice, filite sericito-cloritoase, șisturi cuarțoase, șisturi cuarțoase sericitice cu clorit, șisturi cloritice cu calcit ferifer și sericit, etc.).

În cursul cercetărilor noastre am urmărit mai ales partea sudică a dolomitelor, din valea Cernei pînă la vest de valea Retișoara.

Rocile metaeruptive formează cîteva corpuri lenticulare concordante față de șisturile cristaline înconjurătoare. Ele apar pe valea Govăjdia și Valea Mînăstirii. Textura rocii este în general masivă, rareori slab șistoasă. Structura este holocristalină, de obicei slab inechigranulară. Roca este alcătuită în majoritate din albit (circa 60%), biotit (pronunțat ferifer) (10 — 15%), feldspat potasic (5—10%), adăugîndu-se cantități subordonate de epidot (ferifer), calcit, clorit, muscovit, cuarț, apatit, granat și limonit. Feldspatul potasic (deseori sericitizat pe fisuri) este deseori asociat cu albitul, rezultînd uneori structuri în « tablă de șah ». Albitul, epidotul și calcitul par să fie rezultate dintr-un plagioclaz mai bogat în calciu, care prin metamorfism a trecut în mineralele menționate. Biotitul este transformat parțial în clorit,



fapt observat și la rarele granule de granat din rocă. Limonitul s-a format pe seama epidotului ferifer prin alterația superficială a rocii.

Se pare că roca inițială era alcătuită din plagioclaz (relativ bogat în calciu), feldspat potasic, biotit ferifer, puțin cuarț și apatit, adică o rocă magmatică de tip monzonitic care a suferit apoi metamorfismul odată cu rocile înconjurătoare.

Seria mesometamorfică ocupă o suprafață restrânsă, la S de seria epimetamorfică descrisă. Seria cristalină mesometamorfică neconstituind o preocupare principală în decursul cercetărilor noastre, vom aminti numai principalele tipuri de roci întâlnite în apropierea limitei cu șisturile epimetamorfice (detalii a se vedea în lucrarea lui L. PAVELESCU, 6). Rocile cele mai des întâlnite sînt șisturile cuarțoase muscovitice cu biotit ± granat, micașisturile muscovito-biotitice ± granat, paragneisele muscovito-biotitice cu granat, etc. Mai puțin răspîndite sînt gnaisele mixte, amfibolitele, micașisturile grafitoase cu granați, etc. Șisturile menționate, prin paragnezele lor, aparțin faciesului amfibolitic.

Eruptival. Lamprofire. În forajul 4754/76 ISEM, situat pe valea Govăjdia la circa 300 m în amonte de gura văii Inorii, a fost întâlnită o rocă eruptivă de culoare negricioasă, cu aspect bazaltic, ce alcătuiește un filon gros de 3—4 m, discordant față de șisturile cristaline înconjurătoare. La microscop, se constată că roca este alcătuită dintr-o masă de bază holocristalină, puternic transformată, care a fost alcătuită din baghete de plagioclaz și de piroxeni, actualmente transformate în calcit, bastit, clorit și oxizi de fier. Fenocristalele, de dimensiuni obișnuite, sînt alcătuite din augit titanifer, uneori cu structură « în ceas de nisip », parțial sau total bastitizat și cloritizat. Katakhoritul, constituind fenocristale mari, uneori de dimensiuni considerabile (3—4 cm), dă un aspect caracteristic rocii. Textura este masivă, iar structura holocristalină porfirică. Considerăm că este vorba de un lamprofir camptonitic, asemănător celui descris de L. PAVELESCU în regiunea Ruschița (8).

Bazaltele sînt reprezentate în valea Ponii printr-o mică ivire de roci cu textură masivă (cu tendință ofitică) și cu structură porfirică. Roca este alcătuită din augit (circa 35%), plagioclaz parțial alterat (circa 25%), magnetit (10—15%), olivină (10%), la care se adaugă ca minerale secundare cloritul și bowlingitul, formate în special pe seama olivinei.

Sedimentarul. Din punct de vedere stratigrafic, în regiune apar depozite tortoniene, pliocene (?) și cuaternare.

Tortonianul (2) apare în partea dreaptă a văii Cernei ¹⁾, fiind format din marne uneori gipsifere, gresii cuarțitice cu resturi de lamellibranchiate, nisipuri și pietrișuri.

Pliocenul (?) este reprezentat prin câteva petece, reduse ca extindere, de pietrișuri, ce s-au păstrat pe unele culmi.

¹⁾ Op. cit. 2. pag. 270.



Cuaternarul este puțin răspândit, în regiune apărînd de obicei de-a lungul văilor principale, fiind reprezentat prin aluviuni, conuri de dejecție și resturi de terase. Menționăm deasemeni pînze mici de grohotișuri, formate mai ales pe seama dolomitelor.

Considerațiuni tectonice

Cercetările noastre au arătat existența în cadrul seriei epimetamorfice a unui anticlinoriu, orientat aproximativ EW, faliat longitudinal în zona sa axială. În zona centrală a acestei structuri (urmărită de la Teliucul superior pînă dincolo de Ghelar), apare complexul cuarțitelor și al șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene, peste care (pe flancul nordic al anticlinoriului) urmează complexe amintite în ordinea lor stratigrafică, formînd uneori la rîndul lor o serie de cute minore care conferă acestei structuri caracterul de anticlinoriu (vezi planșa).

Cutele sînt de obicei de formă normală, drepte sau slab aplecate către N și relativ largi. Transversal față de structură, cutele devin mai strînse în apropierea zonei axiale a anticlinoriului. Direcțional, se observă că în general în spre extremitățile anticlinoriului (spre E și W) cutele acestuia se lărgesc, spre deosebire de zona sa mediană, unde cutele par a fi aplatizate. Se poate face observația că flancul nordic al anticlinoriului formează o serie de cute, în timp ce flancul sudic constituie în general un monoclin cu căderi către S. Aceste două flancuri iau contact de-a lungul unei importante falii direcționale, astfel încît culminația axială principală a anticlinoriului nu este cunoscută în zona cercetată. Flancul sudic al anticlinoriului este puternic coborît în comparație cu cel nordic, întrucît complexul șisturilor tufogene de pe aripa sudică a acestei structuri vine în contact direct cu complexul cuarțitelor și al șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene de pe flancul nordic al anticlinoriului.

În partea de E a regiunii, pe flancul nordic al anticlinoriului și în apropiere de zona sa centrală, se distinge anticlinalul V. Tătăușului—V. Cernei. Mai la nord, complexul șisturilor clorito-sericitoase prezintă un sinclinal dublat imediat la N de un anticlinal, denumite împreună cuta Cărpeniș—valea Merizului (urmărită între valea Cernei și valea Merizului). Complexul grafitos este de asemeni prins într-o cută similară pusă în evidență între valea Cernei și dealul Cărpiniș. În continuare spre N, în partea estică a complexului cu zăcăminte, se localizează cuta Teliuc (alcătuită dintr-un sinclinal larg și un anticlinal mai strîns), studiată în detaliu de H. KRÄUTNER în zăcămintele de fier de la Teliuc și Pădurea Orașului ¹⁾. Complexul șisturilor tufogene în general și celelalte nivele de șisturi superioare lui, au un caracter

¹⁾ H. KRÄUTNER. Zăcămintele de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscă (în volumul de față).



monoclinal între valea Cernei și dealul Cîrnu, intrînd spre nord, sub partea sudică a dolomitelor de Hunedoara.

În partea vestică a regiunii cercetate, structura anticlinoriului devine mai complicată, cutele fiind mai largi, cu tendințe ascendente mai puțin vizibile. Astfel, la N de zona axială principală, urmează largul sinclinal al văii Iberii—Ghelar, urmărit din valea Caprei pînă în valea Vrăncioara, unde se termină periclinal într-o serie de cute mici. Pe flancurile acestei cute se situează zăcămintele de fier de la mina Iberii, mina Mihail și mina principală Ghelar. Se pare de asemeni că în același sinclinal se localizează și acumulările ferifere de la Grenzenstein, Wagner și Sucovate. Spre N, nivelul inferior al complexului tufogen formează pe valea Retișoara anticlinalul cu același nume, urmărit din valea Caprei pînă la drumul Șesurilor. În dealul Plopului, se individualizează un sinclinal, avînd drept umplutură dolomite. Această cută se urmărește pînă la E de valea Măgurii, unde se pierde prin aplatizare. Mai la N, în masa mare de dolomite, I. BERCIA și E. BERCIA ¹⁾ au determinat o mică boltire anticlinală, pe care am surprins-o și noi pe valea Măgurei și la E de aceasta.

Cîteva profile executate de noi în vederea determinării structurii dolomitelor de Hunedoara, au arătat că acestea formează, cel puțin în partea lor estică, un larg sinclinal, orientat aproximativ E—W, ce trece pe la sud de Hunedoara și putîndu-se urmări spre W cel puțin pînă la W de localitatea Govăjdia. Sinclinalul acesta este asimetric, flancul nordic fiind mai lung decît cel sudic.

Anticlinoriul Teliuc—Ghelar este brăzdat de numeroase falii, orientate mai ales N—S (există deasemeni în regiune și falii orientate NE—SW și NW—SE, ambele sisteme fiind mai puțin frecvente), care compartimentează puternic structura. Direcția predominantă N—S a acestor linii rupturale coincide cu direcția și poziția principalelor sisteme de fisuri și falii *ac*, determinate microtectonic de către I. BERCIA și E. BERCIA ²⁾. S-au distins două compartimente tectonice majore (la rîndul lor compartimentate), separate de importanta falie a Măgurii (cu direcția NE). Din dezvoltarea complexelor se deduce că în partea de NW a faliei, săritura în sus a compartimentului vestic a fost mult mai puternică (200—300 m) decît în SE și că în lungul acestei falii au existat decroșări importante. Spre N, în valea Govăjdia, s-au cartat trei zone de breccii, prin care această falie s-ar putea continua mai departe.

Compartimentul major estic (Măgura—Teliuc) cade în ansamblu sub formă de trepte spre E, de-a lungul unor falii (cu sărituri de ordinul zecilor de metri), care determină o serie de compartimente mai mici. În cadrul compartimentului major estic menționăm ca importantă falia orientată N—S, ce retează partea vestică a zăcămintului de la Teliuc. Deasemeni, se pare că în partea estică a aceuiași zăcămint există o falie orientată NW—SE.

¹⁾ I. BERCIA, ELVIRA BERCIA. Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar—Teliuc (Munții Poiana Ruscă) (în volumul de față).

²⁾ Op. cit.



Compartimentul major vestic (Măgura—Ghelar) este în ansamblu mai ridicat față de cel estic, fiind alcătuit în mare din mai multe compartimente.

În afara faliiilor transversale față de structură, în regiune s-au pus în evidență și o serie de falii direcționale, dintre care cea mai importantă este situată în zona centrală a anticlinoriului Teliuc—Ghelar, prin care este pus în contact tectonic complexul cuarțitelor și a șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene (de pe flancul nordic), cu complexul șisturilor tufogene (de pe flancul sudic al anticlinoriului).

În ceea ce privește relațiile dintre seria epimetamorfică și cea mesometamorfică, remarcăm și noi superpoziția anormală a ultimei peste prima (șisturile epimetamorfice căzînd spre S, suportă pe cele mesometamorfice ce au înclinări și direcții asemănătoare cu ale primelor), situație menționată de AL. CODARCEA și L. PAVELESCU (6). Acest contact a fost urmărit de la W de Cinciș pînă dincolo de Toplița. Contactul anormal dintre cele două serii este anterior multor falii transversale din regiune, deoarece el este deplasat de către acestea din urmă.

În ceea ce privește structura seriei mesometamorfice din cadrul zonei cercetate, menționăm existența unui sinclinal orientat E—W, ce trece pe la S de Păroasa (prin vîrfurile Comoara), dublat la S de un anticlinal (cu o serie de cute minore în zona sa axială) ce trece puțin mai la N de Baia lui Crai.

Concluzii asupra evoluției geologice generale a regiunii

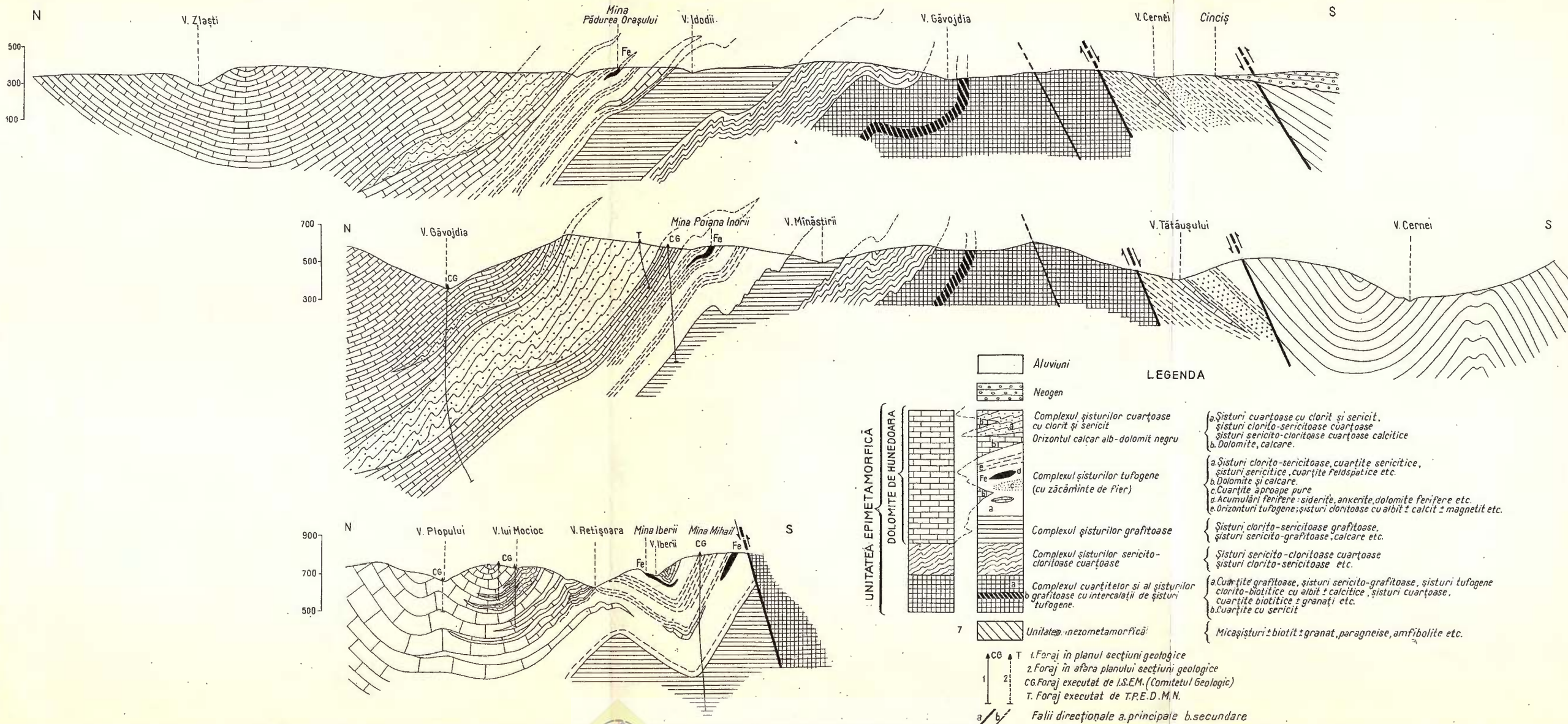
Șisturile epimetamorfice cercetate reprezintă o serie marină supusă unui metamorfism regional, în condițiile formării faciesului de șisturi verzi și mai puțin a faciesului albit-epidot-amfibolitic. Rocile sedimentare inițiale, care luau naștere într-o mare nu prea adîncă, erau reprezentate prin gresii, argile, marne, tufuri și tufite bazice, calcare, dolomite, sedimente feruginoase, etc. După o sedimentare cu caracter în general terigen (cu excepția rocilor tufogene din complexul cuarțitelor și al șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene), corespunzînd ca timp cu formarea complexelor inferioare, inclusiv a celui sericito-cloritos cuarțos, la un moment dat, spre N, apar condiții favorabile instalării recifilor, în timp ce la sud se depuneau sedimentele recifogene (de pe flancurile recifilor propriu-zise), telerecifale și terigene sincrone, rezultînd îndințări faciale între acestea din urmă și depozitele carbonatice recifale ale masivului dolomitic de Hunedoara (L. PAVELESCU admite de altfel o astfel de barieră recifală în Poiana Ruscă și în Munții Sebeș, 7). Formarea prelungirilor (brațelor) laterale ale formațiunilor recifale din N, brațe ce se întîlnesc în seria șistoasă de la S (de exemplu orizontul calcar alb — dolomit negru), era condiționată de variația pe verticală și pe orizontală a condițiilor de sedimentare din acest timp. În același timp, aceste formațiuni recifale reprezentau o sursă a carbonaților existenți azi în diversele șisturi cristaline calcitice sincrone lor. Șisturile complexului



SECȚIUNI GEOLOGICE IN REGIUNEA TELIUC-GHELAR (ZONA CENTRALĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ)

O. MAIER - GEORGETA MUREȘAN - M. MUREȘAN

0 250 500 750 1000 m



LEGENDA

Aluviuni

Neogen

UNITATEA EPIMETA-MORFICĂ
DOLOMITE DE HUNEDOARA

Complexul șisturilor cuarțoase cu clorit și sericit
Orizontul calcar alb-dolomit negru

Complexul șisturilor tufogene (cu zăcăminte de fier)

Complexul șisturilor grafitoase

Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțoase

Complexul cuarțitelor și al șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene.

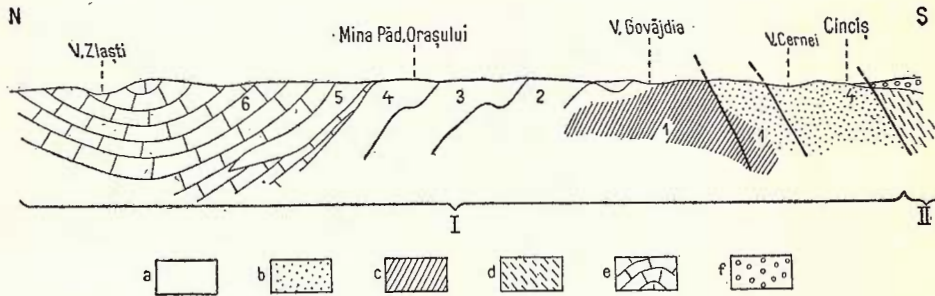
Unitate neozometamorfică

- a. Șisturi cuarțoase cu clorit și sericit, șisturi clorito-sericitoase cuarțoase, șisturi sericito-cloritoase cuarțoase calcitice
- b. Dolomite, calcare.
- a. Șisturi clorito-sericitoase, cuarțite sericitice, șisturi sericitice, cuarțite feldspatice etc.
- b. Dolomite și calcare.
- c. Cuarțite aproape pure
- a. Acumulări ferifere: siderite, ankerite, dolomite ferifere etc.
- e. Orizonturi tufogene; șisturi cloritoase cu albit și calcit și magnetit etc.
- Șisturi clorito-sericitoase grafitoase, șisturi sericito-grafitoase etc.
- Șisturi sericito-cloritoase cuarțoase și șisturi clorito-sericitoase etc.
- a. Cuarțite grafitoase, șisturi sericito-grafitoase, șisturi tufogene clorito-biotitice cu albit și calcite, șisturi cuarțoase, cuarțite biotitice și granați etc.
- b. Cuarțite cu sericit
- Micașisturi și biotit și granat, paragneise, amfibolite etc.

- 1. Foraj în planul secțiunii geologice
- 2. Foraj în afara planului secțiunii geologice
- CG. Foraj executat de I.S.E.M. (Comitetul Geologic)
- T. Foraj executat de T.P.E.D.M.N.
- a/b. Falii direcționale a. principale b. secundare

grafitos, ca prime echivalente ale formațiunilor recifale, arată noi condiții de sedimentare, în care au loc acumulări relativ intense de materie organică. Ulterior, în timpul formării complexului tufogen, dezvoltarea recifilor s-a continuat, paralel cu acumularea materialului tufaceu bazic, din metamorfozarea căruia au rezultat șisturile cloritoase cu albit ș.a. ale acestui pachet. Recifogeneza a continuat deasemeni și în perioada formării complexului șisturilor cuarțoase cu clorit și sericit. În timpul formării complexului șisturilor tufogene, au existat momente favorabile de formare a acumulărilor ferifere, legate atât de existența unui aport de fier, cât și de condițiile favorabile sedimentării acestora.

Seria marină descrisă s-a metamorfozat în cea mai mare parte în condițiile faciesului de șisturi verzi și mai puțin în cele ale faciesului albit-epidot-amfibolitic, rezultând actualele șisturi epimetamorfice. A fost surprinsă atât creșterea treptată a gradului de metamorfism pe orizontală (de la N către S) cât și pe verticală (vezi figura). Astfel,



Repartiția faciesurilor metamorfice în secțiunea geologică Cinciș—Valea Zlaști.

I, Seria epimetamorfică: a, subfaciesul clorit-muscovitic; b, subfaciesurile clorit-muscovitic și clorit-biotit-muscovitic, neseperate; c, subfaciesurile clorit-biotit-muscovitic și biotit-muscovitic, precum și tranziția spre faciesul albit-epidot-amfibolitic, neseperate; 1, complexul cuarțitelor și al șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene; 2, complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice; 3, complexul șisturilor grafitoase; 4, complexul șisturilor tufogene; 5, complexul șisturilor cuarțitice cu clorit și sericit; 6, dolomitele de Hunedoara (corespunzând stratigrafic cu 3, 4 și 5). II, Seria mesometamorfică. d, faciesul amfibolitic e, dolomite, calcare; f, tortonian.

în timp ce pe flancul nordic al anticlinoriului predomină subfaciesul clorit-muscovitic, pe flancul sudic al acestuia, apar roci cu parageneze caracteristice subfaciesului clorit-biotit-muscovitic. Pe verticală, s-a observat că în cadrul complexului cuarțitelor și a șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi tufogene apar și roci care indică trecerea spre faciesul albit-epidot-amfibolitic (de exemplu cuarțitele biotitice cu granați de pe Valea Mînăstirii).

În timpul metamorfismului s-a format, prin cutare, un anticlinoriu orientat E—W, dublat la N de sinclinalul dolomitelor de Hunedoara. Între seria epimetamorfică și cea mesometamorfică de la S, există un contact anormal, prima suportînd

șisturile celei de a doua. Între cele două serii există un «hiatus» de facies metamorfic, de-a lungul limitei dintre ele venind în contact direct, roci epimetamorfice, în subfaciesul clorit-muscovitic și subfaciesul clorit-biotit-muscovitic, cu cele meso-metamorfice, în faciesul amfibolitic.

După metamorfism urmează o lungă perioadă de exondare a șisturilor cristaline, care în Neogen suferă în spre E (la Teliuc) transgresiunea tortoniană. În partea estică a regiunii este evident faptul coborîrii în trepte a Cristalinelor către E, de-a lungul unor falii, fenomen legat de formarea bazinului Streiului. Formarea bazinului Streiului, coborînd mult nivelul hidrostatic al regiunii, activează astfel un nou ciclu de eroziune, azi în plină desfășurare, ce se suprapune peste cel vechi peneprenizant. Tot în Neogen au loc mici erupții de bazalte, pe linii de slabă rezistență a fundamentului cristalin.

BIBLIOGRAFIE

1. DIMITRESCU R. Observațiuni geologice asupra regiunii Calcarelor de Hunedoara (Poiana Ruscă de E). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XI, 1956 București
2. GHEORGHIU C. Miocenul din Bazinul Inferior al Streiului *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII, București 1954.
3. LAȚIU V. Contribuțiuni la studiul microgenetic al minereurilor de fier de la Ghelar. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII, București 1928.
4. MÖCHEL K. Comunicare preliminară asupra studiilor petrografice din Poiana Ruscă *D. S. Inst. Geol. Rom.* XI, București 1922.
5. PAPP K. Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. I. Teil, Budapest 1919.
6. PAVELESCU L. Studiul geologic și petrografic al părții centrale și de SE a Munților Poiana Ruscă *An. Com. Geol.*, XXVII, București 1951.
7. PAVELESCU L. Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.* XXVIII, Buc. 1955.
8. PAVELESCU L. Geologia și petrografia regiunii Ruschița. *An. Com. Geol.* XXXI, București 1958.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ОБЛАСТИ ТЕЛЮК—ГЕЛАРЬ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА МАССИВА ПОЯНА РУСКЭ)

О. МАЙЕР, ЖЕОРЖЕТА МУРЕШАН, М. МУРЕШАН

(Краткое содержание)

Ввиду установления благоприятных зон железоносным седиментационно-метаморфическим накоплениям, расшифровкой стратиграфии и тектоники кристаллических эпиметаморфических сланцев, авторами был предпринят в 1958 г. целый ряд исследований в центральной зоне массива Пояна Рускэ.



Исследованная область расположена между Телюк и Геларь и состоит, в большей своей части, из эпиметаморфической свиты, на юге которой развивается мезометаморфическая формация.

Установление стратиграфии эпиметаморфической свиты заставила авторов принять меры по определению и оконтуриванию некоторых комплексов (пакетов) кристаллических сланцев, с хорошо выясненным петрографическим характером и с хорошо установленным положением в относительном стратиграфическом масштабе кристалложильной серии.

Последовательность (снизу вверх) этих комплексов следующая: комплекс кварцитов и графитовых сланцев с пропластками туфогенных сланцев; комплекс серицито-хлоритовых-кварцитовых сланцев; комплекс графитовых сланцев; комплекс туфогенных сланцев (с железистыми залежами); комплекс кварцитовых сланцев с хлоритом и серицитом. Последним трем комплексам соответствует, в северной части области, барьер рифового происхождения доломитов Хунедоара, стратиграфически синхроничный этим комплексам. Таким образом произошли фациальные зазубрения между доломитами и соответствующими им сланцами. Туфогенный комплекс включает седиментогенные железозносные метаморфизованные залежи железа между Телюком и Геларь.

Мезометаморфическая серия выявлена на юге эпиметаморфической серии и состоит, в общем, из кварцито-мусковитовых сланцев с биотитом — гранатом, мусковито-биотитовых слюдистых сланцев — гранаты, парагнейсы и т.д. — пород, включающихся в рамках амфиболитовой фации.

Эпиметаморфические сланцы составляют антиклинорий (ориентированный В—З), подвергшийся осевым сбросам — удвоенным — на севере, широкой синклиналию доломитов Хунедоары.

Структуру бороздят многочисленные сбросы, ориентированные, в общем, С—Ю. Выявлены, также, и направленные сбросы, как, например, сброс центральной зоны антиклинория, вдоль которого установлены тектонические контакты между двумя крыльями последних. Между этими двумя кристаллическими сериями установлено наличие известного аномального контакта. В мезометаморфической серии (вблизи Бая Луй Край) была выявлена синклиналь (ориентированная на В—З), на юге которой была выявлена антиклиналь.

Эпиметаморфические сланцы представляют морскую метаморфизованную серию в условиях фации зеленых сланцев и в меньшей мере альбит — эпидот — амфиболитовой фации. Было установлено, также, постепенное повышение степени метаморфизма, как по горизонтали (от С к Ю) так и по вертикали.



Постметаморфические магматические породы области, выходят на дневную поверхность спорадически, будучи представлены камптонитами и базальтами (последние — неогенного возраста).

Восточная часть кристаллического массива перекрыта седиментационными отложениями тортона.

STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION TELIUC—GHELAR (ZONE CENTRALE DU MASSIF POIANA RUSCĂ)

PAR

O. MAIER, GEORGETA MUREȘAN, M. MUREȘAN

(Résumé)

En 1958, les auteurs ont entrepris des recherches dans la zone centrale du massif Poiana Ruscă, afin d'établir les zones favorables aux accumulations ferrifères, sédimentaires-métamorphiques, à l'aide de la stratigraphie et de la tectonique des schistes cristallins épimétamorphiques.

La région étudiée, comprise entre Teliuc et Ghelar, est constituée principalement par une série épimétamorphique.

L'établissement de la stratigraphie de la série épimétamorphique a imposé la définition et la délimitation de plusieurs complexes (paquets) de schistes cristallins accusant des caractères pétrographiques distincts et une position exacte dans l'échelle stratigraphique relative de la série cristallophyllienne. La succession (de bas en haut) de ces complexes est la suivante: complexe des quartzites et des schistes graphiteux à intercalations de schistes tufogènes; complexe des schistes sériciteux-chloriteux à quartz; complexe des schistes graphiteux; complexe des schistes tufogènes (à gisements de fer); complexe des schistes quartzeux à chlorite et séricite. Aux trois derniers complexes — au nord de la région — correspond la barrière récifale des dolomies de Hunedoara, synchrone du point de vue stratigraphique avec ceux-ci, et par conséquent ayant lieu des indentations faciales entre les dolomies et les schistes qui y correspondent. Le complexe tufogène comprend des gisements de fer sédimentogènes, métamorphisés, situés entre Teliuc et Ghelar.

La série méso-métamorphique surgit au sud de celle épimétamorphique et elle est formée, en général, de schistes quartzeux à muscovite et biotite \pm grenat, de micaschistes à muscovite et biotite \pm grenat, de paragneiss etc, c'est-à-dire des roches qui s'inscrivent dans le cadre du faciès amphibolitique.



Les schistes épimétamorphiques constituent un anticlinorium (orienté EW) faillé selon son axe, et doublé au nord par le large synclinal des dolomies de Hunedoara. La structure est sillonnée de nombreuses failles, orientées généralement N-S. Il existe, également, des failles directionnelles, telle la faille de la zone centrale de l'anticlinorium, le long de laquelle les deux flancs de ce dernier présentent un contact tectonique. Entre les deux séries cristallines il y a un contact anormal déjà connu. Dans la série méso-métamorphique (à proximité de Baia lui Crai) on a discerné un synclinal orienté E-W, au sud duquel apparaît un anticlinal.

Les schistes épimétamorphiques représentent une série marine métamorphisée dans les conditions du faciès des schistes verts et moins dans celles du faciès albite-épidote-amphibolitique. Nous avons surpris l'intensification graduelle du métamorphisme autant sur l'horizontale (du Nord vers le Sud) que sur la verticale.

Les roches magmatiques post-métamorphiques y apparaissent sporadiquement et elles sont représentées par des camptonites et des basaltes (les derniers sont d'âge néogène). À l'est, le Cristallin est surmonté par des dépôts sédimentaires tortoniens.





CÎTEVA DATE NOI PENTRU GEOLOGIA REGIUNII NEREJU—REGHIU—ANDREIAȘU (VRANCEA) ¹⁾

DE
STAN IONIȚĂ

Suprafața cercetată se află în Vrancea în regiunea satelor Nereju—Reghiu—Andreiașu, fiind mărginită astfel: la S o linie ce unește înălțimile Gîrbova—Mun-tioru—Furul Mic; la apus valea Zîrna Mare; la nord valea Zăbalei, de la confluența sa cu valea Zîrna Mare—Izvoarele văii Fetig—vîrfurile Răiuț; la răsărit o linie ce unește vîrfurile Răiuț cu dealul Titilei.

Lucrările mai importante în care sînt cuprinse date privind regiunea cercetată sau regiunile învecinate se datoresc geologilor: R. CIOCÎRDEL (4), I. DUMITRESCU (5, 6), N. GRIGORAȘ (7), ȘT. MATEESCU (10), G. MURGEANU și M. FILIPESCU (12) M. PAUCĂ (16, 17) și D. PREDA (18).

Stratigrafie. La alcătuirea geologică a regiunii iau parte formațiuni reprezentînd: Cretacicul superior, Eocenul, Oligocenul, Miocenul, Cuaternarul. Regiunea poate fi împărțită în două zone: zona flișului și zona neogenă.

Zona flișului este formată din depozite de vîrstă cretacic-superioară și paleogenă.

Cretacicul superior. Cele mai vechi depozite aparțin Cretacicului superior și au fost atribuite Senonianului și Danianului.

Senonianul. Depozitele senoniene sînt formate din: gresii calcaroase, calcare grezoase, marno-argile cenușii-albicioase, cenușii închise, verzui sau roșietice, precum și gresii micafere cu bobul mic. Rocile atribuite acestui etaj pot fi încadrate într-un orizont grezo-calcaros și un orizont de marne cu fucoide.

Orizontul grezo-calcaros este format din gresii calcaroase, calcare grezoase în strate pînă la 60 cm, gresii micafere cu bobul fin în strate subțiri, marno-argile cenușii sau verzui, marne cu fucoide. Gresiile calcaroase și calcarele grezoase predomină.

¹⁾ Comunicare în ședința din 18 martie 1960. Primit manuscrisul noiembrie 1962.



Orizontul marnelor cu fucoide este format tot din aceleași tipuri de rocă, însă predomină marnele cu fucoide. Stratele de gresii sînt subțiri, au rar minerale de glauconit și uneori se desfac în plăci. În aceste roci cercetătorii anteriori au găsit fragmente de cochilii de inocerami.

Danianul (Gresia de Muntioru). Pe pîrful Muntioru, în poziție tectonică, peste Senonianul grezo-calcaros, stă un orizont de gresii glauconitice, pe care l-am numit orizontul gresiei de Muntioru, după valea și vîrfurile Muntioru, unde gresia a fost întîlnită pentru prima dată. Gresia are o culoare verzuie, bobul mic, este mai mult sau mai puțin bine cimentată și formează strate de 1—5 m. La microscop se observă cuarțul, care predomină. Într-un procent însemnat, se vede un mineral de culoare verde, considerat a fi glauconitic. Gresiiile au intercalații de marno-argile verzui sau cenușii-negricioase. Pe valea Muntiorului a fost întîlnit și un strat de 0,6 m de tuf breicios de culoare închisă. Grosimea orizontului, în sectorul vîrfului Muntioru, este de cca 200 m. Pe un afluent al văii Zîrna Mică, în baza orizontului se află un complex de cca 50 m, format dintr-o gresie foarte dură, glauconitică, cu granule de glauconit mai mari și mai rare de cît la gresia tipică. Grosimea bancurilor atinge 0,5 m. În acest complex apar ca intercalații marno-argile verzi sau cenușii închise, gresii fine micafero, precum și cîteva intercalații subțiri (2—4 cm) de gresii fine sideritice. La partea superioară, se găsesc cîteva intercalații de conglomerate breicioase cu elemente de șisturi verzi, al căror diametru atinge 0,5 cm. Aceste conglomerate au grosimi pînă la 1 m. În marno-argilele acestui orizont se observă și fucoide. Pe valea Milcovului, într-o gresie ce se desface în plăci, am întîlnit două mulaje de moluște, pe care le-am atribuit speciei *Corbis laxilamella* MAYER-EYMAR. Această specie a fost găsită în Libia (19) în orizontul gresiei limonitice cu *Exogyra overwegi*, al Danianului. Pe baza acestei specii, orizontul gresiei de Muntioru a fost considerat de vîrstă daniană, în concepția potrivit căreia Danianul reprezintă ultimul termen stratigrafic al Cretacicului. Cercetînd literatura despre acest etaj, atît a autorilor danezi cît și a celor din alte țări, constatăm că Danianul este privit de unii ca ultimul termen al Cretacicului (14, 20), iar de alții ca primul termen al Terțiarului (8).

În Danianul din Danemarca se cunoaște orizontul nisipurilor verzi de Lellinge. În Danianul fosilifer din sud-vestul Crimeii (11) se cunoaște de asemeni o gresie cuarțitică glauconitică, verzuie, groasă pînă la 10 m. În țara noastră se cunosc depozite daniene cu dinosaurieni, încă din 1902, descrise de NOPCSA (13) în Hațeg. În ultimul timp, am avut prilejul de a examina pe teren gresiile din stratele de Sîn Petru, în care NOPCSA a găsit dinosaurieni. Aceste gresii sînt de culoare verzuie, glauconitice, au bobul mare, de obicei grosiere, uneori trec în microconglomerat, alte ori au bobul mic. Ele au intercalații de argile roșii sau verzui și conglomerate cu elemente mari pînă la 3 cm. După aspectul său petrografic, deși există unele diferențe granulometrice, gresiile de la Sîn Petru din Hațeg se aseamănă foarte mult cu gresia de Muntioru din Vrancea și constituie, după părerea noastră, același orizont strati-



grafic. Datele pe care le posedăm pînă acum asupra problemei Danianului nu sînt suficiente pentru o discuție mai amplă, în ce privește apartenența Danianului la Cretacic sau la Terțiar. Ceea ce se poate spune despre orizontul gresiei de Muntioru este că el se prezintă ca ultimul termen stratigrafic al seriei cretacice superioare. Astfel într-o altă eventualitate gresia de Muntioru reprezintă partea terminală a Maestrichtianului și în acest caz gresia de la Sîn Petru din Hațeg are aceeași vîrstă.

Paleogenul. Paleocen-Lutețian inferior. Rocile atribuite acestei diviziuni pot fi, la rîndul lor, împărțite în două pachete:

Pachetul argilelor roșii și verzi. Acesta cuprinde intercalații de gresii micaferoase, în strate pînă la 10 cm, rar atingînd 25 cm grosime. El apare pe valea Muntiorului, unde are o grosime de 50—60 m. Nu i se vede baza, nici acoperișul. El ar putea fi echivalat cu argilele roșii inferioare din Paleocenul din Transilvania.

Pachetul calcarelor cu silicifizieri. Acesta este format din gresii micaferoase, cu bobul mic, de culoare cenușie-gălbuie, în strate groase pînă la 15 cm, cu intercalații sau în alternanță cu marno-argile cenușii și verzii. În ele sînt intercalate strate mai groase de calcar gălbui cu nodule silicioase. Aceste calcare ajung uneori să predomină, celelalte roci apărînd ca intercalații. În acest caz, stratele de calcar au o grosime de 40—60 cm, uneori atingînd și 1,20 m. Pachetul calcarelor apare aici, colo, în regiunea cercetată și numai în grosimi mici, fără să se vadă raporturile față de alte pachete mai vechi sau mai noi.

Lutețian superior. Partea superioară a Lutețianului este reprezentată printr-un pachet de strate destul de omogen, situat sub Auversianul fosilifer. El este format, predominant, din roci pelitice, reprezentate prin marno-argile verzi și cenușii, rar de culoare roșietică. Acestea se adaugă, ca intercalații, strate subțiri de gresii cu bobul mic, micaferoase. Stratele din acest pachet sînt de grosime redusă, de obicei sub 15 cm. Pachetul este foarte bine deschis către izvoarele pîrîului Muntiorului și anume pe ramura ce duce la rîpa Muntiorului. Grosimea lui este de cca 150 m. Față de Paleogenul din Transilvania, această diviziune poate fi paralelizată cu argilele vîrgate superioare.

Auversian. Stratele aparținînd Auversianului apar tot în pachete, fără să se vadă continuitatea și succesiunea dintre ele.

Pachetul bazal. În rîpa Muntiorului, deasupra unui pachet de marno-argile cenușii și verzi, descris mai înainte și atribuit Lutețianului superior, se află un pachet de strate format din: gresie micaferă cu bobul mare, cenușie, tip Tarcău, cu intercalații de marno-argile cenușii și verzi. Gresia este slab cimentată și uneori prezintă treceri spre microconglomerate. Ea se prezintă în strate ce ating 10 m grosime. Acest pachet este bogat în foraminifere și mai ales în numuliți. Dintre aceste foraminifere au fost determinate *Nummulites variolarius* LAM. și *Operculina* sp.



Pachetul calcarelor cenușii grezoase. Acesta este format din următoarele tipuri de roci: calcare cenușii grezoase, cu diacaze de calcit; gresie grosieră, micaferă, tip Tarcău, în strate pînă la 1,2 m; gresie cu bobul mic, micaferă în strate subțiri; marnoargile cenușii și verzi.

Pe valea Zîrna Mică, el cuprinde și două intercalații de tufuri cu un oarecare conținut detritic. Aceste tipuri au o grosime de 40 cm și 60 cm, sînt de culoare închisă și au elemente breicioase. În pachetul menționat se găsește un nivel cu moluște păstrate mai mult ca fragmente, rar întregi, dar bine prinse în roca dură în care se găsesc. Dintre aceste moluște am determinat următoarele forme: *Nucula* cf. *woodi* COSSM., *Diastoma costellata* LAM., *Turritella* sp., Pectinide și resturi de Mitilide. Asociații cu formele întîlnite sînt descrise de BOUSSAC (3) în Numuliticul alpin (Priabonian-Auversian).

Pachetul grezo-calcaros. Acesta apare bine deschis pe valea Zăbalei mai sus de confluența cu pîrîul Pălcăului și ține pînă aproape de confluența cu pîrîul Boului. El este format din: calcare cenușii grezoase cu vine de calcit, gresie tip Tarcău, ce apare ca intercalații dar în strate groase; gresie cu bobul fin, micaferă, calcaroasă, marno-argile cenușii și verzi. În acest pachet pe valea Zăbalei au fost găsite foraminifere mari, din care am determinat: *Nummulites variolarius* LAM., *Nummulites* cf. *striatus* BRUG., *Discocyclina* cf. *bartolomeyi* SCHLUMB.

Toate aceste trei pachete, descrise mai înainte, au ca element litologic comun, intercalațiile de gresie tip Tarcău. Ultimele două au în plus, ca element comun, strate de calcar cenușiu cu diacaze de calcit. În pachetele întîi și al treilea a fost găsită aceeași specie de numulit (*Nummulites variolarius* LAM.). Pentru aceste motive toate cele trei pachete au fost înglobate într-o singură unitate litologică și faunistică. Pe baza asociației de *Nummulites variolarius* și *Nummulites* cf. *striatus*, acestei unități i s-a atribuit vîrsta auversiană, întrucît asociația respectivă caracterizează Auversianul în alte regiuni ale Europei.

Făcînd o comparație cu Paleogenul din Transilvania și anume cu cel de la Turea—Sard—Nădășel¹⁾, Auversianul din Vrancea poate fi paralelizat cu pachetul calcarelor cu gipsuri de deasupra argilelor vîrgate superioare. Aceste calcare cu gipsuri sînt înglobate în baza stratelor de Cluj.

Ledianul. Contactul dintre pachetul al treilea al Auversianului și complexul gresiei de Tarcău, pe valea Zăbalei este tectonic. În alte puncte n-a fost observat contactul dintre cele două formații, totuși complexul gresiei de Tarcău are o poziție superioară față de Auversian, pentru că în regiunea cercetată sînt profile unde se vede succesiunea completă și continuă, de la gresia de Tarcău pînă la marnele bituminoase oligocene. Complexul gresiei de Tarcău este format din următoarele tipuri de rocă: gresie de tip Tarcău; gresie calcaroasă fină, micaferă, uneori curbicorticală;

¹⁾ STAN IONIȚĂ. Rap. Turea—Sard—Nădășel (Cluj). Arh. Com. Geol. 1952.



marno-argile verzi și cenușii; calcare marnoase sau marne calcaroase în strate pînă la 30 cm; argile cărbunoase; argile roșietice.

Gresia de tip Tarcău are bobul mare, este micaferă, uneori cu aspect microcôglomeratic, de culoare cenușie-albicioasă, calcaroasă. Uneori în gresie se găsesc elemente de marno-calcare pînă la 10 cm diametru. Elementele de cuarț din gresie ating 4—5 mm. Are de asemeni și urme de plante fin carbonizate și formează strate groase de cca 1 m, dar poate atinge și 5 m grosime.

Tipurile de rocă amintite mai sus se asociază în două feluri de pachete: pachete de gresie de Tarcău, în care se găsesc toate tipurile de rocă amintite mai sus, dar subordonate gresiei de tip Tarcău; argilele nisipoase roșietice și argilele cărbunoase, atingînd grosimi de cel mult 10—15 cm; iar marno-calcarele formînd lentile ce ating 30 cm grosime. Aceste pachete au caracter de molasă, pachete de fliș propriu zis, constituite din alternanțe de gresii fine calcaroase, micaferă, cu marnoargile verzi și cenușii; dar fără gresie de tip Tarcău, marnocalcare, argile cărbunoase și argile roșietice.

Cele două tipuri de pachete alternează, fiecare avînd cîte 15—20 m grosime.

Grosimea complexului gresiei de Tarcău, în regiunea cercetată, este de cca 350 m, fără să i se vadă baza în succesiune normală peste Auversian. Este posibil ca grosimea lui să fie mai mare.

E. BELMUSTAKOV (2) descrie din regiunea Lulyakovo, din Bulgaria, un Bartonian, respectiv Ledian, cu caractere de molasă, așa cum are și gresia de Tarcău.

Față de Paleogenul din Transilvania, și anume din regiunea Turea Nădășel (Cluj)¹⁾, gresia de Tarcău din Vrancea poate fi echivalată cu partea superioară a stratelor de Cluj, cuprinsă între stratul de calcar de apă dulce de deasupra gipsurilor superioare și marnele cu brizoare.

Datorită poziției sale deasupra Auversianului fosilifer descris mai înainte și fiind nemijlocit sub stratele de Plopu, strate care reprezintă partea superioară a Eocenului, am atribuit complexului gresiei de Tarcău vîrsta lediană.

Ludianul (stratele de Plopu). Stratele de Plopu sînt formate din marnoargile verzi și cenușii, micaferă, argile roșii cu intercalații de gresii cu bobul fin, micaferă, în strate de 5—15 cm grosime. Tot în acest complex apar și gresii cu caracter lenticular, de culoare cenușie-albă-gălbuie în spărtură proaspătă și galbenă-cafenie pe fețele de alterație.

Gresia de Lucăcești. Deasupra stratelor de Plopu se găsește un pachet de strate format dintr-o gresie verzuie, cuarțitică, cu granulație mijlocie și destul de uniformă, rar cu muscovit, în strate groase pînă la 3 m și intercalații de marno-argile nisipoase, cenușii-verzui. Pachetul gresiei de Lucăcești are o grosime totală de 20—25 m.

¹⁾ STAN IONIȚĂ. Op. cit.



Gresia de Zîrna. Deasupra gresiei de Lucăcești mai apare un pachet de gresie albicioasă, foarte cuarțitică, dar cu foarte rare minerale verzi de tip glauconit, cu bobul mic, de o mare regularitate granulometrică, foarte asemănătoare cu gresia de Kliwa, cu ciment silicios. Această gresie am numit-o gresia de Zîrna, după valea Zîrna Mică în care a fost găsită pentru prima dată.

Cele două pachete de gresii (Lucăcești și Zîrna) reprezintă ultimele depozite ale Priabonianului din regiunea cercetată.

Referitor la poziția Auversianului amintim că unii autori consideră Auversianul ca un etaj independent, alții îl înglobează Lutețianului. În Vrancea există elemente litologice comune Auversianului și Ledianului de deasupra, și anume gresia tip Tarcău, ambele unițiți sînt în general calcaroase. Pe lângă acestea mai adăugăm faptul că numuliții și moluștele din Auversianul din Vrancea au fost întilnite și în Priabonianul din alte regiuni din Europa și din Transilvania, așa în cît se poate considera că Auversianul poate fi trecut la Priabonian, ca un subetaj al acestuia, mai vechi de cît Ledianul. În regiunea Sard—Turea (Cluj) ¹⁾, Auversianul are ca element comun cu Ledianul, calcarele, însă fiecare își păstrează individualitatea. Auversianul de la Cluj are gipsuri, care lipsesc în Ledian. Amintim totodată grosimea egală a celor două etaje, Lutețian și Priabonian, de la Turea—Sard (Cluj). Lutețianul, format din calcarele inferioare grosiere și din orizontul argilelor vărgate superioare, are o grosime de 105—110 m. Priabonianul, format din Auversian (calcarele cu gipsuri din baza stratelor de Cluj de 30—35 m), Ledian (partea superioară a stratelor de Cluj de 30—35 m) și Ludian (marnele cu briozoare de 30—35 m) are și el tot cam aceeași grosime de 110 m. Această grosime a etajelor este un argument în plus pentru diviziunile stratigrafice arătate, întrucît pare logic că în unițiți de timp egale, în aceleași condiții de sedimentare, să se depună sedimente în grosime egală sau aproape egală.

Oligocenul este reprezentat prin următoarele orizonturi: seria inframenilitică, menilitele inferioare, marnele bituminoase, gresia de Kliwa. În regiunea cercetată lipsește pachetul disodilelor, care stratigrafic stă între marnele bituminoase și gresia de Kliwa.

Seria inframenilitică a fost astfel denumită de COBĂLCESCU încă din 1883. Această serie are caracter de fliș. În regiunea noastră este formată din următoarea succesiune de roci, din bază către partea superioară: 5 m alternanțe de gresii fine, micafer, cu marnoargile verzi-cenușii, stratele avînd grosimi pînă la 30 cm, rar atingînd 60 cm; 1,5 m cinerite negricioase, brecioase; 1,5 m calcare marnoase gălbui pe fețele de alterație, cenușii deschise în spărtură proaspătă, în strate pînă la 15 cm, cu intercalații subțiri de argile verzi; 14 m de gresii fine, micafer, curbi-cortice, cu intercalații de marnoargile șistoase, negricioase, marne cenușii cu rare

¹⁾ STAN IONIȚĂ. I. c.



intercalații de marnocalcare, în strate groase pînă la 15 cm; 4 m șisturi marnoase slab bituminoase, marne cenușii, intercalații de gresii fine micafero sau gresii dure, precum și menilite, care se întîlnesc din ce în ce mai des către partea superioară a pachetului. Grosimea acestei serii pe valea Zîrna Mică este de 27 m. S-ar putea însă ca grosimea lui să fie mai mare, deoarece în partea sa mijlocie se observă strate dislocate. Seria inframenilitică a fost echivalată de COBĂLCESCU cu stratele de Hoia din baza Oligocenului din Transilvania. În aceste strate, în regiunea Tg. Ocna au fost întîlniți de cercetători anteriori (18) *Nummulites fichteli* D'ARCH., *N. intermedius* AR., *N. boucheri* DE LA HARPE. Această asociație de numuliți arată vîrsta oligocenă a acestor strate. Pentru aceste motive consider că seria inframenilitică din regiunea cercetată aparține Oligocenului, și anume părții sale bazale.

Menilitele inferioare. Peste seria inframenilitică, în continuitate de sedimentare, stau menilitele, care formează un pachet gros de aproape 10 m. Acesta este alcătuit din menilite, gresii dure, cuarțitice, marne bituminoase, marnocalcare brune închise, bituminoase și disodile. Menilitele, care formează stratele dominante în acest pachet, au grosimi pînă la 15 cm, prezintă o culoare cafenie închisă, au miros de bitumen și prezintă spărtură colțuroasă, uneori ascuțită.

Marnele bituminoase. Peste nivelul menilitelor inferioare, în continuitate de sedimentare, stă un puternic pachet de marne bituminoase. Ele sînt albicioase pe fețele de alterație și cafenii în spărtură proaspătă, dure, cu spărtură colțuroasă și muchii ascuțite. Își păstrează stratificația și au intercalații de marne slab bituminoase, mai puțin dure și gresii dure, silicioase. În acest pachet, care are o grosime de 60—70 m, au fost găsite pe valea Cremenii următoarele fosile: *Clupea longimana* HEC., *Lepidopus* sp., Ostracode, solzi de *Serranus*, etc. Fauna arată că marea marnelor bituminoase era puțin adîncă. Dintre formele citate *Clupea longimana* indică Rupelianul.

Șisturile disodilice care apar în afara perimetrului cercetat, stau peste marnele bituminoase.

Gresia de Kliwa. Peste șisturile disodilice stă un pachet gros format în principal din gresie de Kliwa. Această gresie este de culoare albicioasă, cuarțitică, fără muscovit, cu bobul mic, dar de o mare regularitate granulometrică. Stratele au grosimi în jurul a 1 m, dar pot atinge și 3 m. Ca intercalații apar marne cenușii șistoase, bituminoase și disodile. În zona cercetată, în acest orizont se află trei intercalații de tufuri negricioase, care apar atît pe valea Zăbalei, cît și pe valea Zîrna Mare. Ca intercalații apar de asemeni pachete mai mici formate din roci de tip fliș și anume: gresii fine, calcaroase, micafero, curbicortice, și marne cenușii. Rar apar în aceste pachete flișoide, în care se găsesc tufuri, și intercalații de marnocalcare. Pe Pîrîul Negru, în afara regiunii noastre dar nu departe de ea, în baza orizontului gresiei de Kliwa apar conglomerate cu elemente verzi.



În ce privește vârsta acestor strate, începînd cu seria inframenilitică și terminînd cu gresia de Kliwa, se poate spune că ele aparțin Oligocenului.

Miocenul. Miocenul salifer din regiune aparține Burdigalianului și Vindobonianului.

Burdigalianul (Mediterranean I). În alcătuirea acestui etaj intră următoarele roci: marnoargile roșietice, marnoargile cenușii, gresii cu bobul medju, de culoare verzuie, microconglomerate cu elemente de șisturi verzi, gresii aleuritice cenușii sau cu pete roșcate. Acest complex de roci roșietice face parte din așa numitul orizont roșu al Miocenului și este considerat de vîrstă burdigaliană. El apare pe suprafețe și grosimi mici, în axul său pe linia de încălecare a solzilor.

Vindobonianul (Mediterranean II). Vindobonianului i se atribuie orizontul cenușiu al Miocenului salifer și orizonturile atribuite Tortonianului. În regiunea cercetată a fost posibilă urmărirea succesiunii stratigrafice strat cu strat, pe grosimi apreciable. Această succesiune, din bază către partea superioară, se prezintă în modul următor: orizontul marnelor de Butucoasa, pachetul gipsurilor de la gura Gîrbovii, orizontul gresiilor cu șisturi calcaroase bituminoase, tuful de Nereju, pachetul marnelor superioare, orizontul grezos superior, tuful de Dej, șisturile cu Radiolari sau orizontul bituminos.

Orizontul marnelor de Butucoasa. În baza Vindobonianului, așezîndu-se tectonic, peste Burdigalian, pe valea Milcovului, cam la confluența cu pîrîul Butucoasa, apare un puternic orizont de marne. Acest orizont este format din marne cenușii nisipoase, cu rare intercalații subțiri de 2—3 cm gresie sau gips.

Pachetul gipsurilor de Gîrbova. Peste orizontul marnos, în continuitate de sedimentare, urmează un pachet de gipsuri gros de cca 15 m. Stratele de gips au grosimi pînă la 8 cm și sînt separate de strate de marne cenușii, gresii sau marne șistoase bituminoase. Acest pachet a fost urmărit pe direcție pe cca 8 km din valea Milcovului spre N.

Orizontul gresiilor cu șisturi calcaroase bituminoase, este format din gresii, marnoargile cenușii, șisturi calcaroase bituminoase, gipsuri și brezii sedimentare. În el predomină gresiile. Se observă și aici formarea unor pachete în care predomină gresia și alte pachete în care predomină marnoargilele, sau a unor pachete cu alternanțe de gresii și marne. Aceste pachete alternează între ele, fiecare avînd o grosime de 5—20 m. Gresia este cenușie, gălbuie, micaferă, potrivit cimentată, în grosimi ce ating 4 m, prezentînd hieroglife sau urme de valuri. În acest orizont au fost întîlnite șase pachete de șisturi calcaroase-bituminoase, cu grosimi de 0,5—2 m. În afara lor se mai găsesc multe pachete de șisturi calcaroase-bituminoase, cu grosimi mai mici de 0,5 m. Dacă se mai adaugă și rocile de tranziție dintre calcare și marne, adică marnele calcaroase sau calcarele marnoase, șistoase, bituminoase, se constată că aceste roci sînt destul de frecvente și formează o trăsătură caracteristică a acestui orizont. Șisturile calcaroase-bituminoase sînt



mai mult sau mai puțin șistoase, au o culoare albă sau albă-cafenie pe fețele de alterație și cafenie închisă în spărtură proaspătă și degajă un miros de bitumen. Grosimea întregului orizont, pe profilul văii Milcovului, este de 600—700 m.

După o lipsă de aflorimente, pe valea Zăbalei, cam de la confluența cu piriul Nereju în sus, se continuă o suită de strate deschise continuu pe câțiva kilometri. La început apare un pachet de gipsuri de 2 m. Deasupra lor urmează un pachet de gresii și marne. Peste acestea se așează tuful de Nereju.

Tuful de Nereju este format din strate de tufuri, tufite și marne. În părțile sale mai puțin alterate, tuful este de culoare albă-cenușie, cu minerale negre formate în special din biotit. Când este alterat și când de fapt și granulația sa este mai mică. El are o culoare verzuie, identică cu cea a tufului de Dej. Este destul de dur și prezintă spărtură neregulată. La microscop se observă biotit, cuarț (într-un mare procent), augit și feldspat plagioclaz. Ar putea fi considerat un tuf dacitic. Tuful de Nereju, pe care l-am numit așa după satul în care a fost găsit prima dată, se poate urmări pe distanțe mari, fiind un bun reper cartografic. El a fost întilnit în ultimul timp în regiunea Bacău în aceeași poziție stratigrafică (O. MIRĂUȚĂ — comunicare verbală).

Tot complexul de roci descrise pînă acum, începînd cu marnele de Butucoasa și terminînd cu tuful de Nereju, are o grosime stratigrafică de 1 200—1 300 m.

Pachetul marnelor superioare. Deasupra tufului de Nereju, pe Zăbala, în continuitate de sedimentare, se așază un pachet de marne gros de 80 m. Pe lîngă marnele cenușii, nisipoase, care predomină, se mai găsesc intercalații de gresii, mai rar de marnocalcare, groase de 4—5 cm, cîteva pachete subțiri de marnocalcare șistoase-bituminoase și gipsuri.

Orizontul grezos superior. În alcătuirea acestui orizont intră următoarele tipuri de roci: gresii, marnoargile cenușii, roci aleuritice uneori cu pete ruginii, gipsuri și șisturi calcaroase-bituminoase, precum și breccii sedimentare. Rocile se asociază în două tipuri de pachete: grezos și marnos, după cum predomină una sau cealaltă rocă. Cele două tipuri de pachete alternează, fiecare atingînd grosimi de 10—30 m. Stratele de gresii din acest orizont au grosimi mari, de 5—8 m și chiar 12 m.

Șisturile calcaroase-bituminoase sînt mai rare și mai subțiri decît în orizonturile de sub tuful de Nereju. Numai un singur pachet are grosime de 0,6 m.

Grosimea orizontului grezos superior este de 800—900 m.

Orizontul tufului de Dej. Acesta este bine deschis la Nereju, pe valea Muntiorului și este format din următoarele roci: tufuri, tufite grezoase sau pelitice, tufite pelitice cu globigerine și gipsuri tufacee. Mai în amănunt succesiunea este următoarea, din bază către partea superioară: 12 m tufuri și tufite marnoase cu globigerine, gresii tufacee; 100—120 m tuf dacitic în strate pînă la 10 m cu intercalații de tufite marnoase cu globigerine; 6 m gipsuri tufacee în strate de



1—2 m grosime și au intercalații de marne cenușii; 5—6 m tufuri și tufite. Grosimea totală a orizontului tufului de Dej este de cca 150 m.

Orizontul bituminos sau șisturile cu Radiolari. Pe o viroagă afluentă pe stînga văii Muntiorului, unde apar șisturile cu Radiolari, se

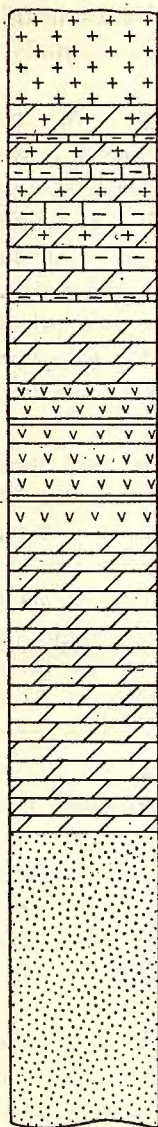


Fig. 1.

1, tuf; 2, marnă tufacee; 3, gresie de Răchitaș; 4, gips; 5, marne; 6, gresii slab cimentate.

observă că ele sînt formate din următoarele tipuri de rocă: disodile, marne bituminoase, menilite în strate pînă la 7 cm, roci grezoase dure, șisturi calcaroase bituminoase; au numeroase resturi de pești și prezintă eflorescențe galbene și portocalii. Predomină marnele bituminoase mari, ce se desfac în bucăți cu fețele neregulate. În această apariție orizontul este tectonizat, așa în cît grosimea lui stratigrafică nu poate fi apreciată la valoarea ei reală. Se pare că are o grosime de cca 80 m.

Breciile sedimentare. În Vindobonian, sub tuful de Dej, se observă cîteva intercalații de brecii sedimentare. Ele n-au fost amintite pînă acum în regiunea Vrancea, așa că vom face o descriere ceva mai amănunțită a lor. Breciile sedimentare sînt roci formate din bucăți colțuroase de roci mai vechi, prinse într-un ciment argilo-nisipos, cafeniu, ruginiu sau roșu. Pe Zăbala, sub orizontul tufului de Dej, apare în două puncte, nu departe unul de altul și anume: pe stînga Zăbalei între pîrîul Vulturului și primul afluent pe stînga, ceva mai sus de podul de peste Zăbala de la Nereju. Succesiunea primei apariții este arătată în fig. 1; a doua apariție se găsește ceva mai sus de prima. Aci, deasupra unui puternic pachet de marne aleuritice cenușii cu intercalații de gresii sideritice, în alterație galbene-cărămizii, gros de cca 50 m, se află un strat de 1,5 m nisip de culoare sîngerie închisă. Acest strat are în partea sa mijlocie, pe o grosime de cca 1 m, nisip sîngeriu, brecios, cu bucăți colțuroase de gips roșcat și de marne, cu dimensiuni de 0,5—3 cm.

O altă apariție de brechie sedimentară a fost observată pe pîrîul Milcovului, la cca 300 m mai jos de confluența sa cu Pîrîul Oii. Aici se găsesc mai multe strătulețe de brecii, în care elementul predominant este format tot din bucățele de calcare șistoase bituminoase.



Vindobonianul astfel descris, începînd cu orizontul marnelor de Butucoasa și terminînd cu orizontul șisturilor cu Radiolari, are o grosime totală de 2 300 — 2 500 m. Împărțirea acestui etaj în subetajele sale (Helvețian și Tortonian) este o problemă destul de grea. S-a admis de majoritatea geologilor că limita dintre Helvețian și Tortonian să fie pusă la baza tufului de Dej. Toate depozitele de sub tuful de Dej sînt considerate helvețiene, iar tuful de Dej, șisturile cu Radiolari și marnele cu *Spiralis* sînt considerate tortoniene. Se consideră că globigerinele din orizontul tufului de Dej ar fi un argument în sprijinul limitei dintre cele două subetaje. Globigerinele apar însă mult mai înainte de orizontul tufului de Dej și se găsesc, în Subcarpați, pînă în orizontul marnelor cu *Spiralis* inclusiv. Limita o considerăm trasată în mod arbitrar și nu putem fi de acord cu ea. Pentru împărțirea Vindobonianului în cele două subetaje ale sale, vom folosi alt criteriu. Am arătat mai înainte că grosimea Vindobonianului este de cca 2 500 m. Grosimea tufului de Dej împreună cu a șisturilor cu Radiolari este de 230—250 m. În această situație, nu se poate atribui Tortonianului depozite groase de 250 m, iar restul de 2 000—2 300 m să fie atribuite Helvețianului. Diferența de grosime de cca 2 000 m dintre cele două subetaje, cînd se constată o sedimentare continuă a Vindobonianului, este de neexplicat. Mai logică ni se pare o împărțire a Vindobonianului în două părți egale. Cum la jumătatea acestui etaj apare un tuf dacitic — tuful de Nereju; acest tuf poate fi considerat limita dintre cele două subetaje și așa a fost considerat de noi.

Problema tufului dacitic cu gresia de Răchitașu.

În regiunea cercetată, ca de altfel în toată Vrancea, tuful de Dej este paralelizat cu două complexe de tuf dacitic, care au unele deosebiri între ele. Aceste două complexe sînt: complexul care apare la Răiuiț—Titila—Gîrbova și complexul care apare la Nereju, pe pîrîul Muntiorului. Dintre acestea, tuful de Dej poate fi paralelizat cu tuful dacitic ce apare la Nereju. În complexul tufului dacitic de la Răiuiț—Titila se vede că, pe lîngă rocile obișnuite, în complexul tufului dacitic mai apare și gresia de Răchitașu. Aceasta este cuarțitică, fără muscovit, cu bobul mic,

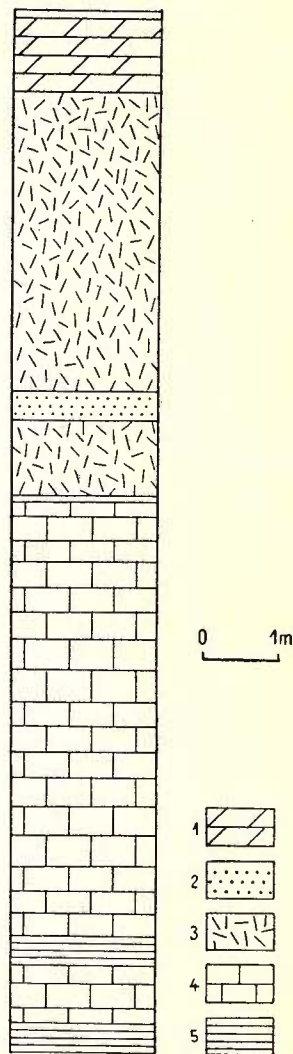


Fig. 2.
1, marne; 2, gresie; 3, breccie sedimentară; 4, calcare șistoase bituminoase; 5, argile roșii.

însă de o mare regularitate granulometrică, de culoare albicioasă, semănând foarte mult cu grésia de Kliwa cu care a fost confundată de unii geologi. Formează pachete destul de puternice în complexul tufului dacitic și se prezintă în strate groase de cca 1 m.

În regiune apare și nivelul tufului de Nereju, gros de 2—3 m, care este tot un tuf dacitic. Mai amintesc că pe Zăbala, în dealul Bezii, a fost întâlnit un tuf cu aceeași componență mineralogică și probabil și chimică, cu tuful de Dej. Stratele de tuf din dealul Bezii au intercalate și strate de gresii de Răchitașu. Mai în amănunt, succesiunea este prezentată în fig. 2. Acest tuf din dealul Bezii nu este același orizont cu tuful de Nereju și nici cu tuful dacitic de Dej de pe pîrîl Muntiorului, datorită asociației de roci arătat în fig. 2. Prin prezența intercalațiilor de gresii tip Răchitașu, el se apropie cu tuful dacitic de la Răiuț—Titila. Un alt element comun celor două apariții îl formează gipsurile de 10 m din baza lor, atât la Răiuț cît și în dealul Bezii. Deosebirea dintre cele două apariții de la Răiuț și din dealul Bezii o formează grosimea și anume la Răiuț are 150—200 m, pe cînd în dealul Bezii are numai 24 m, însă aci tuful dacitic este erodat.

În concluzie, în Vindobonianul din regiunea cercetată au fost întâlnite două orizonturi distincte: tuful de Nereju, la limita dintre Helvețian și Tortonian, și tuful de Dej, la partea superioară a Tortonianului. În afara acestor două orizonturi stratigrafice precise, se pare că tuful din dealul Bezii, care este același orizont al tufului dacitic cu gresia de Răchitașu ce apare în dealul Răiuț—Titila, reprezintă al treilea orizont stratigrafic. S-ar putea ca acest al treilea orizont, care pare mai vechi decît tuful de Nereju, să aparțină Burdigalianului superior.

Tectonica. Din punct de vedere tectonic, regiunea este formată din două mari unități sau zone: zona flișului și zona miocenă.

Zona flișului. Această unitate tectonică încalcă peste Miocenul salifer, după o linie de fractură majoră. Amplitudinea acestei încălecări nu se cunoaște. Se consideră de mulți geologi că întreaga zonă a flișului din regiunea cercetată face parte din pînza mediană sau pînza gresiei de Tarcău.

Vom prezenta cîteva caractere structurale mai importante din regiunea cercetată.

Cel mai important element structural îl formează linia de încălecare a flișului peste Miocenul salifer — linia marginală a flișului. Pe ea apar masive de sare (la W de satul Nereju) însoțite de breția sării.

O altă linie tectonică importantă este linia Prelunca—Furul. Pe această linie apar la zi formațiuni cretacice (senoniene și daniene) și în plus prezintă pe unele porțiuni importante eflorescențe de sare (pîrîl Zirna Mică). Dacă această linie este fruntea unei digitații sau are o importanță mai mică sau mai mare, acest lucru nu poate fi precizat.



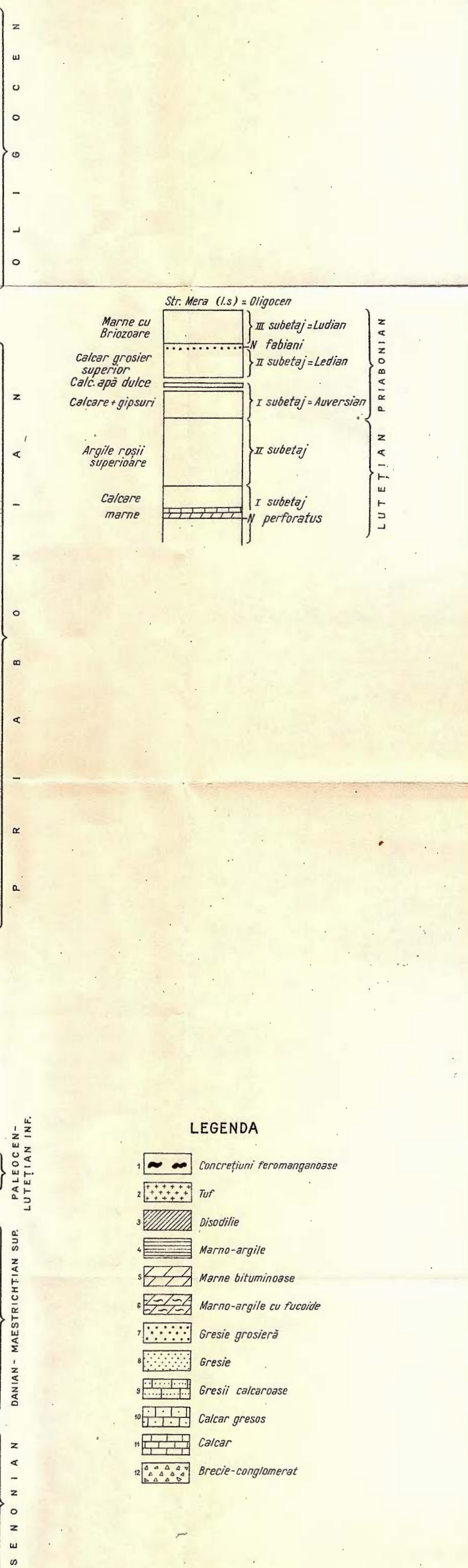
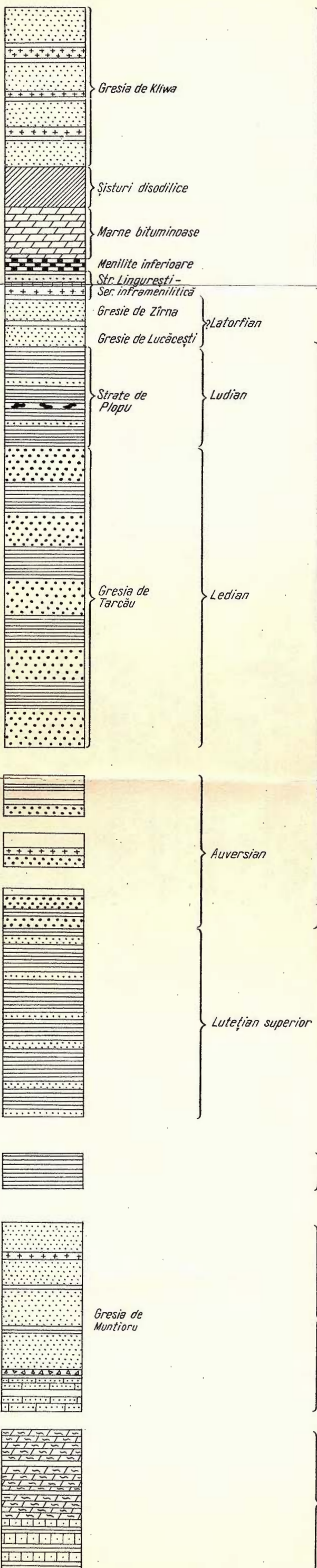
COLOANA STRATIGRAFICĂ A FLIȘULUI
CRETAC SUPERIOR-PALEOGEN ÎN REGIUNEA
NEREJU-VRANCEA (dreapta Zăbalei)

COLOANA STRATIGRAFICĂ A EOCENULUI EPICONTINENTAL
ÎN REGIUNEA TIUREA-ȘARD-NĂDĂȘEL (CLUJ)
TRANSILVANIA

Scara: 1.5000

STAN IONIȚĂ; Geologia regiunii Nereju Reghiu Andreiașu (Vrancea)

Pl. II



LEGENDA

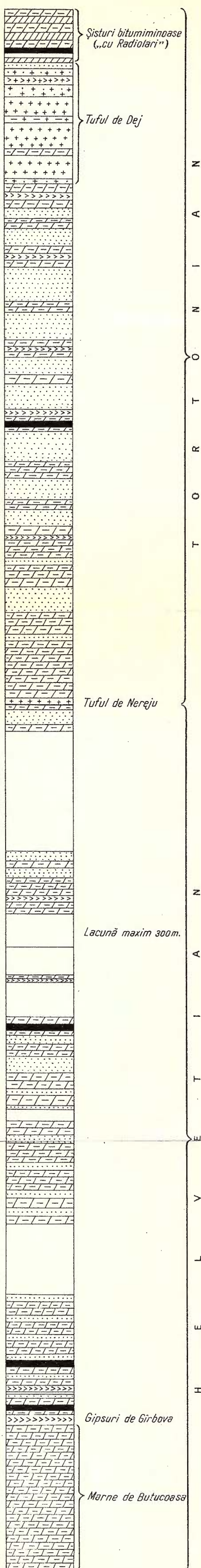
- 1 Concrețiuni feromanganoase
- 2 Tuf
- 3 Disodilie
- 4 Marno-argile
- 5 Marne bituminoase
- 6 Marno-argile cu fucoide
- 7 Gresie grosieră
- 8 Gresie
- 9 Gresii calcaroase
- 10 Calcar gresos
- 11 Calcar
- 12 Brechie-conglomerat

COLOANA STRATIGRAFICĂ A VINDOBONIANULUI (MEDITERAN II) PE MILCOV ȘI ZĂBALA-VRANCEA

Scara: 1:5000

STAN IONIȚĂ; Geologia regiunii Nereju-Reghiu-Andreiașu (Vrancea)

Pl. III



LEGENDA

- 1 Marno-argile
- 2 Șisturi disodice
- 3 Șisturi calcaroase bituminoase
- 4 Gipsuri
- 5 Tufit
- 6 Tuf
- 7 Gresie
- 8 Gips tufaceu

În zona flișului constatăm următoarele: începînd de la linia marginală spre W, se constată un sinclinal, care are în ax menilite inferioare și marne bituminoase oligocene. Flancurile acestui sinclinal sînt formate de Senonian. Senonianul ia contact tectonic la W cu o fișie de Auversian, care la rîndul său ia contact, tot tectonic, cu Ledianul (gresia de Tarcău). Începînd cu Ledianul se desfășoară un solz, care pe valea Zîrna Mică are în ax marne bituminoase oligocene. Acest solz este decroșat pe o linie Căldări—Gogoanele. La apus de această decroșare apare gresia de Kliwa. Pe pîrîul Zîrna Mică, peste marnele bituminoase oligocene încalcă depozite eocene, care mai în amont prezintă Auversian fosilifer. Mai în aval de Auversianul fosilifer cu tuf și moluște apar și pachete de calcare grezoase, foarte asemănătoare cu depozitele senoniene. În ele nu se găsește macrofaună.

În unitatea Prelunca — Furul se constată două anticlinale, din care cel principal, Furul, are în ax Senonian, iar cel de-al doilea, mai afundat, are în ax Danian (gresia de Muntioru). În unitatea Prelunca — Furul, cele mai noi strate aparțin Auversianului. Linia Prelunca—Furul a fost urmărită și mai spre apus, în afara zonei noastre, în cîteva profile de recunoaștere.

O trăsătură caracteristică tectoniceii flișului este că formațiile se subțiază paralel cu limita, respectiv cu stratele, dintr-un etaj dispărînd subetaje sau pachete de strate. Rar se întîlnesc deschideri în care să se vadă continuitatea de sedimentare fără dispariții tectonice de strate sau orizonturi.

O altă caracteristică a acestei unități o formează fracturile cu decroșări. Ele se întîlnesc destul de des și modifică liniile de solzi și chiar linia Prelunca — Furul.

Zona miocenă. Miocenul salifer este încadrat tectonic între două mari linii de fractură: linia marginală a flișului și linia pericarpatică. El prezintă același stil tectonic ca și flișul, adică încalcări și solzificări. Toată această zonă a Miocenului salifer poate fi considerată ca o pînză în formație, așa cum a fost considerată și mai înainte de unii geologi (I. POPESCU-VOITEȘTI). În cadrul acestei zone se constată un număr de cinci structuri și anume: structura Milcov—Gura Nerejului; solzul dealul Stoichiței — dealul Bezi; structura dealul Cenarului — dealul Bălan; solzul Butucoasa — dealul Hîjmei; solzul Răiuț—Titila—Gîrbova.

Cea mai importantă structură este solzul Răiuț—Titila.

Structura Milcov—Gura pîrîului Nerejului este formată dintr-un anticlinal ușor înclinat spre E, cu o fractură în axul său. Cel mai vechi termen este format din Helvețian superior, iar cel mai nou din tuful de Dej. Are dezvoltarea cea mai largă, prezentînd în special flancul vestic bine deschis.

Solzul dealul Stoichiței—dealul Bezii. Termenul cel mai vechi îl formează tuful dacitic din dealul Bezii, iar cel mai nou are vîrsta helvețiană. Pe linia acestui solz apar izvoare sărate.

Structura dealul Cenarului—dealul Bălan pare a avea o importanță mai mică. Este vorba de un anticlinal faliat, ușor înclinat spre E.



Solzul Butucoasa—dealul Hîjmei urmează, ca importanță, după solzul Răiuiț—Titila. În axul său apare Burdigalianul (orizontul roșu), peste care stau discordant marnele helvețiene. Pe lungimea lui apar izvoare sărate, mai ales în bazinul pîrîului Reghiu. El încalecă peste un tuf pe valea Răchitașului (? echivalentul tufului din dealul Bezii). Acest solz are flancul vestic dezvoltat și bine deschis pe 900—1 000 m stratigrafici.

Solzul Răiuiț—Titila—Gîrbova reprezintă cea mai importantă structură din zona miocenă cercetată, fiind limitat la E de falia pericarpatică. Cel mai vechi termen al său îl formează orizontul tufului dacitic cu gresia de Răchitașu și cu gipsuri în bază. Dacă vom considera acest tuf ca echivalent al tufului de Dej, atunci înălțimile unde apare sînt sinclinale și așa au fost considerate de mai mulți geologi. În acest caz ar trebui să întîlnim undeva, spre apus de linia pericarpatică, formațiuni mai noi decît tuful de Dej. Aceste formațiuni n-au fost întîlnite pînă acum și ajungem din nou să presupunem că acest orizont de tuf dacitic cu gresia de Răchitașu ar putea să fie un orizont mai vechi de cît tuful de Dej. Solzul încalecă peste formațiuni mai noi, anume sarmațiene, și poate și meoțiene, dacă ținem seama de structura de la Cîmpuri. El este împărțit în compartimente de două fracturi cu decroșări, din care una este pe valea Reghiului, iar a doua la Andreiașu de Sus. Pe ultima apar emanațiuni de gaze care au dat naștere focului viu. Compartimentele separate de cele două decroșări sînt: Răiuiț, Titila, Gîrbova.

Pe linia pericarpatică apar izvoare sărate și sulfo-sărate, precum și sare, atît la Andreiașu cît și la Reghiu.

Cuaternarul este reprezentat atît prin Pleistocen cît și prin Holocen. Pleistocenului i-au fost atribuite cele trei terase din dreapta Zăbalei, iar Holocenului depozitele aluviale.

BIBLIOGRAFIE

1. BELMUSTAKOV E. Les fossiles de Bulgarie. VI, Paléogène. Grands foraminifères. *Acad. sc. Bulgarie*, Sofia 1959
2. CIOCÎRDEL R. Le Néogène de la partie méridionale du département de Putna. *An. Com. Geol.*, XXIII, București 1950.
3. DUMITRESCU I. Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.*, XXIV, București 1952.
4. DUMITRESCU I. Étude géologique de la région comprise entre l'Oituz et la Coza. *Ann. Com. Géol.*, XXIV—XXV, București 1958.
5. GRIGORAȘ N. Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna și Buzău. *An. Com. Geol.*, XXVIII, București 1955.
6. MATEESCU D. Șt. Cercetări geologice în partea externă a curbii sud-estice a Carpaților romîni. *An. Inst. Geol. Rom.*, XII, București 1927.



7. MURGEANU G., FILIPESCU M. La zone du grès de Tarcău, la zone marginale et les Subcarpates entre le Cașin et la Zăbala. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI (1932–1933), București 1937.
8. NOPCSA FRANZ. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyuláfehervar, Deva, Ruszkabánya und der rumänischen Landesgrenze. *Mitt. Jahrb. k. u. geol. Anst.*, XIV, Budapesta 1902–1906.
9. PAUCĂ M. Die fossile Fauna und Flora aus dem Oligozän von Suslănești (Muscel) in Rumänien. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, București 1933.
10. PAUCĂ M. Le Miocène présarmatien de la région des Carpatcs orientales. *Ann. Com. Géol.*, XXIV–XXV, București 1958.
11. PREDĂ D. M. Geologia regiunii subcarpatice din partea de S a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.*, VII, București 1917.

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ, КАСАЮЩИЕСЯ ОБЛАСТИ НЕРЕЖУ — РЕГИД — АНДРЕЙЯШУ (ВРАНЧА)

СТАН ИОНИЦА

(Краткое содержание)

Стратиграфия. Область сформирована из флишевых отложений, представленных верхним мелом-палеогеном, а также из лагунных миоценовых отложений.

Сенон состоит из известняковых песчаников, песчаных известняков, серовато-беловатых, темно-серых, зеленых и красноватых мергелеглин, тонкозернистых слюдоносных песчаников. Породы ассоциируются на двух горизонтах: 1 — песчано-известняковом, 2 — мергелей с фукоидами, по мере преобладания одной или другой породы. В этих формациях были выявлены фрагменты иноцерамов.

Датский ярус представлен в области одним горизонтом глауконитовых песчаников, названный песчаником Мунтиору. Помимо песчаника находятся еще пропластки зеленых или черновато-серых мергелеглин, а также и брекчиевидный туфовый пласт, помимо нескольких пропластков брекчиевидных конгломератов, с элементами зеленых туфов. В основании этого типичного песчаника Мунтиору, залегает пакет мощностью, приблизительно, в 50 м., сформировавшийся из очень компактных, кварцитовых, глауконитовых песчаников, тонкозернистых слюдоносных песчаников, зеленых или серых мергелеглин.

Валовая мощность датского яруса — приблизительно в 250 м. В этом комплексе были выявлены два муляжа, отнесенных к виду *Corbis laximella May.—Eym.*, на основании которых проведен параллелизм с дакийским ярусом Либии. Песчаник Мунтеору, у нас в стране, является аналогом



песчаника Сын Петру Хацега, в котором был выявлен динозавр. Он представляет последний промежуток времени мела. Был отнесен датскому ярусу, если считать датский ярус последним промежуток времени мела. В том случае, если датский ярус представляет первый промежуток времени третичного периода, тогда песчаник Мунтеору, а также и песчаник Сын Петру Хацега, должны быть отнесены маастрихтскому ярусу.

Палеоген — нижнелютетский ярус сформирован из комплекса красных и зеленых глин и комплекса силицификатоносных известняков. Первый комплекс имеет мощность, приблизительно, в 60 м., без полного выхода на земную поверхность, может быть сравнен с нижними красными глинами палеоцена Трансильвании.

Верхнелютетский ярус, является, в общем, пелитовым (серые и зеленые, реже красноватые мергелеглины) с пропластками слюдоносного песчаника в тонких пластах. Мощность этого комплекса, приблизительно, в 150 м., с возможным параллелизмом с верхними полосатыми глинами бассейна Трансильвании.

Оверский ярус сформирован из трех пакетов: — основного, пакета серых песчаных известняков с туфами и песчано — известнякового пакета без туфов. Все три пакета содержат пропластки песчаника Таркэу и серые и зеленые мергелеглины. Во втором пакете находятся два пропластка с брекчиевидными туфами в 40 и 60 см. В этих пластах были выявлены: *Numulites variolarius* L., *Numulites* cf. *striatus* B., *Operculina* sp., *Discocyclina* cf. *bartolomeyi* SCHL., *Nicula* cf., *modi* COSSM., *Diastroma costellata* L., *Turritella* sp., остатки *Pectinide* и *Mitilide*.

Оверский ярус Вранчи может быть параллелизирован с комплексом высших гипсов с известняками пластов Клуж—Трансильвании.

Ледскому ярусу отнесен комплекс песчаника Таркэу, сформировавшегося из песчаника типа Таркэу, слюдоносных тонкозернистых, кривокорковых песчаников, зеленых и серых мергелеглин, мергелистых известняков линзовидного характера, красноватых и углистых глин. Мощность целого комплекса составляет приблизительно — 350 м., без того, чтобы можно было бы установить всю последовательность.

Песчаник Таркэу может быть эквивалентом верхней части пластов Клуж—Трансильвании.

Людский ярус (Пласты Плопу) составлен из зеленых и серых мергелеглин, красных глин, пропластков тонкозернистого песчаника — в тонких пластах, желтоватых железосодержащих песчаников.

Песчаник Лукэчешти сформирован из кварцевого, главконитового мелкозернистого песчаника и содержит пропластки серо-зеленых мергелеглин, мощность — 20—25 м.



Песчаник Зырна сформирован из пакета беловатых кварцитовых песчаников с кремнистым цементом, аналогичных песчанику Клива и из тонких глинистых пропластков.

Песчаники Лукэчешти и Зырна могли бы представлять латторфский ярус. Песчаник Зырна представляет последние отложения эоцена и имеет мощность, приблизительно 20 м. Олигоцен представлен следующими формациями:

инфраменилитовой серией, являющейся свитой отложений типичного флиша, будучи составлена из тонкозернистых слюдоносных песчаников, серых и зеленых мергелеглин, мергелистых известняков, кривокорковых, плотных кварцевых песчаников и мергелистых сланцев. В этой серии выходит на земную поверхность и пропласток черноватых туфов в 1,5 м. В области, эта серия имеет мощность в 27 м., но кажется не совсем развитой;

внутренние менилиты, мощностью в 10 м., сформированы из менилитов, битуминозных мергелей, твердых песчаников, дизодилов, мергеле — известняков;

битуминозные мергели содержат пропластки твердых песчаников и более мягких мергелей, достигают мощности в 60—70 м. В этом пакете были выявлены: *Clupea longimana* НЕК., *Lepidopus* sp., *Osrtacode*, чешуи *Seranus*, фауна указывающая наличие рюпельского яруса.

Песчаник Клива является комплексом состоящим из песчаника Клива, серых сланцевых мергелей и дизодилов.

В них выходят на земную поверхность пакеты флишевидных формаций тонкозернистого известнякового, кривокортикального песчаника, серых мергелей и три пропластка туфов. Все вышеуказанные отложения, начиная с менилитовой серии и кончая песчаником Клива были отнесены олигоцену.

Соленосный миоцен представлен бурдигальским и виндобонским ярусами. Бурдигальский ярус сформирован из красных и серых мергелеглин, песчаников и микроконгломератов с зелеными элементами.

Виндобонскому ярусу отнесены: серый соленосный горизонт, а также и горизонты приписываемые тортону (туф Дежа и сланцы с радиолариями). Он составлен из: горизонта мергелей Бутукоаса; гипсов — Гура Гырбовой; горизонта песчаников с известняковыми битуминозными сланцами; верхнего песчанистого горизонта; горизонта туфов Деж и сланцев с радиолариями. Валовая мощность виндобонского яруса — 2 300—2 500 м. Граница между двумя субэтажами — гельветским и тортонским — была установлена на уровне дацитовых туфов Нережу.

В области были выявлены два комплекса дацитовых туфов а именно: — в Нережу и в — Рэиуц—Титила. Туф Нережу был параллелизован с туфом Деж.



Комплекс Рэйуц—Титила содержит пропластки песчаника типа Кива, песчаники названные Рэкиташу, а в основании залегают 10 м. гипса. Песчаник Рэкиташу и базальные гипсы были выявлены в комплексе дацитового туфа Нережу.

Таким образом автор пришел к выводу что дацитовый туф с песчаником Рэкиташу не составляют тот же горизонт с туфом Нережу и поэтому не является синхронным туфу Деж, но более древним нежели последний, даже более древним нежели туф Нережу гельвет-тортонской границы. Он мог бы принадлежать бурдигальскому ярусу.

Тектоника. В исследуемой области находятся две большие структурные единицы: зона флиша, принадлежащая Покрову Таркэу и миоценовая зона. Эти зоны отделяются краевой линией флиша, которая перекрывает соляный миоцен. Более значительной тектонической линией является в зоне флиша — линия Прелунка—Фурул, более значительная нежели чешуйчатая линия.

Миоценовая зона ограничена на В. перикарпатской линией. В этой зоне были выделены пять структур: структура Милков — Гура Нережул; чешуя Д. Стойкицей — Д. Бези; структура Д. Ченарул — Д. Былан; чешуя Бутокоаса — Д. Хыжмэй; чешуя Рэйюц — Титила Гырбова.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION NEREJU—REGHIU—ANDREIAȘU (VRANCEA)

PAR

IONIȚĂ STAN

(Résumé)

Stratigraphie. La région comporte des dépôts de flysch crétacés-supérieurs — paléogènes ainsi que des dépôts lagunaires miocènes.

Le Sénonien renferme les roches suivantes: grès calcaires, calcaires gréseux, marnoargiles de couleur gris-blanchâtre, gris foncé, verte et rougeâtre, et grès mica-fères finement grenus. Les roches sont associées en deux horizons: 1) l'horizon grésocalcaire; 2) l'horizon des marnes à fucoides, selon la prédominance de l'une ou de l'autre roche. Elles comprennent aussi des fragments d'Inocérames.

Le Danien est représenté par un horizon de grès glauconieux, dénommé le grès de Muntioru. À part ce grès on rencontre encore des intercalations de marno-argiles vertes ou gris noirâtre, ainsi qu'une couche de tuf brécheux et des inter-



calations de conglomérats brècheux à éléments de tufs verts. Le grès de Muntioru renferme à sa base un paquet épais de 50 m de grès très durs, quartzitiques, glauconieux, de grès finement grenus, micafères, et de marnoargiles vertes ou grises. L'épaisseur totale du Danien atteint 250 m environ. Dans ce complexe ont été rencontrés deux moulages attribués à l'espèce *Corbis laxilamella* May.-Eym., grâce auxquels on a établi un parallèle avec le Danien de Libie. En Roumanie, le grès de Muntioru est l'équivalent du grès de Sîn Petru de Hațeg où l'on a découvert des Dinosauriens. Ce grès représente le dernier terme du Crétacé. Il a été attribué au Danien, si l'on considère le Danien comme dernier terme du Crétacé. Si le Danien représente le premier terme du Tertiaire, alors le grès de Muntioru ainsi que le grès de Sîn Petru de Hațeg doivent être rapportés au Maestrichtien.

Le Paléocène — Lutétien inférieur est formé par le complexe des argiles rouges et vertes et le complexe des calcaires à silifications. Le premier complexe atteint une épaisseur de 60 m environ, sans toutefois affleurer complètement et il pourrait être l'équivalent des argiles rouges inférieures du Paléocène de Transylvanie.

Le Lutétien supérieur est en général pélitique (marnoargiles grises et vertes, plus rarement rougeâtres) avec des intercalations de grès micafères en couches minces. L'épaisseur de ce complexe est d'environ 150 m et il peut être parallélisé avec les argiles bariolées supérieures du Bassin Transylvain.

L'Auversien est constitué par trois paquets; à savoir: le paquet de la base, le paquet des calcaires gris, gréseux à tufs et le paquet grésocalcaire dépourvu de tufs. Les trois paquets comportent des intercalations de grès de Tarcău et de marnoargiles grises et vertes. Le deuxième paquet comprend deux intercalations de tufs brècheux épais de 40 et 60 cm. Dans ces couches ont été identifiés: *Nummulites variolarius* L., *Nummulites* cf. *stritus* B., *Operculina* sp., *Discocyclina* cf. *Bartolomeyi* SCHL., *Nucula* cf. *woodi* COSSM., *Diastoma costellata* L., *Turritella* sp., des restes de Pectinides et de Mitilides. L'Auversien de Vrancea peut être parallélisé avec le complexe des gypses supérieurs à calcaires des couches de Cluj, en Transylvanie.

Le Ludien (Couches de Plopu) est formé de marnoargiles vertes et grises, d'argiles rouges, d'intercalations de grès finement grenus en couches minces, de grès jaunâtres ferrugineux.

Le grès de Lucăcești est constitué par un grès quartzitique, glauconieux, finement grenu avec des intercalations de marnoargiles gris-vert. Il atteint 20—25 m d'épaisseur.

Le grès de Zîrna est formé par un paquet de grès blanchâtres, quartzitiques à ciment siliceux, pareils au grès de Kliwa et de minces intercalations argileuses.

Le grès de Lucăcești et le grès de Zîrna pourraient représenter le Lattorfien. Le grès de Zîrna représente le dernier dépôt de l'Éocène et il atteint environ 20 m d'épaisseur.



L'Oligocène est représenté par les séries suivantes:

La série inframénilitique comprenant des dépôts de Flysch typiques, est formée par des grès fins, micafères, des marno-argiles grises et vertes, des calcaires marneux, des grès durs quartzitiques, des marnes schisteuses. Cette série comprend également une intercalation de tuf noirâtre, épaisse de 1,5 m. Dans la région, la série atteint 27 m d'épaisseur mais à ce qu'il paraît elle n'est pas complètement développée.

Les ménilites inférieures accusent 10 m d'épaisseur et elles comprennent des ménilites, des marnes bitumineuses, des grès durs, des dysodiles et des marno-calcaires.

Les marnes bitumineuses renferment des intercalations de grès durs et de marnes plus tendres, atteignant 60—70 m d'épaisseur. Dans ce paquet, on a rencontré des fossiles tels: *Clupea longimana* HECK., *Lepidopus* sp., des Ostracodes, des écailles de *Seranus*, donc une faune rupélienne.

Le grès de Kliwa est un complexe constitué par le grès de Kliwa, des marnes grises schisteuses et des dysodiles. Il comprend aussi des paquets flyschoïdes, formés de grès fins, calcaires, curbicorticaux, de marnes grises et de trois intercalations de tufs.

Tous les dépôts décrits plus haut, depuis la série inframénilitique jusqu'au grès de Kliwa ont été attribués à l'Oligocène.

Le Miocène salifère est représenté par le Burdigalien et le Vindobonien. Le Burdigalien consiste en marno-argiles rouges et grises, grès et microconglomérats à éléments verts. Le Vindobonien comprend l'horizon gris du Salifère ainsi que les horizons tortoniens (tuf de Dej et schistes à Radiolaires). Il est formé par: l'horizon des marnes de Butucoasa, les gypses de Gura Gârbovei, l'horizon des grès calcaires bitumineux, le tuf de Nereju, le paquet des marnes supérieures, l'horizon gréseux supérieur, l'horizon du tuf de Dej, les schistes à radiolaires. L'épaisseur totale du Vindobonien est 2 300 à 2 500 m. La limite entre les deux subétages, c'est-à-dire entre l'Helvétien et le Tortonien, se trouve au niveau du tuf dacitique de Nereju.

Dans la région apparaissent deux complexes de tufs dacitiques, à savoir: l'un à Nereju et l'autre à Răiuș—Titila. Celui de Nereju a été parallélisé avec le tuf de Dej. Le complexe de Răiuș—Titila présente des intercalations de grès de type Kliwa, dénommés grès de Răchitașu, et à la base, 10 m de gypses. Le grès de Răchitașu et les gypses de la base sont absents dans le complexe du tuf dacitique de Nereju. C'est pourquoi, l'auteur a supposé que le tuf dacitique à grès de Răchitașu ne représente pas le même horizon que celui de Nereju et par conséquent il n'est pas synchrone au tuf de Dej, mais plus ancien que ce dernier, voire même plus ancien que le tuf de Nereju à la limite Hélvétien-Tortonien. Il pourrait appartenir au Burdigalien.

Tectonique. Dans la région étudiée il y a deux grandes unités structurales, telles: la zone du Flysch, appartenant à la Nappe de Tarcău et la zone miocène.



Les deux zones sont séparées par la ligne marginale du Flysch, le long de laquelle ce dernier chevauche le Miocène salifère. En tant que ligne tectonique plus importante, l'auteur mentionne la ligne Prelunca — Furul, à ce qu'il paraît plus importante qu'une ligne d'écailles.

La zone miocène est bordée à l'E par la ligne péricarpatique. Dans son cadre on a identifié cinq structures: la structure Milcov—Gura Nerejului; l'écaille Dealul Stoichiței — Dealul Bezi; la structure Dealul Cenarului — Dealul Bălan; l'écaille Butucoasa — Dealul Hîjmei; l'écaille Răiuș—Titila—Gârbova.



CERCETĂRI MICROTECTONICE ÎN REGIUNEA GHELAR — TELIUC (MUNȚII POIANA RUSCĂ) ¹⁾

DE
IOSIF BERCIA, ELVIRA BERCIA

Studiul microtectonic al regiunii Ghelar—Teliuc a fost făcut în cadrul cercetărilor complexe inițiate de Comitetul Geologic în anul 1958 cu scopul de a se descifra structura geologică și de a se stabili poziția stratigrafică și geneza minereurilor de fier. Deși cercetările microtectonice au avut un caracter experimental (reprezentînd prima aplicare a acestei metode la studiul șisturilor cristaline de la noi din țară) ele au contribuit într-o măsură importantă la descifrarea structurii geologice și la interpretarea datelor de teren. În cele ce urmează vom face la început o prezentare a datelor obținute din analiza diagramei de sector, apoi vom trece la caracterizarea simetriei structurilor, morfologiei cutelor, competenței tectonice a rocilor, după care vom analiza elementele lineare și tectonica fisurilor; la sfîrșit se va arăta contribuția cercetărilor microtectonice la înțelegerea tectonicii de ansamblu și la determinarea vârstei tectonice a rocilor.

Prezentarea datelor

Suprafața cercetată a fost împărțită în sectoare omogene, pentru care au fost pregătite diagrame de sector colective și selective ale diferitelor elemente structurale. Stabilirea sectoarelor s-a făcut ținîndu-se seama de competența tectonică și de caracterul petrografic al rocilor; în acest mod au fost obținute diagrame separate pentru zona dolomitelor și calcarelor cristaline, pentru zona mixtă și pentru zona șisturilor. În fiecare din aceste zone s-au construit diagrame separate pentru sectoare omogene din punct de vedere al poziției axei tectonice. La descrierea fiecărui sector sînt prezentate maximele caracteristici ale elementelor structurale (sub formă de valori ale azimutelor), pentru axele B , fisurile a c , polii π , etc. Diagramele colective de puncte pentru elementele principale sînt reprezentate în figuri. Diagramele de sector pentru

¹⁾ Comunicare în ședința din 17 aprilie 1959.



fisuri și axele tectonice sînt prezentate în cartodiagrama anexată (vezi planșa), în care diagramele sînt indicate cu numărul sectorului din text. Maximele principalelor sisteme de fisuri sînt indicate în diagrame cu cifre romane. Din cauza numărului mic de măsurători sau lipsei de spațiu nu toate sectoarele au diagrame pentru fisuri. Locul acestor sectoare a fost indicat cu numărul sectorului. Axa tectonică principală este dată de poziția maximelor cu valoarea cea mai ridicată și de axa centurii polilor ($h01$).

Zona dolomitelor și calcarelor cristaline de Hunedoara. În Valea Cernei, Valea Govăjdia și Valea Retișoara aceste roci sînt bine deschise. Ele reprezintă domeniul cel mai competent din punct de vedere tectonic. În marea masă a dolomitelor și calcarelor cristaline se observă zone masive și zone stratificate. În primul caz stabilirea poziției axei tectonice a fost posibilă numai prin studiul statistic al fisurilor. După criteriul omogenității au fost stabilite mai multe sectoare, după cum urmează:

Sectorul 1 — Valea Cernei.

Diagrama fisurilor (diagrama 1) conține 56 fisuri, din care 6 cu calcit (tip ac) și 2 cu brezii (tip ac'). Maximele principale ale diagramei sînt: $ac=106^\circ/0^\circ$ și $ac'=130^\circ/5^\circ$ ¹⁾. Poziția maximului ac determină direcția structurii. În diagramă se schițează o centură de maxime ale polilor fisurilor ($h01$).

Sectorul 2 — Valea Govăjdia, între satul Cătinaș și km 10.

Diagrama fisurilor (diagrama 2) conține 201 măsurători, din care 6 fisuri cu brezii și 25 fisuri cu calcit. Breziile apar pe plane ac și ($hk0$). Diagrama prezintă o centură ($h01$) ca și în sectorul precedent. Maximile sistemelor principale sînt: $ac=102^\circ/0^\circ$ și $ac'=90^\circ/0^\circ$. În diagramă sînt bine exprimate de asemenea fisurile ($hk0$) și fisurile ($h01$).

Sectorul 3 — Valea Govăjdia, în amonte de Cătinaș.

Diagrama fisurilor (diagrama 3) conține 145 măsurători, din care: 14 sînt fisuri cu calcit (tip ac și bc), iar 16 sînt cu brezii [tip ac , bc , și ($hk0$)]. Maximele sistemelor principale sînt: $ac=270^\circ/7^\circ$; $bc=168^\circ/0^\circ$; ($hk0$)= $65^\circ/15^\circ$.

Sectorul 4 — Valea Govăjdia, între satul Cătinaș și Cantonul Tulea.

Diagrama fisurilor (diagrama 4) conține 190 fisuri, din care: 14 cu calcit tip ($h01$) și ($hk0$). Maximile principale sînt: $ac=283^\circ/8$; $ac'=95^\circ/8^\circ$; ($hk0$)= $328^\circ/5^\circ$ și $65^\circ/10^\circ$. Deși unghiul dintre maximele ac și ac' este numai de 8° , totuși dedublarea maximului ac este evidentă. Centura ($h01$) este incipientă. În acest sector au fost măsurate deasemenea 3 foliații, ai căror poli se dispun pe un cerc π cu polul în poziția $90^\circ/0^\circ$.

Sectorul 5 — Tulea.

Diagrama fisurilor (diagrama 5) conține 100 fisuri. Dintre acestea, 7 sînt umplute cu calcit și se concentrează în zona maximului ac . Maximele principale sînt: $ac=100^\circ/0^\circ$; $ac'=90^\circ/0-5^\circ$; ($h01$)= $=23^\circ/45^\circ$. După poziția maximului ac , axa structurii are poziția aproape orizontală.

Sectorul 6 — Valea Govăjdia, în aval de Tulea.

Diagrama fisurilor (diagrama 6) conține 147 măsurători, din care 33 sînt umplute cu calcit. Acestea din urmă apar în zona maximului ac și ac' . Maximele principale sînt: $ac=283^\circ/6^\circ$; $ac'=87^\circ/3^\circ$;

¹⁾ Am notat cu ac' dublura maximului ac .



(hOl) = $0^\circ/12^\circ$; (hkO) = $41^\circ/23^\circ$ și $320^\circ/28^\circ$ (conjugate). Foliațiile (10 măsurători) și linițiile (3 măsurători) au fost proiectate în diagrama de puncte (fig. 1/a.). Dispoziția polilor foliațiilor nu permite trasarea cercului π și nici construcția axelor β probabil din cauza înclinărilor foarte mici. Linițiile au poziția: $102^\circ/0^\circ$ și $93^\circ/9^\circ$. Privind valorile maximelor ac și linițiilor se observă că fiecare liniție corespunde unui maxim ac , permițând următoarea grupare:

$$\begin{aligned} ac &= 283^\circ/6^\circ; l = 102^\circ/0^\circ; \\ ac' &= 87^\circ/3^\circ; l = 93^\circ/9^\circ. \end{aligned}$$

Înclinarea axei B fiind deci de $0^\circ - 9^\circ$ E.

Sectorul 7 — Valea Govăjdia, între Tulea și Gara Govăjdia.

Diagrama fisurilor (diagrama 7) conține 185 măsurători, din care: 6 cu calcit (tip ac) și 5 cu breții de tip (hkO) și ac . Maximele principale sînt: $ac = 278^\circ/4^\circ$; (hOl) = $354^\circ/11^\circ$; (hkO) = $213^\circ/6^\circ$ și $58^\circ/0^\circ$. În sector au fost măsurate 6 sîstozități cu polul π aproximativ în poziția $285^\circ/6^\circ$ (fig. 1/b). Maximele care dau poziția structurii sînt: $ac = 278^\circ/4^\circ$ și $\pi = 285^\circ/6^\circ$.

Sectorul 8 — Valea Măguri.

Diagrama fisurilor (diagrama 8) cuprinde 80 măsurători. Maximele principale sînt: $ac = 265^\circ - 270^\circ/0 - 11^\circ$; $ac' = 286^\circ/8^\circ$; (hOl) = $0^\circ/40^\circ$ (hkO) = $44^\circ/10^\circ$ și $320^\circ/2^\circ$. Polii foliațiilor (18 măsurători) se înscriu în tri-un cerc π cu polul în poziția $263^\circ/25^\circ$, iar elementele liniare B (16 măsurători) prezintă un maxim în poziția $270^\circ/14^\circ$ care se suprapune peste maximul ac al fisurilor; cîțiva poli apar în zona maximului ac' (fig. 1/c). Elementele structurale principale se grupează astfel:

$$B = 270^\circ/14^\circ; \pi = 272^\circ/10^\circ; ac = 265^\circ/5^\circ - 270^\circ/11^\circ; ac' = 286^\circ/8^\circ.$$

Prima grupă dă poziția axului B principal, care este E-W/10-14° W.

Sectorul 9 — Drumul Șesurilor.

Diagrama fisurilor (diagrama 9) cuprinde 57 măsurători. Maximele principale sînt: $ac = 271^\circ/1^\circ$; $ac' = 111^\circ/0^\circ$. Foliațiile (13 măsurători) au polul π în poziția $263^\circ/25^\circ$, iar linițiile (4 măsurători) se concentrează în zona $270^\circ/5^\circ - 2^\circ$ (fig. 1 d.). Dedublarea maximelor este puțin evidentă. Poziția axei B este dată de următoarea grupă de maxime: $B = 270^\circ/20^\circ$; $\pi = 263^\circ/25^\circ$; $ac = 277^\circ/1^\circ$.

Sectorul 10 — Valea Irastului.

În acest sector au fost măsurate numai foliațiile (14 măsurători) al căror pol π se proiectează în poziția $270^\circ/5^\circ$.

Sectorul 11 — Valea Retișoara.

Diagrama fisurilor (diagrama 11) conține 105 fisuri, din care: 17 cu calcit (tip ac) și 5 cu breții tip (hOl). Maximele principale sînt: $ac = 97^\circ/4^\circ$ și (hOl) = $6^\circ/8^\circ$; $25^\circ/53^\circ$ și $181^\circ/21^\circ$. Polii fisurilor direcționale (hOl) formează o centură bine conturată în jurul axei B . Au fost măsurate 4 foliații cu axele β aproximativ în poziția maximului ac . Direcția structurii este dată de maximul $ac = 97^\circ/4^\circ$.

B) Zona mixtă este zona de competență mixtă în care se face îndințarea dintre rocile carbonatate și șisturi. În această zonă au fost separate următoarele sectoare:

Sectorul 12 — Valea Găvăjdia, în aval de km 10.

Diagrama fisurilor (diagrama 12) cuprinde 80 măsurători. Maximele principale sînt: $ac = 282^\circ/0^\circ - 102^\circ/8^\circ$; (hOl) = $13^\circ/0^\circ$; (hkO) = $311^\circ/10^\circ$ și $38^\circ/0^\circ$. Polii foliațiilor (27 măsurători) se dispun în vecinătatea polilor diagramei, cu o diseminare accentuată în partea de sud, iar elementele liniare (8 axe de cute în șisturi și 2 liniții în calcare) se dedublează în jurul poziției de 90° (fig. 1/e). Maximele axelor B sînt: $98^\circ/6^\circ$ și $85^\circ/2^\circ$. Linițiile din calcare sînt aproape paralele cu planele (hkO).



EXPLICAȚIA FIGUREI 1

- a)* Elemente structurale în dolomite și calcare cristaline pe valea Govăjdia, între Căținaș și Tulea (sectorul 6).
- b)* Elemente structurale în dolomite și calcare cristaline pe Valea Govăjdia, între Cariera Tulea și gara Govăjdia (sectorul 7).
- c)* Elemente structurale în dolomite și calcare cristaline pe valea Măgurii (sectorul 8).
- d)* Elemente structurale în dolomite și calcare cristaline pe drumul Șesurilor (sectorul 9).
- e)* Elemente structurale pe valea Govăjdia, în aval de km 10 (sectorul 12).
- f)* Elemente structurale pe valea Irastului (sectorul 14).



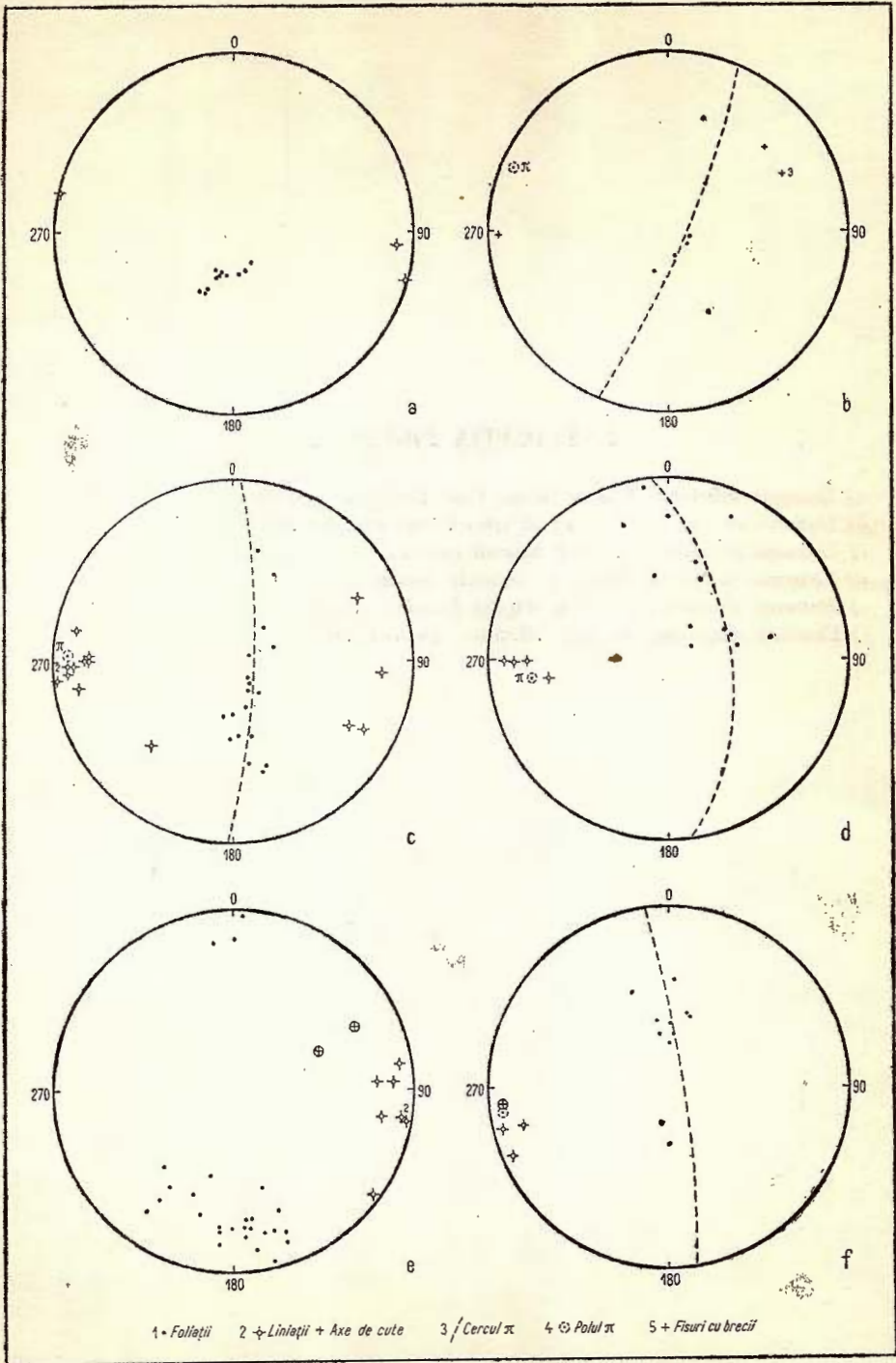
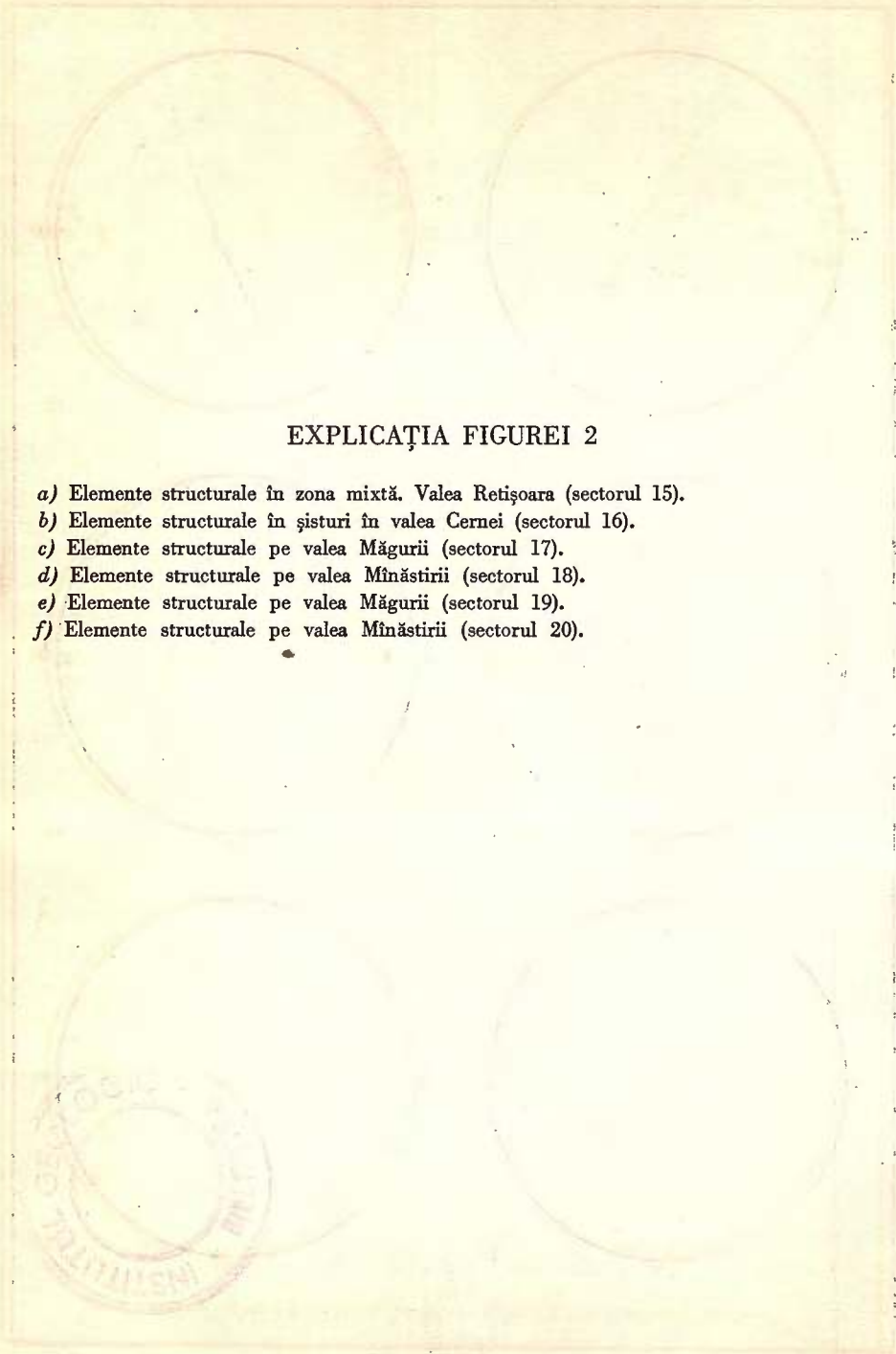


Fig. 1.





EXPLICAȚIA FIGUREI 2

- a)* Elemente structurale în zona mixtă. Valea Retișoara (sectorul 15).
- b)* Elemente structurale în șisturi în valea Cernei (sectorul 16).
- c)* Elemente structurale pe valea Măgurii (sectorul 17).
- d)* Elemente structurale pe valea Mînăstirii (sectorul 18).
- e)* Elemente structurale pe valea Măgurii (sectorul 19).
- f)* Elemente structurale pe valea Mînăstirii (sectorul 20).



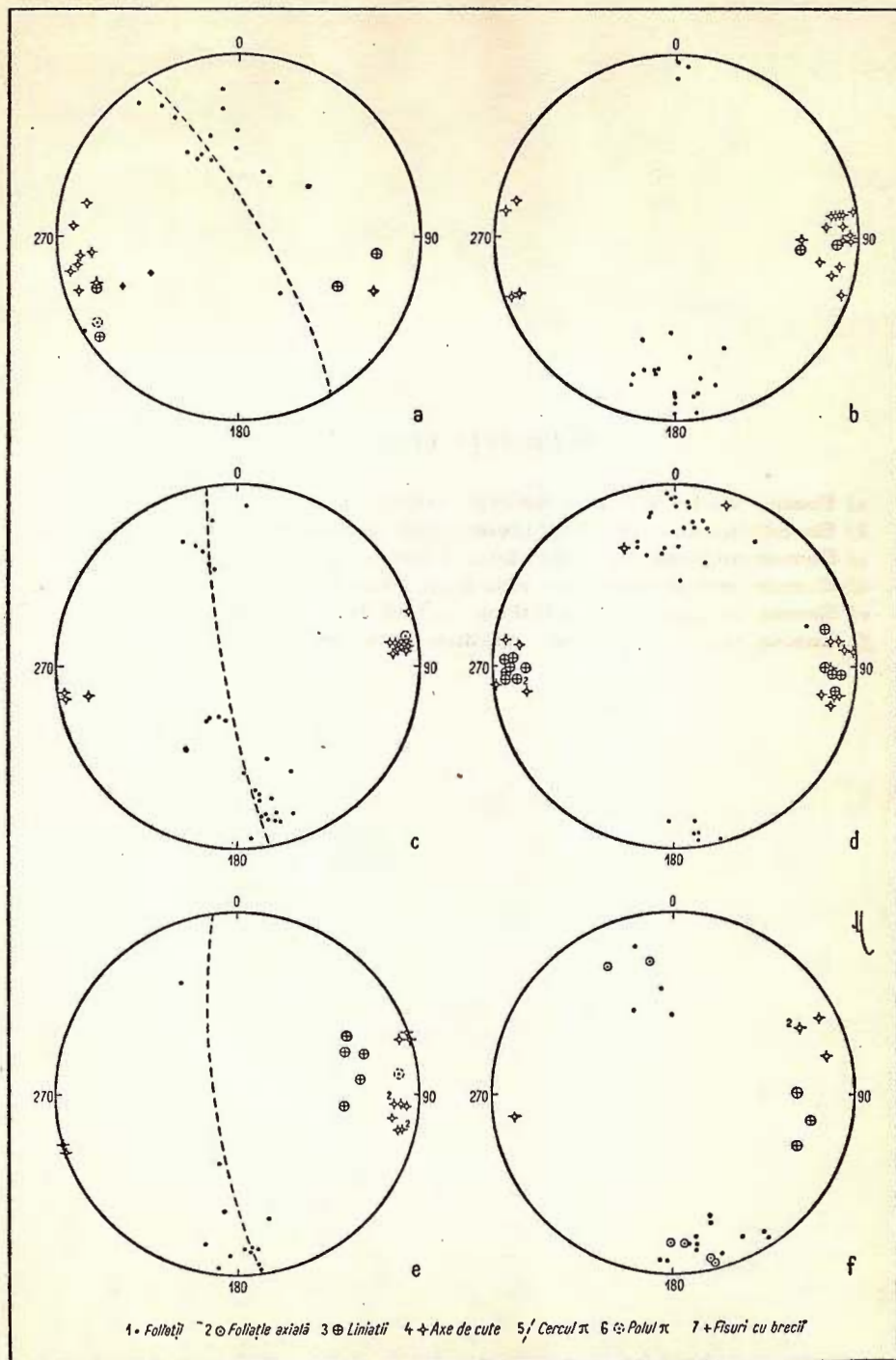


Fig. 2.





EXPLICAȚIA FIGUREI 3

- a)* Elemente structurale pe valea Minăstirii (sectorul 21).
- b)* Elemente structurale pe drumul Ghelar—Teliuc (sectorul 23).
- c)* Elemente structurale pe drumul Ghelar—Teliuc (sectorul 24).
- d)* Elemente structurale pe afluent stîng al văii Minăstirii (sectorul 25).
- e)* Elemente structurale pe valea Retișoara (sectorul 26).
- f)* Elemente structurale pe afluentul văii Retișoara (sectorul 27).



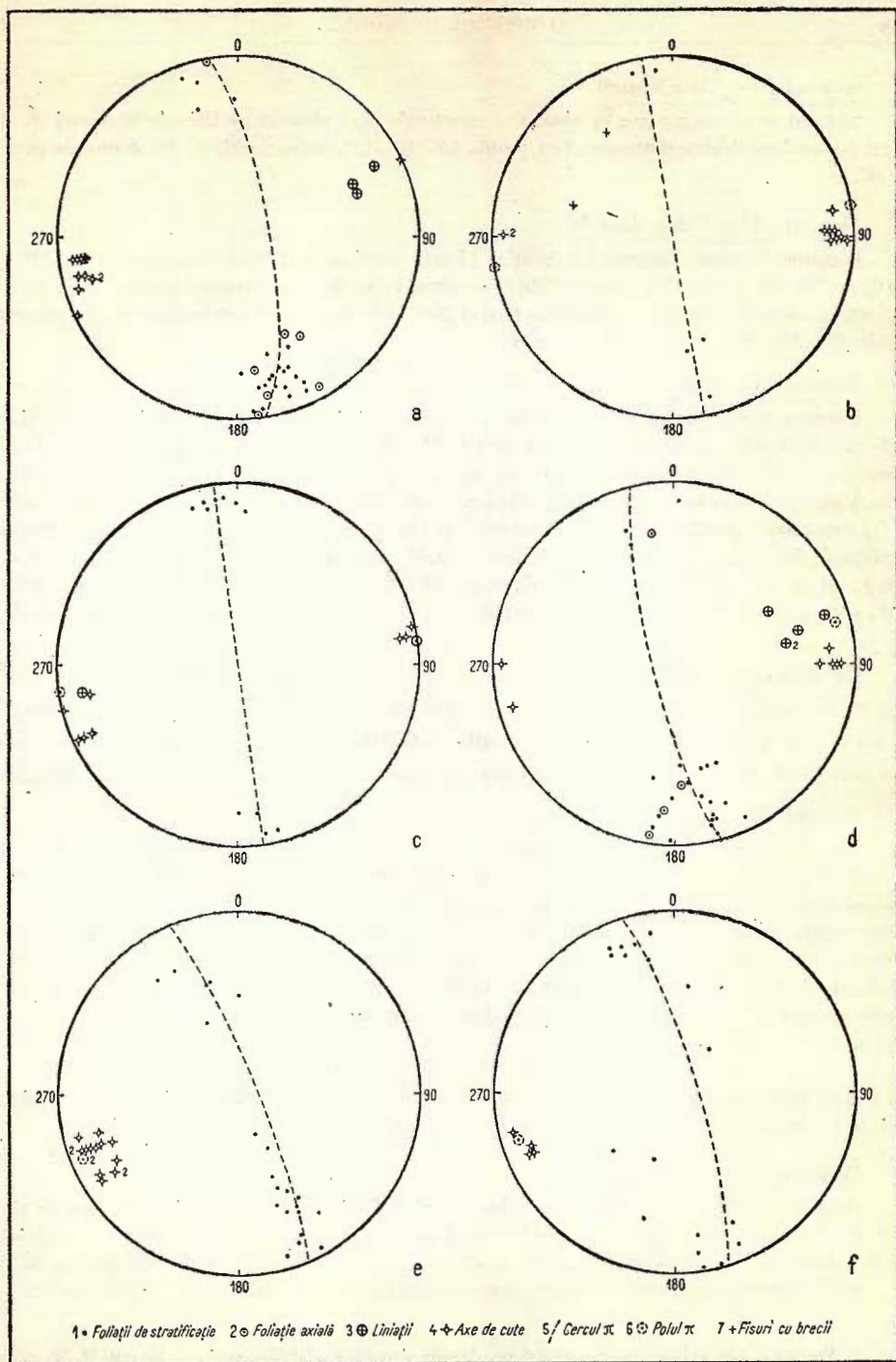


Fig. 3.



Sectorul 13 — Valea Măgurii.

Sectorul este foarte sărac în elemente structurale și se plasează pe linia de 0° a axei B . Au fost măsurate 4 axe de cute, dintre care 2 cu poziția $265^\circ/8^\circ-12^\circ$, una cu poziția $85^\circ/6^\circ$ și una cu poziția $74^\circ/5^\circ$.

Sectorul 14 — Valea Irastului.

Diagrama fisurilor (diagrama 14): conține 35 măsurători cu următoarele maxime: $ac = 254^\circ/2^\circ$; (hOl) = $354^\circ/48^\circ$ și $152^\circ/62^\circ$. Centura (hOl) este clară. Foliațiile (8 măsurători) au polul π în poziția $262^\circ/6^\circ$, iar axele B (3 măsurători) apar în poziția $254^\circ/8^\circ$ (fig. 1/f). Elementele principale se grupează astfel: $B = 254^\circ/8^\circ$; $ac = 254/20$; $\pi = 262^\circ/6^\circ$.

Sectorul 15 — Valea Retișoara.

Diagrama fisurilor (diagrama 15) conține 121 măsurători și prezintă o centură clară (hOl). Maximele principale sînt următoarele: $ac = 251^\circ/6^\circ$; (hOl) $350^\circ/39^\circ$; (hko) = $108^\circ/0^\circ$; (OkL) = $71^\circ/79^\circ$. Fisurile cu calcit (10 măsurători) sînt de tip ac , iar fisurile cu breccii (2 măsurători) de tip (OkL). Polii foliațiilor (18 măsurători) se dispun după un cerc π cu polul = $240^\circ/10^\circ$, iar elementele liniare B (13 măsurători) prezintă maximum poziția $260^\circ/10^\circ$ (în fig. 2 a). În diagrama de puncte se observă tendința de dedublare a poziției elementelor liniare, majoritatea concentrîndu-se în maximum indicat mai sus, restul în cadranele NW și SE. Poziția principală este $240^\circ-262^\circ/10^\circ$ (WSW). Poziția WNW—ESE, puțin evidențiată în acest sector, este predominantă în dolomitele cristaline din aval (sectorul 11).

C) Zona șisturilor, formată predominant din șisturi sericitoase — cloritoase, șisturi cloritoase tufogene, șisturi grafitoase cu intercalații subordonate de cuarțite și roci carbonatate ¹⁾, este incompetentă din punct de vedere tectonic; ea ocupă cea mai mare suprafață din regiunea cercetată. Au fost separate următoarele sectoare:

Sectorul 16 — Valea Cernei.

Diagrama fisurilor (diagrama 16) conține 77 măsurători cu următoarele maxime mai importante: $ac = 82^\circ/8^\circ$; $ac' = 97^\circ/10^\circ$; (hOl) = $180^\circ/0^\circ$ și $0^\circ/40^\circ$; (hko) = $59^\circ/0^\circ$ și $148^\circ/0^\circ$. În diagramă se observă centura nord-sud dată de polii fisurilor (hOl). Polii foliațiilor (22 măsurători) se proiectează pe o zonă π aproximativ nord-sud (fig. 2/b). Elementele liniare (19 axe de cute și 2 liniații ale mineralelor) se dedublează în jurul poziției vest—sud—vest cu maximum în poziția: $80^\circ/10^\circ$. Dedublarea axelor B se corelează cu dedublarea maximumului fisurilor ac (ac și ac'), indicînd sincronismul acestor elemente structurale. Grupînd maximele principale se obțin două direcții B :

$$B = 83^\circ/10^\circ; \quad ac = 82^\circ/8^\circ;$$

$$B' = 102^\circ/10^\circ \text{ și } 282^\circ/5^\circ; \quad l = 95^\circ/12^\circ \text{ și } 98^\circ/31^\circ; \quad ac' = 97^\circ/10^\circ.$$

Axul B principal este dat de prima grupă de maxime. În comparație cu diagrama sectorului 1 de la nord, maximele apar rotite cu aproximativ 24° de la dreapta spre stînga.

Sectorul 17 — Valea Măgurii.

Diagrama fisurilor (diagrama 17) conține 48 măsurători. Maximele principalelor sisteme sînt: $ac = 85^\circ/5^\circ$; $ac' = 285^\circ/18^\circ$; (hko) = $249^\circ/12^\circ$ și $303^\circ/3^\circ$. Diagrama de puncte (fig. 2/c), cuprinde 26 de foliații cu polul π în poziția $78^\circ/7^\circ$ și 13 axe de cute B cu maximum în poziția $82^\circ/7^\circ$ $ac = 85/5^\circ$. Valorile maximelor se dispun într-o singură grupă: $B = 82^\circ/5^\circ$; $\pi = 78^\circ/7^\circ$; $ac = 85/5$.

¹⁾ Pentru detalii privind petrografia și stratigrafia șisturilor cristaline vezi: O. MAIER, M. MUREȘAN și G. MUREȘAN. Structura geologică a regiunii Teliuc—Ghelar (volumul de față).



Analizând diagramele sectoarelor din Valea Măgurii (sectoarele 8, 13 și 17) se remarcă o identitate a poziției axei tectonice principale. Elementele structurale au în această regiune poziții asemănătoare, indiferent de competența rocilor. Acest fapt se datorește poziției Văii Măgurii paralel cu linia de 0° a axei structurii.

Sectorul 18 — Valea Minăstirii.

Diagrama fisurilor (diagrama 18) conține 103 măsurători și prezintă următoarele sisteme mai importante: $ac = 77^\circ/7^\circ$; $(hOl) = 0^\circ/7^\circ$ și $334^\circ/66^\circ$; $(hkO) = 314^\circ/16^\circ$. Zona maximului ac este largă fără a se observa decât o ușoară tendință de dedublare. Polii foliațiilor (32 măsurători) apar diseminați în jurul poziției nord a diagramei, de o parte și de alta a diametrului N—S. Polul π se găsește în poziția E și W. (fig. 2/d). Elementele liniare (14 axe de cute și 14 linații ale mineralelor) prezintă o dedublare în jurul direcției E—W, cu maxime în pozițiile: $85^\circ/0^\circ$ și $100^\circ/10^\circ - 280^\circ/10^\circ$. Maximele structurale se grupează astfel:

$$B = 85^\circ/0^\circ; \quad l = 77^\circ/14^\circ \text{ și } 268^\circ/12^\circ; \quad ac = 77^\circ/7^\circ; \\ B' = 100^\circ/10^\circ \text{ și } 280^\circ/10^\circ; \quad l = 95^\circ/10^\circ.$$

Poziția axei B principale este dată de prima grupă de maxime.

În diagrama de puncte (fig. 2/d) se observă câteva axe de cute care se proiectează în jumătatea de N a diagramei. Acestea sînt probabil cute de clivaj.

Sectorul 19 — Valea Minăstirii.

Deși diagrama fisurilor (diagrama 19) conține numai 36 măsurători totuși maximele se conturează clar: $ac = 270^\circ/5^\circ$; $ac' = 77^\circ/8^\circ$; $(hkO) = 300^\circ/3^\circ$ și $313^\circ/0^\circ$. Foliațiile (13 măsurători) au polul π în poziția $82^\circ/10^\circ$, iar elementele liniare (13 axe de cute și 5 linații ale mineralelor) se dispun, ca și în diagrama sectorului 18, de o parte și de alta a liniei E—W (fig. 2 e). Perechea de valori ale maximele este:

$$B = 72^\circ/2^\circ; \quad l = 68^\circ/31^\circ \text{ și } 83^\circ/30^\circ; \quad \pi = 82^\circ/10^\circ; \quad ac = 77^\circ/8^\circ; \\ B' = 96^\circ/12^\circ; \quad l = 95^\circ/40^\circ; \quad ac' = 270^\circ/5^\circ.$$

Dedublarea este evidentă pentru toate elementele structurale principale. Prima grupă dă direcția principală și include și polul π . Axa B cade spre E.

Sectorul 20 — Valea Minăstirii.

În acest sector au fost măsurate 25 fisuri (diagrama 20). Maximele principale sînt: $ac = 259^\circ/4^\circ$; $ac' = 278^\circ/4^\circ$; $(hOl) = 332^\circ/62^\circ$; $(hkO) = 120^\circ/8^\circ$. Au fost măsurate foliații de stratificație (16 măsurători) și foliații ale planului axial (6 măsurători), ai căror poli formează o centură incompletă cu direcția NNW—SSE cu polul suprapus peste zona de proiecție a axei B (fig. 2/f). Axele B (5 măsurători) au poziția generală $64-76^\circ/10-20^\circ$, iar linațiile (3 măsurători) se proiectează în cadrantul S—E cu poziții cuprinse între $90^\circ/30^\circ$ și $111^\circ/27^\circ$. Grupele de maxime sînt:

$$B = 76^\circ/14^\circ; \quad 64^\circ/10^\circ; \quad 64^\circ/22^\circ; \quad 262^\circ/12^\circ; \quad ac' = 259^\circ/4^\circ; \quad \pi = 79^\circ \\ l = 90^\circ/30^\circ; \quad 102^\circ/22^\circ; \quad 111^\circ/27^\circ; \quad ac = 278^\circ/4^\circ.$$

Poziția axei B, dată de prima grupă de maxime, este $N64^\circ E-N 70^\circ E$ și înclină cu $10-22^\circ$ spre E

Sectorul 21 — Valea Minăstirii.

Diagrama fisurilor (50 măsurători) prezintă următoarele maxime: $ac = 72^\circ/0^\circ$; $ac' = 56^\circ/0^\circ$; $(hkO) = 21^\circ/2^\circ$ și $284^\circ/5^\circ$; $(hOl) = 174^\circ/4^\circ$. Polii foliațiilor (22 foliații de stratificație și 6 foliații axiale) formează o centură cu polul π în poziția: $260^\circ/15^\circ$ (fig. 3/a). Axele de cute (10 măsurători) se concentrează în poziția: $257^\circ/14^\circ$, iar linațiile (3 măsurători) se proiectează pe aceeași direcție, însă în sens opus. Deși aici maximele pot fi aranjate deasemeni în două grupe, dedublarea este mai puțin evidentă

$$B = 257^\circ/14^\circ; \quad \pi = 260^\circ/15^\circ; \quad l = 72^\circ/30^\circ; \quad ac = 72^\circ/0^\circ \\ l = 66^\circ/30^\circ; \quad 64^\circ/6^\circ -; \quad ac' = 56^\circ/0^\circ.$$



EXPLICAȚIA FIGUREI 4

- a) Elemente structurale pe drumul din versantul drept al văii Retișoara (sectorul 28).
- b) Elemente structurale pe valea Teteușului (sectorul 29).
- c) Elemente structurale din mina Mihail (sectorul 32).
- d) Diagrama generală a elementelor liniare *B*; 220 măsurători; conture: 0,4-1,2-3,2-4-6-8,8-10,8-12,8...15,6.
- e) Diagrama fisurilor cu breccii din calcare și dolomite cristaline. 47 măsurători; conture: 2-4-6-8-10-12-...20.



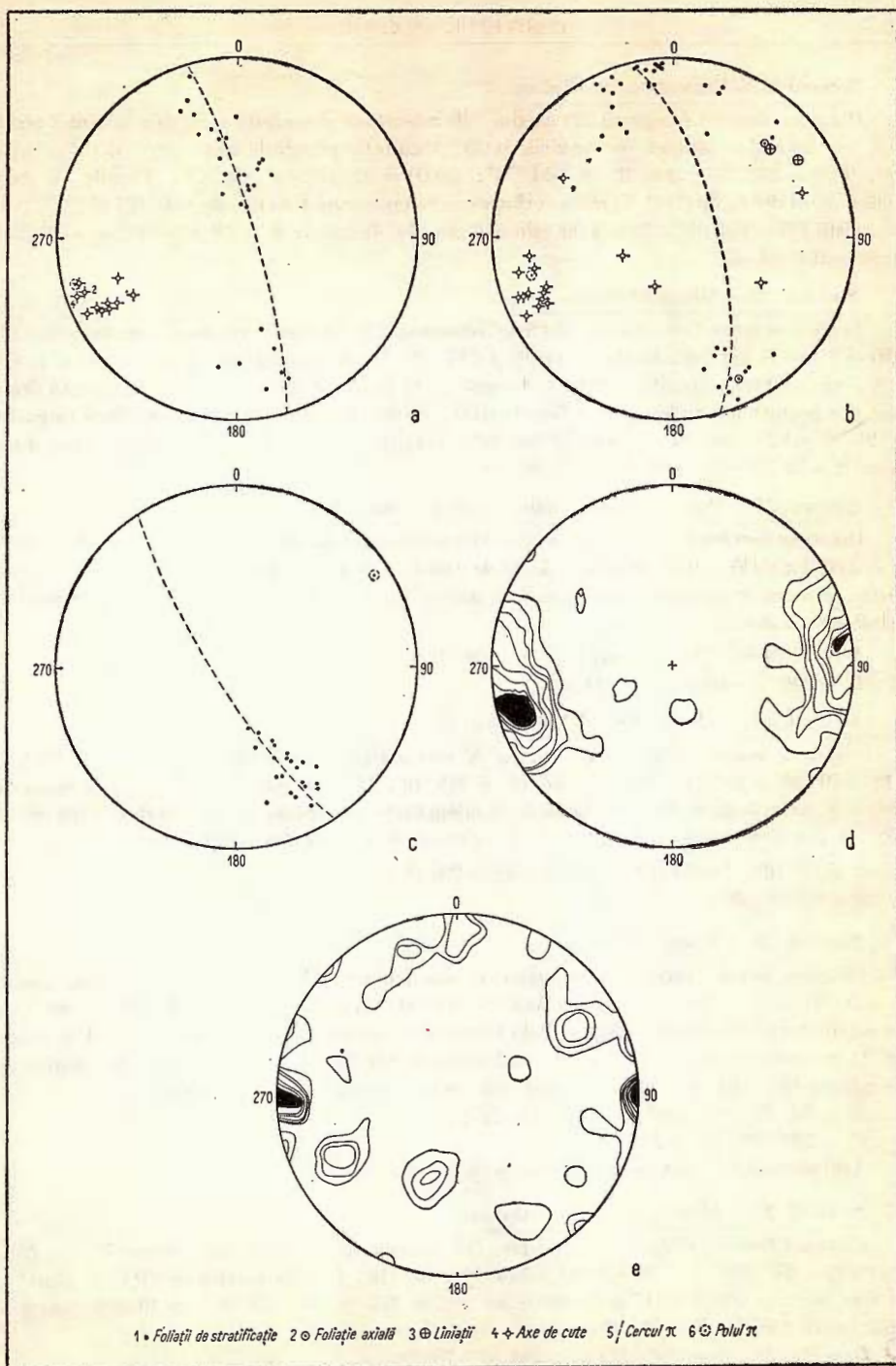


Fig. 4.

Sectorul 22 — Drumul Ghelar—Teliuc.

Diagrama fisurilor (diagrama 22) conține 226 măsurători și prezintă o simetrie triclinică accentuată. Se observă o centură de maxime (hOl). Maximele principale sînt: $ac = 84^\circ/15^\circ$; $ac' = 67^\circ/0$; (hOl) = $172^\circ/38^\circ$; $346^\circ/8^\circ$ și $354^\circ/74^\circ$; (hkO) = $303^\circ/28^\circ$ și $130^\circ/23^\circ$. Fisurile cu cuarț (6 măsurători) sînt de tip (hOl). Ca elemente liniare au fost măsurate două axe de cute ($79^\circ/12^\circ$; $79^\circ/16^\circ$) și 3 linații ($96^\circ-102^\circ/10^\circ-22^\circ$). Axul principal este dat de grupa: $B = 79^\circ/12-16^\circ$; $ac = 84^\circ/15^\circ$; $l = 96^\circ-102^\circ/10-22^\circ$.

Sectorul 23 — Drumul Ghelar—Teliuc.

În acest sector au fost măsurate 150 fisuri (diagrama 23). Maximele principale sînt: $ac = 95^\circ/10^\circ$. (hOl) = $0^\circ/16^\circ$ și $352^\circ/54^\circ$; (hkO) = $134^\circ/0^\circ$ și $244^\circ/12^\circ$. Un maxim puternic se conturează în poziția $66^\circ/6^\circ$, reprezentînd probabil fisuri (hkO). Centura (hOl) în planul ac este evidentă. Se observă deosemeni și o centură incompletă pentru fisurile (hkO). Axele B (10 măsurători) au maximum în poziția $88^\circ/10^\circ$, iar polul π apare în poziția $80^\circ/0^\circ$ (fig. 3/b). Axa structurii este dată de grupa de maxime următoare: $B = 88^\circ/10^\circ$; $\pi = 80^\circ/0^\circ$; $ac = 95^\circ/10^\circ$.

Sectorul 24 — Drumul Ghelar—Teliuc (cuarțite + șisturi).

Diagrama fisurilor (diagrama 24) conține 112 măsurători. Maximele principale sînt: $ac = 90^\circ/0^\circ$ $ac' = 244^\circ/2^\circ$; (hOl) = $0^\circ/2^\circ$ și $0^\circ/74^\circ$. Axele de cute (7 măsurători) apar pe direcția ENE în ambele sensuri, iar polul π (13 foliații) se plasează în poziția $82^\circ/0^\circ$ în zona axelor B (fig. 3/c). Dedublarea axei B este evidentă:

$$B = 78^\circ/0^\circ-80^\circ/10^\circ; \pi = 82^\circ/0^\circ; ac = 90^\circ/0^\circ;$$

$$B' = 246^\circ/5^\circ-15^\circ; ac' = 244^\circ/2^\circ.$$

Sectorul 25 — Afluent stîng al Văii Mînăstirii.

Diagrama fisurilor (diagrama 25) conține 52 măsurători cu maximele principale: $ac = 258^\circ/4^\circ$; (hOl) = $10^\circ/40^\circ$ și $133^\circ/60^\circ$; (hkO) = $40^\circ/16^\circ$ și $284^\circ/18^\circ$. Axele de cute (7 măsurători) se dispun în direcția 90° cu înclinări de $10^\circ-20^\circ$. Linațiile (5 măsurători) se distribuie în zona cuprinsă între $73^\circ/13^\circ$ și $82^\circ/36^\circ$ (fig. 3/d). Polul π are poziția $76^\circ/10^\circ$. Grupele de maxime sînt următoarele:

$$\pi = 76^\circ/10^\circ; l = 73^\circ/13^\circ; 82^\circ/36^\circ; ac = 258^\circ/4^\circ;$$

$$B = 90^\circ/10-20^\circ.$$

Sectorul 26 — Valea Retișoara.

Diagrama fisurilor (diagrama 26) conține 61 măsurători; maximele principale sînt următoarele: $ac = 261^\circ/17^\circ$; $ac' = 244^\circ/11^\circ$; (hOl) = $353^\circ/29^\circ$; $161^\circ/16^\circ$; (hkO) = $299^\circ/17^\circ$; $26^\circ/0^\circ$; $48^\circ/26^\circ$. Centura maximelor (hOl) este bine schițată. Polii foliaților (21 măsurători) au cercul π cu polul în poziția $248^\circ/8^\circ$, iar axele de cute se concentrează în 2 maxime: $254^\circ/17^\circ$ și $240^\circ/19^\circ$, primul cu valoarea cea mai ridicată (fig. 3/e). Poziția elementelor structurale principale este următoarea:

$$B = 254^\circ/17^\circ; \pi = 248^\circ/8^\circ; ac = 261^\circ/17^\circ;$$

$$B' = 240^\circ/19^\circ; ac' = 244^\circ/11^\circ.$$

Axul principal este dat de prima grupă și înclină spre WSW.

Sectorul 27 — Afluent al Văii Retișoara.

Diagrama fisurilor (diagrama 27) conține 114 măsurători. Maximele principale sînt: $ac = 244^\circ/11^\circ$; (hOl) = $352^\circ/32^\circ$; $337^\circ/73^\circ$; (hkO) = $118^\circ/11^\circ$; $135^\circ/16^\circ$. Centura maximelor (hOl) în planul ac este bine marcată. Polul π (17 măsurători) are poziția $254^\circ/0^\circ$, iar axele de cute (4 măsurători) au poziția medie $248^\circ/15^\circ$ (fig. 3/f). Grupele structurale sînt:

$$B = 248^\circ/15^\circ; \pi = 254^\circ/0^\circ; ac = 264^\circ/8^\circ-76^\circ/22^\circ.$$

$$ac' = 244^\circ/11^\circ.$$



Sectorul 28 — Drumul Ghelar — Gara Retișoara.

Diagrama fisurilor nu figurează în harta structurală. Au fost măsurate 124 fisuri. Maximele principale sînt următoarele: $ac = 76^\circ/0^\circ$; $(hOl) = 339^\circ/30^\circ$; $342^\circ/3^\circ$; $(hkO) = 129^\circ/18^\circ$; $314^\circ/12^\circ$. Polii foliațiilor (29 măsurători) se dispun după un cerc π cu polul în poziția $253^\circ/10^\circ$ (fig. 4/a). Axele de cute B (16 măsurători) se concentrează în poziția $249^\circ/14^\circ$. Dedublarea maximelor nu este clară: $B = 249^\circ/14^\circ$; $\pi = 254^\circ/10^\circ$; $ac = 76^\circ/0^\circ$.

Sectorul 29 — Valea Teteușului (Valea Caselor).

Diagrama fisurilor (diagrama 29) conține 94 fisuri. Se observă următoarele sisteme mai importante: $ac = 251^\circ/6^\circ$; $ac' = 240^\circ/19^\circ - 61^\circ/20^\circ$; $(hkO) = 106^\circ/0^\circ$; $307^\circ/14^\circ$. Polii foliațiilor (42 măsurători) se concentrează în două zone apropiate, aparținînd se pare la 2 cercuri π care fac un unghi mic între ele, ca și axele B (fig. 4/b). Polul π cel mai evident are poziția $255^\circ/20^\circ$. Axele B (18 măsurători) au maximul în poziția $246^\circ/16^\circ$, cu o tendință de dedublare în poziția $255^\circ/20^\circ$. Elementele liniare cu direcția NE și NW reprezintă cute ale clivajului de forfecare. Axa tectonică principală este dată de grupa: $B = 246^\circ/16^\circ - 255^\circ/20^\circ$; $\pi = 255^\circ/20^\circ$; $ac = 251^\circ/6^\circ$.

În zona șisturilor apar importante nivele cu mineralizații de carbonați și oxizi de fier, cu studiul cărora s-a ocupat H. KRÄUTNER¹⁾.

Am cercetat din punct de vedere microtectonic numai cîteva cariere, după cum urmează:

Sectorul 30 — Valea Iberii și Corpul din versantul drept.

Diagrama fisurilor conține 58 măsurători și nu a fost introdusă în harta structurală. Maximele principale sînt: $ac = 248^\circ/2^\circ$; $ac' = 267^\circ/2^\circ$; $(hOl) = 169^\circ/0^\circ$; $352^\circ/54^\circ$; $(hkO) = 304^\circ/16^\circ$; $205^\circ/22^\circ$. Axele B (3 măsurători) au poziția medie $245^\circ/11^\circ$. Poziția axei tectonice este: $B = 245^\circ/11^\circ$; $ac = 248^\circ/2^\circ$.

Sectorul 31 — Cariera Valea Iberii.

Diagrama fisurilor (diagrama 31) cuprinde 109 măsurători, din care 30 sînt umplute cu cuarț. Maximele sistemelor principale sînt următoarele: $ac = 67^\circ/24^\circ$; $ac' = 88^\circ/0^\circ$; $(hOl) = 340^\circ/40^\circ$; $151^\circ/31^\circ$; $173^\circ/4^\circ$; $(hkO) = 206^\circ/8^\circ$; $300^\circ/24^\circ$; $20^\circ/24^\circ$. Fisurile umplute cu cuarț aparțin sistemelor: ac , (hOl) și (hkO) . Fisurile ac și ac' au aceeași direcție ca și în sectorul 30, însă înclină în sens contrar.

Sectorul 32 — Mina Mihail.

Diagrama fisurilor (diagrama 32) conține 145 măsurători. Dintre acestea, 42 sînt umplute cu calcit și 2 cu cuarț. Maximele principale sînt: $ac = 62^\circ/16^\circ$; $(hOl) = 320^\circ/9^\circ$; $325^\circ/35^\circ$; $(hkO) = 205^\circ/10^\circ$; $106^\circ/12^\circ$. Diagrama prezintă o centură (hOl) aproape completă. Nu se observă o dedublare evidentă a maximelor. Fisurile cu calcit ocupă poziția ac și (hOl) . Polii foliațiilor (22 măsurători) aparțin cercului π cu polul în poziția $57^\circ/10^\circ$ (fig. 4/c). Poziția axei structurii este dată de maximele: $\pi = 57^\circ/10^\circ$; $ac = 62^\circ/16^\circ$. Comparînd rezultatele obținute în primele 3 sectoare, se constată că în primul axa structurii înclină spre W, în timp ce în ultimele 2 înclină spre E. Acest fapt ne determină să admitem existența unei falii importante care ar separa cariera Valea Iberii și Mina Mihail într-un compartiment, de « Corpul Expediției » și Mina Centrală în alt compartiment.

Elementele structurale și interpretarea datelor

Simetria structurii. Șisturile cristaline din această regiune arată în general o simetrie triclinică accentuată, ușor observabilă pe teren în rocile incompetente (șisturi) în care apar liniatii oblice față de axele microcutelor. În rocile competente

¹⁾ H. KRÄUTNER. Zăcămintele de fier din partea centrală-estică a masivului Poiana Ruscă (volumul de față).



(dolomite și calcare cristaline, cuarțite) simetria triclinică apare numai în urma analizei în diagrame. Majoritatea diagramelor pentru fisuri din harta structurală anexată prezintă o simetrie triclinică evidentă pentru toate tipurile de roci. Simetria triclinică poate rezulta fie dintr-o mișcare unitară cu această simetrie, fie ca rezultat al combinării a două mișcări cu simetrie monoclinică. La analiza tipului de tectonit se va vedea că există toate motivele să considerăm că structura cu simetrie triclinică a apărut conform primei alternative.

Forma și dimensiunile cutelor. Cutele se încadrează în tipul de «*îndoire cu alunecare concentrică*» și sînt asimetrice (cu flancurile inegale). În domeniul competent cutele sînt largi, așa cum se pot vedea în dolomitele cristaline, profilul Văii Govăjdia și Văii Șesurilor, sau în mina Ghelar. În rocile incompetent (șisturi) asimetria este mai accentuată; cutele sînt strînse ascuțite (*drag-folds*) mai rar se întîlnesc cute deschise. Dimensiunile cutelor în șisturi variază în funcție de compoziția rocii și de locul pe care cuta îl ocupă în structura de ordin superior. Astfel, în șisturile grafitoase sericitoase se întîlnesc în mod obișnuit microcute milimetrice pînă la centimetrice și foarte rar decimetrice; în șisturile sericite cloritoase apar frecvent cute centimetrice și decimetrice; în șisturile cuarțite sericitoase, cute decimetrice și metriche; în șisturile cloritice cu carbonați apar în general cute metriche. Lungimea axei cutelor a fost observată în cazuri foarte rare și nu poate fi generalizată. Din punct de vedere al morfologiei, cutele sînt microanticlinorii și microsinclinorii care aparțin unei structuri majore cu planul axial aproape vertical. Obținerea reliefului structurii majore și determinarea vergenței au fost mult ușurate prin construcția unor profile de amănunt cu ajutorul datelor structurale. Înclinarea planului axial în rocile incompetent este foarte variabilă (între 30° și 60°). Planul axial este materializat de multe ori în aceste roci prin *clivajul axial* sau prin *foliația planului axial*. În rocile competente planul axial este puternic înclinat aproape de verticală paralel cu planul axial al structurii de ordin superior. În concluzie, se poate afirma că în general se întîlnesc cute drepte, înclinate pînă la aplecate.

Competența rocilor. În domeniul rocilor competente se încadrează dolomitele cristaline, zonele mineralizate cu carbonați și cuarțitele, iar în domeniul rocilor incompetent sînt cuprinse toate tipurile de șisturi. Competența rocilor se manifestă în cutare și depinde nu numai de duritatea rocii, ci și de densitatea șistozității. Astfel, s-a observat că cu cît șistozitatea este mai deasă cu atît roca se cutează mai ușor și în cute mai mici (este mai incompetentă). Aceasta se observă dacă se compară șisturile cloritoase cu carbonați, mai dure, cu șistozitate mai rară și celelalte tipuri de șisturi cu șistozitate deasă.

Discuția elementelor liniare. În cele mai multe cazuri axele B au fost măsurate direct pe teren sub formă de axe de cute și liniatii ale mineralelor sau au fost obținute prin construcția axelor β , polilor π și polilor ac . În capitolul «Prezentarea



datelor » s-a observat că maximele principale ale elementelor structurale în fiecare sector se dispun în două grupe foarte apropiate ca valoare a azimutului. Dedublarea evidentă a maximelor apare de exemplu în diagramele sectoarelor: 16, 18, 19, 20 și 26, precum și în diagrama generală a axelor B , deși mai puțin evident (fig. 4/d).

În afară de perechea de maxime care apare aproape constant în unele diagrame, se observă prezența unor axe de cute care fac un unghi mare cu direcția principală (în diagramele de puncte ale sectoarelor 12, 18 și 29). Acestea sînt probabil cute de clivaj formate în legătură cu clivajul de forfecare, deoarece axele lor coincid cu direcția planelor de forfecare (hkO), așa cum se poate vedea din compararea diagramei de puncte a sectorului 29 (fig. 4/b) cu diagrama fisurilor aceluiași sector (diagrama 29). Deși cele 2 axe sînt prezente în majoritatea sectoarelor, una predomină statistic și dă direcția principală în fiecare sector. Astfel, în dolomite și calcare cristaline predomină direcția est-vest, pe cînd în șisturi, în partea de vest a regiunii, predomină direcția WSW—ENE.

Urmărind dezvoltarea pe direcție a axelor B , se observă că în partea de E ele au direcția aproximativ E-W, în timp ce în partea de W direcția suferă o curbură spre SW, mai accentuată în șisturi și mai slabă în dolomite și calcare cristaline. Curbura axelor B este însoțită de rotirea tuturor elementelor structurale. Urmărind înclinarea axelor B pe cartodiagramă, în zona centrală a regiunii se constată o boltire axială pe care am denumit-o « linia de 0^0 a axei structurii » ce trece cu direcția N-S prin Valea Măgurii. Înclinările axelor B spre E de această linie sînt de $5-10^0$, în timp ce la W sînt de $15-20^0$, ajungînd pînă la 27^0 . Linia de 0^0 trece nedeviată din dolomite și calcare cristaline în șisturi.

În partea de E a regiunii (V. Mînăstirii, drumul Ghelar—Teliuc) au fost determinate cîteva boltiri axiale minore, care nu se regăsesc în partea de N. Această discontinuitate corespunde cu o falie cu direcția E—W, cartată de M. MUREȘAN și G. MUREȘAN ¹⁾.

Prezența a două axe tectonice care se intersectează sub un unghi ascuțit înca-drează rocile din această regiune în grupa « tectonitelor $B \wedge B'$ » cu simetrie triclinică. În legătură cu relația de timp în apariția axelor B se poate afirma că cele 2 axe care fac un unghi ascuțit au apărut aproape în același timp sau cu un foarte mic decalaj și că ele aparțin unei singure faze importante de mișcări cu simetrie rezultantă triclinică. La această concluzie ne-au condus o serie de fapte de observație, ca de ex: substituirea axei B cu axa B' în sectoare învecinate, în diagramele sectoarelor 26 și 27, și aceeași observație pentru polii fisurilor ac și ac' în diagramele sectoarelor 18 și 19; de asemeni, prezența unei singure centuri a polilor fisurilor ($hQ1$), care este perpendiculară cînd pe maximul polilor ac , cînd pe bisectoarea dintre maximele ac și ac' . Decalajul dintre B și B' la care ne-am referit mai sus apare în diferența de procentaj între maximele celor două axe, precum și

¹⁾ Op. cit.



în distribuirea inegală a materialului mobilizat pe fisurile ac și ac' (de ex. în sectorul 6 calcitul apare mai frecvent pe fisurile ac decât pe fisurile ac').

Boltirea axială a structurii s-a produs în aceeași fază importantă de mișcări, deoarece linia de 0° este paralelă cu planul ac . Rotirea axei tectonice din poziția E—W în poziția NE—SW este însă mai recentă deoarece toate maximele elementelor structurale se rotesc solidar. Diferența de competență a făcut ca în șisturi rotirea axei spre sud-vest să fie mai accentuată ca în rocile carbonatate (ex. sectoarele 11 și 15 — Valea Retișoara). Cauza rotirii poate fi deformația în sensul axei B , datorită schimbării raportului dintre axele elipsoidului de deformație într-o fază mai nouă.

Tectonica fisurilor. Pentru obținerea unei imagini mai complete asupra poziției diferitelor sisteme de fisuri, în fiecare sector au fost construite diagrame colective și selectivă pentru grupele care prezintă o importanță deosebită.

Clasificarea fisurilor. Au fost deosebite următoarele tipuri de fisuri:

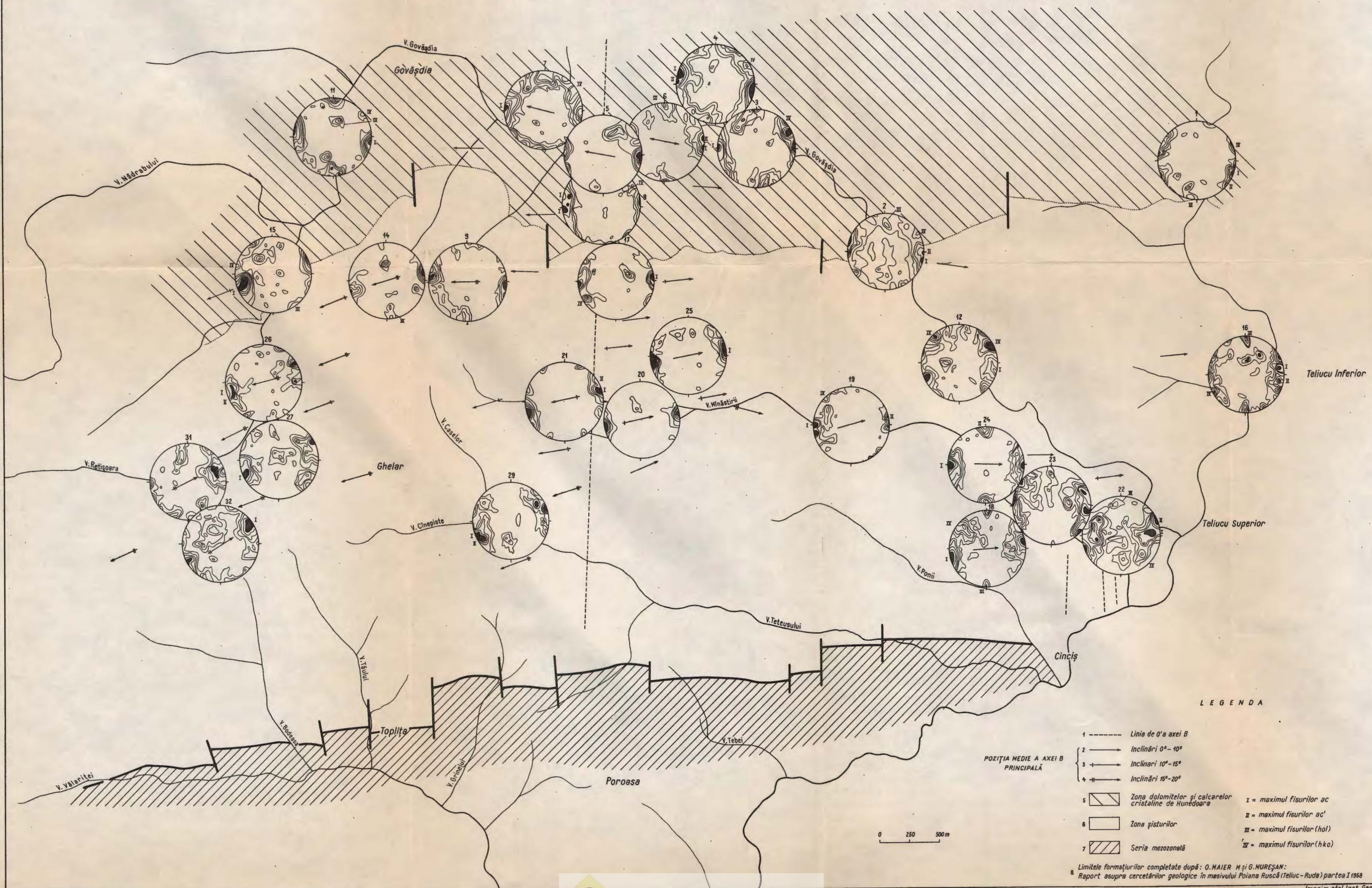
Fisurile ac sînt fisuri de tensiune care se formează paralel cu direcția de aplicare a stressului fiind perpendiculare pe axa B ($\pm 10^{\circ}$ pentru direcție și înclinare). În diagrame, fisurile ac prezintă de obicei procentajul cel mai ridicat. Aproape constant se observă 2 maxime ac corespunzătoare maximelor axelor B : un maxim cu un procentaj mai ridicat (ac) și un maxim cu un procentaj mai scăzut (ac'). Maximele celor două sisteme de fisuri ac sînt despărțite de o zonă de discontinuitate. În dolomitele și calcarele cristaline de Hunedoara, unghiul dintre ac și ac' variază între $8-26^{\circ}$, fiind în medie de 15° . În șisturi unghiul este în general mai mic. Unghiul dintre planul ac teoretic și ac măsurat este de obicei mic: în dolomite el variază cu $0-7^{\circ}$ în direcție și $3-14^{\circ}$ în înclinare; în zona mixtă cu $0-1^{\circ}$ în direcție și $6-14^{\circ}$ în înclinare. Fisurile ac în dolomite și calcare cristaline sînt de obicei netede, perfect plane și umplute cu calcit. În șisturi fisurile ac sînt aspre și de obicei sterile.

Majoritatea faliilor și microfaliilor apar pe plane ac și sînt însoțite de breicii. Diagrama generală a faliilor cu breicii din dolomite și calcare cristaline (fig. 4/e) arată un maxim ac foarte pronunțat.

Fisurile ($h01$) reprezintă plane care se intersectează în axa B . Ele sînt fisuri direcționale și includ și fisurile BC . Polii fisurilor ($h01$) formează o centură mai mult sau mai puțin bine schițată, care însă nu arată o dedublare a maximelor. Un exemplu de centură perfectă apare în șisturile de pe drumul Ghelar—Teliuc, sectorul 23. Uneori planele ($h01$) prezintă striuri de alunecare sau breicii (Valea Retișoara), apărînd ca secțiuni circulare active în elipsoidul de deformație. În dolomite și calcare cristaline aceste fisuri sînt uneori umplute cu calcit; în șisturi ele apar de multe ori umplute cu cuarț. În zona mineralizată, de asemeni sînt umplute cu cuarț, [în cariera Iberii, 12% din numărul total al fisurilor umplute cu cuarț este de tip ($h01$)].



CARTODIAGRAMA REGIUNII GHELAR - TELIUC



Fisurile (hkO) se dezvoltă în dolomitele și calcarele cristaline de Hunedoara de obicei simetric față de planele ac . Unghiul dintre cele două serii de plane simetrice variază în jur de 90° . Aici planele (hkO) funcționează ca suprafețe active de alunecare și de ruptură pe care s-au format breicii (ex. în sectorul 2 și sectorul 7). Dispoziția fisurilor diagonale transversale, puternic înclinate în șisturi, arată că ele sînt aproximativ simetrice față de planele ac . Sistemul (hkO) este în general steril; în șisturi este foarte rar însoțit de cuarț. Acest sistem are o importanță tectonică deosebită, deoarece pe el s-au format sistemele de falii cu direcția NE și NW, care se întîlnesc în dolomitele din regiunea văii Govăjdia. Este important de precizat de asemenea că sistemul (hkO) pune în evidență axa B a unui elipsoid orientat diferit față de cel obținut pentru planele (hOl); axa A a noului elipsoid se supra-pune peste axa B a vechiului elipsoid, indicînd o alungire în sensul axei B vechi.

Fisurile (OkI) sînt plane paralele cu a , de obicei sterile, fără o importanță tectonică deosebită.

Fisurile (hkl). În această categorie intră toate fisurile care taie oblic axele de referință. Unele apar ca plane intermediare între celelalte sisteme. Rareori prezintă o umplutură de cuarț.

Fisuri cu breicii. Breiciile apar în majoritatea lor pe sistemele ac și (hkO), mai rar pe sistemul (hOl). Diagrama fisurilor cu breicii din dolomite și calcare cristaline arată foarte clar acest lucru (fig. 4/e). Toate planele cu breicii sînt plane de forfecare; cele cartate în valea Govăjdia, în dreptul faliei Măgurii, ar putea reprezenta zona prin care această falie se continuă spre N, unde a fost pusă în evidență de O. MAIER. De asemenea, planele cu breicii cartate de noi în valea Retișoara reprezintă continuarea unor falii cartate de O. MAIER mai la S.

Sucesiunea apariției fisurilor. Primele s-au format fisurile de tensiune ac , care au fost umplute cu calcit, după care aproape imediat au apărut fisurile (hOl), care au fost umplute cu calcit în dolomite și cu cuarț în șisturi, material mobilizat sincinemat. Mai tîrziu s-au format fisurile (hkO), fisuri sterile foarte rar umplute cu cuarț în șisturi. Mișcările au continuat după terminarea metamorfismului propriuzis cu formarea de breicii pe fisurile ac , (hOl) și (hkO).

Contribuțiile studiului microtectonic. Studiul reprezintă prima aplicare a metodei microtectonice la cercetarea șisturilor cristaline din țara noastră.

S-a stabilit că șisturile cristaline din această regiune sînt tectonite de tipul $B \wedge B'$ care au apărut ca rezultat al unei singure faze importante de mișcări cu simetrie generală triclinică. În cadrul acestei faze B și B' au apărut la intervale de timp relativ foarte apropiate.

S-a determinat relieful structurii și poziția în spațiu a axei tectonice, punîndu-se în evidență o culminație axială în zona centrală a regiunii.

S-a observat că tipul de cutare este de «îndoire cu alunecare concentrică» și s-a arătat în ce măsură forma și dimensiunile cutelor depind de competență.



S-a arătat de asemeni modul cum se dezvoltă cutele în structurile de ordin superior.

Studiul fisurilor a pus în evidență sistemele principale care au fost clasificate genetic și raportate atât la axele de referință a , b , c , cât și la cele ale elipsoidului de deformație. S-a stabilit sincronismul fisurilor ac și ac' cu axele B și B' și s-a încercat stabilirea succesiunii apariției sistemelor de fisuri.

S-a stabilit o identitate microtectonică între toate zonele petrografice, ceea ce ne permite să conchidem că:

Toate domeniile au suferit același complex de mișcări.

Toate domeniile inclusiv zonele mineralizate au fost metamorfozate în aceeași fază (sînt de aceeași vîrstă tectonică).

În regiune nu apare la zi un fundament cu tectonică proprie.

МИКРОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ГЕЛАРЬ—ТЕЛЮК (ГОРЫ ПОЯНА РУСКЭ)

ИОСИФ БЕРЧА, ЕЛВИРА БЕРЧА

(Краткое содержание)

Основанием для изучения послужил критерий тектонической однородности пород, а методом исследования — секторная диаграмма. С точки зрения петрографического состава и устойчивости пород, область подразделяется на следующие зоны; зону кристаллических известняков и доломитов Хунедоары (устойчивый участок) — на севере, зона сланцев (неустойчивый участок) — на юге и смешанная зона — шпунтования — между первыми двумя зонами. В каждой из этих зон, развивающихся по направлению, приблизительно восток—запад, выделены однородные секторы, в которых были исследованы линейные элементы (оси складок и линейность, полосчатость трещины и плоскости перемещения). С помощью полосчатости были получены оси β и полюсы π . Весь этот материал подействовал производству динамического и кинематического анализов тектонических процессов. Секторные диаграммы для структурных элементов были даны под видом точечных диаграмм в рисунках, а трещинные диаграммы были введены на прилагаемой картодиаграмме.

Симметрия структуры — триклинная, она отражается в симметрии всех диаграмм. По генетической классификации, складки принадлежат



типу «изгиба с концентрическим скольжением». Форма и размеры зависят от устойчивости пород. Построение профилей со структурными данными облегчило получение рельефа главной структуры, выявленной, как асимметрический антиклинорий с очень сильно развитым северным крылом.

Линейные элементы были измерены непосредственно в поле, под видом складок и линейности минералов, или были получены устройством осей β и полюсов π .

В большинстве секторов главные максимумы осей B удваиваются в B и B' . Из двух осей с более приближенными значениями азимута, одна — дает главное простирание. Главное направление — восток — запад — в восточной части, переходит постепенно на запад — юг — запад, восток — север — запад — в западной части области. В зависимости от устойчивости кривизна простирания — более подчеркнута в зоне сланцев и очень слабо — в зоне кристаллических доломитов и известняков Хунедоары. Изгиб на юго—запад включает все структурные элементы, которые сдвигаются солидарно. В центральной зоне области поставлен на учет осевой свод, который не отклоняясь, проходит со всех эпизональных зон параллельно с плоскостями ac . В некоторых диаграммах появляются линейные элементы, составляющие большой угол с главным простиранием, которые появились в связи с плоскостью скальвания (hko).

Расщепление оси B включает породы этой области в группу тектонитов $B \Delta B'$. Эти две оси, образующие малый угол были выявлены в интервалах времени, относительно близких, как результат единственной значительной фазы движений с общей триклинной симметрией.

Изгиб тектонической оси с позиции восток—запад на позицию север—юг, юг—запад оказывается более современным. Причиной изгиба могла бы служить деформация в простирание оси B , как следствие изменений соотношения между осями эллипсоида деформации.

Статистическим изучением трещин были поставлены на учет следующие системы плоскостей: поперечные трещины ac , трещины простирания (hOl); диагональные поперечные трещины (hkO); трещины (Okl) и трещины (hkI). Авторы пытаясь установить последовательность появления трещин определили, что трещины ac' образовались почти немедленно после появления трещин ac , после чего появились трещины (hOl). На всех этих системах авторы обнаружили наличие синкинематического материала. Трещины (hkO) появились немного позже, когда были достаточно изменены соотношения между осями эллипсоида деформации к концу метаморфизма (не был обнаружен мобилизованный материал). Движения продолжались постметаморфически с образованием сбросов на плоскостях ac (hOl) и (hkO).



В результате микротектонического изучения была установлена микротектоническая тождественность между всеми петрографическими зонами, обстоятельство, которое позволило авторам вывести заключение что:

все области перетерпели тотже комплекс движений, и вместе с минерализованными зонами, были метаморфизованы в тойже фазе.

RECHERCHES MICROTTECTONIQUES DANS LA RÉGION GHELAR—TELIUC (MONT S POIANA RUSCĂI)

PAR

IOSIF BERCIĂ, ELVIRA BERCIĂ

(Résumé)

À la base de cette étude réside le critérium de l'homogénéité tectonique des roches et la méthode utilisée a été celle des diagrammes de secteur. Au point de vue de la composition pétrographique et de la compétence des roches, la région est divisée en plusieurs zones, à savoir: au nord la zone des calcaires et des dolomies cristallins de Hunedoara (domaine compétent), au sud, la zone des schistes (domaine incompétent) et entre les deux, la zone mixte d'indentation. Dans chacune de ces zones, développées en direction est-ouest, les auteurs ont séparé des secteurs homogènes dans lesquels ont été identifiés les éléments linéaires (axes des plis et linéations) les foliations, les fissures et les plans de dislocation. Suivant les foliations ont été obtenus les axes β et les pôles π . Ce matériel a permis l'analyse dynamique et cinématique des processus tectoniques. Les diagrammes de secteur pour les principaux éléments structuraux ont été figurés sous forme de point-diagrammes sur les planches, tandis que les diagrammes de fissures ont été introduits dans le carto-diagramme ci-joint.

La symétrie de la structure est triclinique et se reflète dans la symétrie de tous les diagrammes. Suivant la classification génétique, les plis appartiennent au type de « plissement avec glissement concentrique » La forme et les dimensions dépendent de la compétence des roches. À l'aide des profils structuraux a été déterminé le relief de la structure majeure asymétrique avec le flanc nord très développé.

Les éléments linéaires ont été mesurés en terrain sous la forme d'axes de plis et de linéations des minéraux ou à l'aide des axes β et des pôles π . Dans la majorité des secteurs, les maxima principaux des axes B sont dédoublés en B et B'.



Des deux axes ayant des azimuts très rapprochés l'un indique la direction principale. La direction principale E-W dans la partie orientale devient peu à peu W-S-W et E-N-W dans la partie occidentale de la région. Vu la compétence des roches, la courbure de la direction est plus accentuée dans la zone des schistes et très faible dans la zone des dolomies et des calcaires cristallins de Hunedoara. Vers le SW la courbure affecte tous les éléments structuraux. Dans la zone médiane de la région est mise en évidence une voûte axiale qui ne présente aucune déviation dans les zones d'épizone, étant parallèle aux plans ac . Dans certains diagrammes apparaissent des éléments linéaires qui forment un angle important avec la direction principale et qui se rattachent aux plans de cisaillement (hkO).

Le dédoublement de l'axe B permet d'attribuer les roches de cette région, au groupe des tectonites $B \wedge B'$. Les deux axes qui constituent un angle petit ont apparu à des intervalles assez rapprochés, en tant que résultat d'une seule phase importante de mouvements à symétrie générale triclinique. La rotation de l'axe tectonique de la position est-ouest vers la position nord-sud sud-ouest est plus récente. La cause de cette rotation pourrait être la déformation suivant l'axe B par suite du rapport changé entre les axes de l'ellipsoïde de déformation.

Au moyen de l'étude statistique des fissures ont été déterminé les systèmes de plans suivants: fissures transversales ac , fissures directionnelles (hOl); fissures diagonales transversales (hkO); fissures (OkI) et fissures (hkl). En essayant d'établir la succession de l'apparition des fissures on peut affirmer que les fissures ac' ont suivi presque immédiatement les fissures ac et ensuite se sont formées les fissures (hOl). Dans tous ces systèmes nous trouvons du matériel mobilisé syncinématiquement. Les fissures (hkO) sont plus tardives étant donné leur apparition dès que le rapport entre les axes de l'ellipsoïde de déformation a été suffisamment modifié, vers la fin du métamorphisme (le matériel mobilisé y est absent). Les mouvements ont été aussi post-métamorphiques avec formation de failles le long des plans ac (hOl) et (hkO).

Grâce à l'étude microtectonique on a établi une identité microtectonique entre les zones pétrographiques, dont on a tiré les conclusions suivantes:

Tous les domaines ont été affectés par le même complexe de mouvements;

Tous les domaines, y compris les zones minéralisées, ont été métamorphisés pendant la même phase.



Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page. The text is mirrored and difficult to decipher.



METODA COMPLEXĂ APLICATĂ ÎN GEOLOGIE II. PROSPECȚIUNI GEOCHIMICE ÎN STRUCTURI ASCUNSE¹⁾

DE

MIRCEA D. ILIE, MILTIADE N. FILIPESCU

Între știința geologică și ramurile sale, geofizica și geochimia, există o dependență reciprocă, din care a rezultat o serie nouă de cunoștințe, ce contribuie la progresul științific și tehnic. Geologia ține seama de rezultatele cercetărilor geofizice și geochimice și le utilizează în scopul aprofundării problemelor. Legătura strânsă între aceste științe constă în stabilirea și rezolvarea contradicțiilor, în corelarea datelor, precum și în reconsiderarea problemelor geologice pe baza informațiilor noi. În stadiul actual, aprofundarea problemelor geologice se realizează prin:

Identificarea naturii și volumelor geologice aflate sub învelișuri groase de roci;

Corelarea rezultatelor obținute în urma cercetărilor geologice, geofizice și geochimice însoțită de reconsiderarea ansamblului geotectonic;

Perfecționarea metodei de lucru în scopul descifrării tridimensionale a volumelor stratigrafice, formelor tectonice și acumulărilor de substanțe minerale utile.

Metoda complexă în geologie constă în corelarea datelor obținute prin aplicarea a două sau mai multe metode diferite în scopul soluționării problemelor plurilaterale complicate. În anul 1959 am aplicat această metodă la corelarea datelor geologice și geofizice, iar în comunicarea prezentă vom expune rezultatele obținute prin prospecțiunile geochimice efectuate de M. FILIPESCU în colaborare cu M. C. DUMITRESCU, M. CODARCEA, A. ZADURIAN, N. DUMITRESCU și I. VINCENT²⁾.

Metoda de lucru

Metoda prospecțiunii geochimice aplicată zăcămintelor de țigăi-gaze se dezvoltă obișnuit, după cercetarea geologică și concomitent sau după aplicarea metodelor

¹⁾ Comunicare în ședința din 19 mai 1961.

²⁾ M. N. FILIPESCU. Rapoarte în Arh. Com. Geol. nr. 4903/1955; 5259/1956; 5070/1950; 5750/1958; 6322/1958; 6519/1960.



geofizice. Anomaliile geochimice se datoresc hidrocarburilor gazoase din subsol, iar identificarea lor servește la conturarea acumulărilor de țiței și gaze.

Premizele teoretice ale acestei metode se bazează pe pătrunderea gazelor din acumulările de hidrocarburi prin masa rocilor pînă la suprafață. Hidrocarburile migratorii formează în sol zone de concentrare, care reprezintă anomalii situate de cele mai multe ori deasupra sau în jurul acumulărilor de țiței-gaze din subsol. Cu ajutorul cartării microchimice sînt cercetate gazele sau alte substanțe din sol, care trădează existența acumulărilor din structurile geologice.

Pentru identificarea acumulărilor subterane metoda geochimică folosește cartarea gazelor, cartarea substanțelor bituminoase sau a altor factori din sol, care sînt influențați de prezența hidrocarburilor ca de exemplu flora bacteriană, potențialul oxido-reductor sau radioactivitatea aerului.

Metoda prospecțiunii geochimice a zăcămintelor de țiței-gaze a fost aplicată în țara noastră începînd din anul 1954 de Comitetul Geologic (2). Pe măsura avansării lucrărilor s-a aprofundat metoda și s-au corelat datele obținute cu cele geologice și geofizice.

Fixarea perimetrelor de prospectare și trasarea profilelor se face pe baza rezultatelor prospecțiunilor geologice și geofizice sau, în lipsa acestora, pe baza ipotezelor geologice. Perimetrele de cercetare se situează în lungul structurilor și anume, în zonele cele mai favorabile pentru acumularea hidrocarburilor. Profilele pentru recoltarea probelor sînt dispuse în rețea, ținîndu-se seama de axul structurilor geologice, și sînt așezate la distanțe convenabile.

Recoltarea probelor din sol pe profilul geochimic se face cu ajutorul forajelor pînă la 2 m sau mai adînci sub forme de carote. Stațiile se dispun la distanțe cuprinse între 50—500 m. În apropierea axelor anticlinale distanța între stații se micșorează pînă la 50—100 m, iar la extremitățile profilelor ea crește între 300 și 500 m. La fixarea stațiilor se evită — în limita posibilităților — terenurile cultivate, solurile contaminate de substanțe organice, solurile nisipoase și puternic aerate, terenurile mlăștinoase și cele inundabile.

Distanța între profile variază între 0,5—5 Km.

În carotele recoltate se determină hidrocarburile gazoase sau substanțele bituminoase. Pentru microdeterminarea hidrocarburilor gazoase s-a utilizat o metodă nouă, pusă la punct în laboratoarele Comitetului Geologic ¹⁾, iar pentru determinarea substanțelor s-a folosit metoda fluorimetrică. Prelucrarea datelor constă din calcularea indicilor geochimici, trecerea valorilor pe hartă sub forma unor segmente de dreaptă și conturarea anomaliilor geochimice. Informațiile obținute sînt corelate cu datele geologice, geofizice și de foraj.

1) M. N. FILIPESCU, E. MĂNIȘOR, M. CODARCEA, M. AURELIAN, Aparat pentru microdozarea hidrocarburilor, dos. nr. 42425.



Interpretarea geologică a prospecțiunilor geochimice

În prezenta comunicare sînt expuse rezultatele obținute prin aplicarea metodei geochimice la determinarea acumulărilor de țiței și gaze în structurile geologice ascunse sub învelișuri groase de aluviuni și depozite cuaternare.

Regiunea Arad a fost prospectată geochimic în anul 1954 pe teritoriul următoarelor sectoare, situate în partea periferică a bazinului panonic:

Sectorul Felnac—Enghelsbrun s-a plasat pe anomalia gravimetrică ¹⁾ situată între șoseaua Arad—Timișoara și sud Felnac și orientată E—W. S-au urmărit patru profile cu cîte 14—16 stații pentru fiecare din ele; valoarea indicelui mediu este 208. De la vest spre est această valoare crește aproape de 20 ori, adică de la 29 ajunge la 569.

După dezvoltarea anomaliilor se poate deduce că ea se continuă către localitatea Enghelsbrun. Spre vest concentrația în hidrocarburi din sol scade foarte mult în dreptul satului Bodrogu Nou ajungînd la indicele fondului regional. Profilul care conține sonda I.R.A. de la Zadîrlac are un indice cu valoare redusă, ceea ce explică rezultatele negative ale acestei sonde.

Sectorul Satchinez—Călăcea—Seceni este situat pe anomalia gravimetrică Satchinez—Călăcea, orientată NE—SW, cu o ramificare spre NE. S-au executat trei profile cu cîte 10—14 stații fiecare. Valoarea indicelui mediu este 252, iar cel mai mare indice determinat este 6333.

Sectorul Cărani—N. Murani a fost amplasat pe anomalia gravimetrică Cărani—N. Murani orientată E—W. S-au executat trei profile fiecare avînd un număr de 14—16 stații. Valoarea indicelui mediu 57,7 arată o concentrație slabă de hidrocarburi în sol. Anomalia geochimică în bună parte se suprapune cu axul anticlinalului determinat gravimetric. Repartizarea anomaliilor gazoase din sectoarele Cărani—Murani și Satchinez—Călăcea, se prezintă ca o anomalie unitară, care spre est formează ramificația nordică Băile Călăcea—Seceni și ramificația sudică Satchinez—Murani.

Anomaliile gazoase determinate în regiunea Arad completează imaginea structurilor ascunse de pe marginea de SE a bazinului panonic bazate pe prospecțiunile geofizice. La sud de valea Mureșului prospecțiunea geochimică a pus în evidență două anticlinale orientate E—W și apropiate mult între ele: Aradul Nou și Felnac—Enghelsbrun. În regiunea Satchinez—Murani prospecțiunea geochimică a evidențiat racordarea a două anticlinale (Călăcea—Seceani, Cărani—Murani) dezvoltate la E de localitatea Satchinez. La Aradul Nou ramificațiile se dezvoltă spre W, iar la Satchinez sînt orientate către E. Acest dispozitiv arată că avem aface cu anticlinale

¹⁾ I. VENCOV. Măsurători gravimetrice în regiunea Arad—Oradea—Satu Mare. Raport Inst. Geol. Rom. 1946.

I. VENCOV. Măsurători gravimetrice și seismice în regiunea Banat. Raport. Institutul Geologic Rom. 1948.



orientate E—W cu o zonă de scufundare axială dispusă NW—SE. Suprafața dintre aceste anticlinale corespunde unei zone depresionare de gradul unui sinclinal.

Anomaliile geochemice au confirmat prezența anticlinalelor: Felnac—Enghelsbrun, Satchinez—Călacea și Cărani—Murani. În plus a identificat anticlinalul Bodrogul Nou—Aradul Nou, Băile Călacea—Seceni și zona de racordare Cărani—Satchinez.

Regiunea Balș este situată între localitățile Craiova și Slatina, la limita dintre depresiunea getică și Cîmpia română. La suprafață apar cele mai sudice depozite pliocene ale depresiunii getice, iar cea mai mare parte din suprafața ei este acoperită cu depozite cuaternare. Prospekțiunile geofizice au identificat în regiunea Balș o anomalie de valoarea unui brahianticlinal orientat N—S (8) sau NE—SW (9).

Cercetările geochemice au identificat câteva anomalii diferite între ele prin întindere și prin valoarea medie a indicilor. Cea mai importantă Spineni—Balș—Pădurea Sarului are forma elipsoidală și este orientată E—W. Diametrul mare începe la sud de localitatea Cîmpeni, trece prin marginea de nord a localității Spineni, prin marginea sudică a localității Vartina, la N de Balș și continuă pînă în marginea vestică a pădurii Sarului. Diametrul mic al anomaliiei începe din marginea de sud a localității Corbeni și se întinde pînă la Racovița.

Indicele mediu al acestei anomalii geochemice are valoarea 135. În interiorul acestei anomalii s-au identificat trei anomalii reduse ca suprafață și orientate de asemenea E—W. Prima dintre aceste (Spineni—W Balș și S Corbeni) are indicele mediu cel mai ridicat (165) și lungimea de 7,5 km. A doua anomalie (Balș—Leontești) are indicele mediu 135 unități și o lungime de 2 km, iar a treia anomalie (Spineni—Pădurea Sadului) prezintă un indice mediu de 165 unități și o lungime tot de 2 km.

Anomalia geochemică Spineni—Balș—Leontești se suprapune în parte cu anomalia gravimetrică Balș—Drăgotești. Poziția E—W a anomaliiei geochemice este mai apropiată de datele geologice, întrucît cutele paleogen-miocene din nordul regiunii Balș sînt dispuse paralel cu marginea Carpaților Meridionali.

Prospekțiunea geochemică nu prezintă date suficiente pentru a explica importanța structurală a anomaliilor reduse (Balș—Leontești și Bîrza); se poate presupune că ele aparțin unor variații axiale (Spineni—Balș—Corbeni, Balș—Leontești) sau unei ramificații structurale locale (Bîrza).

Regiunea Periș este situată în mijlocul Cîmpiei române și prezintă trei zone anormale și anume:

Anomalia gazoasă Pădurea Scroviștea este orientată E—W și se suprapune în cea mai mare parte pe zona împădurită;



Anomalia gazoasă Periș—Brătulești este paralelă cu prima și separată de aceasta printr-o suprafață lată de 350 m;

Anomalia N Pădurea Dumbravă este mai îngustă ca primele două și păstrează aceeași orientare E—W;

Anomalia S Pădurea Dumbravă are aceeași orientare și întindere ca și precedentă.

Legătura anomaliilor gazoase cu structurile ascunse este susținută pe baza cunoștințelor geologice și geofizice. Tendința de orientare E—W a anomaliilor gazoase coincide cu dispoziția cutelor și cu anomaliile determinate seismic. Anomaliile geochimice însoțesc anomaliile geofizice flancându-le, iar în unele cazuri suprapunându-se.

Suprapunerea anomaliilor gazoase Periș—Brătulești pe zona de întrerupere a orizontului caracteristic cu decalaj Periș¹⁾ ca și coincidența dintre zona cu aceleași caractere seismice Cocani—Tîncăbești față de anomaliile gazoase S Pădurea Dumbravă pledează pentru existența în această zonă a unor acumulări de hidrocarburi.

Regiunea Snagov—Moara Săracă este situată în partea mijlocie a Cîmpiei române și la constituția sa geologică participă — după datele de foraj cunoscute la data ridicărilor geochimice — Cretacicul inferior și Neogenul. Neogenul este reprezentat prin: Tortonian alcătuit din marno-calcare și gresii friabile; Sarmațian (700 m) format din marne cenușii și nisipuri fine; Meoțian (220 m) constituit dintr-o serie marnoasă în bază și un complex marno-nisipos (70 m) la partea superioară; Ponțian (175 m) cu marne nisipoase și nisipuri fine; Dacian (650 m) alcătuit din nisipuri friabile cu intercalații de marne și pietrișuri; Levantin (300 m) constituit dintr-o alternanță de marne, nisipuri și pietrișuri; Cuaternarul are o grosime de 85 m.

Din punct de vedere structural se deosebește accidentul de fund principal Băbești—S Căldărușani—Fierbinți orientat ENE—WSW și prevăzut cu un accident secundar Greci—Nuci dispus ortogonal.

Indicații despre asemenea accidente se observă în partea de vest a regiunii (S Tîncăbești, N Băbești și Dimieni); ele au o dezvoltare restrînsă și sînt orientate NE—SV. Primele două sînt localizate la nordul accidentului Băbești—Fierbinți, iar al treilea la sudul acestuia. În afară de aceste praguri, se mai disting patru boltiri determinate seismic și orientate NW—SE: Pașcani—Vărăști, Bogdana—Pădurea Balamuci, Tunari și Ștefănești¹⁾.

Anomaliile gazoase se află în strînsă legătură cu structura platformei moezice. Cea mai mare dezvoltare a acestor anomalii este localizată în zona de racordare Nuci—Grecii de mijloc; ele au o dispoziție alungită și sînt orientate paralel cu discontinuitățile fundamentului. Anomalia gazoasă S Tîncăbești—Gruiu—Fierbinți apare legată

¹⁾ VL. TEODORESCU, V. RODINA, T. PĂSAT, A. SOLOMON, M. SOLOMON. Măsurători seismice reflexive în regiunea Buftea—Urziceni, Raport Com. Geol. 1959.



de accidentul de fund S Tîncăbești și în prelungirea sa estică. Anomalia gazoasă N Băbești—Moara Săracă—Grecii de Mijloc se dezvoltă între pragul N Băbești și racordarea dislocațiilor majore de la Grecii de Mijloc. Anomalia gazoasă sudică Dimieni—Pădurea Balamuci se află între accidentul de fund Dimieni și extremitatea de vest a pragului determinat geofizic Pădurea Balamuci—Coșăreni.

În sfârșit, anomaliile gazoase Bogdana—Căldărușani și Micșunești Moara orientate N—S sînt dispuse simetric față de accidentul de fund Nuci—Grecii de mijloc și de anticlinalul seismic Bogdana—Pădurea Balamuci.

Comparînd distribuția anomaliilor gazoase cu « anticlinalele » seismice observăm independența dintre ele. Anticlinalele seismice intersectează zonele anormale, iar anomaliile gazoase nu sînt dispuse în lungul lor decît întîmplător, în regiunea Bogdana—Grecii de Mijloc, unde intervin accidentele de fund. Decalarea zonelor anormale gazoase față de structura fundamentului demonstrează lipsa de concordanță dintre accidentele de fund și structura de suprafață.

Regiunea Fierbinți—Urziceni se află în continuarea estică a regiunii Snagov—Moara Săracă, iar datele de foraj arată o succesiune stratigrafică oarecum diferită. Aici a fost identificat Jurasicul pe o grosime de cca 500 m; Cretacicul în grosime de 400 m este reprezentat prin depozite senoniene și barremiene; Miocenul este alcătuit din depozite tortoniene și sarmațiene (300 m), iar Pliocenul este reprezentat prin toate etajele sale (1900 m). Infrastructura este caracterizată prin două zone de discontinuitate frontală ale platformei moezice orientate NE—SV: Micșuneștii Mari—Patru Frați și Pădurea Balamuci—Coșăreni ¹⁾.

Anomaliile gazoase N Micșuneștii Mari, N Fierbinții de Jos și Patru Frați—Jilavele se află pe aliniamentele NE—SV și sînt legate de accidentul de fund Micșuneștii Mari—Patru Frați.

Anomaliile gazoase Pădurea Balamuci, Movilița și Coșăreni—Urziceni sînt paralele între ele iar primele se află strîns legate de accidentul de fund Pădurea Balamuci—Coșăreni.

Suprastructura este reprezentată prin anticlinalele seismice Bogdana—Pădurea Balamuci și V Adîncata—Movilița, orientate NV—SE și care manifestă o independență vizibilă față de anomaliile gazoase. Aceste deformări prezintă un caracter de boltire avînd flancul estic mai înclinat și cel vestic cu panta prelungă.

Prospectarea geochimică bazată pe microanaliza gazelor și totodată pe analizele luminescento-bituminoase a condus la conturarea următoarelor anomalii gazoase și bituminoase:

Anomalia gazoasă Coșăreni—Găi este cea mai importantă și se află în partea de NE a regiunii prospectate. Are forma de cruce, iar centrul este străbătut de o zonă de întrerupere a orizontului caracteristic cu decalaj;

¹⁾ VL. TEODORESCU, V. RODINA, T. PĂSAT, A. SOLOMON, M. SOLOMON. Op. cit. p. 333.



Anomalia gazoasă Pantazi—Jilavele—Bărbulești are înfățișarea literei L, culcat; extremitatea de vest se află în continuarea zonei nordice de discontinuitate seismică și la nordul primei anomalii gazoase;

Anomalia gazoasă Movilița se află imediat la sudul zonei de discontinuitate seismică și totodată intersectează anticlinalul detectat seismic;

Anomaliile gazoase minore Valea Maia—Valea Colceagului sînt legate de cele două zone ale orizontului reper cu decalaj și se află în prelungirea ultimilor două anomalii majore.

Cartarea substanțelor bituminoase în regiunea cercetată a avut ca rezultat identificarea unei puternice anomalii bituminoase în NE regiunii, anomalie care coincide în parte cu anomalia gazoasă fiind însă mai redusă ca mărime. S-au identificat 7 anomalii bituminoase, care sînt legate parțial de anomaliile gazoase.

Din rezultatele prospecțiunilor geochimice executate în regiunea Fierbinți—Urziceni putem observa că anomaliile gazoase cu forme și dimensiuni variate prezintă legături cu zonele de discontinuitate seismică, iar anomaliile bituminoase sînt legate de anomaliile gazoase și zonele de discontinuitate seismică.

Regiunea Bălăceanu—Balta Albă. Din datele de foraj la alcătuirea structurii geologice a regiunii Bălăceanu—Balta-Albă iau parte următoarele formațiuni:

Tortonianul presupus în baza forajelor de adîncime de peste 3400 m; Sarmatianul constituit dintr-o alternanță de marne și nisipuri în grosime de 545 m; Meoțianul alcătuit din marne nisipoase, nisipuri bituminoase în grosime totală de 500 m; Pontianul reprezentat printr-un complex în grosime de 440 m; Dacianul format dintr-o alternanță de marne și cărbuni în grosime de 395 m, și Levantinul alcătuit din argile marnoase, galben cenușiu cu slabe intercalații de nisip, în grosime de 1420 m.

Prospecțiunile geofizice de seismometrie¹⁾ au identificat în această regiune un anticlinal orientat ENE—WSW cu o deviere spre SE la extremitatea sa orientală.

Prospecțiunile geochimice executate în anul 1957—1958 au identificat puternica anomalie gazoasă în regiunea Bălăceanu—Galbenu—N Amara care se dezvoltă în lungul axului anticlinal menționat. Intensitatea maximă a acestei anomalii se află la extremitatea vestică a anticlinalului Bălăceanu—Băile Balta Albă unde indicii stațiilor ajung la valori de 1000 unități.

Anomalia gazoasă Bălăceanu—Amara—Balta Albă suprapunîndu-se axului structural demonstrează că avem aface cu un anticlinal normal, iar maximul de la Bălăceanu—Galbeni pune în evidență supraridicarea axială a anticlinalului.

¹⁾ VL. TEODORESCU, P. CONSTANTINESCU. Măsurători seismice-reflexie în regiunea Balta Albă. Raport arh. Com. Geol. 1958.



Considerațiuni asupra structurii geologice a Cîmpiei romîne

Cîmpia romînă se consideră în mod obișnuit ca reprezentînd o depresiune cu fundul aplatizat I. P. VOITEȘTI (14) a precizat că substratul său este constituit din caledonide și hercinide, iar M. DRĂGHICEANU (1) a susținut existența unei zone de falie în lungul Dunărei și totodată a considerat fundamentul Cîmpiei romîne ca fiind afectat de o rețea de falii, care a dat naștere la o serie de domuri și pîteni.

În ultimii ani sondajele de mare adîncime au descoperit fundamentul cristalin-silurian, precum și cuvertura mesozoico-(Triasic-Jurasic-Cretacic) terțiară. Prospecțiunile seismice au putut identifica cîteva accidente de fund de natură orografică și cîteva cute superficiale.

Interpretarea datelor geologice a prospecțiilor geofizice și a ridicărilor geochimice ne-a condus la următoarea imagine tectonică a Cîmpiei romîne:

Cîmpia romînă reprezintă zona de racordare între partea frontală a platformei moesice și depresiunea precarpatică. În zona Periș—Fierbinți—Urziceni se dezvoltă regiunea frontală a platformei caracterizată printr-un fundament influențat de mișcări descendente și acoperit de un sedimentar slab deformat. Se constată o afundare lentă regională dinspre platformă către catena carpatică și o discordanță netă între fundament și suprastructura. Infrastructura aparține unor edificii cutate caledoniene și hercinice; structurile cutate ale fundamentului cu dispoziție liniară sînt dezvoltate pe lungimi de cîteva sute de kilometri și pe lărgime de 80—100 km.

Adîncimile fundamentului variază în toate sensurile. De la sud spre nord substratul se afundă treptat prezentînd discontinuități importante puse în evidență de prospecțiunile geofizice¹⁾. Aceste discontinuități se dezvoltă pe planul structural hercinic, sînt orientate paralel cu lanțul carpatic și prezintă — în interpretarea geofizică — valoarea unor praguri sau faleze. Discontinuitatea sudică Pădurea Balamuci — Coșăreni prezintă o decalare pe verticală de 300—350 m, iar discontinuitatea nordică Băbești—Căldărușani—Fierbinți este deplasată descendent cu 100—150 și are o complicație importantă în sectorul mijlociu (Nuci). Liniile rupturale sînt orientate paralel cu lanțul carpatic, prezentînd o ușoară arcuire în partea de est. Planurile de ruptură au poziții variate în spațiu: ele pot fi verticale sau înclinate spre nord, iar săritura lor poate depăși 300 m. Poziția verticală a liniilor rupturale este trădată de situația anomaliilor gazoase instalată deasupra discontinuității seismice, iar poziția înclinată spre nord este dedusă din plasarea anomaliilor gazoase la nordul zonei de discontinuitate a orizontului reper cu decalaj. În afară de aceste linii rupturale longitudinale, Cîmpia romînă este străbătută de dislocații orientate NV—SE, adică dispuse ortogonal față de prima categorie. Conjugarea acestor categorii de discontinuități tectonice constituie caracterul infrastructurii: o structură în mozaic alcătuită din compartimente denivelate.

¹⁾ VL. TEODORESCU, P. CONSTANTINESCU. Op. cit. p. 333.



Rezultatul proceselor tectonice constă pe lângă o infrastructură veche, mozaicată, cu compartimente și dintr-o suprastructură învălurată în zonele de flux ale maselor sedimentare. Structura în mozaic și cuvertura groasă a favorizat acumularea substanțelor bituminoase, care s-a localizat în regiunile frontale ale platformei moesice, pe zonele de dislocație longitudinală ale infrastructurii. Anomaliile gazoase sînt legate de structura faliată în trepte a fundamentului, de înclinarea acestora și de adîncimea suprafețelor rupturale.

Structurile în « valum » nu favorizează acumulările de țiței-gaze, ele traversează zonele anormale fără ca să indice anomalii gazoase. Faptul confirmă independența tectonică între substructură și cuvertură.

Suprastructura se caracterizează prin coloane stratale groase. Variația grosimilor stratigrafice indică deplasarea treptată a axului geosinclinal și variația conturilor în zona de subsidență. Caracterul ciclic stratigrafic prezintă intensități variate. Discordanțele dintre diferitele complexe stratigrafice demonstrează evoluția discontinuă a platformei în fazele tinere.

Toate complexele transgresive carpatice sînt cuprinse în umplutura Cîmpiei Romîne (Barremian-Senonian-Tortonian), iar depozitele lacustre pliocene încheie activitatea sa de depunere. Nu a fost semnalat Lutețianul; eroziunile intense au putut îndepărta pătura subțire a depozitelor eocene.

Regimul mișcărilor tectonice a variat în timp: între structura fundamentului și pătura superficială se constată o diferență mare de ordin tectonic. Deplasarea maselor sedimentare au dat naștere unor bombamente scurte, asimetrice, dispuse ortogonal pe direcția cutelor carpatice, și independente față de infrastructură, numite valum. În regiunea Snagov—Fierbinți—Urziceni s-au identificat, prin prospecțiuni seismice următoarele deformări de acest gen: valum Pașcani—Vărăști, valum Bogdana—Pădurea Balamuci și valum V Adîncata—Movilița. Aceste ondulații s-au născut prin fluxul de masă antrenat în zonele de adîncire transversală a pragurilor, în compartimentele joase sau în discontinuitățile lor orientate N—S.

Dezvoltarea geotectonică a Cîmpiei romîne se datorește mișcărilor ondulator-oscilatorii cu evoluție ciclică. Regimul tectonic al neoformațiunilor este modificat calitativ față de geotectonica fundamentului. Schimbarea sensului de mișcare al maselor sedimentare mesozoico-terțiare este dependentă de catenele vechi și de tectogeneza geosinclinalelor vecine. Se constată o deplasare a zonelor de subsidență și a maselor sedimentare către fosele noi. Cîmpia romîna nu a fost numai leagănul unor mișcări vertical oscilatorii, ci a suportat tectogeneze, profund deosebite între ele. Caracterul ereditar nu apare predominant în fenomenele repetate, ci prezintă un rol secundar valabil în limitele etajelor structurale.



BIBLIOGRAFIE

1. DRĂGHICEANU M. Tectonica Cîmpiei Munteniei și a Podișului Olteniei și Moldovei cu privire la cursul apelor superficiale și mișcarea apelor subterane. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XV, București 1931.
2. FILIPESCU N. M. Utilizarea metodelor geochimice la prospectarea zăcămintelor de țiței și gaze din R.P.R. *Petrol și Gaze nr. 2.* București 1956.
3. FILIPESCU N. M. și TEODORESCU A. Cercetarea zăcămintelor de petrol și gaze cu ajutorul metodelor geochimice. *Petrol și Gaze*, Nr. 9 și 12, 1953; nr. 2, 1954 nr. 3, București 1956.
4. FILIPESCU N. M. Rezultatele prospecțiunilor geochimice pentru hidrocarburi în R.P.R.
5. ILIE MIRCEA D., BOTEZATU RADU. Metoda complexă în Geologie. I Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Pintenului de Văleni. *D. S. Com. Geol.*, XLVII.
6. SOCOLESCU M. Prospecțiuni gravimetrice în regiunea Balș. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXI, București 1951.
7. STOENESCU SC. Prospecțiuni geofizice cu balanța de torsiune în regiunea Balș. *St. Tehn. Econ., Seria D*, nr. 2, București 1950.
8. VOITEȘTI I. P. Evoluția geologică-paleontologică a României. *Rev. Muz. Geol.-Pal.* Cluj 1935.

КОМПЛЕКСНЫЙ МЕТОД, ПРИМЕНЯЕМЫЙ В ГЕОЛОГИИ;
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКОВО—РАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ
В ЗАКРЫТЫХ СТРУКТУРАХ

МИРЧА Д. ИЛИЕ, М. Н. ФИЛИПЕСКУ

(Краткое содержание)

Метод геохимических поисково — разведочных работ, примененный на нефтегазовом месторождении, основывается на проникновении газов через массу перекрывающих пород; миграционные углеводороды образуют в почве зоны концентрации, представляющие газовые аномалии.

Этот метод состоит из следующих операций: отбор и анализ пробных образцов, интерпретирование и корреляция результатов с геолого — геофизическими и буровыми данными.

В настоящем сообщении представлены результаты полученные при определении накоплений нефти и газа, связанных с геологическими структурами, скрытыми под толстыми покровами аллювия и четвертичными отложениями.

В области юга Арада, геохимические аномалии подтверждают наличие антиклинали Фелнак-Енгелсбрум, Саткинез—Кэлача и Кэрани—Мурани и идентифицируют, кроме этого, антиклиналь Бодрогул—Ноу—Арадул Ноу, антиклиналь Кэлача—Сечани и зону соединения Кэрани—Саткинез.



В области Балш (Гетская Впадина), ориентировка геохимической аномалии согласуется с геологическими данными, так как пучок больших складок севера области Балш ориентирован, также, на В—З, т.е. параллельно южной окраины южных Карпат.

В области Периш (Румынская Низменность) накладывание газовых аномалий Периш—Брэтилешты над сейсмической зоной перерыва характерного горизонта со сдвигом Периш, а также, и совпадение между зоной Кокани—Тынкэбешти с газовыми аномалиями Пэдуря Думбрава, подтверждают наличие некоторых накоплений углеводородов, связанных с порогами подземных структур.

В области Снагов—Моара Сэрака газовые аномалии имеют продолговатое положение и ориентированы параллельно — сейсмическим установленным нарушениям фундамента.

В области Фиербинць—Урзичень газовые аномалии с разнообразными формами и размерами представляют связи с зонами сейсмического нарушения, будучи независимы по отношению к антиклинально — мезозойским структурам.

В области Балта—Албы газовые аномалии Бэлэчану—Амара идентифицированные поисково — разведочными работами, накладываются на антиклинальной оси.

MÉTHODE COMPLEXE APPLIQUÉE EN GÉOLOGIE II. PROSPECTIONS GÉOCHIMIQUES DANS LES STRUCTURES CACHÉES

PAR

MIRCEA ILIE, MILTIADÉ FILIPESCU

(Résumé)

La méthode de la prospection géochimique appliquée dans les gisements de pétrole et gaz est basée sur la pénétration des gaz dans la masse des roches de couverture; les hydrocarbures migratoires constituent dans le sol des zones de concentration, qui représentent des anomalies gazeuses.

Cette méthode consiste dans les opérations suivantes: prélèvement et analyse des échantillons, interprétation et corrélation des résultats avec les données géologogéophysiques et de forage.



Dans cette communication sont exposés les résultats de la détermination des accumulations de pétrole et gaz rattachées aux structures géologiques cachées sous les couvertures épaisses d'alluvions et de dépôts quaternaires.

Dans la région Arad Sud les anomalies géochimiques ont confirmé la présence des anticlinaux Felnac—Enghelsbrun, Satchinez—Călăcea et Cărani—Murani et ont identifié de plus l'anticlinal Bodrogul Nou—Aradul Nou, l'anticlinal Călăcea—Seceani et la zone de raccordement Cărani—Satchinez.

Dans la région de Baș (Dépression Gétique) l'anomalie géochimique accuse une orientation orthogonale sur l'anomalie gravimétrique. La position E—W de l'anomalie géochimique concorde avec les données géologiques, vu que le fascicule de plis majeurs au nord de la région de Baș est orienté également E—W, c'est-à-dire parallèlement au bord sud des Carpates Méridionales.

Dans la région de Periș (Plaine roumaine) la superposition des anomalies gazeuses de Periș—Brătulești sur la zone sismique d'interruption de l'horizon de décalage Periș ainsi que la coïncidence de la zone Cocani—Tîncăbești avec les anomalies gazeuses Sud Pădurea Dumbrava plaident pour l'existence de quelques accumulations d'hydrocarbures liées aux seuils infrastructuraux.

Dans la région de Snagov—Moara Săracă les anomalies gazeuses accusent une disposition allongée et une orientation parallèle aux discontinuités du soubassement, déterminées au point de vue sismique.

Dans la région de Fierbinți—Urziceni les anomalies gazeuses ayant des formes et des dimensions variées, se rattachent aux zones de discontinuité sismique et sont indépendantes des structures anticlinales-mésozoïques.

Dans la région de Balta Albă l'anomalie gazeuse Bălăceanu—Amara se superpose à l'axe anticlinal identifié par la prospection géophysique.



ZĂCĂMINTELE DE FIER DIN PARTEA CENTRALĂ ESTICĂ
A MASIVULUI POIANA RUSCĂ ¹⁾

DE

H. KRÄUTNER

Masivul cristalin Poiana Ruscă găzduiește numeroase zăcăminte de fier, dintre care cele mai însemnate se află în zona centrală estică, în fîșia de șisturi epimetamorfice, situată între dolomitele de Hunedoara la nord și linia tectonică ce delimitează unitatea șisturilor mesometamorfice la sud. Zăcămintele se înșiră între Teliuc și Vadul Dobrii, de la est spre vest, de-a lungul unei zone relativ înguste după cum urmează: zăcămintul Teliuc, cu continuitate spre est sub sedimentele tortoniene din bazinul Streiului, Pădurea Orașului, 1 Mai, Făgețel, valea Inorii — Fața Mînăstirii, Filimon, Muchia Moșului, Plosca, Sucovăte, Wagner, Grenzenstein, Ghelar-est, Ghelar—corpul central, Ghelar—corpul nou, Mihail, valea Iberii—Cornet, Mătrăguna, Dragoș, Costiș, Pădurea Alun, Zămbroanie, David, Vadul Dobrii, Poiana Mușii, Faur, Iazuri.

Primele informații geologice asupra zăcămintelor de fier, cunoscute în parte încă de pe vremea romanilor, datează din secolul trecut: PARTSCH (1826—27), C. HAUER (1856), D. STUR (1863), F. POŠEPNY (1871), F. HAUER și G. STACHE (1885) și de la începutul secolului nostru: I. HALAVÁTS (1903) și E. HOLLOSVÁRI (1907).

În 1908 FR. SCHAFARZIK (6) exprimă concepția genezei hidrotermal-metasomatice a zăcămintelor, crezînd că sursa aportului de fier trebuie căutată într-un batolit granitic din adîncime, drept ale cărei apofize aplitice au fost considerate stratele de cuarțite plagioclazice din apropierea exploatărilor de la Ghelar. În 1919, în monografia lui K. v. PAPP (4), adept al ideilor genetice ale lui FR. SCHAFARZIK, găsim pentru prima dată reunite toate cunoștințele, existente la începutul secolului asupra zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă. În 1928 V. LAȚIU (3), crezînd de asemenea în existența unui corp magmatic în adîncime, presupune că minereul de la Ghelar s-ar fi format printr-o « transformare metasomatică-epigenetică a calcarului ».

¹⁾ Comunicare în ședința din 17 aprilie 1959.



Concepția genezei metasomatice s-a menținut pînă în 1942, cînd AL. CODARCEA și N. PETRULIAN¹⁾ au exprimat ideea acumulării pe cale sedimentară a minereului, care a fost supus apoi împreună cu sedimentele din jur unui metamorfism regional. La o concluzie similară ajunge și ȘT. GHICA-BUDEȘTI²⁾ în 1946 pentru acumulările de magnetit de la Bouțari și D. GIUȘGĂ³⁾ pentru cele de la Nădrag.

În 1950 A. SUHAREV și T. KOSAREVA⁴⁾ și în 1953 E. CIUCUREL cu colectivul⁵⁾ se alătură aceleiași idei genetice, presupunînd că acumularea fierului s-a produs în lagune înșirate de-a lungul țărmlui, variația adîncimilor determinînd natura minereului depus.

Geologia și structura zăcămintelor

Zăcămintele cercetate sînt localizate într-un complex de șisturi cristaline caracterizat prin prezența, pe lîngă șisturi sericito-cloritoase, uneori cuarțitice sau grafitoase, a unor roci tufogene și tufitogene reprezentate prin șisturi clorito-calcaroase albitice cu magnetit și șisturi clorito-actinolitice cu albit (O. MAIER, M. și G. MUREȘAN H. și F. KRÄUTNER — 1958—1959)⁶⁾. Intercalate la diferite nivele în acest complex care se îndințează spre nord cu dolomitele de Hunedoara (cercetate de V. C. PAPIU și colaboratori)⁷⁾ față de care sînt deci sincrone, zăcămintele apar sub formă de acumulări sedimentare concordante de minereu carbonatic sau oxidic, de mărimi și forme variate, metamorfozate regional și cutate o dată cu șisturile din jur. În cadrul minereului se constată frecvent rubanări și stratificații inițiale cu îndințări prin variații laterale de facies cu șisturile cristaline.

Din punct de vedere litologic se deosebesc cîteva tipuri principale de roci carbonatice, silicioase, magnetitice și hematitice, care, prezentînd însă numeroase varietăți, determină o compoziție petrografică foarte complexă a zăcămintelor. Toate aceste roci se pot atribui la două faciesuri inițiale de sedimentare a fierului: faciesul carbonaților și faciesul oxidizilor. Acumulările carbonatice și oxidice diferă nu numai prin compoziția lor, ci și prin formele de zăcămint.

¹⁾ AL. CODARCEA, N. PETRULIAN. Raport geologic minier asupra zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă, reg. Teiuș-Ghelar. 1942, Arh. Com. Geol.

²⁾ ȘT. GHICA-BUDEȘTI. Cercetări și prospecțiuni geologice în partea de SE a Masivului Poiana Ruscă. 1946, Arh. Com. Geol.

³⁾ D. GIUȘGĂ. Raport asupra posibilităților miniere ale regiunii Nădrag. 1943, Arh. Com. Geol.

⁴⁾ M. A. SUHAREV, T. I. KOSAREVA. Regiunea de minereu de fier Poiana Ruscă (R.P.R.). 1950. Arh. Com. Geol.

⁵⁾ CIUCUREL E., BĂDESCU I., IONESCU C., NAIDIN T., ROȘIANU I., NAIDIN A., ZAHARIA D. Raport asupra rezultatelor lucrărilor de prospecțiuni și explorări din partea de est a fișiei centrale de mineralizare din regiunea Poiana Ruscă. 1953, Arh. Com. Geol.

⁶⁾ I. BERCIA, E. BERCIA, H. KRÄUTNER, FL. KRÄUTNER, O. MAIER, M. MUREȘAN. Raport asupra cercetărilor geologice în masivul Poiana Ruscă, 1958, Arh. Com. Geol.

⁷⁾ V. C. PAPIU, M. DUȚU, A. POPESCU, V. SERAFIMOVICI. Raport geologic asupra masivului dolomitelor de Hunedoara, 1959, Arh. Com. Geol.



Acumulările în faciesul carbonaților apar sub formă de corpuri sideritice sau ankeritice intercalate în lentile dolomitice (Teliuc, I Mai, Ghelar, valea Iberii—Cornet (fig. 1) sau sub formă de lentile carbonatice stratiforme intercalate în șisturi (Vadul Dobrii)

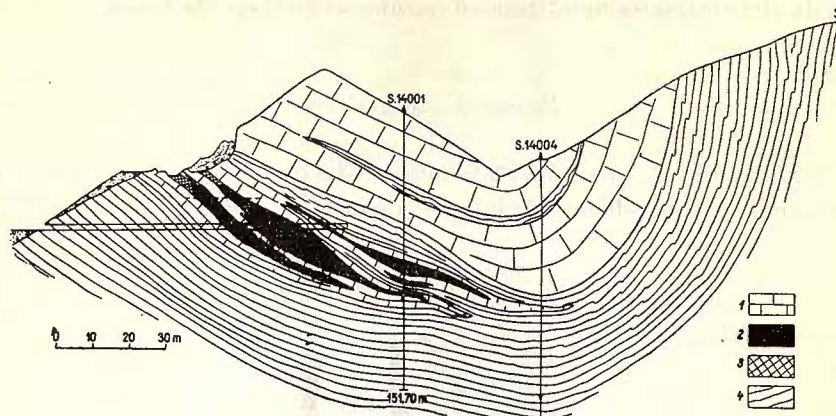


Fig. 1. — Profil prin zăcămintul Valea Iberii-Cornet.

1, dolomite și calcare dolomitice; 2, siderite; 3, limonite; 4, șisturi cloritoase carbonatice tufitogene, șisturi cloritosericitoase.

(pl. VI). Corpurile carbonatice sînt larg cutate, forma lor dirijînd cutarea majoră a șisturilor din jur. Acumulările sideritice și ankeritice din lentilele dolomitice se caracterizează prin forme neregulate și sînt orientate conform structurii generale.

Zăcămintul Teliuc constă dintr-o lentilă carbonatică cutată sub forma unei cute-scaun, ce rezultă dintr-un sinclinal larg urmat la nord de un mic anticlinal (pl. III și IV). Corpul nou și cel vechi de la Ghelar formează de asemenea o cută-scaun constituită dintr-un anticlinal larg central, urmat de un mic sinclinal la sud (pl. V).

Acumulările în faciesul oxidurilor sînt reprezentate prin strate hematitice, itabiritice sau magnetitice, relativ subțiri. Spre deosebire de lentilele carbonatice, stratele oxidice cu foarte frecvente rubanări și stratificații inițiale evidente, sînt strîns cutate împreună cu șisturile din jur (fig. 2 și 3).

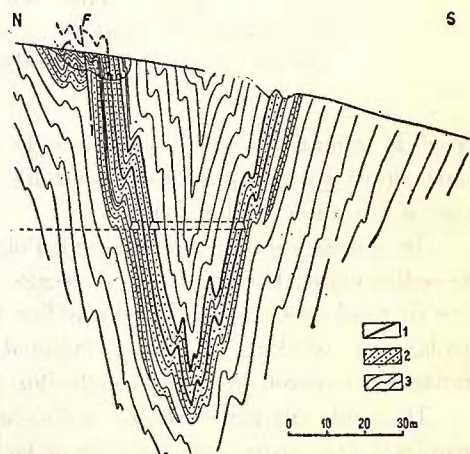


Fig. 2. — Profil prin zăcămintul Grenzenstein.
1, magnetit ± pirit ± carbonat; 2, cuarțite plagioclastice (albitice); 3, șisturi clorito-sericitoase



Zăcămintul Grenzenstein constă din două strate magnetitice cuarțo-carbonatice cutate într-un sinclinal strâns (fig. 2). Același nivel de minereu oxidic asociat cu carbonatite și cuarțite plagioclazice apare și în zăcămintele Wagner, Sucovate (fig. 3), Plosca. În dezvoltarea sa tipică faciesul oxizilor se întâlnește la Iazuri.

Petrografia zăcămintelor

Paragenezele cunoscute din zăcămintele sedimentare de fier, ca și cercetările privind condițiile fizico-chimice de formare a mineralelor ferifere, indică posibilitatea

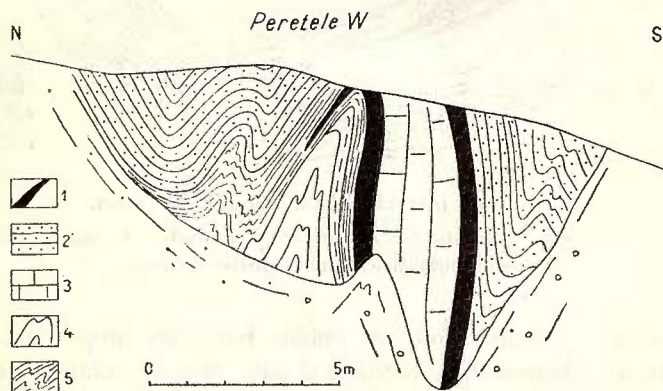


Fig. 3. — Profil prin zăcămintul Sucovate

1, magnetit; 2, cuarțite plagioclazice (albitice); 3, dolomite și ankerite; 4, șisturi sericito-cloritoase; 5, șisturi cloritoase filitice.

grupării acumulărilor de fier în funcție de condițiile mediului de sedimentare în patru tipuri genetice principale: acumulări în faciesurile carbonaților, oxizilor, sulfurilor și silicaților de fier (1).

În partea centrală a masivului Poiana Ruscă predomină faciesul carbonatic de sedimentare a fierului. Faciesul oxizilor se întâlnește mai rar, iar faciesul silicaților este cu totul subordonat. Silicații de fier apar în asociație cu rocile faciesului carbonaților sau oxizilor și numai excepțional prezintă o dezvoltare independentă. Acumulări de minereu în faciesul sulfurilor de fier nu se cunosc.

De multe ori faciesurile de sedimentare a fierului se întrepătrund, fapt ce se manifestă prin apariția în rocile unui facies a unor minerale reprezentative pentru alt facies. Acestea participă însă întotdeauna în cantități suficient de mici pentru a se putea distinge ușor predominarea netă a paragenezei indicatoare a faciesului respectiv.



În constituția zăcămintelor din regiunea Teliuc—Vadul Dobrii, formate în urma recristalizării din timpul metamorfismului regional a unor sedimente aparținând faciesurilor sus menționate, participă următoarele minerale de fier:

Sideroză, ankerit, parankerit, ferrodolomit, (dolomit);	}	<i>faciesul carbonaților</i>
Magnetit, hematit;	}	<i>faciesul oxizilor</i>
Ferrostilpnomelan, ferristilpnomelan, antofilit, clorite ferifere, biotite ferifere, cummingtonit, (almandin, spessartin);	}	<i>faciesul silicaților</i>
Pirită, pirotină, (mispichel).	}	<i>faciesul sulfurilor</i>

Dintre aceste minerale carbonații și în parte magnetitul și sulfurile provin din recristalizarea unor sedimente cu compoziție mineralogică similară, în timp ce silicații reprezintă minerale formate în timpul metamorfismului regional din silicații de fier sedimentari.

Faciesul carbonaților. În cadrul rocilor faciesului carbonaților, ce constituie majoritatea minereului din regiune, apar, pe lângă carbonatitele ferifere (siderite, ankerite) mai mult sau mai puțin bogate în cuarț, și roci în a căror parageneză participă în cantități subordonate, pe lângă carbonații respectivi, și silicați, oxizi sau sulfuri de fier. Se pot distinge astfel carbonatite cu oxizi, carbonatite cu silicați, carbonatite cu sulfuri, cât și carbonatite cu oxizi și silicați, carbonatite cu oxizi și sulfuri și carbonatite cu silicați și sulfuri.

Paragenezele indicatoare întâlnite în rocile faciesului carbonatic sînt următoarele:

Faciesul carbonaților (foarte răspîndit): sideroză; sideroză + ankerit; ankerit.

Faciesul carbonaților cu oxizi: sideroză + magnetit; ankerit + magnetit.

Faciesul carbonaților cu silicați: sideroză + ferrostilpnomelan (uneori și ferristilpnomelan); ankerit + ferrostilpnomelan; sideroză + biotite ferifere (\pm almandin).

Faciesul carbonaților cu oxizi și silicați: Sideroză + magnetit + ferrostilpnomelan + biotit ferifer; sideroză + magnetit + clorit ferifer; sideroză + magnetit + antofilit + ferristilpnomelan; sideroză + magnetit + biotit ferifer (+ almandin); sideroză + magnetit + biotit ferifer + cummingtonit (+ almandin).



Faciesul carbonaților cu sulfuri:	sideroză + pirită; sideroză + galenă + pirită; sideroză + pirotină + mis- pichel + pirită; ankerit + galenă.	}	Parageneze determinate în mare parte de mobi- lizări și cristalizări me- tamorfice
--------------------------------------	--	---	---

*Sideritele*¹⁾ (pl. I, fig. 1) sînt roci fin granulare, cu structură granoblastică echigranulară și textură masivă. Uneori se întîlnesc și roci rubanate, stratificate, constituite dintr-o alternanță de benzi cuarțitice și sideritice. Siderozei cu dimensiuni ce variază între 0,02—0,2 mm (putînd să ajungă local pînă la 1—2 mm) i se asociază de regulă, în cantități subordonate cuarțul. Prin creșterea conținutului în cuarț se trece la siderite cuarțitice (pl. I, fig. 2), sau chiar cuarțite sideritice. În zăcămintul de la Vadul Dobrii au fost întîlnite și siderite plagioclazice (albitice). La Ghelar și Teliuc se dezvoltă local siderite grafitoase.

O caracteristică chimică a rocilor sideritice de la Teliuc și Ghelar constă în conținutul relativ ridicat în bariu. Acest lucru se concretizează și mineralogic prin apariția cu totul sporadică în aceste roci a celsianului și a baritinei, putîndu-se semnala deci în zăcămintele amintite și prezența unor siderite cu celsian și siderite cu celsian și baritină. Feldspatul și sulfatul de bariu s-au format probabil în urma unei blasteze selective din timpul metamorfismului. Mobilitatea mare a K, cît și aceea a SiO₂ (dovedită de numeroasele exudații de cuarț) au determinat prin antrenarea bariului, înlocuiri metasomatice locale ale sideritului prin celsianite hematitice (pl. II, fig. 4).

Sideritele cu magnetit (pl. I, fig. 3) reprezintă o mare parte din minereul sideritic din zăcămintele în general. Cristalele de magnetit, de regulă idiomorfe, apar uniform răspîndite în masa rocii, aglomerate local sau dispuse în benzi.

În sideritele cu stilpnomelan (Teliuc, l Mai, Ghelar și Mihail), ferrostilpnomelanul este dispus în aglomerări cu structuri divergente, în benzi, sau răspîndit neregulat în rocă. Uneori se constată și prezența ferristilpnomelanului sau apariția concomitentă în rocă a celor două varietăți. La Ghelar (Mihail) au fost întîlnite siderite cu stilpnomelan și biotite ferifere. În rocile mai puternic metamorfozate (Vadul Dobrii) în locul stilpnomelanului apar biotite ferifere din seria annit-siderophyllit — siderite cu biotite ferifere, — cărora li se asociază frecvent almandinul — siderite cu biotite ferifere și almandin.

Silicații de fier apărînd de asemenea în sideritele cu magnetit, se pot distinge siderite cu magnetit și clorit (cu clorite din seria diabanit-delessit-

¹⁾ Utilizăm în lucrarea de față termenul de sideroză pentru carbonatul de fier, în timp ce expresia de siderit rămîne consacrată rocii constituite din acest mineral.



brunswigit), siderite cu magnetit și stilpnomelan, siderite cu magnetit și biotite ferifere.

Sideritele cu sulfuri sînt reprezentate în special prin siderite cu pirită. În aceste roci cristalele de pirită pot fi de proveniență sedimentar-metamorfică (pl. II, fig. 1), metamorfică, sau hidrotermal-metamorfică. Pirită de natură sedimentară, formată prin recristalizarea sulfurilor și bisulfurilor de fier, se prezintă în cristale idiomorfe, uniform răspîndite în rocă, sau dispusă stratiform în roci rubanate. Pirită formată în timpul metamorfismului regional (pl. II, fig. 2) îmbracă sub formă de filme cristalele de sideroză. În urma unei substituiri din ce în ce mai avansate a siderozei de către această pirită intergranulară se poate ajunge la cristale mari, cu structuri poikiloblastice determinate de incluziunile relict de carbonat.

Pirită hidrotermal-metamorfică, de obicei idiomorfă, apare în filoanele de cuarț exudate în timpul metamorfismului regional.

În sideritele cu galenă și pirită (Teliuc), cristalele mici idiomorfe de galenă sînt dispuse, adesea împreună cu pirită, în benzi subțiri, paralele stratificației. Siderite cu mispichel, siderite cu pirotină și siderite cu pirotină și mispichel au fost întîlnite de asemenea sporadic în zăcămintul Teliuc. O parte din pirotină apărînd în benzi conforme stratificației, pare a fi similar pirită de natură sedimentar metamor-

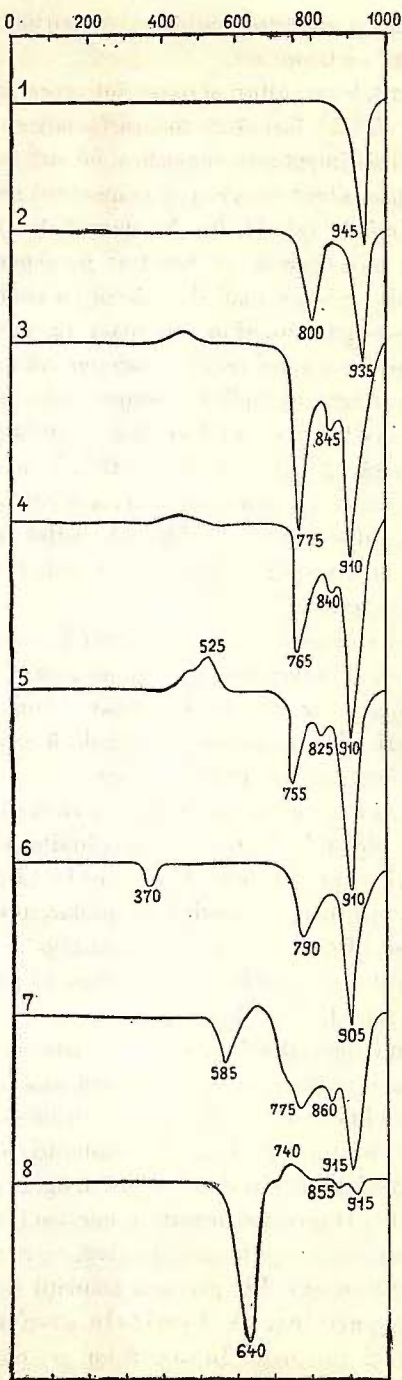


Fig. 4. — Curbele termice diferențiale ale principalelor tipuri de carbonatite din zăcămintele de fier.

1, calcar (mina 1 Mai); 2, dolomit cenușiu (cariera Teliuc); 3, ferrodolomit (cariera Teliuc); 4, ankerit cenușiu (cariera Teliuc); 5, ankerit alb cu pirită (cariera Teliuc); 6, ankerit limonitizat (cariera Teliuc); 7, ankerit cu sideroză (cariera Teliuc); 8, siderit brun (mina Ghelar).



fică, în timp ce restul pirotinei și parțial mispichelul (Teliuc, Ghelar) provin din mobilizări metamorfice.

Sideritele cu sulfuri și oxizi sînt reprezentate prin siderite cu magnetit și pirită, fie sub formă de roci carbonatice cu benzi alternativ îmbogățite în magnetit sau pirită sedimentar-metamorfice, fie sub formă de roci masive în care pirită substituind concomitent sideroza și magnetitul este de proveniență metamorfică.

Ankeritele (pl. II, fig. 3), dezvoltate cu precădere în zăcămintul de la Teliuc, sînt roci albe-cenușii cu structuri în general porfiroblastice și texturi masive. Ele constau din cristale mari de ankerit cu conture foarte neregulate datorită concreșterilor și interpătrunderilor cu masa de carbonați mărunți cristalizați în care se află incluse și din a cărei recristalizare cu orientare optică comună au rezultat. Analizele termice diferențiale indică o compoziție mineralogică omogenă (fig. 4, curbele 4, 5). Ankeritele cu sideroză constau din porfiroblaste ankeritice prinse într-o masă sideritică (analiza D.T.A. arată un amestec de sideroză + ankerit) (fig. 4, curba 7). Parageneza acestor roci se explică prin inexistența unei serii de tranziție între ankerit și sideroză, astfel încît dintr-un sediment cu o compoziție chimică intermediară siderozei și ankeritului cristalizează simultan cei doi carbonați feriferi.

Ankeritele cu porfiroblaste ferrodolomitice sînt constituite dintr-o masă ankeritică în care se găsesc cuiburi cu porfiroblaste albe ferrodolomitice (fig. 4, curba 3). Carbonați similari apar și în filoane mici, reprezentînd mobilizări metamorfice mai vechi decît exudațiile de cuarț de care sînt intersectate.

Ankeritele cuarțitice și cuarțitele ankeritice (Teliuc) sînt formate dintr-o masă cuarțitică cu cuiburi de porfiroblaste ankeritice sau cristale mărunte de ankerit uniform răspîndite în masa rocii.

Ankeritele cu magnetit (Teliuc) se caracterizează, spre deosebire de siderite, printr-un magnetit fin granular, uniform răspîndit sau dispus în benzi difuze. Uneori se observă cum porfiroblastele ankeritice, împingînd în timpul blastezei magnetitul spre zonele lor periferice, au provocat o repartizare neomogenă a acestuia în rocă (pl. I, fig. 4).

Pirită apare des în rocile ankeritice — ankerite cu pirită — în majoritatea cazurilor fiind de natură metamorfică. Ankerite cu galenă (Teliuc) și ankerite cu silicați se întîlnesc rar. Trebuie menționată prezența sporadică a cloritului și a stilpnomelanului în aceste roci.

Parankeritele și dolomitele (pl. I, fig. 1), care se deosebesc de rocile masivului dolomitelor de Hunedoara printr-un mic conținut în fier, sînt roci fin granulare, cu structură granoblastică și textură masivă, extrem de caracteristice acumulărilor ferifere în faciesul carbonatic. Ele prezintă tranziții spre dolomite cuarțitice și cuarțite dolomitice. Dolomitele grafitoase, de obicei masive, sînt reprezentate și prin roci rubanate. În cadrul lor se recunosc uneori texturi brecioase inițiale.



Calcarele, extrem de rare în zăcămintele de fier (I Mai, Teliuc și Ghelar), sînt reprezentate prin roci larg cristalizate și prezintă adesea rubanări determinate de benzi grafitoase sau constituite din carbonați feriferi.

Cuarțitele. Asociate carbonatitelor, apar în zăcămintul Teliuc cuarțite albe sticloase cu rare impurități de carbonați, clorite sau pirită. Conturele neregulate ale granulelor de cuarț imprimă o structură caracteristică ce sugerează formarea rocii prin recristalizarea unui gel silicios. Împreună cu ankeritele grafitoase cuarțitice se întîlnesc și cuarțite grafitoase.

Faciesul oxizilor. Acumulările ferifere în faciesul oxidic pot să apară asociate rocilor carbonatice sau independent de acestea. Ele se caracterizează prin paragenezele: hematit; hematit + magnetit; magnetit.

Corespunzînd unor condiții fizico-chimice diferite, după propunerile lui JEAMS (1), aceste parageneze ar putea constitui baza unei grupări în subfaciesuri. Ca o constatare generală se poate afirma că rocile oxidice asociate carbonatitelor se caracterizează prin paragenezele magnetit, magnetit + hematit, în timp ce în rocile cu oxizi de fier din afara ariei de răspîndire a carbonatitelor ferifere apar paragenezele hematit, hematit + magnetit, magnetit.

a) Acumulările în faciesul oxizilor neasociate cu carbonatite, apar în regiunea Iazuri sub formă de strate discontinue de oxizi de fier, intercalate în șisturi verzi provenite din marne și din tufite bazice.

Itabiritele sînt rocile cele mai frecvent întîlnite. Ele constau din hematit, magnetit idiomorf cu dezvoltare porfiroblastică, clorit (Mg-proclorit), muscovit, cuarț, apatit (rar albit, calcit, epidot). Magnetitul prezintă o slabă martitizare, lamelele hematitice fiind dispuse adesea paralel șistozității rocii. Frecvent apare în cantități variabile spessartinul sub formă de cristale idiomorfe foarte mărunte, astfel încît majoritatea rocilor de la Iazuri sînt de fapt itabirite cu spessartin.

Rocile magnetitice sînt reprezentate prin cuarțite cu magnetit și magnetitite cu clorit. În aceștea din urmă, magnetitul, care constituie mai mult de 60—70% din volumul rocii, apare idiomorf și porfiroblastic într-o masă uneori șistoasă constituită predominant din clorit și subordonat din spessartin, calcit, epidot, tremolit, muscovit.

b) În cadrul acumulărilor în faciesul oxizilor asociate carbonatitelor predomină rocile magnetitice (Grenzenstein, Wagner, I Mai, Pădurea Orașului, Teliuc). Ele sînt reprezentate prin magnetitite, magnetitite cuarțitice și magnetitite cuarțo-carbonatice cu pirită.

În baza zăcămintului Teliuc se află un strat lentiliform de itabirite (pl. III), care spre partea superioară trec gradat în carbonatite, tranziția realizîndu-se prin paragenezele: hematit + magnetit → magnetit → magnetit + sideroză → sideroză ± magnetit.



În itabiritele de la Teliuc se constată, similar celor de la Iazuri, fenomene de martitizare fără amploare însemnată. Avînd în vedere pe de o parte dezvoltarea lamelelor hematitice din magnetit după unele plane structurale preferențiale din rocă și pe de altă parte prezența fenomenului numai în rocile cu parageneza hematit + magnetit, credem că martitizarea magnetitului din itabirite trebuie considerată drept un fenomen sinmetamorfic.

Faciesul silicaților. Rocile zăcămintelor formate predominant din silicați provin din metamorfozarea unor acumulări de silicați de fier sedimentari. Silicații de fier fiind în general sensibili la variațiile condițiilor de metamorfism au recristalizat în diferite asociații paragenetice în funcție de gradul de metamorfism căruia i-au fost supuse rocile respective. Ținînd seama și de faciesul metamorfic al șisturilor din jur, paragenezele rocilor cu silicați de fier întîlnite în zăcăminte se pot grupa în felul următor:

Faciesul șisturilor verzi:	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Ferristilpnomelan (+ sideroză, magnetit); Antofilit + ferristilpnomelan (+ sideroză, magnetit); Clorit (diabanit-brunswigit) + ferristilpnomelan; Ferristilpnomelan + biotit ferifer (foarte rar). Spessartin + magnetit + hematit + clorit (proclorit)} \\ \text{Biotit ferifer (siderophyllit-annit); Biotit ferifer + cummingtonit.} \\ \text{Cummingtonit + biotit ferifer + almandin; Biotit ferifer + almandin.} \end{array} \right.$
Subfaciesul clorit + muscovit:	
Subfaciesul biotit + muscovit:	
Faciesul albit-epidot-amfibolitic:	

Pentru faciesul de șisturi verzi sînt caracteristice stilpnomelanul, cloritul ferifer și antofilitul. Se constată că pe cînd în carbonatite apare de obicei ferrostilpnomelanul (cu pleocroismul verde-verde oliv), în rocile silicatate se întîlnește ferristilpnomelanul (cu pleocroismul verde închis — verde oliv aproape negru).

La un grad de metamorfism mai avansat se formează cummingtonitul în locul antofilitului, iar biotitul ferifer în locul stilpnomelanului și al cloritului. Apariția biotitelor ferifere în general nu corespunde în mod riguros limitei dintre subfaciesul clorit + muscovit și biotit + muscovit, întrucît ele se întîlesc și în roci intercalate șisturilor cu parageneze tipice subfaciesului clorit + muscovit. Se pare că nici apariția cummingtonitului nu corespunde trecerii la faciesul albit-epidot-amfibolitic, el putînd să apară încă în condițiile subfaciesului muscovit + biotit. Abia asociația paragenetică cu almandinul marchează prezența faciesului albit-epidot-amfibolitic.

Rocile antofilitice cu stilpnomelan și cantități mici de sideroză și magnetit, apar în zăcămintul l Mai asociate cu cloritite cu stilpnomelan, în care cloritul optic pozitiv este reprezentat prin termenii seriei delessit-brunswigit.



Parageneza clorit + stilpnomelan poate fi înlocuită local prin asociația clorit + hematit. Stilpnomelanite și brezii metamorfozate cu elemente sideritice și dolomitice cimentate printr-o matrice de stilpnomelan au fost identificate în zăcămintele Mihail și Ghelar.

Biotititele annit-siderphyllitice și biotititele ferifere cu almandin se dezvoltă în zăcămintul Vadul Dobrii. Sînt roci în general șistoase, ce alternează în benzi de grosimi variabile cu strate sideritice. Similar celsianitelor cu hematit din sideritele de la Teliuc și Ghelar, în zăcămintul Mihail au fost întîlnite roci constituite din biotit ferifer și feldspat de bariu.

Considerații genetice

Rocile zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă, reprezentînd acumulări sedimentare metamorfozate regional, trebuie considerate șisturi cristaline. Argumentul hotărîtor în favoarea acestei interpretări genetice îl constituie amplasarea tuturor zăcămintelor într-un singur complex de șisturi, în cadrul căruia se află concordant intercalate și cutate. Pentru același lucru pledează și îndințarea lentilelor de minereu cu șisturile, stratificația minereului, tranzițiile între rocile diferitelor faciesuri inițiale de sedimentare și prezența unor brezii sedimentare metamorfozate cu cimentul constituit din carbonați sau silicați de fier. Pe măsura îndepărtării de bariera recifală a dolomitelor de Hunedoara (5), în timp ce șisturile se îmbogățesc treptat în cuarț și intercalațiile de carbonatite devin din ce în ce mai rare, în cadrul zăcămintelor se constată variații faciale similare, manifestate prin reducerea pînă la dispariție a dolomitelor asociate minereului carbonatic, prezența mai frecventă a faciesului silicatic și o ușoară creștere a conținutului global în cuarț. Paralel variației faciesului metamorfic din șisturi se constată o creștere a gradului de metamorfism și în rocile zăcămintelor, de la faciesul de șisturi verzi (Teliuc—Ghelar) la faciesul albit-epidot-amfibolitic (Vadul Dobrii).

Sedimentarea inițială a zăcămintelor de fier (intercalate în formațiuni marine metamorfozate) s-a produs la distanțe mari față de țărm, printr-o precipitare chimică concomitentă cu sedimentarea materialului terigen, într-un mediu marin caracterizat, după cum indică prezența faciesului oxizilor, prin adîncimi nu prea mari. Trebuie menționat faptul că nu toate rocile cuarțitice intercalate zăcămintelor trebuie considerate drept formațiuni detritice sedimentare din perioade în care predomină sedimentarea mecanică asupra celei chimice, ci o parte din rocile silicioase (cuarțitele sticloase de la Teliuc) au rezultat din cristalizarea unor geluri de bioxid de siliciu formate probabil de asemenea prin precipitare.

Aportul de fier, care a existat preponderent sub formă de bicarbonat, ar trebui să ni-l imaginăm, indiferent de proveniența sa, asigurat de către un curent marin



dirijat de bariera recifală din nord, în direcția est-vest. Instalarea unor condiții speciale locale ce au determinat precipitarea abundentă a fierului, a fost probabil condiționată de forme de relief negative alungite de pe fundul bazinului marin. Printr-o sedimentare în asemenea cuvete, înșirate în fața barierei recifale, ne putem explica

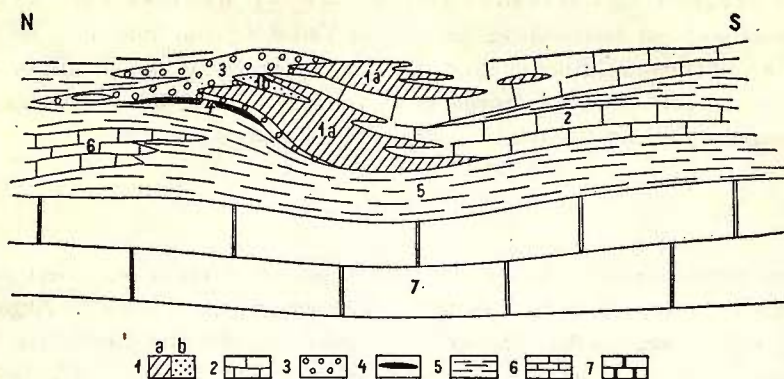


Fig. 5. — Forma inițială probabilă a zăcămintului Teliuc, după cum rezultă din desfășurarea cutelor. 1a, siderit; 1b, cuarțit sideritic; 2, dolomite și parankerite din zăcămint; 3, ankerite; 4, itabirite, magnetite; 5, șisturi clorito-sericitoase; 6, calcare; 7, dolomite.

formarea lentilelor puternic bombate de carbonatite¹⁾, al căror aspect inițial trebuie să fi fost apropiat aceluia ce se obține prin desfășurarea cutelor corpurilor carbonatice de minereu (fig. 5 și 6).

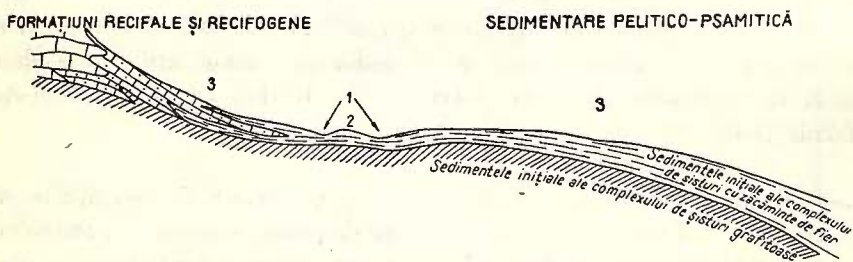


Fig. 6. — Aspectul paleogeografic și zonele de sedimentare ale fierului din timpul formării zăcămintelor.

1, acumulări ferifere în facies carbonatic; 2, acumulări ferifere în facies oxidic; 3, fierul sub formă de oxizi (magnetit + calcit) diseminați în șisturi.

În aceste adâncituri s-a putut instala un mediu reducător, nearat, neutru pînă la slab acid, în care oxigenul era consumat de procesele de oxidare ale materiei orga-

¹⁾ Forma lor ar fi greu de explicat printr-un simplu proces de budinare.



nice provenite din jurul formațiunilor recifale. Parageneza magnetit + calcit, care apare în șisturile complexului purtător de zăcăminte în locul siderozei din minereul carbonatic, indică pentru restul regiunii, în timpul sedimentării zăcămintelor, condiții în general slab oxidante și o slabă alcalinitate.

Forma de precipitare a fierului era determinată de condițiile de Eh și pH ale mediului de sedimentare, după cum reiese din figura 7 (2). Carbonatitele cu oxizi și sulfuri s-au depus probabil în condițiile fizico-chimice corespunzătoare limitelor dintre câmpurile de stabilitate ale mineralelor respective. Variații repetate ale condițiilor mediului de sedimentare în jurul limitelor dintre diferitele câmpuri de stabilitate, au determinat formarea rocilor rubanate, constituite din alternanțe de carbonatite cu oxizi, sulfuri sau silicați de fier.

Judecând după paragenezele în care apar silicații de fier, câmpul de stabilitate al faciesului silicatic ar trebui presupus între cel oxidic și cel carbonatic (fig. 7).

Transformările metamorfe ale sedimentelor, făcând abstracție de textura și structura minereului, se rezumă la recrystalizări cu sau fără formare de minerale noi și la mobilizări hidrotermal-metamorfe.

La carbonați se constată o dependență a dimensiunilor cristalelor de compoziția lor chimică (ankerit > calcit > siderit > dolomit). Mineralele noi formate sînt reprezentate prin silicați, sulfuri și oxizi de fier. Seria idioblastică a mineralelor este cea normală: sulfuri, oxizi, silicați, carbonați, cuarț.

Mobilizările hidrotermal-metamorfe de mică amploare sînt frecvente, în cadrul lor fiind necesar a se distinge formațiuni filoniene și formațiuni metasomatice. Cele filoniene, care apar în roci în general cuarțitice, se caracterizează prin parageneza cuarțului cu pirită, sideroză, ankerit, clorit, magnetit, galenă. Un alt grup de mobilizări constă din clorit, clorit + mispichel ± pirotină.

În jurul exudațiilor metamorfe, purtătoare de minerale ferifere numai în cadrul minereului (în dolomite fiind mereu sterile), se constată adesea recrystalizări ale siderozei.

Fenomenele metasomatice sînt foarte restrînse. Lor trebuie atribuită transformarea locală a sideritelor în celsianite hematitice.

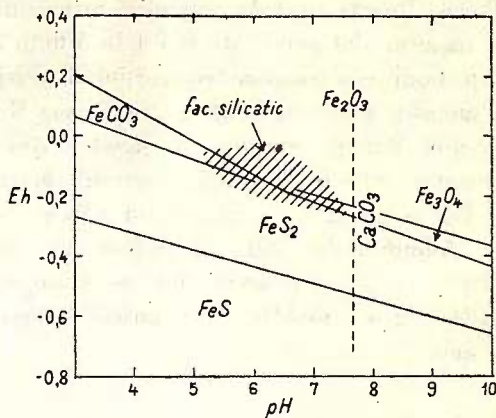


Fig. 7. — Câmpurile de stabilitate în funcție de Eh și pH pentru principalii compuși naturali ai fierului (după H. N. KING).



Avînd în vedere natura sedimentar-metamorfică a zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă, se întrevede ușor asemănarea lor cu zăcămintele de mangan și fier din Carpați. În timp ce acestea din urmă sînt răspîndite pe suprafețe întinse în Carpații orientali și meridionali, zăcămintele de fier se află într-un sector al Carpaților (Poiana Ruscă) lipsit de acumulări manganifere metamorfozate. Apariții de minereu de mangan sînt cunoscute la est în Munții Sebeș și la vest în Munții Semenic, în formațiuni mesometamorfice aparținînd aceleiași serii cristaline în care se încadrează și unitatea mesometamorfică din Poiana Ruscă cu zăcămintele de fier de la valea Fierului, Bouțar, Stîrminosul. Acestea sînt probabil sincrone cu cele ale unității epimetamorfice a masivului, în nordul căreia se cunosc de altfel și unele zăcămintele de fier și mangan de dimensiuni reduse (Arănieș, Cutin).

Admițînd deci formarea zăcămintelor de fier ca și a celor de mangan și fier din Carpați în decursul aceleiași etape geologice din evoluția formațiunilor cristaline, asistăm la o acumulare preferențială a fierului și respectiv fierului și manganului în anumite regiuni.

BIBLIOGRAFIE

1. JEAMS L. H. Sedimentary facies of iron formation. *Econ. Geol.*, vol. 49, nr. 8. 1954, p. 235—293.
2. KING H. N. The environmental control of Sedimentary iron minerals. *Econ. Geol.*, vol. 53, nr. 2, 1958, p. 123—140.
3. LAȚIU V. Contribuțiuni la studiul microgegnetic al minereurilor de fier de la Ghelar. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII, 1928, p. 27—48.
4. PAPP K. v. Die Eisenerz-und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. I. Teil, p. 414—453, Budapest 1919.
5. PAVELESCU L. Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.*, XXVIII, 1955, p. 367—448.
6. SCHAFAZIK F. Gyalar környékének földt. viszonyai. *A m. K. Földt. Int. Evi. Jel.* 1908. Budapest 1910, p. 58—66.

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ, С ВОСТОЧНОЙ СТОРОНЫ, МАССИВА ПОЯНА РУСКЭ КРОЙТНЕР X.

(Краткое содержание)

Железистые месторождения массива Пояна Рускэ представлены железосодержащими накоплениями, вклиненными согласно в комплекс кристаллических сланцев, образовавшихся в результате региональной метоморфизации



PLANȘA I



PLANȘA I

Fig. 1. — Limita dintre siderit (1) și dolomit (2), N. ||, 40 ×.

Fig. 2. — Siderit cuarțitic, N. ||, 40 ×.

Fig. 3. — Siderit cu magnetit, N. ||, 40 ×.

Fig. 4. — Ankerit cu magnetit. Stratificație deranjată de cuiburi cu porfiroblaste ankeritice, N. ||, 40 ×





1.



2.



3.



4.

PLANȘA II



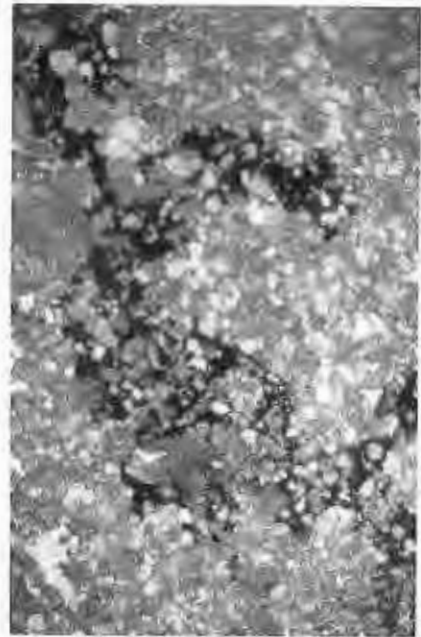
PLANȘA II

- Fig. 1. — Siderit cuarțitic cu pirită sedimentar-metamorfică, N. ||, 40 ×.
Fig. 2. — Siderit cu pirită metamorfică, N. ||, 40 ×.
Fig. 3. — Ankerit cu structură porfiroblastică, N. ||, 40 ×.
Fig. 4. — Celsianit hematitic; dreapta N. +; stînga N. ||, 40 ×.





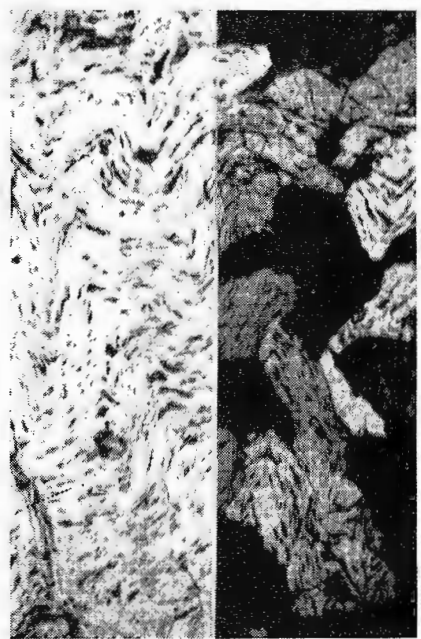
1.



2.

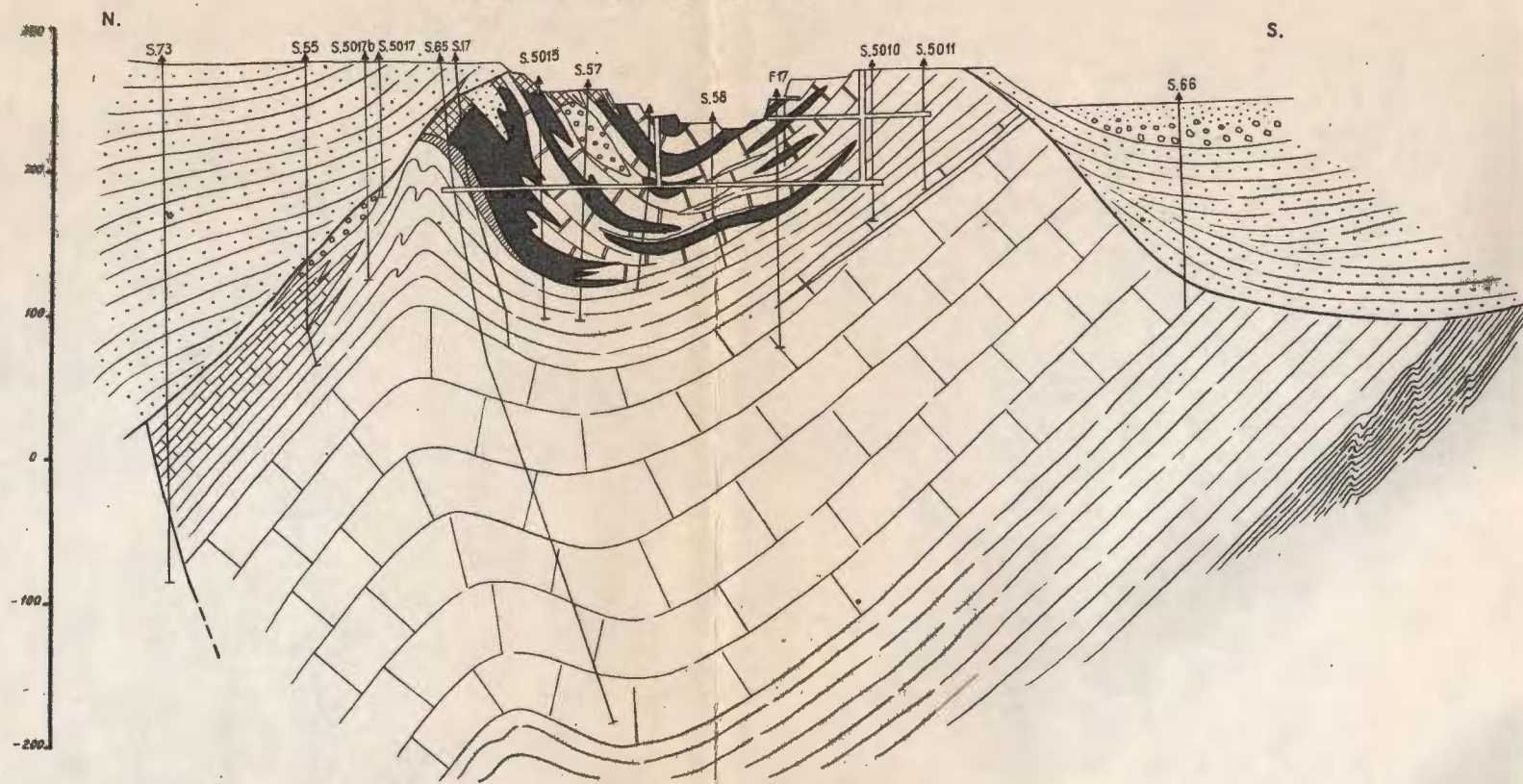


3.

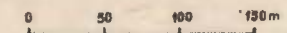


4.

PROFIL TRANSVERSAL A - B



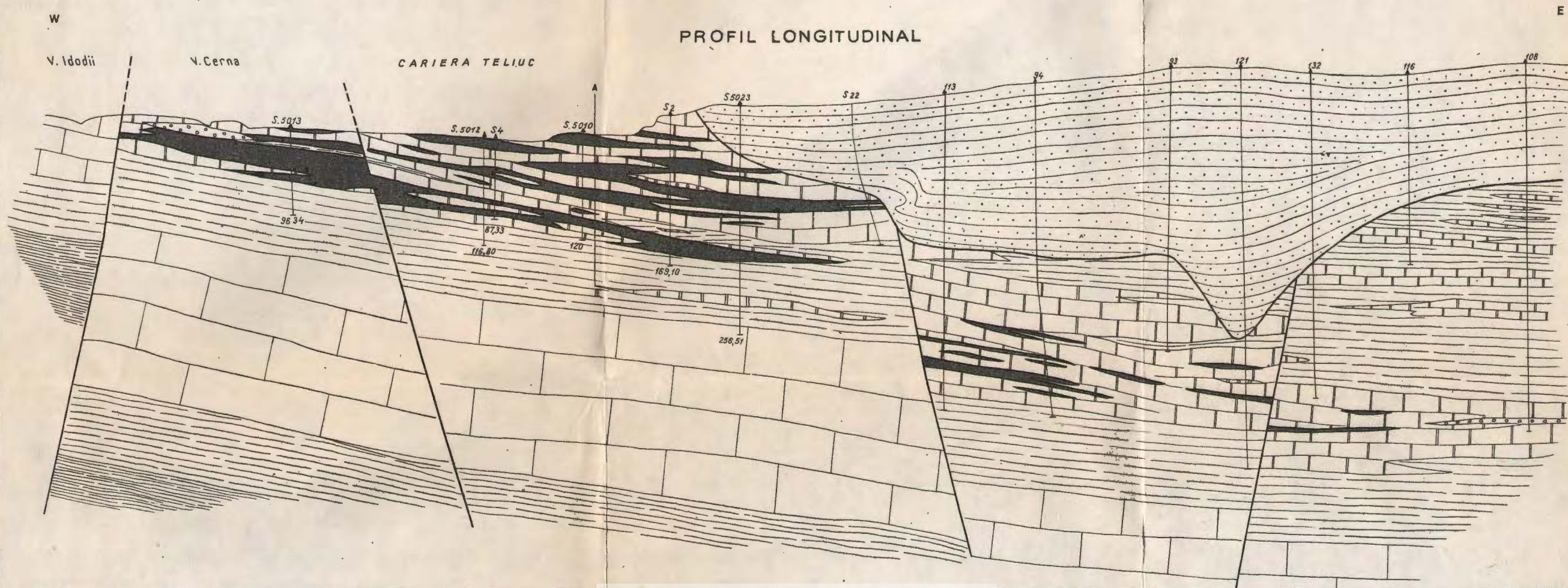
H. KRÄUTNER
ZĂCĂMÎNTUL TELIUC



LEGENDA

- Aluvioni
- Marne cu gips } Tortonian
- Cuarțite
- Siderite
- Ankerite
- Dolomite din zăcămint
- Limonite
- Itabirite, Magnetitite
- Calcare
- Dolomite
- Sisturi clorito-sericitoase și clorito-calcareose tulitogene
- Șisturile complexului grafitas

PROFIL LONGITUDINAL

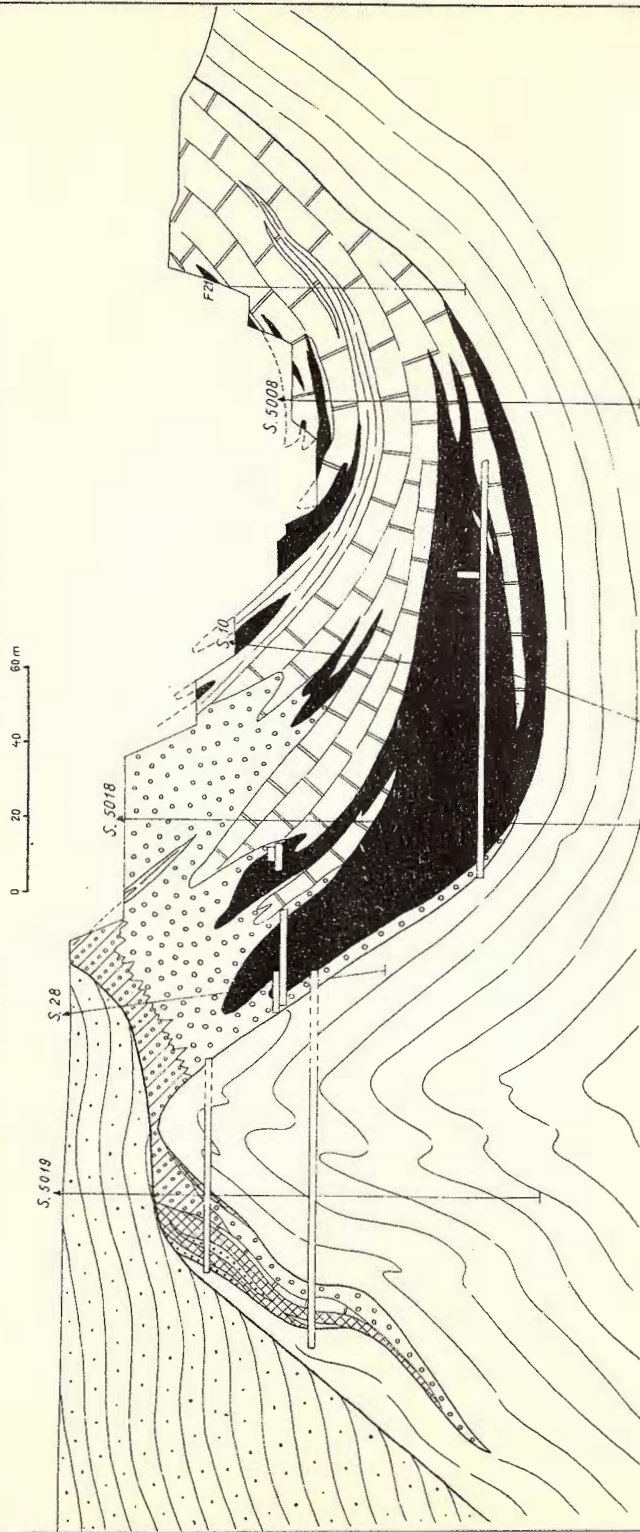


PROFIL GEOLOGIC PRIN ZĂCĂMÎNTUL TELIUC

H. KRÄUTNER

S.

N.



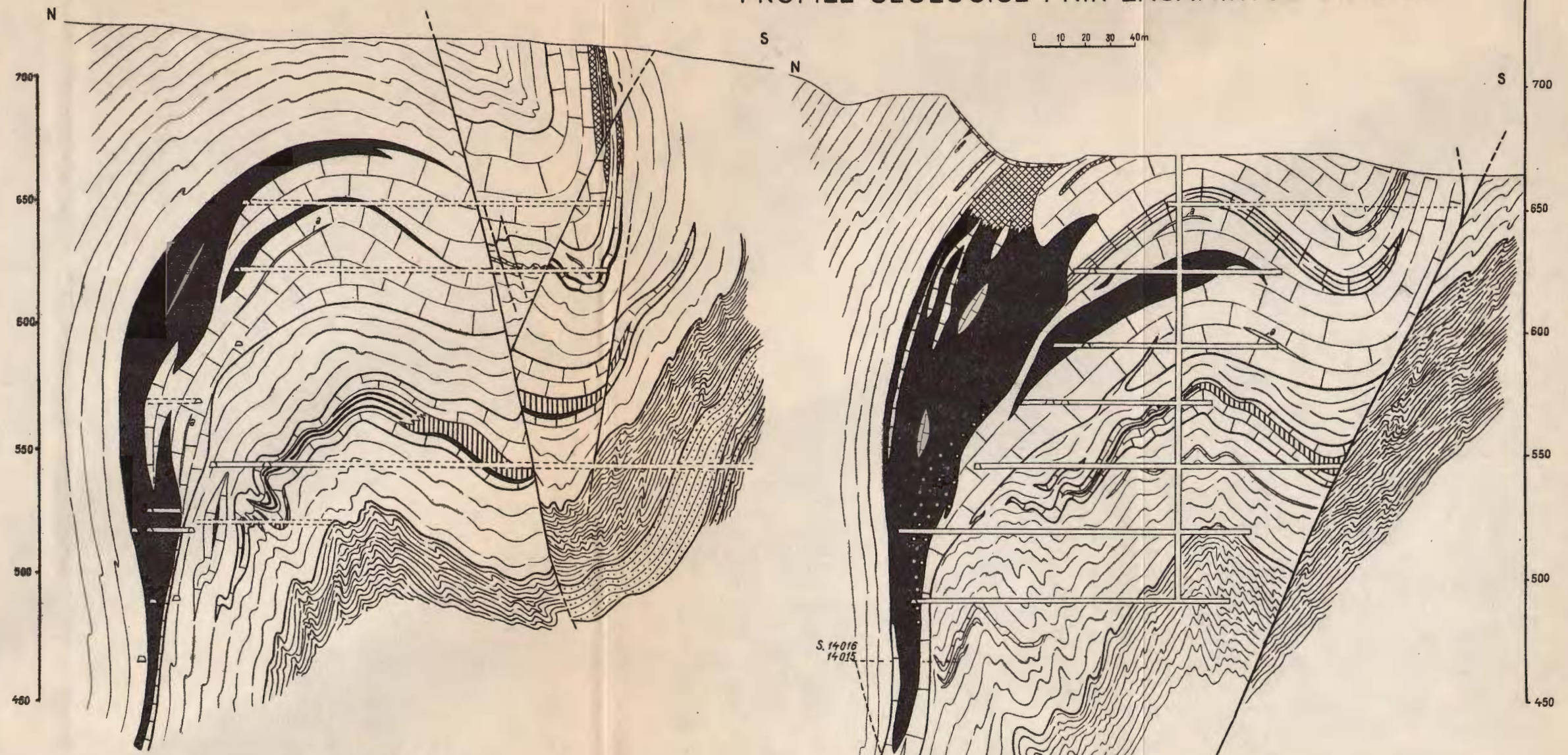
LEGENDA

- | | | | |
|--|-------------------------|--|---|
| | Marne cu gips | | Limonite |
| | Siderite | | Ankerite limonizate |
| | Ankerite | | Sisturi clorito-sericitoase și clorito calcareose turfitogene |
| | Dolomite și parankerite | | Cuarțite |
| | Tortonian | | |



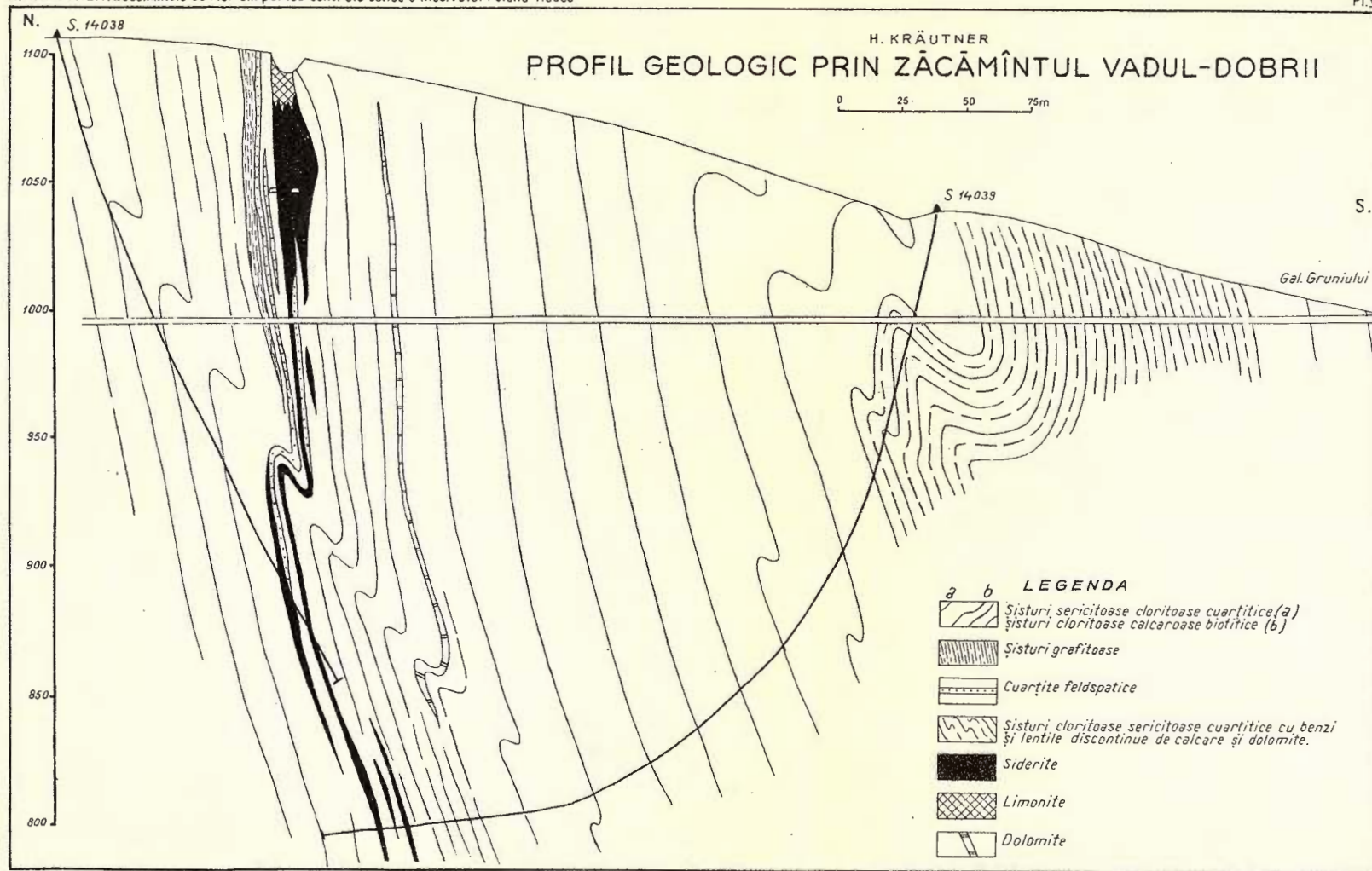
H. KRÄUTNER
PROFILE GEOLOGICE PRIN ZĂCĂMÎNTUL GHELAR

0 10 20 30 40m



L E G E N D A

- | | | |
|------------------------------|---|---|
| 1 Limonit | 4 Ankerite și dolomite cu porfiroblaste de ankerit | 7 Dolomite, a. intercalații de șisturi clarito sercitoase |
| 2 Siderite | 5 Dolomite rubanate | 8 Șisturi clarito sercitoase, claritoase calcareose tufitogene |
| 3 Siderite negre grafitoase | 6 Dolomite rubanate, cu benzi de siderit | 9 Șisturile complexului grafitos |



некоторых морских отложений, находящихся на юге риффового барьера кристаллических доломитов Хунедоары. Форма месторождения различается по первичной фации отложения железа. Карбонатная руда представлена под видом сидеритовых или анкеритовых тел в доломитовых выпуклых и широко складчатых линзах, в то время как накопления в окисленных фациях состоят из тонких (1—2 м.) итабиритовых или магнетитовых пластов, собранных в тесные складки с окружающими сланцами.

Месторождения сформированы из нескольких главных типов карбонатов (сидеритов, анкеритов, параанкеритов, доломитов), окисленных пород (магнетитов, итабиритов), с кремнекислым соединением железа, чередующегося с доломитами, сланцами или кварцитами, представляющихся в многочисленных вариациях, устанавливают очень сложный петрографический состав месторождения.

Породы месторождений скрещиваются со сланцами и представляют вариации метаморфических фаций параллельных кристаллическим сланцам, в которых были вкраплены. Таким образом, в то время, как карбонатная руда, области Телюк — Геларь, находится в фации зеленых сланцев, руда Вадул Добрей — метаморфизована в альбит — эпидот — амфиболитовой фации.

Инициальная седиментация железа имела место в морской среде с одновременным механическим осаждением терригенного материала.

Благоприятные условия накопления железа в карбонатной фации, возможно, существовали в удлинённых желобах на дне седиментационного бассейна, охарактеризованного некоторым редуцированным режимом, без аэрации, будучи слабо окисленными и ориентированными параллельно риффовому барьеру, который управляет морскими течениями.

Форма осаждения железа была установлена физико-химическими условиями E и pH среды, как это следует из рис. 7. Судя по парагенезису обогащенных кремнием пород, поле устойчивости железистых силикатов можно предположить, что их отложение происходит между магнетитом и сидеритом.

Метаморфические мобилизации сокращенной амплитуды бывают очень часты. В совокупности этих явлений необходимо выделить жильные формации и метасоматические формации.

Месторождения железа Пояна Рускэ, представляют кристаллические образования аналогичные месторождениям марганца и железа Карпатского хребта. Они образовались, как следствие предпочтительного накопления железа в этом участке Карпат.



GISEMENTS DE FER DANS LA PARTIE CENTRALE EST DU MASSIF POIANA RUSCĂ

PAR

H. KRÄUTNER

(Résumé)

Les gisements de fer du massif Poiana Ruscă comportent des accumulations ferrifères sédimentogènes-métamorphiques, intercalées en concordance dans un complexe de schistes cristallins, résultat du métamorphisme régional de quelques sédiments marins emplacements au sud de la barrière récifale des dolomies cristallines de Hunedoara. La forme de gisement diffère suivant le faciès initial de sédimentation du fer. Le minerai carbonatique apparaît sous la forme de corps sidéritiques ou ankéritiques dans des lentilles dolomitiques bombées et largement plissées, tandis que les accumulations en faciès des oxydes consistent en couches minces (1—2 m) itabiritiques ou magnétitiques étroitement plissées avec les schistes environnants.

Les gisements comportent quelques types principaux de carbonatites (sidérite ankérite, parankérite, dolomie), des roches oxydiques (magnétites, itabirites), des roches à silicates de fer, alternant avec des dolomites et des schistes ou des quartzites. Cet ensemble détermine une composition pétrographique très complexe des gisements.

Les roches des gisements s'indentent dans les schistes et revêtent des faciès métamorphiques variés parallèlement aux faciès des schistes cristallins dans lesquels elles sont intercalées. Tandis que le minerai carbonatique de la région Teliuc—Ghelar revêt le faciès des schistes verts, celui de Vadul Dobrii est métamorphisé en faciès albite-épidote-amphibolitique.

La sédimentation initiale du fer a eu lieu dans un milieu marin par suite d'une précipitation concomitante avec la sédimentation mécanique du matériel terrigène. Les conditions favorables à l'accumulation du fer en faciès carbonatique existaient probablement dans les cuvettes allongées au fond du bassin de sédimentation; elles étaient caractérisées par un régime non-aéré, réducteur, légèrement acide et accusaient une direction parallèle à la barrière récifale qui dirigeait les courants marins. La précipitation du fer était déterminée par les conditions physico-chimiques, le pH et l'Eh du milieu (fig. 7). Suivant les paragénèses des roches à silicates, le champ de stabilité des silicates de fer est supposé entre celui de la magnétite et de la sidérose. Les mobilisations métamorphiques d'ampleur réduite sont fréquentes. Elles comprennent des formations filoniennes et des formations métasomatiques. Les gisements de fer de Poiana Ruscă représentent des formations cristallines pareilles aux gisements de manganèse et de fer des Carpates. Ils sont le résultat d'une accumulation préférentielle du fer dans ce secteur des Carpates.



CERCETĂRI SEDIMENTOLOGICE PRIVIND ZONA FLIȘULUI
CRETACIC-SUPERIOR — PALEOGEN ȘI A MOLASEI MIOCENE
DINTRE VĂILE ZĂBALEI ȘI BUZĂULUI ¹⁾

DE

M. DIMIAN, E. DIMIAN

Studii geologice asupra regiunii au fost efectuate de G. MURGEANU (1937) M. FILIPESCU (1935, 1940), GR. POPESCU (1953, 1960) și N. GRIGORAȘ (1955).

Studii sedimentologice s-au executat numai la SW de valea Buzăului de M. DUMITRIU și C. DUMITRIU (1959).

Scurtă caracterizare stratonomice

Senonianul în faciesul extern al stratelor cu Inocerami prezintă ritmicitate tipică de fliș. Ritmurile de 0,10—0,75 m sînt compuse din gresii fine, cenușii, granoclasate, în strate de 0,05—0,40 m, uneori cu fragmente de șisturi verzi în partea bazală; ele trec gradat la partea superioară la marne cenușii și în fine la argile verzui, ambele de 0,10—0,35 m grosime.

Gresiile de Siriu sînt constituite din strate de 0,2—1,5 m grosiere, cenușii-verzi, imperfect granoclasate sau negranoclasate, cu intercalații subțiri de argile nisipoase cenușii. Spre partea superioară gresiile de Siriu trec la gresii de Tarcău.

Eocenul în facies de Tarcău, dezvoltat în partea internă la E de linia tectonică Audia, este compus din ritmuri de 0,4—3 m, constituite esențialmente din gresii cenușii grosiere, uneori microconglomeratice, în general negranoclasate sau imperfect granoclasate, prezentînd frecvent la partea superioară tranziții la gresii fine laminate orizontal. Uneori ritmurile se încheie cu marne calcaroase cenușii de 0,05—0,10 m. Spre partea superioară a Eocenului în facies intern se diferențiază serii cu ritmicitate fină de fliș (de tipul stratelor de Plopu). Ritmurile de 0,03—0,36 m sînt alcătuite de la partea inferioară spre partea superioară din următoarele elemente: gresii de

¹⁾ Comunicare în ședința din 28 aprilie 1961. Primit manuscrisul mai 1962.



Schemă stratigrafică

	Fliș proximal ¹⁾	Fliș distal ²⁾	Molasă
Tortonian Helvetian Burdigalian	Seria lagunară inferioară		
Aquitanian	Menilite superioare Strate de Vinețșu Gresii de Fusaru Marne + argile + gresii fine (Pucioasa) Disodile + sferosiderite Marne cenușii + disodile + menilite	Menilite superioare Gresia de Kliwa superioară Strate de Podu Morii Gresia de Kliwa inferioară Disodile Menilite inferioare	Seria marină Seria lagunară-continentală superioară Seria fluvio-lagunară inferioară.
Oligocen			
superior	Marne alburii cu <i>Globigerinoides conglobatus</i> Strate de Plopu Gresia de Tarcău	Gresia de Lucăcești Strate de Plopu Strate de Colți Orizont calcarogresos- + gresii glauconitice cu Numuliți	
Eocen inferior		Ortocuarțitele glauconitice + argile roșii și verzi (Strate de Straja) Conglomerate cu Melobesiceae, Numuliți și șisturi verzi Strate cu Inocerami	
Paleocen			
Senonian	Gresia de Siriu Fliș cenușiu		
Turonian-Senonian inferior			

1) Apropiat de cordiliera carpatică.

2) Îndepărat de cordiliera carpatică.



0,01—0,08 m, cenușii, fine, laminate oblic, trecând la partea superioară la aleurolite și marne aleurolitice cenușii, apoi la argile verzui, micacee de 0,015—0,15 m și în fine la argile roșcate fin micacee de 0,01—0,08 m. Se constată în mod frecvent existența de ritmuri incomplete din care pot lipsi gresiile. Eocenul în facies de Colți (intermediar) se caracterizează prin ritmuri ternare de 0,03—0,15 m constituite din: 0,01—0,1 m gresii cenușii fine și aleurolite laminate orizontal sau oblic; acestea trec spre partea superioară la marne cenușii de 0,02—0,05 m și în fine la argile verzui de 0,01—0,06 m. Eocenul în facies marginal calcaros este alcătuit din ritmuri de 0,20—1,50 m constituite din gresii calcaroase și calcare grezoase cenușii granoclasate, de 0,10—peste 1 m; acestea trec la partea superioară la marne cenușii, uneori mai șistoase, conținând Fucoide și apoi la argile verzui, ambele prezentând 0,10—0,50 m grosime. La partea inferioară a Eocenului în facies de Colți apare un nivel de peste 100 m constituit din conglomerate cu Melobesieae, Nummuliți, Brizoare și șisturi verzi, peste care se dispun gresii albicioase sau verzui, medii, în strate de 0,20—1 m în alternanță cu argile vărgate, verzui și violacee. Între cele trei faciesuri ale Eocenului există tranziții gradate (N. GRIGORAȘ, 1955).

Oligocenul în facies intern (de Krosno) este constituit din ritmuri, în alcătuirea cărora intră gresii fine, cenușii, de 0,02—0,2 m, laminate diagonal, marne cenușii și argile verzui (strate de Pucioasa). Frecvent se întâlnesc microritmuri de marne și argile cu stratificație extrem de fină de tipul varvelor, ca și strate de siderite de 0,01—0,5 m. Spre partea superioară a Oligocenului în facies intern (de Krosno) se dezvoltă, în locul ritmurilor descrise mai sus, ritmuri constituite din gresii grosiere, frecvent microconglomeratice, de 0,3—1,5 m (gresii de Fusaru) și marne cenușii vineții nisi-poase. Peste acestea se dispune o serie ritmică calcaroasă constituită din gresii fine, aleurolite, marne cenușii și argile verzui (stratele de Vinețișu) (pl. XI, fig. 2). Oligocenul în facies extern (de Kliwa) este compus în partea inferioară din gresii albe (de Kliwa) cu intercalații de șisturi argiloase bituminoase (disodilice), a căror grosime poate atinge frecvent mai mulți metri. Spre partea superioară crește treptat numărul și grosimea stratelor de gresii de Kliwa (până la 2,5 m). În treimea superioară a Oligocenului în facies extern se intercalează o serie de fliș calcaros cu ritmicitate fină (stratele de Podu Morii). Între cele două faciesuri ale Oligocenului sînt tranziții gradate (N. GRIGORAȘ, 1955). Stratele de Podu Morii sînt sincrone cu stratele de Vinețișu (GR. POPESCU) ele fiind asemănătoare atît din punct de vedere stratonomic cît și petrografic. Mai mult, tufurile bentonizate cunoscute din stratele de Podu Morii au fost întîlnite de noi și în stratele de Vinețișu din regiune.

La gresiile din molasa miocenă se pot constata variații de grosime și lentilizări pe distanțe relativ reduse. Sortarea este în general slabă, iar stratificația gradată imperfectă sau absentă. În Miocenul inferior gresiile apar în strate groase de 0,10—1,80 m, în asociație cu microconglomerate. Între gresiile masive se intercalează secvențe de fliș tipic.



Studiul litologic al gresiilor și aleurolitelor

Senonianul. În stratele cu Inocerami apar roci constituite din 30—40% (uneori numai 10%) material clastic de 0,02—0,2 mm, relativ bine sortat, alcătuit în cea mai mare parte din cuarț cu extincție rulantă, corodat, precum și feldspat plagioclaz rar și muscovit, biotit și granați foarte rar. Uneori o parte din silice este autigenă, fiind reprezentată prin calcedonit. Resturile organice sînt alcătuite din spiculi de Spongieri, Globigerine, Ophtalmiidae, Textularidae, plăci, de Echinoderme, etc. Cimentul (60—70%, uneori chiar 90% din rocă) bazal, este calcaros, larg cristalizat. Corodarea cuarțului, umplerea cu calcedonită a golurilor rezultate din dizolvarea organismelor ca și cristalizarea cimentului calcaros s-au produs în faza de diageneză. Aceste gresii pot fi încadrate în categoria calcarelor grezoase (J. JUNG., 1958).

Complexul gresiei de Siriu¹⁾ este alcătuit din gresii medii și grosiere (0,04—0,8 mm). Studiul microscopic indică prezența unei matrice, constituind 30—35% din masa rocii, alcătuită din cuarț, clorit în plaje largi și muscovit. Mineralele detritice sînt constituite din 40% cuarț cu extincție rulantă (se includ și cuarțitele) 12—35% feldspați plagioclazi, pertite, microclin, ortoză, muscovit și biotit relativ frecvent. Apar remaniate adeseori diabaze și mai rar micașturi cu granați și calcare organogene. Între mineralele accesorii apar granat, zircon, staurolit, epidot. Sînt roci imature, conținînd în medie cca 25% elemente labile și fragmente de rocă; prezintă un grad de sortare redus. Se încadrează în categoria grau-wackelor s. str. (30).

Paleocen—Eocenul. În constituția stratelor de Straja intră gresii conținînd în medie 70—80% material detritic de 0,02—0,3 mm (diametru mediu — 0,15 mm), reprezentat prin 66,50—76% cuarț cu extincție rulantă frecventă, de 0,02—0,2 mm. Uneori totalitatea granulelor de cuarț sînt angulare și subangulare; altele apar în asociație și granule de cuarț rotunjite de 0,15—0,67 mm cu diametru mediu de 0,42 mm. Apare relativ frecvent glauconit ca granule rotunjite de 0,04—0,06 mm și rareori feldspați plagioclazi și microclin. Frecvent, în special în nivelele bazale grosiere, apar cuarțite și elemente de șisturi verzi de tip dobrogean remaniate, cu dimensiuni superioare celor de cuarț. Cimentul de umplere variază între 15—30%, fiind în unele cazuri cuarțos, de supracreștere, în asociație cu opal intergranular, iar în alte cazuri calcaros, granulele de cuarț fiind mai mult sau mai puțin corodate. Din punct de vedere petrografic aceste gresii fac parte din categoria ortocuarțitelor și a ortocuarțitelor calcaroase (36) cu glauconit²⁾. În asociație cu stratele de Straja apar strate conglomeratice grezoase de peste 1 m grosime cu conținut ridicat de

¹⁾ Vîrsta acestuia este încă în discuție întrucît M. G. FILIPESCU citează Nummulțiți, iar alți autori menționează impresiuni de Inocerami.

²⁾ I. BĂNCILĂ, V. C. PAPIU (1960) au recunoscut prezența ortocuarțitelor în stratele de Straja (3).



material clastic calcaros organogen (fragmente de cochilii de Moluște, thaluri de Melobesieae, Nummuliti, Orbitoizi) și ciment calcaros¹⁾. Nivelele calcarenacee trec pe verticală la ortocuarțite.

Gresiile de Tarcău sînt roci cu granulometrie extrem de variabilă (variind între gresii medii și microconglomerate); gradul lor de sortare este redus. Sînt compuse din 45—95% (în medie 68,6%) material detritic, în alcătuirea căruia intră 40—90% cuarț cu extincție normală sau rulantă, mai rar agregate granoblastice, în granule angulare sau subangulare, frecvent corodat; 2—6% feldspați plagioclazi microclin, ortoză, în special proaspeți, uneori parțial alterați, 0,5—5% mice (muscovit-biotit). Cimentul (5—55%), în medie 31,4%) este calcaros, uneori calcaros argilos, bazal. Matricea este în general absentă. Aceste gresii sînt subgrauwacke levigate în tranziție spre protocuarțite (PETTIJOHN). Microconglomeratele din gresiile de Tarcău prezintă o dezvoltare lenticulară. Ele au un caracter oligomictic pronunțat, fiind constituite în cea mai mare parte din cuarțite bine rulate, pe lângă care apar și micașisturi în mod subordonat.

Gresiile și aleurolitele din faciesul de Colți sînt alcătuite din 57—60% material detritic de 0,05—0,2 mm compus din 55,80—57% cuarț angular, corodat, cu extincție normală sau rulantă, restul de 0,5—3% fiind constituit din muscovit, pe lângă care apar rar și granule de feldspați plagioclazi. Cimentul (40—43%) este bazal, de natură calcaroasă-argiloasă. Aceste roci fac parte din grupul ortocuarțitelor calcaroase. Gresiile și aleurolitele din seriile ritmice de fliș intercalate în gresia de Tarcău, cît și cele din Stratele de Plopu (ce constituie orizontul superior al Eocenului în facies intern), prezintă caracteristici petrografice foarte asemănătoare.

În faciesul marginal calcaros al Eocenului componenții mai grosieri prezintă o compoziție mineralogică variabilă. În primul rînd, se înregistrează o variație cantitativă a materialului detritic între 5—77,5%. Cea mai mare parte a acestui material este constituită din cuarț corodat (1,5—76%), cu dimensiuni de 0,0125—0,05 mm; în mod subordonat mai apare muscovit și biotit (0—2%) de 0,008—0,016 mm, sisturi verzi de 0,012—0,2 mm și glauconit (0—1,91%) de 0,008—0,016 mm. În unele cazuri materialul detritic este alcătuit aproape în întregime din fragmente și testuri de organisme ca Nummuliti, Asterocycline, Discocycline sau Melobesieae resedimentate. Aceste fragmente calcaroase, care apar în partea inferioară a stratelor ajung să reprezinte, împreună cu cimentul calcaros, pînă la 82% din masa rocii. Materialul detritic organogen calcaros depășește 50%. Spre partea superioară a stratelor se constată frecvent o îmbogățire în silice. Cimentul, care constituie 22,5% — 95%, este bazal, calcaros, fin sau larg cristalizat. În masa acestor gresii se întîlnesc relativ frecvent accidente silicioase de tip chaille. Arenitele acestui facies se încal-

¹⁾ L. IONESI, pe baza unei asociații caracteristice de Nummuliti Discocycline, Asterodiscus și Lithothamnium atribuie acestui orizont vîrsta paleocen-ypresiană (22).



drează în categoriile calcarelor grezoase, uneori organogene, a gresiilor calcaroase și a calcarenitelor cu tranziții spre ortocuarțite calcarenacee și ortocuarțite spre partea superioară a stratelor arenitice.

Oligocenul. În compoziția Oligocenului în facies intern (de Krosno) intră gresii de Fusaru în strate groase, grosiere și medii, imperfect sortate, și gresii fine în strate subțiri, cu stratificație laminară, relativ bine sortate, intercalate în secvențele marnoase argiloase de tip Pucioasa. Gresiile de Fusaru sînt caracterizate uneori prin prezența unei matrice de natură fin detritică (mai mică de 0,02 mm), în cantitate de 13,6%, conținînd sericit și clorit, pe lîngă care apare subordonat și ciment calcaros. Mai frecvent, gresiile de Fusaru prezintă ciment calcaros de umplere în cantitate de 9,56—20%. Materialul detritic, în cantitate de 80—90,44%, este reprezentat prin 70,9—72,3% granule angulare și subangulare de cuarț cu extincție rulantă și cuarțite de 0,02—0,36 mm, 7,5—13,4% granule subrotunjite și rotunjite de feldspați plagioclazi și potasici parțial sericitizați, de 0,02—0,24 mm și 0,9—3,5% biotit și muscovit în paiete de 0,02—0,4 mm. Compoziția modală a acestor gresii le situează în categoria subgrauwackelor cu tranziții atît spre grauwacke (după cum indică prezența matricei), cît și spre protocuarțite. Gresiile din secvențele de tip Pucioasa apar în strate subțiri laminate oblic, sînt constituite din 58,38% material detritic reprezentat prin 55,63% cuarț angular și subangular de 0,04—0,10 mm, 1,5% muscovit și biotit și 1,25% feldspat. Cimentul calcaros bazal constituie 41,62% din masa rocii. Roca face parte din categoria ortocuarțitelor calcaroase. La partea superioară a Oligocenului de facies intern (Krosno) apar stratele de Vinețișu. Gresiile care intră în constituția secvențelor ritmice de tip fliș, ce caracterizează stratele de Vinețișu, prezintă un conținut de 63,8—84,8% material detritic, reprezentat prin 62,8—84,2% cuarț angular și subangular de 0,02—0,32 mm, 0,25—1,3% feldspați plagioclazi și microclin de 0,04—0,2 mm, 0—0,7% muscovit și biotit, 0,04% glauconit de 0,08—0,14 mm. Cimentul calcaros constituie 15,2—35,2% din rocă. Aleurolitele din stratele de Vinețișu, caracterizate prin ripple-marks asimetrice, sînt constituite din cuarț de 0,01—0,03 mm, paiete de muscovit de 0,03—0,06 mm și ciment calcaros argilos.

În alcătuirea Oligocenului în facies extern (de Kliwa) intră ortoarenite medii bine sortate. Ele prezintă un conținut de 47—97,5% de material detritic constituit din 45,7—96% granule angulare și subangulare de cuarț de 0,04—0,48 mm (uneori subordonat apar și granule rotunjite de 0,16—0,40 mm), 0,10—1,5% feldspați plagioclazi subrotunjiți și microclin, 0—0,75% glauconit remaniat. În partea bazală a stratelor apar frecvent particule psefitice sau psamitice grosiere de șisturi verzi dobrogene, scoțînd în evidență granoclasarea. Cimentul calcaros de umplere sau bazal reprezintă 2,5—54% (în medie 23%). Din punct de vedere petrografic gresiile de Kliwa fac parte din categoria ortocuarțitelor propriu zise și a ortocuarțitelor calcaroase. În stratele de Podu Morii din faciesul extern al Oligocenului gresiile



sînt frecvent înlocuite în ritmuri prin aleurolite laminate, cenușii, alcătuite din granule angulare de cuarț de 0,02—0,06 mm, paiete de muscovit și biotit de 0,02—0,06 mm și ciment calcaros microgranular.

Miocenul inferior este reprezentat prin microconglomerate în strate de 4—8 m grosime, granoclasate, cu elemente de 0,01—0,15 m, alcătuite în cea mai mare parte din șisturi verzi (filite, gresii verzi și cuarțite din șisturile verzi) alcătuint împreună peste 85%, calcare mesozoice cenușii-gălbui, sideritice, și disodile oligocene; în asociație cu microconglomeratele apar gresii și gresii gipsifere. Gresile sînt constituite din cca 33% material detritic reprezentat prin 16,2% feldspați ortoclazi și plagioclazi de 0,16—0,40 mm, 10,5% cuarț și agregate cuarțitice de 0,08—0,5 mm, 1,12% mice (muscovit și biotit) de 0,15—0,56 mm și fragmente de roci (6,2%) constituite din micașturi în primul rînd. Masa de legătură reprezintă 67% din rocă, fiind de natură argiloasă (caolinoasă). Aceste gresii sînt subarcoze.

Gresiile din pachetul de strate atribuite în literatura geologică romîna Helvetianului pe baza dispunerii normale sub Tortonian fosilifer conțin 60—73,25% material detritic constituit aproape în totalitate din granule de cuarț subangulare pînă la subrotunțite de 0,02—0,40 mm. În mod cu totul subordonat apar feldspați plagioclazi (0—0,63%) și mice (0—0,25%). Cimentul calcaros primar constituie 26,25—40% din rocă. Aceste gresii sînt ortocuarțite calcaroase.

Gresiile de tip Răchitașu ale Tortonianului inferior prezintă un conținut de 73—77% material detritic constituit din 71,38—75,38% cuarț angular, slab corodat, pe lîngă care apar cu totul subordonat feldspați (microclin) 0—0,63% și fragmente de rocă 0—1%. În aceste arenite se întîlnesc relativ frecvent foraminifere. Cimentul calcaros argilos constituie 23—27% din masa rocii. Și aceste gresii sînt ortocuarțite. Ele sînt asociate cu tufuri dacitice fine albicioase.

Hieroglife. Efectele erozive ale curenților de turbiditate au fost extrem de importante, eroziunea prezentînd frecvent caracter intraformațional. Curenții au dat naștere în unele cazuri la canale de eroziune (pl. I, fig. 1) sau au înlăturat parțial ori total unele ritmuri. Este probabil că procesele erozive au fost mai intense în domeniile faciesurilor de Tarcău—Fusaru—Krosno, ca și în domeniul faciesului de Kliwa, unde curenții de turbiditate au fost cei mai puternici. În cele mai multe cazuri însă, activitatea curenților de turbiditate s-a redus la crearea pe suprafața pelitelor a unor forme de eroziune, de dragare sau de saltație variate.

A) *Mecanoglife*¹⁾. l. « H y p o g l y p h e » (VASSOEVICI 1953) = forme de pe fața inferioară a stratelor.

¹⁾ Deoarece pentru denumirea acestor forme încă nu s-a definitivat terminologia în limba romîna prezentăm în fiecare caz principalele sinonime utilizate în literatura străină.



Forme sindepoziționale (= « synglyphe » — VASSOEVICI 1953). 1. Mecnoglifele de eroziune (= « flute casts » — CROWELL = turboglifă VASSOEVICI) au luat naștere datorită procesului de sucțiune exercitat de vortexurile specifice curenților de turbiditate, fiind cele mai caracteristice dintre hieroglifele din fliș. Prezintă dimensiuni variabile (1—80 cm), formele de dimensiuni mari apărând totdeauna la baza stratelor groase (în special în gresia de Kliwa). Morfologia lor este de asemenea variabilă. În regiune am recunoscut prezența unor varietăți linguiforme, bulbare, semilunare (« crescent casts » și « Flach Zapfen ») terasate (pl. IV, fig. 1; pl. V, fig. 1, 2).

Mecnoglifele de eroziune apar aici mai frecvent la baza gresiilor și conglomeratelor fine cu gradație bună decât la baza gresiilor negradate sau cu gradație imperfectă. Nu s-au observat niciodată mai multe direcții de mecnoglifă de eroziune pe o aceeași față de strat. Mecnoglifele dezvoltate la baza arenitelor laminate prezintă totdeauna dimensiuni reduse.

2. Mecnoglifele de dragare (« groove casts » — SHROCK, = « ksinmoglyphe » — VASSOEVICI) (pl. V, fig. 1, 3, pl. IX, fig. 1), au putut lua naștere în cazurile în care curenții de turbiditate au prezentat, datorită frecării de fund, un nivel bazal cu curgere laminară mai lentă (J. HSU, 1960), ce poate apare în porțiunile mediane și finale ale curenților de turbiditate. Paralelitatea mecnoglifelor de dragare ce apar ca creste lineare, paralele, netede sau striate, este dată tocmai de orientarea paralelă a liniilor de curgere, aceste forme fiind generate prin dragarea pe fund a particulelor detritice în deplasare pe trasee rectilinere. S-au remarcat pe teren cazuri în care pe o aceeași față de strat apar două direcții de mecnoglifă de dragare, făcând între ele unghiuri mai mici de 30° (gresia de Kliwa). În aceste cazuri numai una din aceste două direcții coincide cu direcția curenților indicată de mecnoglifele de eroziune. Tot din această categorie fac parte și forme de torsiune (torsional casts) (pl. IV, fig. 2), care au luat naștere în cazurile în care particula detritică suferea și o mișcare de rotire concomitentă cu dragarea de-a lungul fundului.

În Cretacicul superior din regiune (stratele cu Inocerami) și în faciesul marginal calcaros al Eocenului hieroglifele sînt reprezentate aproape în totalitate din mecnoglifă de eroziune. În faciesul gresiilor de Siriu, Tarcău și Colți apar subordonat, pe lângă mecnoglifă de eroziune, și mecnoglifă de dragare. În Oligocenul de Pușcoasa—Fusaru cea mai mare parte a hieroglifelor este alcătuită din mecnoglifă de dragare, iar în Oligocenul în facies marginal apar atît mecnoglifă de eroziune, cît și mecnoglifă de dragare.

3. Mecnoglifele de saltație au luat naștere în cazurile în care vitezele de transport ale particulelor au suferit variații în jurul valorilor critice corespunzînd vitezelor de transport în suspensie și prin tracțiune specifice fracțiunilor granulometrice respective. Din această categorie fac parte « bounce casts » (WOOD și SMITH) și « prod casts » (= « sled uderzenia » — DZULINSKI—SLACZKA, 1958). În regiune au



fost întâlnite frecvent în faciesul de Pucioasa—Fusaru (Krosno) al Oligocenului și în Helvețian (pl. IV, fig. 3, 4; pl. VI, fig. 1).

b) Forme postdepoziționale (diaglyphe — VASOEVICI, 1953) sînt forme ce au luat naștere prin deformarea sedimentelor aflate în stare hidroplastică.

1. Formele de apăsare («load casts» — KUENEN, 1953) au luat naștere la contactul unui turbidit nisipos îmbibat cu apă cu stratul pelitic plastic subjacent. Pungi neregulate de nisipuri în pelite și flame de pelite injectate în nisipurile suprapuse constituie « produse ale deformării verticale a sedimentului după depunere » (PRENTICE, 1960). S-au observat frecvent în gresiile de Tarcău din regiune.

2. Formele de scurgere («flow casts» — PRENTICE, 1956) au luat naștere printr-o scurgere pe orizontală, de amploare redusă, a sedimentelor. În pl. VI, fig. 3, se pot remarca forme de scurgere longitudinale cu conture destul de bizare în gresiile de Fusaru din valea Buzăului.

3. Formele de scurgere deltoidale («deltoidal casts» — BIRKENMAJER, 1958), s-au putut forma prin scurgerea de sub nisipul depus de curenți de turbiditate a argilei subjacente. Liniile ondulate transversale aproximativ paralele cu conturul frontal ale acestor forme, și delimitînd zone imbricate arată că fenomenul de scurgere s-a produs în etape, sacadat. Aceste forme au fost observate în gresiile de Fusaru din valea Buzăului (pl. VI, fig. 2).

B) « E p i g l y p h e » (VASOEVICI 1953) = forme de pe fața superioară a stratelor.

Ripple-marks de oscilație (simetrice) apar cu totul excepțional în fișul grezosier (faciesul de Tarcău) cu indicele de vălurire $l/a = 4$. În partea inferioară a gresiilor de Tarcău apar excepțional ripple casts cu versanții din avalul curentului afectați de eroziune. Ripple-marks apar în schimb în mod constant în Helvețian, constituind adevărate nivele-reper.

Ripple-marks de curent (asimetrice) apar frecvent în aleurolitele din stratele de Vinețișu (pl. VII, fig. 2, 3, 4). Ele au fost generate de curenți de turbiditate slabi și diluați. Au indice de vălurire $l/a = 3,5-4$.

Uneori se poate observa interferarea a două fascicole de ripple-uri (pl. VII, fig. 1). În stratele de Plopu (Eocen superior) s-au observat ripple-marks linguoide (pl. VII, fig. 4).

Bioglife. a) « H y p o g l y p h e » (m u l a j e) (VASOEVICI, 1953).

În regiunea considerată, în stratele cu Inocerami, în Eocen și Oligocen (stratele de Vinețișu) apar frecvent piste de reptăție simple (pl. VI, fig. 4 și pl. IX, fig. 2, 4), sinuoase, de tip *helminthoidea* (pl. VIII, fig. 4) și *subphyllocorda*. În Eocen mai apar piste de nutriție *Belorapha* și *Palaeodictyon* (pl. VIII, fig. 1, 2, 3).

În gresiile din stratele cu Inocerami și stratele de Straja apar destul de frecvent *Zoophycos* (*Spirophyton*, *Taonurus*). În marnele și aleurolitele stratelor cu Inocerami s-au remarcat Fucoide aparținînd tipurilor: *Chondrites intricatus* BRONGN., *Chondrites affinis* STERNB. și *Taenidium fischeri* HEER. În Helvețian (strate de Tețcani)

asociate cu ripple-marks apar impresiuni de pași de Păsări și Artiodactyle (pl. VI, fig. 1) așa cum apar și în stratele de Dobrotov (Ucraina) (50).

b) « E p i g l y p h e » (VASOEVICI, 1953). În Eocen și Oligocen (stratele de Podu Morii) s-au remarcat piste de tip *Palaeobullia* (pl. IX, fig. 3).

În interiorul stratelor groase de gresii de Tarcău se observă frecvent veritabile rețele de galerii orientate în toate sensurile, umplute în parte cu dejecțiunile viermilor ce alcătuiau inbenthosul.

Tipurile de stratificație ale arenitelor. În regiunea considerată se disting următoarele tipuri:

Stratificația gradată normală continuă, în care se remarcă o bună granoclasare de la partea inferioară către partea superioară; apare frecvent atît în stratele cu Inocerami, Eocenul marginal calcaros cît și în Oligocenul în facies extern de Kliwa, unde, datorită sortării avansate a materialului clastic, stratificația gradată de acest tip este evidentă numai în cazul cînd curentul de turbiditate a antrenat și fragmente arenitice grosiere de șisturi verzi de tip dobrogean.

Stratificația gradată normală discontinuă (pl. X, fig. 4), în care se remarcă de la partea inferioară spre partea superioară a stratului unul sau mai multe nivele granoclasate independent cu schimbări brusce ale ordinului de mărime a granulelor, s-a observat rar în Eocenul în facies marginal calcaros.

Stratificația gradată oblică apare destul de rar. Grosimea stratelor gradate variază în general între 0,05—0,60 m, ajungînd la valori mai mari de 1 m la gresiile de Kliwa; s-a observat mai ales în stratele cu Inocerami.

Stratificația laminară orizontală se dezvoltă în general la partea superioară a stratelor imperfect granoclasate, ca gresia de Tarcău, sau în asociație cu stratificația laminară oblică, în faciesul intermediar de Colți al Eocenului.

Stratificația laminară oblică caracterizează arenitele și aleurolitele din faciesul intermediar de Colți și stratele de Plopu din faciesul intern al Eocenului, ca și arenitele din faciesul intern de Pucioasa al Oligocenului și stratele de Podu Morii—Vinețșu (pl. X, fig. 1 și 2). În mod excepțional acest tip de stratificație apare și în gresiile de tip Kliwa din regiune.

Stratificația laminară convolută (KUENEN 1952) apare frecvent în asociație cu stratificația laminară diagonală și orizontală, caracterizînd părțile mediane sau în întregime arenitele din stratele cu Inocerami și stratele de Podu Morii—Vinețșu (pl. X, fig. 3).

Stratificația compusă apare la gresiile de Tarcău și Fusaru cît și la gresiile de Kliwa. În general stratele de gresii de Tarcău, groase de 0,2—4 m, prezintă la partea superioară un nivel de grosime variabilă, în general de 5—20 cm, constituit din gresii mai fine, laminare orizontale.

În cadrul stratelor de gresie compusă, argilele nu apar decît ca elemente remaniate.



Pentru completarea datelor privitoare la stratificații trebuie să menționăm existența alunecărilor extra- și intraformaționale. În primul rând s-au remarcat alunecări coerente; apar relativ frecvent în Oligocenul în facies intern de Krosno (stratele de Pucioasa și gresii de Fusaru) și în Helvețian (valea Zăbala). Ele au avut ca efect cutarea unuia sau a mai multor strate arenitice, de multe ori chiar fragmentarea lor, dar cu păstrarea cel puțin în parte a caracterelor sedimentare primare. În valea Siriului ¹⁾ și la SW de aceasta apar la partea superioară a Oligocenului numeroase nivele de brezii sedimentare cu elemente moi, constituite din lame sedimentare și blocuri, în special argile și marne cretacic-superioare, eocene și oligocene. În al doilea rând s-au remarcat și alunecări incoerente; apar în Oligocenul în faciesul intern de Krosno (gresiile de Fusaru), fiind reprezentate prin gresii argiloase, neomogene, în care nu se mai pot recunoaște structurile sedimentare primare.

Fluxoturbiditele sînt extrem de caracteristice pentru faciesurile grezoase proximale ale flișului cretacic superior și paleogen; marea grosime a stratelor, lipsa în general a intercalațiilor argiloase, remanierile de argile și structurile de alunecare, aportul lateral (oblic) al materialului constitutiv, reprezintă caracteristici proprii gresiilor de tip Siriu, de tip Tarcău și de tip Fusaru conferindu-le astfel calitatea de fluxoturbidite.

În încheiere ținem să mai remarcăm existența unor stratificații și structuri sedimentare diagenetice. În această categorie intră stratificația sferoidală, ce caracterizează de multe ori gresiile de tip Tarcău. Tot în aceste arenite s-au observat concrețiuni de tip *septaria*. În Eocenul în facies intermediar (de Colți) apar uneori, la partea superioară a arenitelor, structuri con-în-con. În Oligocenul în facies intern se remarcă în jumătatea inferioară un orizont caracterizat prin numeroase concrețiuni sferoidale sideritice.

Raporturi între gresii și marno-argile în ritmuri. S-au remarcat trei tipuri:

Raporturile de conformitate, de tranziție gradată de la gresii la marne și argile, sînt cele mai frecvente în stratele cu Inocerami, Eocenul intermediar în facies de Colți, stratele de Popu ale Eocenului în facies intern și Eocenul în facies marginal calcaros, ca și în Oligocenul intern în facies de Pucioasa. În aceste cazuri, părțile inferioare ale marnelor (aleurolitice) au fost depuse de porțiunile finale lente ale curenților de turbiditate și numai argilele verzi reprezintă depozite pelagice;

Raporturile de paraconformitate sînt caracteristice faciesului extern ortocuarțitic bituminos al Oligocenului, limitele între gresiile de Kliwa și disodilele suprapuse fiind totdeauna tranșante (nete). Disodilele tipice, fin șistoase, fără muscovit, au luat naștere prin depunere pelagică. Aceeași este situația cu marnele calcaroase alburii cu *Globigerinoides conglobatus* din Eocenul superior, ca și cu marnele calca-

¹⁾ GR. POPESCU. Raport geologic asupra cartării « zonei de solzi » între V. Doftanei și V. Teleajenului. Sect. Geol. Geogr. Acad. R.P.R. 1959.



roase de coronament ale ritmurilor din faciesul de Tarcău, care constituie depozite pelagice tipice;

Raporturile de disconformitate se întâlnesc relativ rar în regiune.

În cadrul nivelelor pelitice se constată (în stratele cu Inocerami, Eocenul în facies de Colți, Eocenul în facies marginal calcaros, ca și în faciesul de Pucioasa al Oligocenului intern), prezența unor subritmuri repetitive binare (uneori extrem de fine, cu aspect de varve) constituite din marne aleurolitice sau marne cenușii-vineții și argile verzui. Ele încep totdeauna deasupra gresiilor cu strate de marne (sau marne aleurolitice laminare diagonale) cenușii-vineții și cenușii.

În faciesurile grezoase grosiere din subzona proximală corespunzând gresiilor de tip Siriu, Tarcău și Fusaru, pelitele lipsesc de cele mai multe ori, la partea superioară a ritmurilor apărînd gresii fine și aleurolite laminate orizontal.

Variațiile de culoare din cadrul ritmurilor fine din stratele de Plopu (Eocen superior) (pl. X, fig. 5) se datoresc probabil variațiilor de pH și rH. Ele prezintă o oarecare regularitate pe verticală, ce sugerează creșterea progresivă a cantității de oxigen de la partea inferioară spre partea superioară a fiecărui ritm, însoțită de o scădere gradată a cantității de CaCO_3 .

În cazul stratelor cu Inocerami, al Eocenului în facies de Colți și al Eocenului în facies marginal calcaros, avem de a face cu un tip de fliș de contrast (cu III EC necalcaros) (VASSOEVICI 1958).

În concluzie, turbiditele formate inițial în zone mai puțin adînci sînt bogate în CaCO_3 , pe cînd depozitele pelagice specifice batimetrii zonei respective sînt lipsite de CaCO_3 .

Oligocenul în facies marginal reprezintă o serie de fliș specială, (pl. XI, fig. 4) făcînd tranziția spre molasă alcătuită din arenite mature generate de Vorland și sisturi bituminoase (depozite pelagice sedimentate în mediul paleoeuxinic).

În concluzie, prezența stratificației gradate și a mecanoglifelor de eroziune indică pentru arenitele din fliș transportul prin curenți de turbiditate. Curenții de turbiditate care au transportat materialul constitutiv al gresiilor de Siriu, Tarcău și Fusaru, ca și al ortocuarțitelor eocene și oligocene, au avut probabil valori de viteză și densitate foarte mari, fapt evidențiat de marea grosime a stratelor de gresii și dimensiunile superioare pe care le pot atinge mecanoglifele de eroziune.

Sursele sedimentare

Fliș. Din analiza hărții de paleocurenți alcătuită pe baza studiului statistic al mecanoglifelor și orientării al stratificației oblice de curent rezultă că materialul constitutiv al flișului provine din trei surse:

Sursa nord-vestică (Uscatul Transilvan) a funcționat în timpul Senonianului, declanșînd o serie de curenți puternici, oblici, cu o orientare



generală NW-SE (pl. II, fig. 1), ce au transportat și depus în partea estică a geosinclinalului flișului carpatic depozite detritice fine din categoria calcarelor grezoase. La începutul fazei savice această sursă este reactivată în mod brusc în Oligocen, când curenți cu același sens au transportat gresii fine și aleurolite calcaroase (stratele de Podu Morii—Vinețișu). Momentul încetării sedimentației stratelor de Podu Morii — Vinețișu a coincis cu o puternică ridicare a flancului intern al geosinclinalului, ducând la o accentuată condensare stratigrafică sau o reducere totală a termenilor superiori ai Oligocenului în această zonă internă (gresia de Kliwa superioară).

Sursa vestică. Cordiliera cristalino-mesozoică carpatică în ridicare a eliberat cantități mari de material detritic, transportat în geosinclinalul carpatic de către curenți de turbiditate denși, puternici și oblici, orientați SW-NE și W-E (pl. II, fig. 2, pl. III, fig. 1). Această sursă a eliberat cea mai mare cantitate de depozite în timpul Senonianului și Eocenului (gresiile de Siriu, de Tarcău și Colți). Sursa vestică, a jucat rol separator între zona de sedimentare a gresiei de Siriu și zona vestică mai internă caracterizată prin sedimentație calcaroasă pelagică. În valea Siritului (km 13 CFF) s-a remarcat că, odată cu tranziția de la seria ritmică de fliș grezo-calcaros la gresiile grosiere de Siriu în strate groase, are loc și o modificare netă a sensului curenților de la SSW—NNE (longitudinal) la SW—NE și WSW—ENE (oblic) (pl. III, fig. 2). Gresiile de Tarcău depuse în partea mai internă a geosinclinalului de către curenți denși oblici, diferă mult de gresiile fine în strate subțiri, laminare, oblice, ale faciesului de Colți, ca și de gresiile asemănătoare din intercalațiile flișoide ale gresiei de Tarcău și din stratele de Popu, deși toate laolaltă au fost depuse de curenți cu direcții și sensuri asemănătoare. Gresiile fine au luat naștere din curenți mai diluați, care au transportat materialul furnizat de aceeași sursă vestică. Nu este exclus ca aceste gresii din faciesul de Colți și stratele de Popu, cu indice de sortare și grad de maturitate superioare gresiilor de Tarcău, să fi luat naștere din remanierea unor depozite de fliș mai vechi. În Eocenul superior sursa vestică a alimentat geosinclinalul numai cu material detritic fin, transportat și depus de curenți de turbiditate slabi, constatându-se astfel pentru acest interval o reducere a rolului jucat de această sursă. În Oligocen această sursă a avut un rol important, deși mai redus în comparație cu situația din Eocen, (gresiile de Kliwa avansând mult spre W). Ea a dat naștere la gresii grosiere polimictice de tip Fusaru și la gresii fine în strate subțiri cu stratificație laminară (Pucioasa).

În zona de la sud și nord de valea Siritului a existat, submersă în Eocen, devenind emersă în Oligocenul superior, o cordilieră constituită din depozite cretacice și paleogene, din distrugerea căreia au luat naștere mase importante de brezii.

Sursa estică. În Senonian, Vorlandul carpatic, în parte reprezentat prin cordiliera dobrogeană de șisturi verzi, a avut un rol redus, generând roci detritice fine ce conțin și remanieri de șisturi verzi de tip dobrogean. Numai gresiile senoniene



cu fragmente de șisturi verzi prezintă sensuri de paleocurenți dinspre SE, restul prezentînd sensuri exclusiv dinspre nord-vest.

În Eocenul inferior sursa estică a dat naștere la ortocuarțite și ortocuarțite calcaroase glauconitice, conținînd în zonele bazale grosiere ale arenitelor gradate microconglomerate și conglomerate calcaroase cu Melobesieae și șisturi verzi. Sursa estică a eliberat materialul constitutiv al faciesului detritic calcaros marginal al Eocenului. Prezența frecventă a Melobesieaelor, Nummuliților și Orbitoizilor în Eocen indică zona litorală estică a geosinclinalului carpatic ca zonă de optimă dezvoltare a acestor organisme.

Încă de la sfîrșitul Eocenului, dar mai ales în timpul Oligocenului această sursă a avut un rol extrem de important în alimentarea geosinclinalului carpatic, prin masa de depozite pe care le-a furnizat. Importanța ei scade la vest de zona de curbură a Carpaților orientali, fapt evidențiat de reducerea remanierilor de șisturi verzi la vest de valea Buzăului.

Activitatea puternică a acestei surse în timpul Oligocenului se datorește probabil unor mișcări epirogenice pozitive ce au afectat Vorlandul inclusiv cordiliera șisturilor verzi, eliberîndu-se mari cantități de ortocuarțite, uneori glauconitice. Materialul detritic a fost transportat de curenți de turbiditate foarte puternici cu oblicitate marcată. Cantitățile mari de ortocuarțite provenite din sursa estică dovedesc caracterul insular al cordilerei șisturilor verzi în timpul Oligocenului, ea nejuicînd un rol separator între provincia carpatică pe de o parte și provincia podolică pe de altă parte, după cum a presupus. MRAZEC (32).

În concluzie, rezultatele studiului paleocurenților confirmă părerea exprimată încă din 1931 de L. MRAZEC și M. G. FILIPESCU asupra originii din Vorland a gresiilor de Kliwa. Materialul detritic supramatur caracterizează regimul tectonic stabil al Vorlandului.

Făcînd o comparație între caracterele geosinclinalului carpatic în Paleogen cu cele specifice aceluiași geosinclinal în timpul Cretacicului, vom remarca o serie de analogii și diferențe:

Existența atît în Cretacic cît și în Paleogen a unei surse vestice foarte active (aria cristalină mesozoică), ce a eliberat în partea internă a geosinclinalului Carpaților orientali mari cantități de depozite terigene relativ grosiere (fliș proximal de peste 5000 m în Cretacic și cca 2000 m în Paleogen); este vorba pe de o parte de flișul cretacic intern, curbicortical și gresia de Siriu și pe de altă parte de gresia de Prisaca, gresia de Tarcău și de Fusaru de vîrstă paleogenă, depuse într-o zonă puternic subsidentă; marea grosime a stivei de depozite pledează în favoarea unei ridicări active a sursei vestice, iar caracterul subsident al zonei pentru un fund mobil de geosinclinal tipic (ortogeosinclinal — STILLE 1953) probabil de natură carpatică;

Existența atît în timpul Cretacicului cît și în timpul Paleogenului a unei surse estice mai slabe (Vorlandul), adică zona cu șisturi verzi (Vistulikum — STILLE 1953,



alipită prelungirii vestice a platformei Podolice); acesta a furnizat cantități mai reduse de sedimente terigene mai fine (fliș distal de 500—800 m în Cretacic și în jur de 1 000 m în Paleogen); mai ales în timpul Cretacicului zona a avut o subsidență relativ mai puțin marcată, însă și rate de sedimentare mai mici, astfel încât adâncimea s-a menținut apreciabilă, superioară celei din zona vestică. În Cretacic, pînă în Cenomanian zona estică a prezentat caracterele unui mediu reducător sideritic de facies silezian, luînd naștere depozite pelagice și de precipitație chimică specifice. În Cretacicul superior condițiile de sedimentare se uniformizează devenind favorabile sedimentației pelagice. În Oligocen condițiile reducătoare ale zonei estice mai adînci se accentuează atîngînd nivelul euxinic. Viteza de sedimentare mai redusă ca și indicele de maturitate avansat al materialului detritic eliberat de această sursă sînt perfect explicabile, ținînd seama de regimul tectonic stabil al Vorlandului geosinclinalului carpatic.

Întrucît atît depozitele cretace ale pînzei interne superioare cît și cele ale pînzei interne inferioare conțin fragmente de origine carpatică, și întrucît în complexul șisturilor negre apar fragmente de șisturi verzi dobrogene alături de ortocuarțite glauconitice (ce caracterizează sursa externă și în Paleocen și în Oligocen) reiese că limita dintre zonele de influență ale celor două surse s-ar situa în vestul zonei șisturilor negre. Limita de demarcație dintre zonele de influență a sursei estice (Vorlandul) și a sursei vestice (aria cristalină carpatică) se situează în Eocen mult mai la est în comparație cu poziția ei în Cretacic pînă în Cenomanian. Acest fapt este explicabil întrucît atît sursa vestică cît și zona de maximă subsidență au migrat către est în acest interval. În Oligocen, în regiunea de curbură a Carpaților orientali, limita de demarcație dintre zona de sedimentație controlată de sursa externă și zona de sedimentație controlată de sursa internă suferă din nou o retragere spre vest prin scăderea importanței sursei vestice în avantajul celei estice.

Molasa miocenă. Molasa lagunară-marină inferioară. În avantfosa molasei, «seria fluviolagunară» (G. MURGEANU)¹⁾ dezvoltată în partea bazală a Miocenului inferior, azi ieșită la zi pe cale diapiră (valea Slănicului—Meledic), conține conglomerate și breccii, ce apar ca blocuri în sare, de dimensiuni pînă la zeci de m³, constituite din calcare de tip Stramberg, calcare cretace, calcare negre silicioase, foarte dure, cu Brachiopode, cuarțite și gresii cuarțitice, șisturi verzi, menilite, disodile și gresii de Kliwa oligocene, ca și blocuri de conglomerate rulate, puternic cimentate, cu șisturi verzi, cuarțite și calcare. Acest material exotic provine din distrugerea unei «cordiliere pericarpatică» (M. G. FILIPESCU 1933—1934, 1942) puternice, învecinată cu domeniul lagunelor situată mai la vest. Partea superioară

¹⁾ GH. MURGEANU. La nappe du grès de Tarcău entre la vallé de la Năruja et les sources du Rîmnic, Comun. Inst. Geol. Rom., 1940.



a molasei inferioare lagunare-marine este reprezentată local prin conglomerate și microconglomerate cu șisturi verzi și roci cristaline, precum și subarcoze și gresii gipsifere. Aceste depozite au fost transportate și depuse de curenți puternici orientați de la NE și N spre SE și S. Lame de disodile și menilite în sedimentate în aceste depozite indică existența unui relief vestic ridicat constituit din depozite oligocene.

Molasa lagunară-continentală. În Helvețian direcțiile și sensurile curenților au fost variabile, în general de la NE spre SW și de la E spre W. Mecanoglifile de eroziune apar relativ rar și imperfect conturate. Se observă frecvent mecanoglifile de dragare. Stratificația oblică caracterizează în mod constant gresii în strate groase. Prezența ripple-marks-urilor de oscilație în asociație cu impresiuni de pași de Păsări și Artiodactile arată că aceste depozite s-au format într-un regim extrem litoral de către curenți, ce au format probabil cordoane litorale și bancuri parțial emerse, paralele cu țărmul avântfosei molasice. Aceste cordoane litorale închideau în mod periodic lagune în care se precipitau gips și sare. De-a lungul taluzurilor aveau loc frecvente alunecări (Nereju).

Molasa marină. În Tortonianul inferior curenți relativ puternici, curgând de la NW, N sau NE spre SE, S sau SW, au depus gresile de tip Răchitașu în Tortonianul mediu și superior; avântfosa molasică a fost alimentată numai cu material detritic fin (șisturile cu Radiolari, marnele cu *Spiralis*).

În concluzie, se poate constata că avântfosa molasică a prezentat în tot timpul o pantă axială de la nord spre sud.

Adâncimea ariei geosinclinale carpatice

Anterior s-a presupus de către I. BĂNCILĂ (1958) că zona de maximă subsidență, în care a avut loc depunerea faciesului grezos-grosier în Paleogen, a constituit în același timp zona de maximă adâncime a geosinclinalului. Din analiza hărții de paleocurenți din timpul Paleogenului reiese cu claritate că zona de maximă subsidență nu a corespuns cu zona axială de maximă adâncime a bazinului. Astfel, pe când zona de maximă subsidență a constituit-o zona de sedimentare a faciesului grezos-grosier intern (Tarcău), zona axială a bazinului, indicată prin convergența liniilor de curenți, s-a situat în zona de îndințare a faciesului de Colți intermediar cu faciesul marginal calcaros. Acest fapt se explică prin sedimentarea intensă (raportul subsidență-sedimentare echilibrat) în vest, ca urmare a ridicării puternice a cordiliei carpatice, și printr-o sedimentare mai redusă înspre est, Vorlandul furnizând mai puțin material. Prezența în fauna fosilă din marea euxinică oligocenă a unor pești cu organe luminoase ca *Argyropelecus*, *Scopeloides* (M. PAUCĂ, 1931, 1956) arată că adâncimea geosinclinalului a depășit cu siguranță 400 m și că adâncimea



zonei aerate a depășit zona luminată, dar nu cu mult, ținând seama de frecvența relativ redusă a acestor forme.

Fenomenul de orientare a sensurilor paleocurenților dinspre zonele cu acumulări maxime de depozite de fliș spre zona în care aceste depozite suferă o subțiere a fost observat și în Carpații polonezi la stratele de Godula și stratele de Istebna, fiind interpretat de KUENEN (1958) ca o dovadă de adâncimi relativ mari ale fosei geosinclinale carpatice¹⁾. Ținând seama că pentru transportul nisipurilor actuale sînt necesare pante de cca 1/250 și de distanțele de transport apreciabile obținute prin măsurători în Carpații polonezi de DZULINSKI, KSIĄZKIEWICZ și KUENEN, (1958), KUENEN (1958) a arătat că geosinclinalul carpatic a prezentat adâncimi ce au depășit 1000 m. După A. SEILACHER (1958) moduli uniform de distribuire pe fețele de strat și uniformitatea în timp a bioglifelor, ca și inexistența pragurilor bionomice în Cretacic și Paleogen, constituie de asemeni argumente în favoarea unui mediu uniform abisal.

În timpul Senonianului adîncimea zonei de sedimentare a stratelor cu Inocerami a fost probabil de 1000—1500 m în porțiunile estice mai adînci, acesta prezentînd în general înclinări spre sud—sud-est. În Eocen gresiile de tip Tarcău s-au sedimentat în zona neritică vestică a geosinclinalului, în zonele mai adînci depunîndu-se faciesul marnos argilos cu intercalații de gresii subțiri. Zona axială, după cum s-a arătat mai sus, s-a situat aproximativ pe zona de indentație între faciesul de Colți și faciesul marginal calcaros. Aspectul general al sensurilor curenților din geosinclinalul carpatic în Oligocen arată că acesta a prezentat un caracter unitar, nu un regim de lagune izolate, după cum a presupus anterior I. ATANASIU (1952). De altfel, condițiile euxinice au caracterizat atît geosinclinalul alpin cît și cel caucazian, cu care geosinclinalul carpatic a fost în legătură. În zona de vest condițiile au fost în general reducătoare, fără a ajunge la un regim euxinic; acest din urmă regim a caracterizat numai partea estică, mai adîncă, a geosinclinalului carpatic. Condițiile euxinice au alternat cu momente de scurtă durată oxidante, în care se dezvoltau curenții de turbiditate ce au depus gresiile de Kliwa. Sedimentarea stratelor de Podu Morii—Vinețușu marchează un moment important, în primul rînd pentru că se manifestă o schimbare a înclinării axiale a geosinclinalului. În al doilea rînd, sfîrșitul sedimentației stratelor de Podu Morii—Vinețușu a corespuns cu o puternică ridicare a părții interne a geosinclinalului tradusă printr-o micșorare generală a adîncimii. În acest moment au început a se forma brechiile sedimentare (olistostromele) de la Slon—Siriu, marcînd existența unei cordiliere (Gr. POPESCU 1959) orientate longitudinal. Ridicarea flancului intern al geosinclinalului la sfîrșitul

¹⁾ SCHUCHERT și H. STILLE au arătat pentru prima dată că în cazul geosinclinalelor domeniului mesogeic și Americii de Nord zonele de grosime maximă a seriilor geosinclinale nu se situează în axele geosinclinale, ci la poalele cordilierelor în ridicare.



Oligocenului trebuie pusă în legătură cu migrarea continuă a axului geosinclinalului carpatic spre est, condiționată de ridicarea generală a cordiliei carpatice și de procesul de creare a avantfosei molasice. Către sfârșitul Oligocenului raportul subsidență-sedimentare suferă modificări tot mai puternice în detrimentul subsidenței. Micșorarea adâncimii este evidențiată de dezvoltarea diatomeelor în Oligocenul superior marginal. Raportul subsidență-sedimentare a fost extrem de variabil în timpul Miocenului. Până în Tortonianul inferior adâncimea avantfosei molasice a fost redusă și variabilă în timp și spațiu, după cum reiese din sensurile extrem de variabile ale paleocurenților, intercalațiile de depozite de precipitare chimică și impresiunile de animale terestre. Bazinele lagunare au început a se dezvolta probabil mai de timpuriu în partea vestică a avantfosei molasice. În timpul Miocenului inferior cordiliera dobrogeană a suferit o puternică și ultimă ridicare înainte de dispariția ei definitivă, eliberând în acest timp cantități importante de blocuri în lagune.

În Helvețian au existat unele nivele cu poziția constantă, în care subsidența a fost depășită de sedimentare, luînd naștere stratele cu ripple-marks și impresiuni de Păsări întîlnite din Ucraina pînă la curbura Carpaților.

Tortonianul inferior a corespuns, cu o puternică adîncire generală a avant-fosei molasice, cu revenirea condițiilor marine.

În concluzie, gresiile din fliș au fost transportate în bazine adînci de către curenți de turbiditate cu direcții și sensuri constante în timp și spațiu. În molasă gresiile și conglomeratele au fost transportate și depuse de curenți rapizi, cu direcții și sensuri variabile, în bazine de adîncimi relativ reduse, uneori compartimentate.

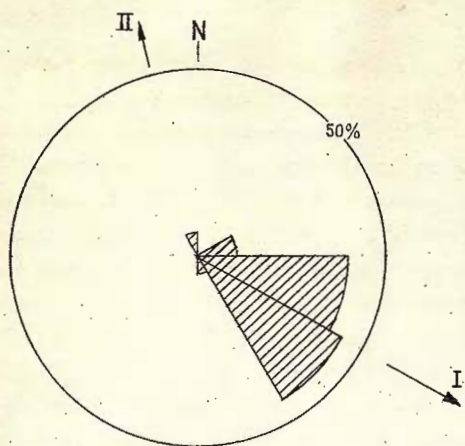
BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Faciesurile Flișului din Carpații Orientali. *An. Com. Geol.* XXIV, București 1952.
2. BĂNCILĂ I. Geologia Carpaților Orientali, București 1958.
3. BĂNCILĂ I., PAPIU V. C. Asupra caracterelor litologice ale stratelor de Straja... *Stud. Cerc. Geol.* V, 3, 1960.
4. BIRKENMAJER K. Orientowane hieroglify spliwowe... (Oriented flowage casts and marks in the Carpathian Flysch and their relation to flute and groove casts). *Acta Geol.* VIII, 1 Warszawa, 1959.
5. BIRKENMAJER K. Classification of bedding in flysch and similar graded deposits. *Studia Geol. Pol.*, III, Warszawa 1959.
6. CHVOROVA I. Upper Carboniferous Flysch and Lower Permian Molasse in the Urals. *Ecl. Geol. Helv.* 51, nr. 3, 1958.
7. CROWELL J. Directional current structures from the Prealpine Flysch Switzerland. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 56, nr. 11, pag. 1350—1384, 1955.
8. DRAGOȘ V. Asupra prezenței formei Purpuroidea carpathica Zittel în Subcarpații din R.P.R. *Studii Cerc. Geol.* V, 3, 1960.



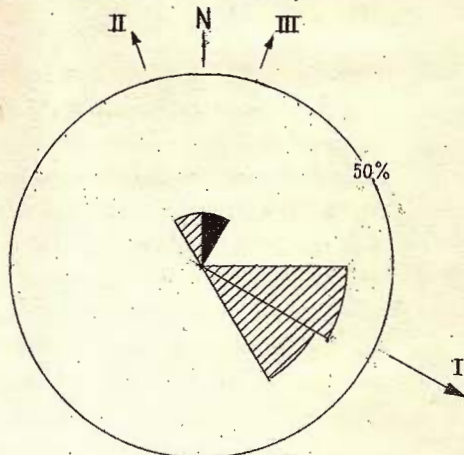
I · DIAGRAMA PALEOCURENȚILOR DIN STRATELE CU INOCERAMI

V. ZĂBALA – V. BOULUI



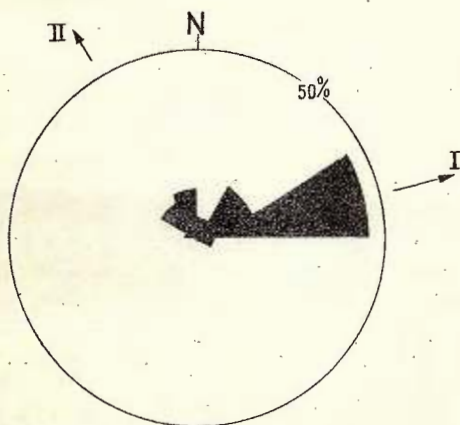
I Sens principal
II „ subordonat

V. SLĂNICULUI – MĂCEȘU.

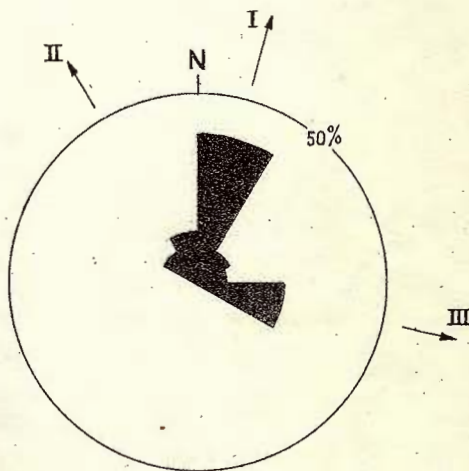


I Sens principal
II „ subordonat
▲ *III* Sensuri obținute în zona de tranziție spre Eocenul inferior

II DIAGramele PALEOCURENȚILOR IN EOCEN PE V. RÎMNIC



I Sens principal în arenitele în facies de Colți.
II Sens subordonat în arenitele în facies marginal.



I Sens principal în arenitele în facies marginal cu remanieri de șisturi verzi.
II Sens subordonat în arenitele în facies marginal.
III Sensul în arenitele în facies de Colți

M. DIMIAN, ELENA DIMIAN - Cercetări sedimentologice în zona fișului Cretacic sup.-Paleogen și a molaselor miocene dintre văile Zăbalei și Buzăului

Pl. II/1

DIAGRAMA PALEOCURENȚILOR ÎN EOCENUL SUP.
PE V. CAȘEOACA

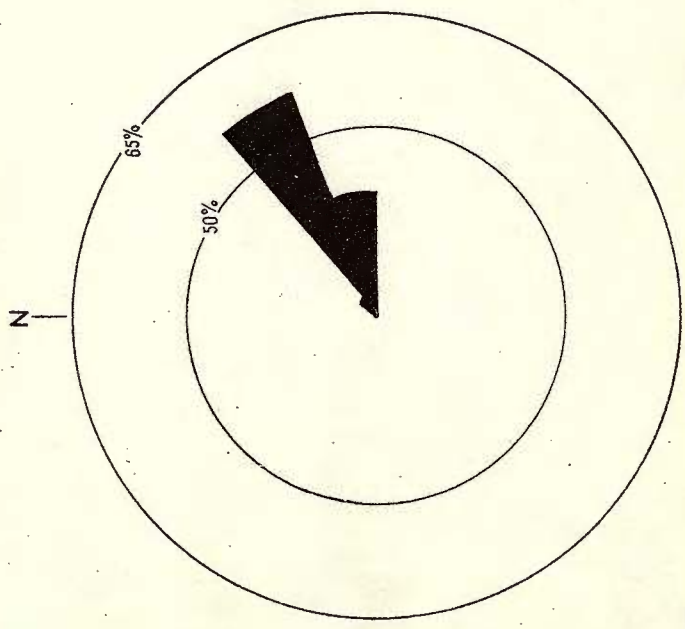
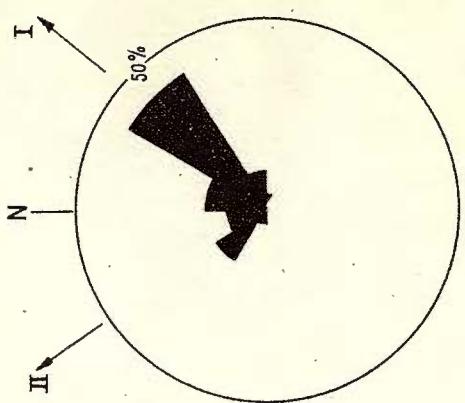


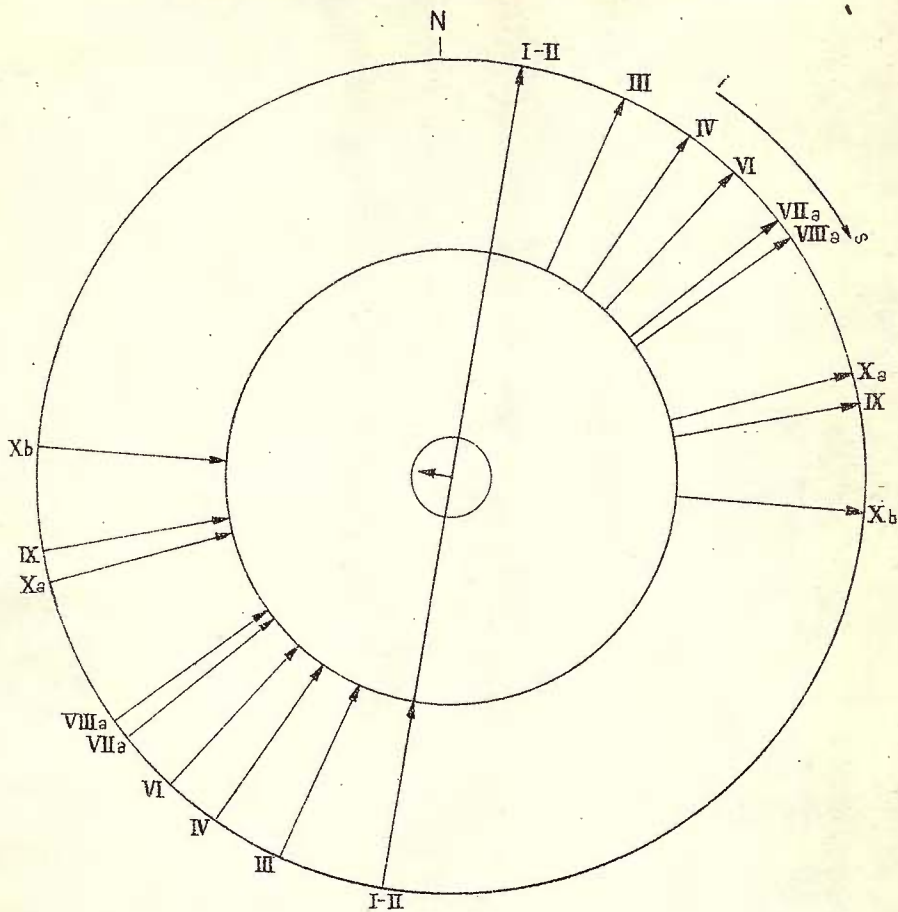
DIAGRAMA PALEOCURENȚILOR ÎN OLIGOCEN
V. VINETIȘU



I Arenite în facies de Pucioasa - Fusaru (Krosno)
II " " " marginal cu remanieri de sisturi verzi (Kliwa)



EVOLUȚIA SENSULUI PALEOCURENȚILOR LA TRANZIȚIA DELA TURON-SENONIAN INF. LA GRESIA DE SIRIU.



*Măsurătorile au fost efectuate pe mecanoglife de eroziune („flute-casts”)
i = inferior
s = superior*



PLANȘA III

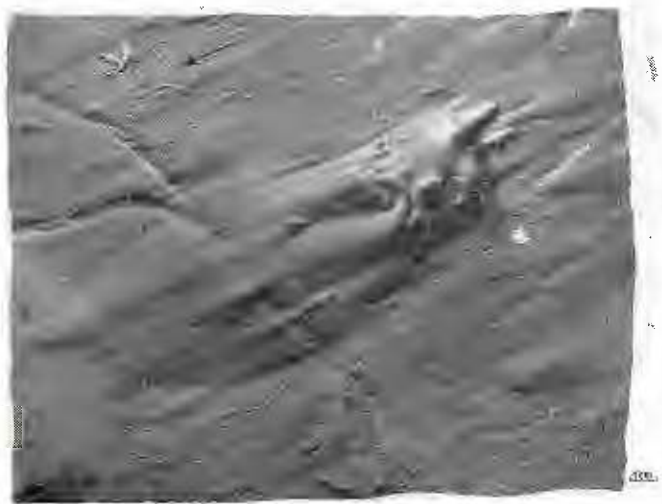


PLANȘA III

- Fig. 1. — Mecanoglifă de eroziune (« crescent cast ») axată pe o bioglifă. Gresia de Tarcău, valea Bîsca Mare.
- Fig. 2. — Forme de dragare și rotire (« torsional casts ») în asociație cu mecanoglife de saltație (« bounce casts » și « prod casts »). Strate de Pucioasa, valea Păltiniș.
- Fig. 3. — Mecanoglife de saltație (« prod casts » și « bounce casts »). Strate de Pucioasa, valea Vinețișu.

378-4





1.



2.



3.



4.

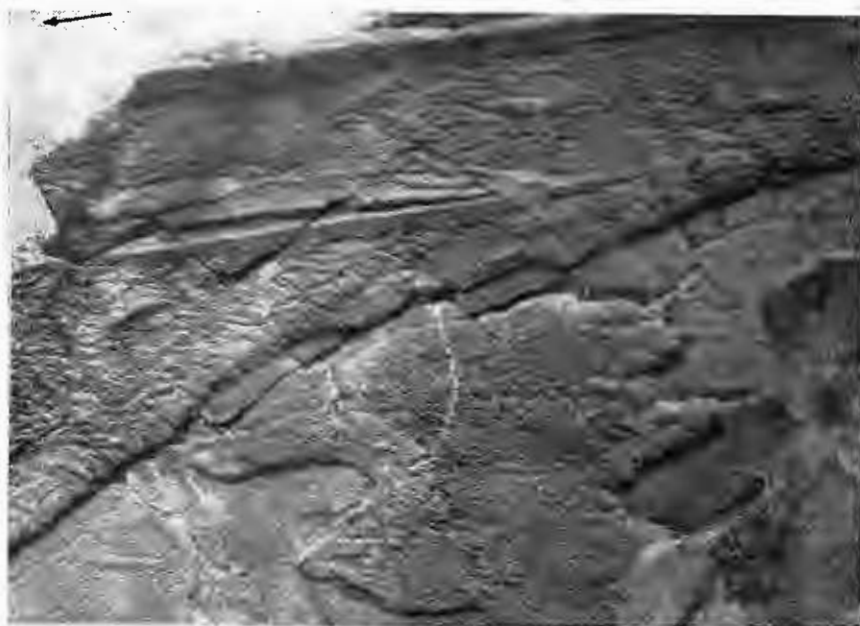
PLANȘA IV



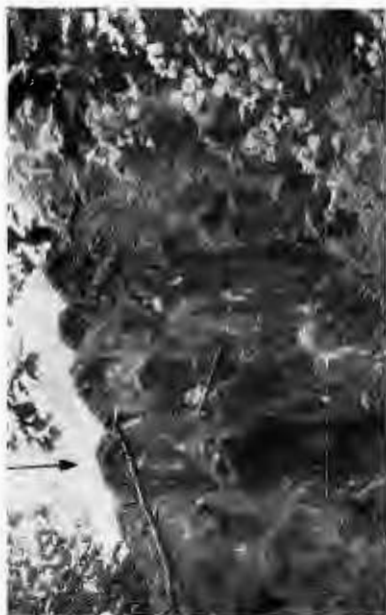
PLAȘA IV

- Fig. 1. — Mecanoglife de dragare (« groove casts ») și mecanoglife de eroziune (« flute casts »). Gresie de tip Fusaru, v. Păltiniș.
- Fig. 2. — Mecanoglife de eroziune bifurcate (« Flachzapfen »). Gresia de Lucăcești, v. Bîsca Rusilei.
- Fig. 3. — Mecanoglife de dragare (« groove casts ») cu striații transversale. Gresia de Lucăcești, v. Varlamului.





1.



2.



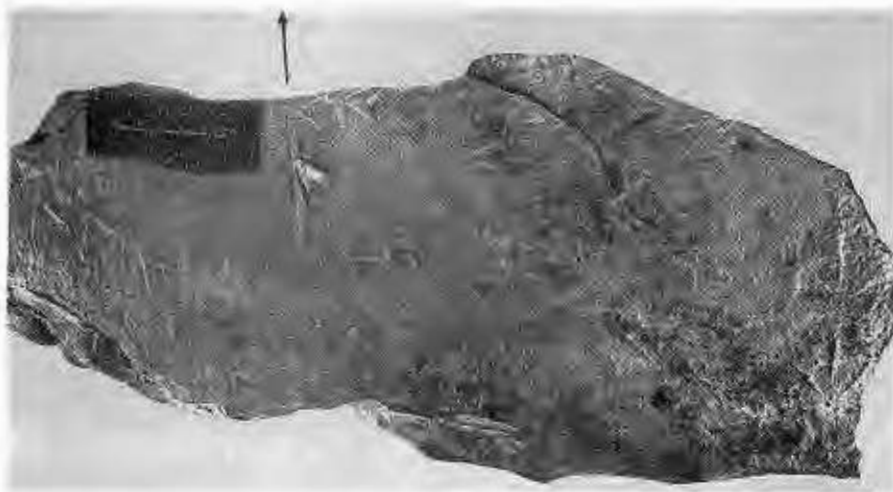
3.

PLANȘA V

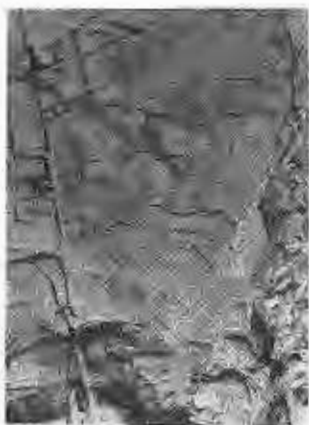


PLANȘA V

- Fig. 1. — În jumătatea din stînga, sus, mecanoglifă de saltație (« prod casts »); pe restul eșantionului, striuri de dragare. Mai recente, suprapuse, impresiuni de picioare de păsări și picături de apă. Helvețian inferior, valea Igheabului.
- Fig. 2. — Forme de scurgere deltoidale (« deltoidal casts »). Gresia de Fusaru, valea Buzăului.
- Fig. 3. — Forme de scurgere (« flow casts ») longitudinale. Gresia de Fusaru, valea Buzăului.
- Fig. 4. — Pistă de reptăție, probabil de arthropod. Strate cu Inocerami, Senonian. Valea Zăbalei.



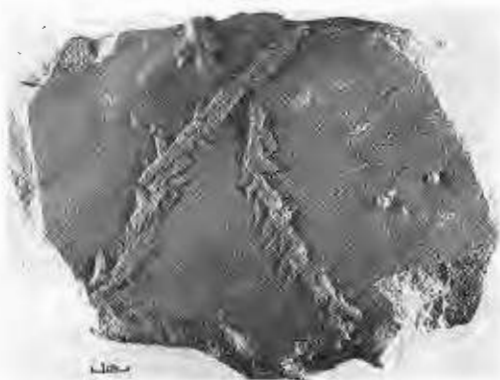
1.



2.



3.



4.



PLAȘA VI



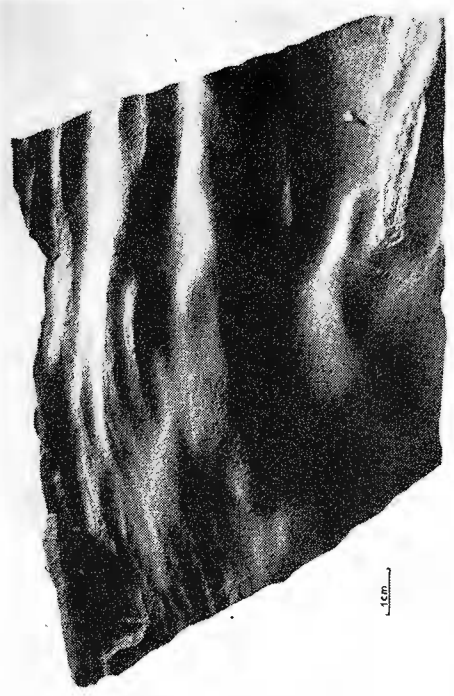
PLANȘA VI

- Fig. 1. — Ripple-marks asimetrice de curent prezentind două direcții interferente (unghiul de interferență = 20°). Aleurolit din stratele de Vinețișu, valea Bîsca Mare.
- Fig. 2-3. — Ripple-marks asimetrice de curent. Aleurolite din stratele de Vinețișu, valea Bîsca Mare
- Fig. 4. — Fața superioară a unei gresii cu stratificație laminată oblic, prezentind ripple-marks linguoide
Strate de Plopu, valea Căsoca.





1.



2.



3.



4.

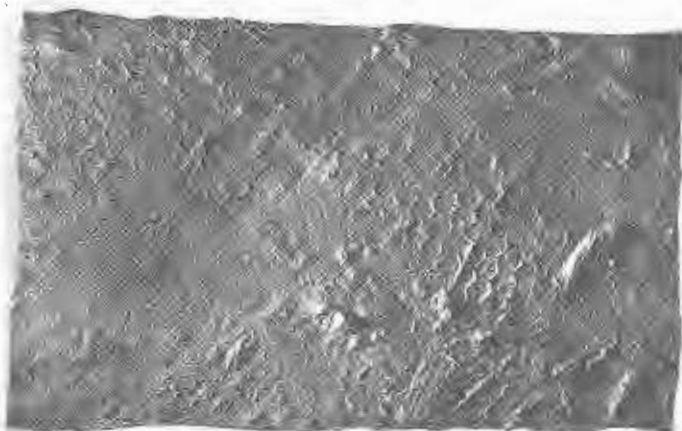


PLANȘA VII

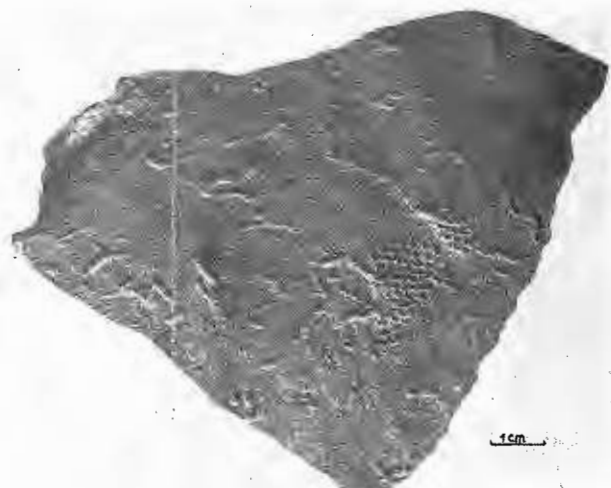


PLANȘA VII

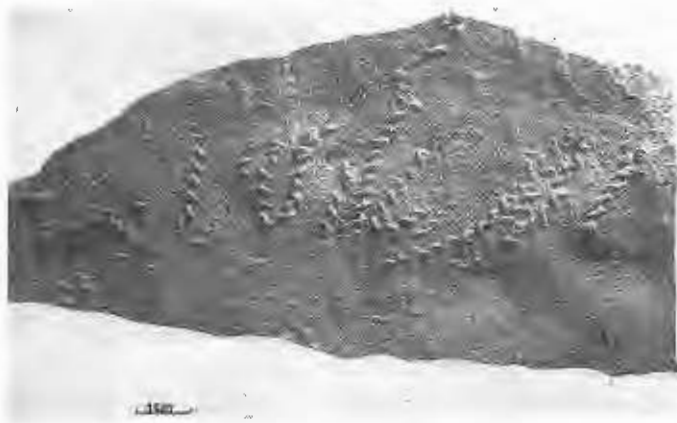
- Fig. 1. — Piste de nutriție tip *Palaeodictyon*, în asociație cu mecanoglife de saltăție. Gresia de Tarcău, valea Bîsca Mare.
- Fig. 2. — Pistă de nutriție de tip *Palaeodictyon*, în asociație cu vermigliffe. Strate de Plopu, valea Căsoca.
- Fig. 3. — Pista de reptăție de tip *Belorapha* (FUCHS 1895) în asociație de *Palaeodictyon* în curs de construire. Strate de Plopu, valea Căsoca.
- Fig. 4. — Pistă de reptăție de viermi tip *Helminthoidea*. Strate de Plopu, valea Căsoca.



1.



2.



3.



4.

PLAŢA VIII



PLANȘA VIII

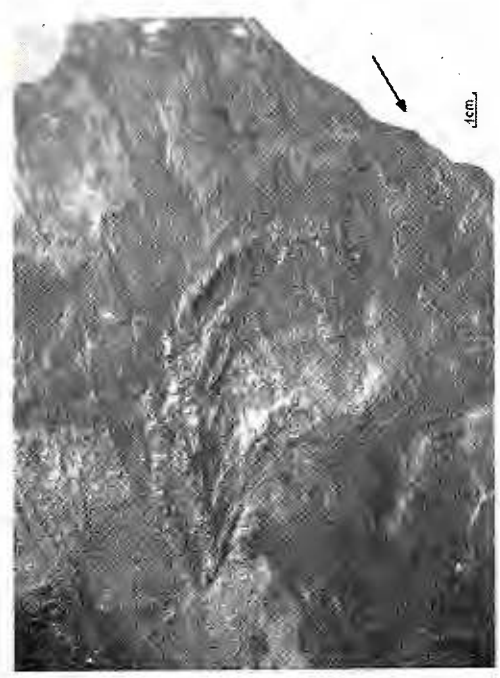
Fig. 1. — Schelet de pește, parțial orientat și dezintegrat datorită curentului slab ce a generat mecanoglife fine de dragare.

Fig. 2. — Mecanoglife de saltăție (« prod casts »), în asociație cu mecanoglife de eroziune (« flute casts »); în dreapta jos și striuri de dragare. În diagonală se remarcă o galerie de vierme, posterioară formelor de curent. Gresia de Tarcău, valea Zăbalei.

Fig. 3. — Pistă de reptăție de tip palaeobullia. Strate de Podu Morii, valea Slănicului.

Fig. 4. — Pistă de reptăție de viermi (vermiglife). Strate cu Inocerami, valea Zăbalei.



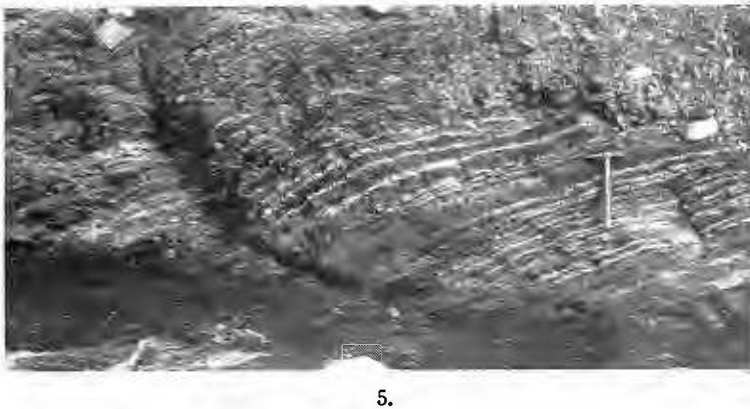
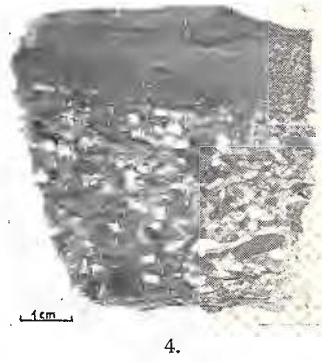
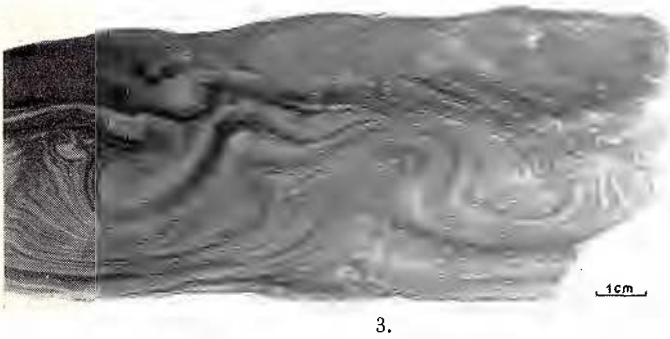
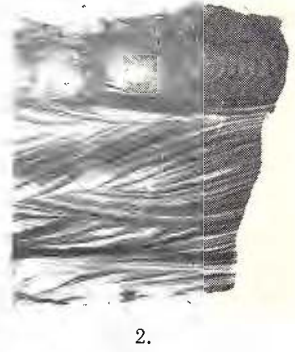
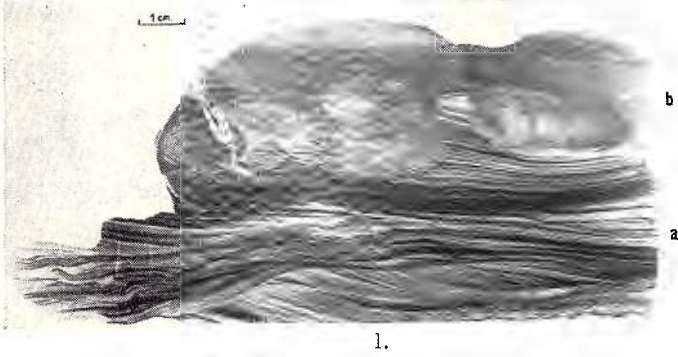


PLANȘA IX



PLANȘA IX

- Fig. 1. — Secțiune orientată perpendicular pe direcția de propagare a curentului.
- Fig. 2. — Secțiune orientată paralel cu direcția de curgere a curentului în același eșantion din fig. 1. Se remarcă eroziunea stratului a laminat oblic cu păstrarea unui martor de eroziune între canale. Stratul b prezintă o structură fluidală nebulitică. Stratele de Podu Morii, valea Furului.
- Fig. 3. — Stratificație laminată convolută. Stratele de Podu Morii, valea Furului.
- Fig. 4. — Stratificație gradată normală discontinuă. Orizontul inferior microconglomeratic este constituit din șisturi verzi, cu fragmente de *Melobesieae* și *Numuliți*.
- Fig. 5. — Ritmicitate fină în stratele de Plopu, valea Bîsca Mare.







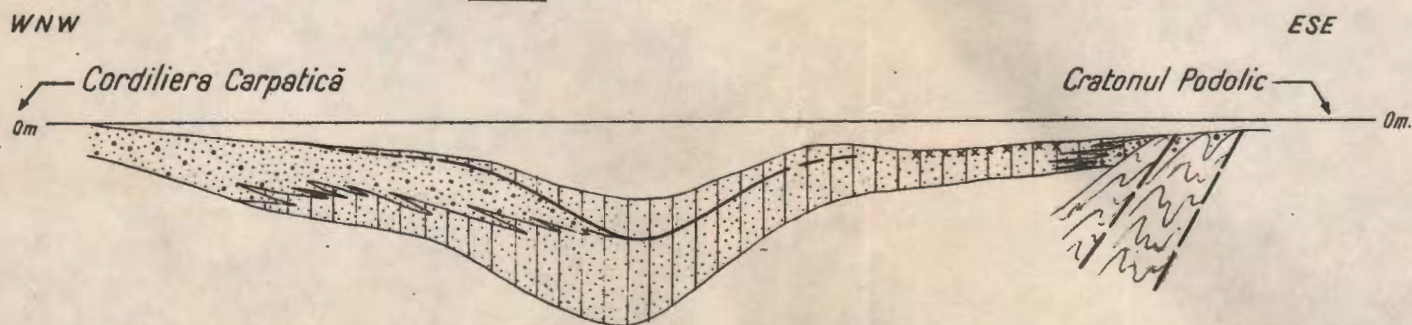
M. DIMIAN - E. DIMIAN





SECȚIUNI TRANSVERSALE PRIN GEOSINCLINALUL CARPATIC ÎN EOCEN ȘI OLIGOCEN

40 Km. Scara lungimilor
1 Km. Scara înălțimilor



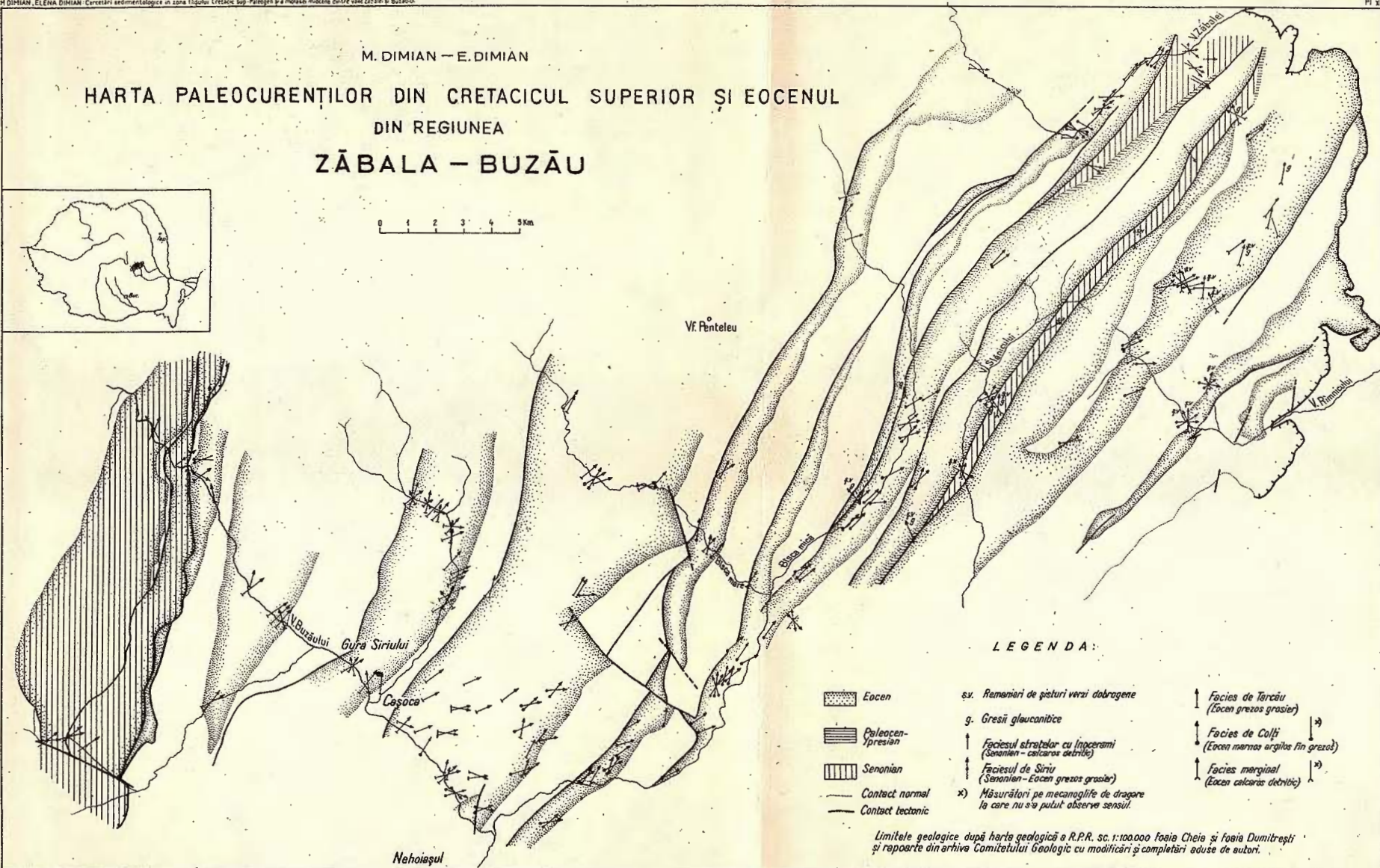
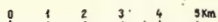
- EOCEN**
-  Depozite eocene în fațes extern
(calcaros detritic) 1. Conglomerate cu șisturi verzi
 -  Depozite eocene în fațes intermediar
(pelitic fin detritic)
 -  Depozite eocene în fațes intern
(grezos grosier)
 -  Șisturi verzi



- OLIGOCEN**
-  Strate de Podu Morii - Vinetișu
 -  Depozite oligocene în fațes extern (Kliwa)
(1. diatomite 2. conglomerate cu șisturi verzi dobrogene)
 -  Depozite oligocene în fațes intern
(Pucioasa - Fusaru - Krosno)
 -  Șisturi verzi

M. DIMIAN - E. DIMIAN

HARTA PALEOCURENȚILOR DIN CRETACICUL SUPERIOR ȘI EOCENUL
DIN REGIUNEA
ZĂBALA - BUZĂU



LEGENDA:

- | | | |
|-----------------------|---|--|
| Eocen | sv. Remanieri de șisturi vnzii dobrogene | ↑ Facies de Tarcău
(Eocen grezos grosier) |
| Paleocen-
ypresian | g. Gresii glauconitice | ↑ Facies de Colți
(Eocen marnos argilos fin grezos) |
| Senonian | ↑ Faciesul stratalor cu Imperami
(Senonian - calcaros detritic) | ↑ Facies marginal
(Eocen calcaros detritic) |
| — Contact normal | ↑ Faciesul de Siriu
(Senonian - Eocen grezos grosier) | |
| — Contact tectonic | x) Măsurători pe mecanoglife de dragare
la care nu s'a putut observa sensul. | |

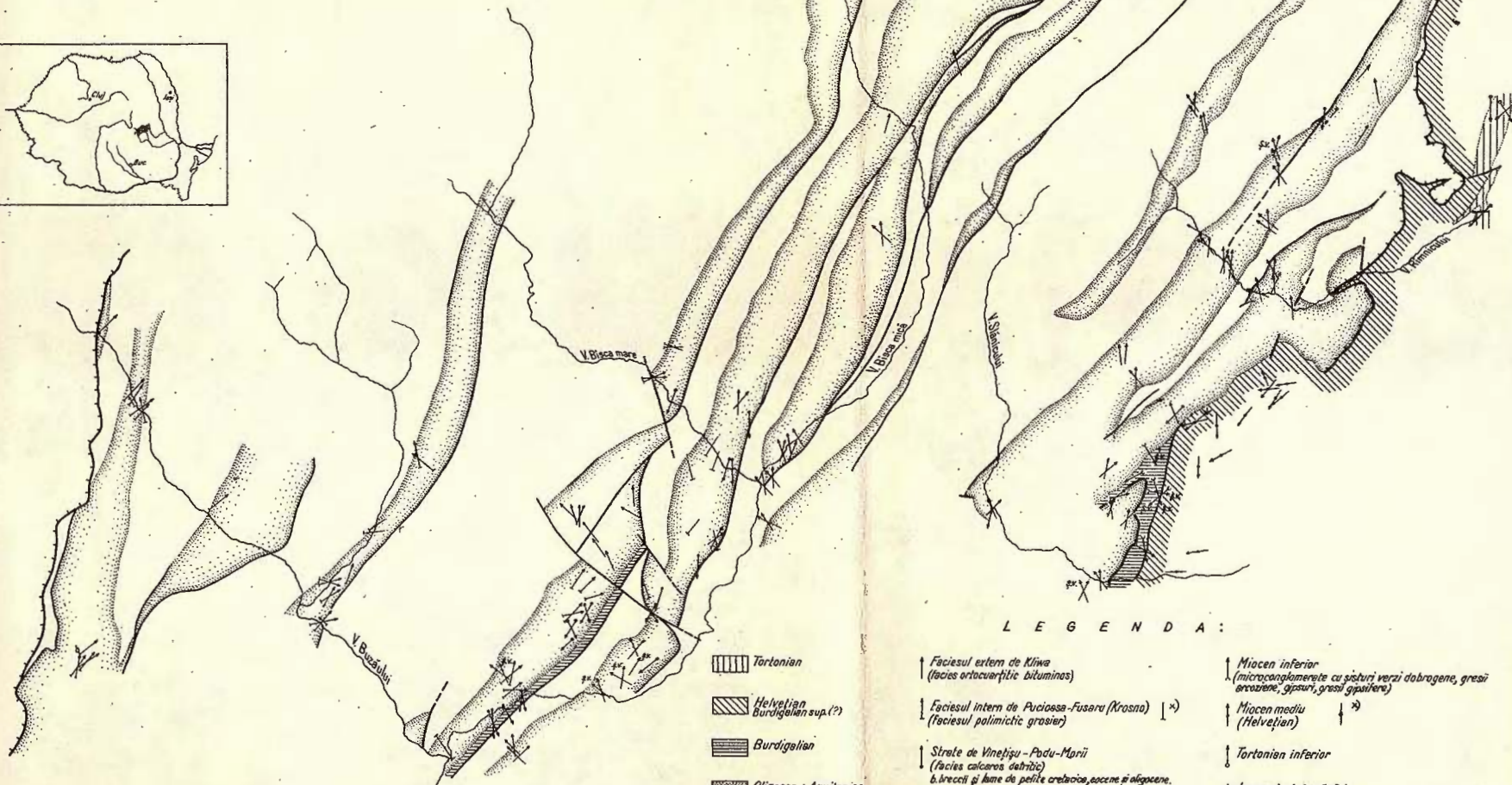
Limitele geologice după harta geologică a R.P.R. sc. 1:100.000 fașia Cheis și fașia Dumitrești și reparate din arhiva Comitetului Geologic cu modificări și completări aduse de autori.



M. DIMIAN — E. DIMIAN

HARTA PALEOCURENȚILOR DIN OLIGOCENUL ȘI MIOCENUL DIN REGIUNEA ZĂBALA — BUZĂU

0 1 2 3 4 5 Km



L E G E N D A :

- Tortonian
- Helvetian Burdigalien sup. (?)
- Burdigalien
- Oligocen + Aquitaniens
- Contact normal
- Contact tectonic

↑ Faciesul extern de Kiwa
(facies ortocuarțitic bituminos)

↑ Faciesul intern de Pucioasa-Fusara (Krasna) ↓^{x)}
(faciesul palimictic grosier)

↑ Stratele de Venețigu - Podu-Marii
(facies calcareo-sălbatic)
& breccii și lame de pește cretacic, eocene și oligocene.

^{x)} Măsurători pe meconglite de dragare la care nu s'a putut observa sensul.

Limitele geologice după harta geologică a R.P.R. sc. 1:100,000 foaie Chereș și foaie Dumbrăvești și rapoarte din arhiva Comitetului Geologic cu modificări și completări aduse de autori.

↓ Miocen inferior
(microconglomerate cu sisturi verzi dobrojene, gresii arcușene, gipsuri, gresii gipulifere)

↓ Miocen mediu
(Helvetian) ↓^{x)}

↓ Tortonian inferior

↘ Impresii de păsări
& r. Remanieri de sisturi verzi dobrojene

9. DUMITRIU M., DUMITRIU C. Măsurători de structuri mecanice în unele gresii paleogene din Pintenul de Văleni. *Com. Acad. R.P.R.* IX, 11, 1959.
10. DUNBAR C. O., RODGERS J. Principles of stratigraphy, J. Wiley & S., New-York 1957.
11. DZULINSKI ST. SLACZKA, A. Sedimentacja i wskazniki Kierunkowe transportu w warstwach Krosnienskich. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, XXVIII, 3, Kraków 1958.
12. DZULINSKI ST., KSIAZKIEWICZ M., KUENEN PH. H. Turbidites in the Polish Carpathian Flysch. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, V, 70, pag. 1089—1118, 1958.
13. FILIPESCU M. G. Le calcaire de Bădila (Buzău) et quelques considérations sur l'enveloppe du sel C. R. *Inst. Géol. Roum.* XIII (1933—1934) pag. 4—8, București 1938.
14. FILIPESCU M. G. Cercetări geologice între V. Teleajenului și V. Doftanei (jud. Prahova), Teză, București, 1934.
15. FILIPESCU M. G. Études géologiques de la région comprise entre la vallée du Teleajen et du Slănic—Bîsca Mare (Buzău). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIII (1934—1935), București 1940.
16. FILIPESCU M. G. Études géologiques 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.
17. FUCHS TH. Studien über Fukoiden und Hieroglifen *Denkschr. k. k. Ak. Wiss.* 62, 1895.
18. GRIGORAȘ N. Studiul comparativ al faciesurilor dintre Putna și Buzău. *An. Com. Geol.* XXVI, București 1955.
19. HAAF E. TEN. Graded beds of the Northern Apennins. Teză, Groningen, 1959.
20. HJULSTRÖM F. Studies of the morphological activity of rivers. . . *Upsala Univ. Geol. Inst. Bull.*, XXV, 1935.
21. HSU J. Palaeocurrent structures and palaeogeography of the Ultrahelvetic Flysch Basins. Switzerland. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71, 1960.
22. IONESI L. Geologia regiunii Gura Humorului—Poiana Micului. *An. Univ., Al. Cuza Iași*, VII, 2, 1961.
23. JUNG J. Précis de Pétrographie, Masson, 1958.
24. KSIAZKIEWICZ M. Geology of the Northern Carpathians. *Geol. Rundsch.* nr. 45 H. 1, 1956.
25. KSIAZKIEWICZ M. Sedimentation in the Carpathian Flysch Sea. *Geol. Rundsch.* nr. 47, H. 1, Stuttgart 1958.
26. KUENEN PH. H. Significant features of graded bedding. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.* vol. 3, nr. 5, p. 1044—1066, 1953.
27. KUENEN PH. H. Sole markings of graded graywacke beds. *Journ. Geol.* vol. 65, nr. 3, 1957.
28. KUENEN PH. H. Turbidity currents, a major factor in flysch deposition. *Ecl. Geol. Helv.* vol. 51, nr. 3, pag. 1009—1021, 1958.
29. KRUMBEIN W. C., SLOSS L. L. Stratigraphy and sedimentation. San Francisco 1958.
30. KRYNINE P. D. The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. *J. Geol.* vol. 56, 1948.
31. LESERTISSEUR J. Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. *Mém. Sec. Géol. Fr. N. Sér.* XXXIV, 4, 1955.
32. MRAZEC L. Distribuirea rocilor verzi în flîșul din România. *D. S. Inst. Geol. Rom.* II, pag. 27, 1910.
33. PAPIU V. C. Petrografia rocilor sedimentare, București 1960.
34. PAUCĂ M. Fauna și flora fosilă oligocenă de la Suslănești — Muscel. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, 1931.
35. PAUCĂ M. Mărturii ale trecutului geologic. Pești petrificați din țara noastră. *Ocotirea Naturii*, nr. 2, pag. 11—31, 1956.
36. PETTIJOHN F. J. Sedimentary rocks, New York, 1957.
37. PRENTICE J. E. The interpretations of flow-markings and loadcasts. *Geol. Mag.* XCIII, 5, 1956.
38. PRENTICE J. E. Flow-structures in sedimentary rocks. *Journ. Geol.* Vol. 68, nr. 2, 1960.
39. RADOMSKI A. Sedimentacja fliszu Podhala. *Acta Geol. Pol.*, VIII, 3, 1958.



40. SAILACHER A. Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. *Ecl. Geol. Helv.* vol. 51, nr. 3, 1958.
41. SEHROCK R. Sequence in layered rocks. New York, 1948.
42. СТРАНОВ N. M. Metodi izucenii osadocinih porod. Gosgheoltehzdat, Moscova 1957.
43. ШВЕТОВ M. Petrografia osadocinih porod-Gosgheolizdat, Moscova 1948.
44. TERMIER H., TERMIER C. Histoire géologique de la biosphère, Paris 1952.
45. VASSOEVICI N. B. Fliš i metodika ego izucenii. Gostoptechizdat Leningrad-Moscova.
46. VASSOEVICI N. B. Usloviia obrazovaniia flisa. Leningrad-Moscova 1951.
47. VASSOEVICI N. B. O nekotoryh flişevih teksturah (znakah). *Trudi Lvovsk. Geol. Obsc. Geol. Serv.* Vip. 3, pag. 17—84, 1953.
48. VASSOEVICI N. B. Das Flysch-eine geohistorische Formation. *Ecl. Geol. Helv.* vol. 51, nr. 3, 1958.
49. VASSOEVICI N. B. O Fliše. Materiali k. siezdu Karpat-Balkanskoi Asojtatii, Kiew-Lvov 1958.
50. VIALOV O. S., FLEROV K. K. Iscopaemi, sledi pozvonocinih životnih v miočene Predcarpatia. *Biul M. O. va Isp. Prirodî Otd. Gheol.*, XXVII, 5, p. 80—88, 1952.

**СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАСАЮЩИЕСЯ
ЗОНЫ ВЕРХНЕГО МЕЛА—ПАЛЕОГЕНА И МИОЦЕНОВОЙ МОЛАССЫ
МЕЖДУ Д. ЗАБАЛЕЙ И Д. БУЗЭУЛУЙ**

М. ДИМИЯН, Е. ДИМИЯН

(Краткое содержание)

Настоящая работа посвящена изучению срединного флиша, верхнего мела и палеогена Восточных Карпат, с указанием некоторых особенностей нескольких предгорных миоценовых прогибов вышеуказанных Карпат.

Авторы представляют стратонимическое исследование формаций флиша, а также результаты количественного петрографического исследования песчаников флиша и молассы. Модальный анализ показал, что песчаники Сириу — это граувакки, а песчаники Таркэу и Фусару — субграувакки, песчаники фации Колци и слои Пучоасы — ортокварциты с известковым цементом; арениты слоев с иноцерамами входят в категорию песчанистых известняков, а арениты крайнего известнякового эоцена залегают между песчанистыми известняками, известняковыми песчаниками и органогенными калькаренитами с вертикальными переходами к ортокварцитам. Песчаники нижнего эоцена и песчаник Лукачешти — это глауконитовые ортокварциты, а песчаники Клива — ортокварциты. В состав миоцена входят субаркозы, гипсоносные песчаники и ортокварциты с известняковым цементом, а также и конгломераты.

Авторы исследуют затем различные типы иероглифов (меканоглифов и биоглифов) и стратификаций флиша и молассы. Помимо этого были иссле-



дованы соотношения между песчаниками и мергелистыми глинами — с точки зрения ритмов.

На основании карты палеотечений авторами было установлено наличие трех источников седиментационного материала.

Северо-западный источник (Трансильванская суша?) генерировал в сеноне наибольшую часть детритовых отложений слоев с иноцерамами, а в олигоцене (был отнесен вначале к савской фазе складчатости) — генерировал песчаники и алевролиты слоев Винецишу и Поду Морий.

Западный источник — кристаллически-мезозойские кордильеры доставил в сеноне материал для песчаников Сириу, а в палеогене — составной материал для песчаников Таркэу, Колци и Фусару (Кросно). Этот источник представляет самое большое значение более значительным количеством отложенного материала.

Юго-восточный (восточный) источник (подольская платформа) — имел в сеноне, относительно более сокращенную роль — отложением меньших количеств юрских известняков и зеленых сланцев. В эоцене геосинклиналь была снабжена значительным количеством детритового материала (внешняя крайняя известняковая фация), иногда и главконитовые ортокварциты. Этот источник имел наибольшее значение, во время олигоцена, когда были отложены большие массы ортокварцитов (песчаники Клива).

Градуированная стратификация и базальные меканоглифы свидетельствуют о наличии привноса течениями мутности песчаников флиша, а также и конгломератов и бурдигальских песчаников, как и тортонских песчаников молассы.

Песчаники Сириу, Таркэу и Фусару являются поточномутностными источниками.

RECHERCHES SÉDIMENTOLOGIQUES SUR LA ZONE DU FLYSCH CRÉTACÉ SUPÉRIEUR — PALÉOGÈNE ET DE LA MOLASSE MIOCÈNE ENTRE VALEA ZĂBALEI ET VALEA BUZĂULUI

PAR

M. DIMIAN, E. DIMIAN

(Résumé)

Ce travail traite des formations du Flysch médian crétacé-supérieur et paléogène des Carpatés orientales et présente également les caractères de quelques séries de la molasse miocène des Carpatés orientales.



On donne l'étude stratonomique des formations du Flysch, ainsi que les résultats de l'étude pétrographique quantitative des grès du Flysch et de la molasse. L'analyse modale a montré, que les grès de Siriu sont des grauwackes, les grès de Tarcău et de Fusaru des sous-grauwackes, ceux en faciès de Colți ainsi que les couches de Pucioasa, des orthoquartzites à ciment calcaire, les arénites des couches à inocérames appartiennent à la catégorie des calcaires gréseux tandis que celles de l'Éocène marginal calcaire se situent entre les calcaires gréseux, les grès calcaires et les calc-arénites organogènes à transitions — sur la verticale — vers les orthoquartzites. Le grès d'âge éocène supérieur et le grès de Lucăcești sont des orthoquartzites glauconieux, tandis que les grès de Kliwa représentent de simples orthoquartzites. Le Miocène est constitué par des subarkoses, des grès gypsifères et des orthoquartzites à ciment calcaire ainsi que des conglomérats.

Ensuite on analyse divers types de hiéroglyphes (mécanoglyphes et bioglyphes) et de stratifications du Flysch et de la molasse. On s'occupe également des rapports entre les grès et les marno-argiles dans le cadre de la stratification en alternance répétée (rhythmic bedding).

Suivant la carte des paléocourants on a établi l'existence de trois sources de matériel sédimentaire:

La source nord-ouest (terre-ferme transylvaine) a généré au Sénonien la majeure partie des dépôts détritiques des couches à inocérames, et pendant l'Oligocène, activée au début de la phase saviqve, elle a donné lieu aux grès et aux aleurolites des couches de Vinețișu et de Podu Morii.

La source ouest (cordillère cristallino-mésozoïque) a fourni, au Sénonien, le matériel du grès de Siriu, et — au Paléogène — le matériel des grès de Tarcău, de Colți et de Fusaru (Krosno). L'importance de cette source réside dans la grande quantité de sédiments formés;

La source sud-est (est) (Plate-forme podolique) a eu au Sénonien un rôle relativement réduit, fournissant de petites quantités de calcaires à schistes verts. Pendant l'Éocène elle a alimenté le géosynclinal avec de grosses quantités de matériel détritique (faciès calcaire marginal externe) parfois aussi des orthoquartzites glauconieux. Cette source a joué un rôle important pendant l'Oligocène, lorsque se sont formées de grandes quantités d'orthoquartzites (grès de Kliwa).

Le granoclassement et les mécanoglyphes prouvent que les grès du Flysch, les conglomérats et les grès burdigaliens, ainsi que les grès tortoniens de la molasse, ont été transportés par les courants de turbidité. Les grès de Siriu, de Tarcău et de Fusaru représentent des fluxoturbidites.



MAREA CALDERĂ FÎNCEL — LĂPUȘNA
DIN MUNȚII GURGHIU ¹⁾

DE

DAN P. RĂDULESCU, AL. VASILESCU, S. PELTZ

Formele subsecvente ale magmatismului legat de orogeneza alpino-carpatică sînt foarte bine reprezentate pe teritoriul țării noastre; activitatea vulcanică desfășurată în timpul Neogenului la interiorul arcului carpatic a continuat, în aspecte de mai redusă intensitate, pînă în Cuaternar. Deși suprafețe foarte întinse sînt acoperite, în Transilvania, de produse efuzive și explozive ale acestei activități, numai în foarte puține puncte ele sînt atît de recente sau au scăpat activității de eroziune, încît să păstreze pînă astăzi suprastructurile vulcanice. În Munții Oaș—Gutâi—Țibleș, ca și în Munții Apuseni, nu au putut fi identificate decît puține aparate de tip central; ele sînt reprezentate, aproape în exclusivitate, prin canale de alimentare apărute la zi datorită eroziunii și numai cu totul excepțional se pot recunoaște și fragmente din porțiunile lor superioare. Aparatul vulcanic de la Săcărîmb reprezintă una din aceste situații singulare de mai bună conservare; ceva mai frecvente sînt, în aceste regiuni, formele cvasi-intruzive — poate de felul domurilor de tip Mont Pelée — care au rămas destul de bine reprezentate și în relief.

Datorită unei eroziuni mai puțin active și, desigur, continuării activității vulcanice pînă în momente mai recente, în Munții Călimani—Gurghiu—Hărghita structurile aparatelor vulcanice s-au conservat în condiții mult mai bune; ele au fost de multă vreme identificate, dar structura geologică a aparatelor n-a fost descrisă pînă de curînd; dealtfel, natura strict vulcanică a uneia din formele de relief socotite pînă acum ca foarte caracteristică pentru suprastructurile de aparate vulcanice din Munții Hărghita a fost pusă în ultimul timp la îndoială (1). Abia în ultimii ani, în urma cercetărilor pe care le-am întreprins în Munții Gurghiu, a fost prezentată structura geologică de detaliu a cîtorva aparate vulcanice (3, 4), furnizîndu-se în acest fel elementele geologice concrete care să sprijine interpretările anterioare bazate numai pe caracterele morfologice ale regiunii.

¹⁾ Comunicare în ședința din 7 martie 1959.



Munții Gurghiu reprezintă o zonă în care suprastructurile aparatelor vulcanice sînt foarte bine conservate, așa încît impresia de regiune vulcanică recentă se creează chiar dintr-o primă vizitare a lor; pe de altă parte, structura geologică este destul de evidentă pentru a putea fi identificată. În partea nordică a acestor munți, între valea Mureșului la N și valea Gurghiului la S, se găsește un mare aparat vulcanic consemnat numai ca atare, încă de multă vreme: caldera Fîncel—Lăpușna. Cercetările pe care le-am executat în ultima vreme în această zonă ne-au permis să descifrăm structura sa geologică, ce s-a dovedit deosebit de interesantă.

Orografie și hidrografie. Caldera Fîncel—Lăpușna își are partea sa centrală în regiunea pîraielor Fîncel și Lăpușna, afluenți nordici ai văii Gurghiului, dar se dezvoltă, prin părțile sale exterioare,



Fig. 1. — Marginea calderei în regiunea Piatra Caprei.

și mult în afara acestora către Mureș, spre E, N și NW. Ea domină, atît din punct de vedere morfologic cît și ca structură geologică, întreaga parte nordică a Munților Gurghiu.

Partea externă a calderei are spre E, NE, N și NW pante line și foarte lungi; spre S, ea se îmbină cu partea externă nordică și nord-estică a craterului Seaca—Tătarca. Înclinarea medie generală a acestor pante — de la creastă la vărsare — este de 6,5—10 m la 100 m, dar în realitate, ea este mult mai redusă pe cea mai mare parte a lor și accentuată numai în imediata vecinătate a crestei. Porțiunea puțin înclinată, deluroasă, cu aspect de platou chiar, corespunde prezenței depozitelor piroclastice: abia în zonele în care apar și lave deasupra acestora, panta se accentuează, se trece în regiunea muntoasă propriu zisă. Creasta calderei este conservată în părțile sale nordică, nord-vestică și nord-estică, constituind un semicerc; în partea sudică ea lipsește și credem că, inițial chiar, ea nu a existat aici. Partea internă a calderei prezintă o morfologie foarte caracteristică. Întreaga creastă între



vârful Mic și dealul Cătălin (prin vârful Fîncel și Bătrîna) are în partea superioară, spre interior, un abrupt foarte bine marcat, constituit din pachetul lavelor superioare; el este vizibil pe înălțimi de 30—60 m în numeroase pîraie de la S de vârful Bătrîna și vârful Fîncel (fig. 1).

Intervenția unei a doua generații vulcanice a făcut ca partea interioară a calderii să capete o structură mai complicată, să-și piardă caracterul strict depresionar. Bîtca Plumbului, regiunea Poienii Zimbriului, dealul Crucii constituie niște proeminențe foarte evidente în această zonă, reprezintă noi aparate vulcanice; la cele mai multe (dealul Crucii, Bîtca Plumbului) zona din apropierea vîrfului este marcată de un abrupt foarte pronunțat. Aceste proeminențe sînt legate uneori de creasta calderii datorită apropierii inițiale a aparatelor de aceasta.

Activitatea erozivă a cursurilor de apă nu a reușit să modifice esențial aceste aspecte.

Diametrul E — Wal calderii este de cca 10 km. Diametrul N — S nu poate fi apreciat din cauza absenței marginii sale sudice; din creasta Fîncel—Bătrîna, care constituie buza nordică a calderii, și pînă în valea Gurghiului, zonă extrem sudică aparținînd încă în mod evident calderii, distanța este de cca 10 km.

Pe pantele de la exteriorul calderii descrise au putut fi identificate mai multe aparate vulcanice independente, mai recente. În partea estică, mai multe proeminențe ale reliefului reprezintă asemenea mici aparate sau, poate mai exact, mici intruziuni de tipul domurilor. În partea nordică însă, existența unor veritabile aparate vulcanice cu activitate cel puțin efuzivă este evidentă; regiunea din jurul vîrfului Măgura, partea superioară a văilor Gudia și Sălard, sînt constituite din produse ale unor asemenea aparate.

Partea exterioară a calderii este străbătută de numeroase cursuri de apă cu evident caracter rectiliniu, în cele mai multe cazuri. Ele au lungimi de cca 10 km și se varsă toate în Mureș. Valea Sineu (Eseniu) este singura care are un traseu ceva mai complicat; ea își are, dealtfel, originea în interiorul calderii și numai partea sa mediană și inferioară se găsește la exteriorul acesteia. Este probabil că actualul curs al văii Sineu se datorește captării părții superioare a văii Creanga Albă de către vechea vale Sineu, dezvoltată numai la exteriorul calderii. În sprijinul acestei interpretări se pot cita mai multe observații:

Unghiul drept pe care-l face valea Sineu în zona în care presupunem a se fi produs captarea;

Șaua foarte joasă dintre valea Sineu și fundul văii Creanga Albă în această regiune;

Caracterul de vale evoluată — largă, cu umeri (platforme) de o parte și de alta — pe care-l are fundul văii Creanga Albă, incompatibil cu o zonă de izvoare (ea constituie astăzi o parte din izvoarele văii Gurghiului).

Captarea a fost favorizată de faptul că vechea vale Sineu își avea izvoarele în zona terminală a crestei calderii, acolo unde aceasta cobora foarte mult. Traseul



vechi al văii Creanga Albă prezenta și el, în partea sa superioară, o schimbare de orientare foarte puternică: aceasta se datora însă existenței masei de roci pe care o reprezintă aparatul vulcanic din dealul Crucii, pe care ea era obligată să-l ocolească.

În interiorul calderii, toate cursurile de apă sînt tributare văii Gurghiului, care curge de la E spre W, în partea sudică a acesteia. Prin cele spuse mai sus, se explică și situația părții superioare a văii Sineu, care, fiind în interiorul calderii, este totuși tributară Mureșului. Văile sînt orientate în general NE—SW, trecînd însă de la direcții NNE—SSW în partea estică, la direcții ENE—WSW în partea vestică. Principalele cursuri de apă (văile Lăpușnei, Gîtului, Meștera și Fîncelului), se insinuează între aparatele vulcanice din interiorul calderii sau între acestea și marginea ei.

Cercetări geologice anterioare. Regiunea din partea nordică a munților Gurghiului este cuprinsă în considerațiile cu caracter general pe care diverși autori le-au făcut asupra întregului masiv (5, 6), dar a constituit și obiectul separat de studiu al unor cercetări recente. Lui Z. TÖRÖK ¹⁾, I. TREIBER ²⁾ (7) și A. GÖTZ ³⁾ (2), li se datoresc cîteva lucrări publicate și mai multe rapoarte manuscrise privind caldera Fîncel — Lăpușna și zonele sale exterioare. În cele mai multe, structura acestei regiuni este interpretată de autorii menționați, conform cu ideile lor asupra întregii zone vulcanice Călimani—Hărghita — existența unor mase subvulcanice care au constituit fundamentul pe care s-a desfășurat activitatea vulcanică — ceea ce îi face să pună la îndoială realitatea acestui mare aparat vulcanic, așa cum va fi el descris în continuare. În lucrările mai recente, în deosebi I. TREIBER pune la îndoială unele din concluziile sale anterioare.

Descrierea rocilor care constituie regiunea

În alcătuirea calderii Fîncel — Lăpușna și a zonelor imediat învecinate intră următoarele tipuri de roci: depozite ponțiene, piroclastite inferioare, andezite cu hornblendă brună, andezite cu hornblendă verde, piroclastite intermediare, andezite cu hornblendă verde rezorbită și piroxenii, andezite cu piroxenii și olivină, produse ale altor aparate vulcanice.

¹⁾ TÖRÖK Z. Zone de mineralizări în căldarea Fîncelului. Raport Arh. Com. Geol. 1954.

²⁾ TREIBER I. Studiul geologic al masivului Gurghiului de Nord. Raport Arh. Com. Geol. 1951.
TREIBER I. Cercetări geologice în Munții Gurghiului de Nord. Raport Arh. Com. Geol. 1954.

³⁾ GÖTZ A. Vulcanologie și petrografia regiunii Seaca-Bacta din Munții Gurghiului. Raport Arh. Com. Geol. 1951.

GÖTZ A. Raport asupra cercetărilor geologice efectuate în regiunea Remetea și Muntele Bacta, pe bordura de est a Munților Gurghiului. Arh. Com. Geol. 1957.



Nomenclatura utilizată este conformă cu lucrările noastre anterioare în această regiune (3, 4). Tipurile de roci enumerate au, pentru problema pe care o urmărim acum, mai puțin caracterul unor noțiuni petrografice propriu-zise, ele constituie mai ales niște elemente structurale mari pentru a căror delimitare caracterelor petrografice li s-a adăugat poziția geometrică a rocilor.

Depozitele sedimentare ponțiene. Acestea sînt reprezentate prin marne cenușii nisipoase, cu aspect pămîntos. Rareori, acestea prezintă intercalații de nisipuri de 10—20 cm grosime.

Piroclastitele inferioare. Piroclastitele inferioare sînt depozite deosebit de complexe; în regiunea cercetată ele acoperă suprafețe foarte mari așa încît au putut fi destul de bine observate. În masa piroclastitelor inferioare au putut fi separate două nivele: unul superior — și din această cauză mai frecvent întîlnit — reprezentat prin piroclastite cu elemente mari, și unul inferior, constituit dintr-o alternanță foarte complexă de produse explosive cu elemente de dimensiuni variabile (fig. 2).

Nivelul superior reprezintă, datorită răspîndirii sale, modul « normal » de prezentare a piroclastitelor inferioare în regiune. Blocuri colțuroase cu diametre care nu depășesc de obicei 30—40 cm, sînt prinse într-o masă cineritică fină; ele sînt constituite din diverse aspecte de roci cu hornblendă brună — în cele mai multe cazuri — dar există și fragmente de andezite cu hornblendă verde. Atît blocurile cît și masa cineritică prezintă, în mod obișnuit, aspecte de alterare, uneori foarte ntense. În această zonă superioară a piroclastitelor inferioare se constată, în unele puncte, existența unor nivele foarte subțiri (30—40 cm) de lave andezitice cu hornblendă brună; modul general de prezentare, poziția lor și existența hornblendei brune subliniază unitatea acestor lave, deși ele nu au putut fi identificate decît în puncte dispartate.

În nivelul inferior al piroclastitelor inferioare alternează orizonturi de cinerite fine și cristaline-grosiere, microaglomerate, lapilli, piroclastite obișnuite cu elemente mari și piroclastite cu elemente mici; lor li se adaugă tufite și orizonturi conglomeratice. Întreagă această succesiune nu depășește, în cazurile observate, 10 m grosime.

Complexul andezitelor cu hornblendă brună. Rocile sînt caracterizate prin prezența fenocristalelor de hornblendă brună; aceasta se adaugă de obicei plagioclazilor, dar de multe ori augitul este și el prezent ca fenocristale. Hornblenda brună

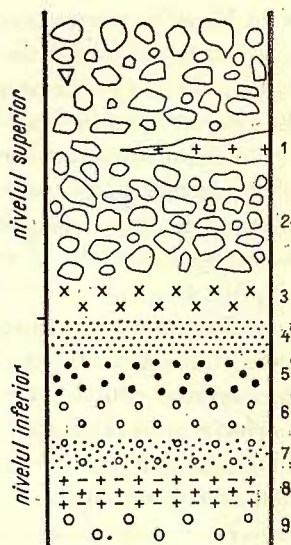


Fig. 2. — Coloană stratigrafică sintetică în piroclastitele inferioare.

- 1, intercalații de lave; 2, piroclastite cu elemente mari; 3, cinerite cristaline; 4, cinerite fine; 5, piroclastite cu elemente mici; 6, piroclastite cu elemente rotunjite; 7, microconglomerate; 8, tufite; 9, conglomerate.

este totdeauna o varietate puternic roșcată; ea este adeseori resorbită. Prezența olivinei este accidentală. Cristalele cu dimensiuni intermediare sînt reprezentate tot prin plagioclazi și hornblendă, iar în cazul prezenței piroxenilor constituie principala lor formă de prezentare. Pasta este hemicristalină; sticlei i se adaugă baghete de feldspat și granule de magnetit. Textura este uneori ușor fluidală.

Formele holocristaline sînt constituite din elemente prismatice de plagioclaz și hornblendă, cu dimensiuni asemănătoare, într-o asociație cu aspect dioritit; sticla lipsește cu desăvîrșire.

Complexul andezitelor cu hornblendă verde. Rocile sînt caracterizate prin prezența fenocristalelor de hornblendă verde; împreună cu fenocristalele de feldspat plagioclaz, acestea sînt prinse într-o pastă semicristalină constituită din sticlă, baghete de feldspat, granule de magnetit și uneori de piroxeni.

Existența unor roci caracterizate prin resorbirea hornblendei și prin participarea redusă a piroxenilor fusese semnalată de noi încă în lucrările anterioare. Ultimele noastre lucrări au arătat că aceste forme se individualizează foarte bine față de aspectele descrise anterior; ele reprezintă produse mai noi, posterioare primului moment exploziv al piroclastitelor intermediare, în timp ce andezitele cu hornblendă normală sînt anterioare acestui moment. Aceste relații între cele două categorii de roci sînt arătate de raporturile lor geometrice; caracterele lor petrografice se încadrează în acest mod de a vedea lucrurile, deoarece andezitele cu hornblendă resorbită și piroxeni reprezintă trecerea spre andezitele cu hipersten și augit care le urmează.

În regiunea cercetată, toate formele holocristaline ale andezitelor cu hornblendă verde se raportează acestor ultime roci cu hornblendă resorbită și piroxeni. Ele sînt constituite din aceleași componente mineralogice, cu o participare oarecum mai scăzută a fenocristalelor de hornblendă; nu apar aspecte pur dioritice, deși pasta este totdeauna holocristalină.

Piroclastitele intermediare. Piroclastitele care se intercalează între cele două tipuri de andezite cu hornblendă verde constituie — privind structura geologică a întregului masiv Gurghiu — primul nivel al unor piroclastite intermediare, între primele și ultimele produse explozive. Ele sînt alcătuite din blocuri colțuroase mari — cu diametre pînă la 1 m — prinse într-o masă fină; blocurile sînt aproape exclusiv din andezite cu hornblendă verde, dar pot fi întîlnite și andezite cu hornblendă brună.

Andezitele cu piroxeni și olivină. Aceste roci reprezintă un element nou față de cunoștințele anterioare; ele fuseseră numai întîmplător întîlnite pînă acum între andezitele cu augit și hipersten, fără a putea fi conturate cartografic sau bine delimitate din punct de vedere al caracterelor petrografice. Plagioclazi constituie, în mod obișnuit, singurele fenocristale ale rocilor; numai uneori apar elemente resorbite de hornblendă brună. Olivina și piroxenii au dimensiuni intermediare între cele ale



fenocristalelor și ale microlitelor; olivina nu este niciodată abundentă. Pasta este constituită din baghete de feldspat și granule de magnetit, fiind de cele mai multe ori holocristalină.

Repartizarea rocilor pe suprafața cercetată

Modul de repartizare a rocilor pe suprafața cercetată este determinat de existența mării caldere Fîncel — Lăpușna; cu excepția piroclastitelor inferioare, toate celelalte roci vulcanice își datoresc poziția pe teren activității vulcanice a acestui grup de aparate.

Piroclastitele inferioare. Rocile care constituie acest complex apar la exteriorul calderei — în partea sa estică și nord-estică — ca și în interiorul său, în axul văilor mari. Suprafața de la exterior este foarte întinsă și corespunde părții mijlocii și inferioare a tuturor văilor dezvoltate aici. Bordura estică și nord-estică a acestei suprafețe — părțile din imediata vecinătate a văii Mureșului — constituie domeniul de apariție a nivelului inferior al acestor piroclastite; în interiorul calderei prezența sa a fost constatată în valea Lăpușnei, dar fără a ocupa suprafețe care să poată fi delimitate.

Nivelele de lave din piroclastitele inferioare apar în mai multe puncte, atât la exteriorul calderei, cât și în interiorul ei.

Complexul andezitelor cu hornblendă brună. Aceste roci ocupă: a) regiunea din sudul și estul vârfului Bacta; b) partea vestică și centrală a interiorului calderei (dealul Gîtului, basinel superior al văii Gîtului, dealul Lărguța, afluenții pe dreapta ai Văii Fîncelului) și apoi toată partea vestică a exteriorului ei. Acestea li se adaugă o mică zonă de andezite cu hornblendă brună între pîrîul Secuiului și valea Sebeșului, ca și în N între valea Măgheruș și valea Gudia.

În vârful Piatra Caprei se găsește un foarte mic petic de lave cu hornblendă brună.

Complexul andezitelor cu hornblendă verde. Andezitele cu hornblendă verde normală constituie jumătatea estică a interiorului calderei — ieșind și în afara acesteia, pînă în vecinătatea vârfului Bacta — și partea sa sud-vestică (în realitate în această zonă este dificil să se aprecieze « interiorul » și « exteriorul » calderei; se poate foarte bine, așa cum am menționat deja, ca încă de la început caldera să nu fi fost închisă în partea sa sudică).

Andezitele cu hornblendă verde resorbită și piroxeni apar: ca lave care se dezvoltă în partea nordică și nord-estică a calderei, de la buză spre exterior, și în câteva dyke-uri și coșuri ale fostelor aparate vulcanice din generația a doua. Vîrful Bacta constituie canalul de alimentare al unui fost aparat vulcanic de la exteriorul calderei.

Piroclastitele intermediare. Piroclastitele intermediare alcătuiesc o bandă continuă — deși sînt cunoscute în trei porțiuni separate — la interiorul calderei, chiar



sub marginea sa, între andezitele cu hornblendă verde și cele cu hornblendă resorbită și piroxeni. Acest orizont apare și la exteriorul calderii, tot în câteva zone separate: versantul stîng al văii Sineu, fundul văii Martonca, bazinele văilor Măgheruș și Sec.

Andezitele cu piroxeni și olivină. Două mici proeminențe ale reliefului, la W de satul Remetea sînt constituite din acest tip de roci.

În versantul stîng al văii Mureșului se întîlnesc depozite de terasă, constituind o bandă continuă între satul Remetea și sudul satului Sărmaș. Ele reapar în vecinătatea Topliței, după o întrerupere de cca 4 km. Lărgimea acestei benzi atinge în unele puncte 1 km. În toată această zonă ele sînt foarte bine marcate în morfologie, alcătuiind un nivel aproape orizontal peste piroclastitele inferioare.

În partea de N a exteriorului calderii, produsele sale explozive și efuzive vin în contact cu produse ale altor aparate vulcanice cu dezvoltare importantă. Pentru problema urmărită acum, nu interesează decît stabilirea limitelor.

Sucesiunea produselor vulcanice

Observațiile făcute în zona nordică a munților Gurghiu asupra relațiilor dintre roci concordă întru totul cu ideea pe care ne-o formasem din examinarea părților sudice ale acestora.

Piroclastitele inferioare s-au dovedit a reprezenta și aici produsul vulcanic cel mai vechi. În valea Gurghiului, la cca 300 m aval de confluența acesteia cu valea Fîncelului, piroclastitele inferioare se așază peste depozitele Ponțianului reprezentate prin nisipuri. Piroclastitele inferioare constituie o masă foarte larg dezvoltată, în cadrul căreia nu se pot face separații structurale (lucru normal, dealtfel, deoarece sînt accesibile observației, cu siguranță, numai zonele depărtate de aparatele vulcanice care le-au produs); ele au, cel puțin în zonele observabile și mai ales în partea vestică a munților Gurghiu, caracterul unui platou, joacă rolul unui fundament pentru activitatea vulcanică ulterioară. Piroclastitele inferioare sînt, așa cum s-a văzut, niște depozite foarte complexe; procesele care le-au dat naștere trebuie să fi fost și ele complicate și de o durată apreciabilă; existența unor momente efuzive (lavele intercalate în masa lor) subliniază acest caracter.

Andezitele cu hornblendă brună și andezitele cu hornblendă verde propriu-zise sînt niște produse probabil simultane, care urmează piroclastitelor inferioare.

Piroclastitele intermediare se suprapun andezitelor cu hornblendă verde și stau sub lăvele andezitice cu hornblendă resorbită și piroxeni. Ele reprezintă momentul exploziei care a condus la formarea calderii iar lăvele care le acoperă, produse ale aparatelor din a doua generație vulcanică.



Andezitele cu olivină și piroxeni nu au contacte decît cu produse ceva mai vechi ale activității vulcanice; ținînd seama de sugestiile căpătate din examinarea altor regiuni ale munților Gurghiu și în ideea că activitatea vulcanică se încheie cu produse bazice, considerăm că ele reprezintă rocile cele mai noi din regiune.

Structura geologică a regiunii

Așa cum s-a constatat încă din lucrările anterioare, piroclastitele inferioare constituie un veritabil « fundament » pentru activitatea mai recentă ale cărei suprastructuri le constatăm astăzi. Faptul că ele apar atît la exteriorul cît și în interiorul calderai, subliniază acest caracter. Grosimea apreciabilă, ca și dezvoltarea lor foarte largă, — atît în estul cît și în vestul lanțului muntos — arată că ele reprezintă produsele unei activități explozive foarte intense; nu există nici o indicație privind aparatele vulcanice care le-au dat naștere, dar este normal să credem că ele se găseau în aceeași zonă axială a lanțului muntos ca și aparatele recente. Dealtfel, piroclastitele inferioare reprezintă, în forma lor actuală, un vechi nivel de eroziune.

Toate celelalte produse vulcanice din regiune pot fi raportate la activitatea aparatelor din zona calderai Fîncel — Lăpușna.

Andezitele cu hornblendă brună și cele cu hornblendă verde normală reprezintă produsele aparatului vulcanic principal, înaintea stadiului de calderă. Cele două tipuri de roci constituie mase puternice, larg dezvoltate, care se suprapun direct piroclastitelor inferioare. Atît andezitele cu hornblendă verde cît și cele cu hornblendă brună se găsesc și în părțile centrale, joase, ale interiorului calderai, dar urcă și pînă aproape de marginea acesteia. Acest mod de repartiție arată că apariția lor a avut loc destul de timpuriu, înaintea proceselor care au fixat liniile principale ale structurii actuale. Pachetul de lave cu hornblendă brună din vârful Piatra Caprei reprezintă probabil un « martor de eroziune » sau o proeminență de relief încă din acele momente inițiale.

Piroclastitele intermediare reprezintă, cronologic, primul element care marchează structura calderai, deoarece ele sînt produsele exploziei care a condus în parte la formarea acesteia. Prezența lor în interiorul și la exteriorul calderai se încadrează foarte bine în concepția asupra structurii acesteia. Ceea ce trebuie subliniat în legătură cu acest nivel de piroclastite este grosimea sa destul de modestă; aceasta arată că explozia imediat anterioară momentului formării calderai nu a furnizat o cantitate prea mare de produse. Nu este exclus deci — în lumina acestei constatări — ca formarea calderai să nu se datorească numai unei explozii, ci să se fi produs și ca urmare a unei scufundări a suprastructurii în spațiul bazinului magmatic. Apare mai ușor



de explicat în felul acesta, atât absența marginii sale sudice, cât și numărul, relativ mare, de aparate vulcanice apărute apoi în interiorul său (fig. 3).

Creasta calderii este ușor de recunoscut în partea nordică și nord-estică; partea sudică a calderii în schimb, avem impresia că a fost de la început deschisă. Repartiția rocilor în această zonă nu lasă să se întrevadă posibilitatea existenței anterioare a peretelui care să fi închis depresiunea calderii; dealtfel, procesele de eroziune care ar fi putut produce un asemenea rezultat, ar fi trebuit să fie deosebit de intense.

În interiorul calderii s-a dezvoltat o a doua generație vulcanică: dealul Crucii, Bîta Plumbului, zona Poiana Zimbriului și regiunea văilor din dreapta văii Fîncel.

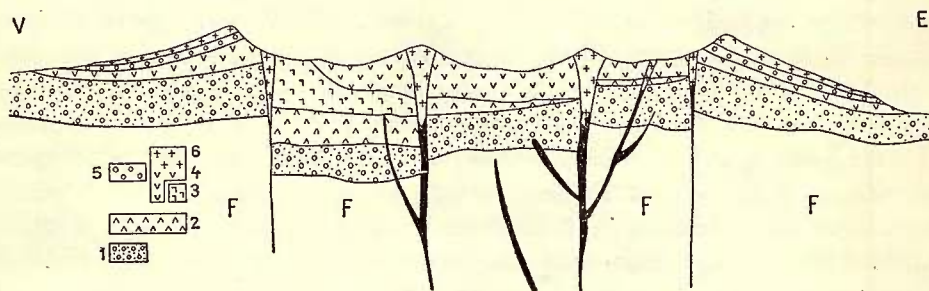


Fig. 3. — Structura geologică a calderii Fîncel—Lăpușna.

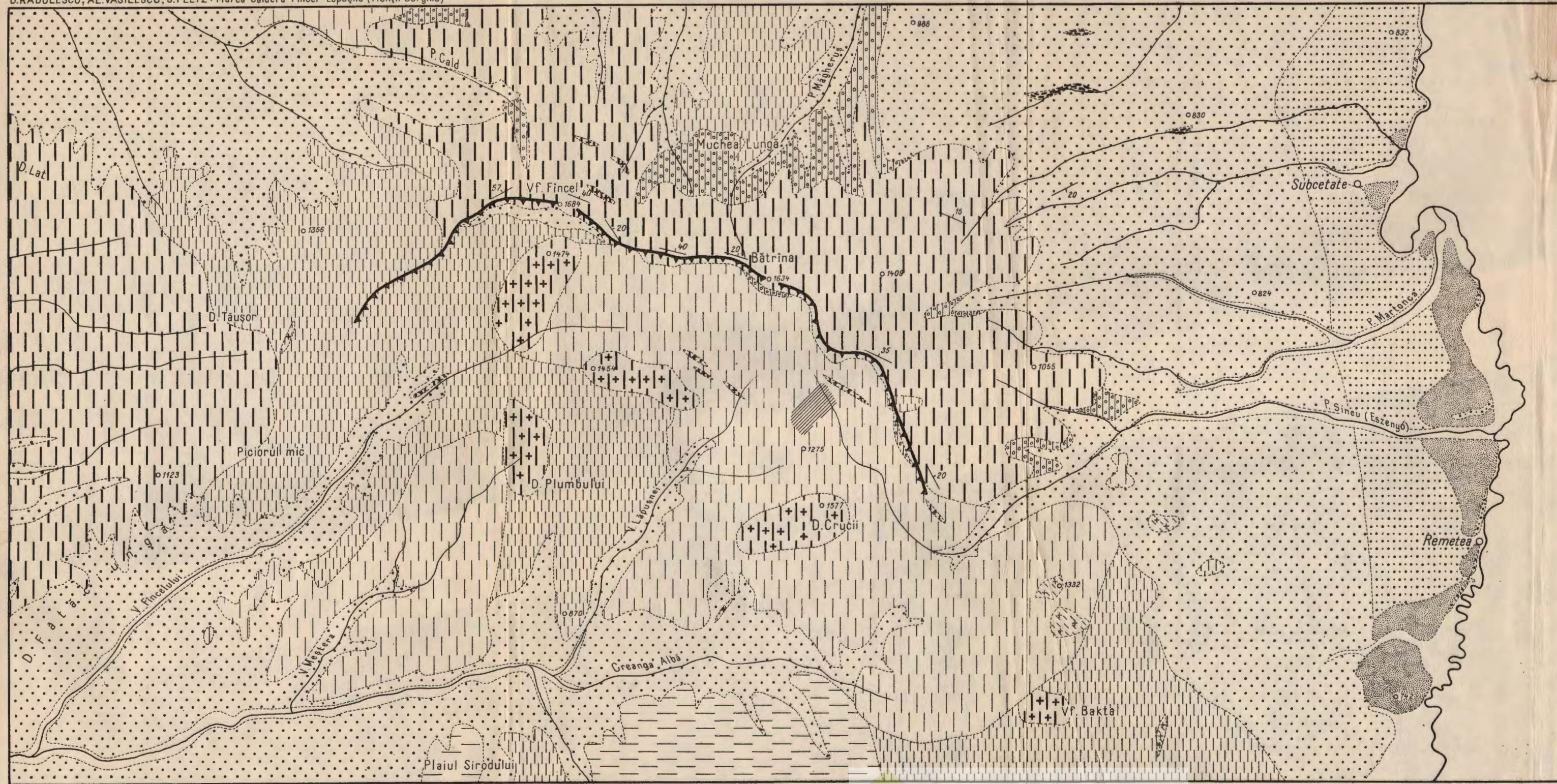
1, piroclastite inferioare; 2, eventuale formațiuni vulcanice anterioare; 3, andezite cu hornblendă brună; 4, andezite cu hornblendă verde; 5, piroclastite intermediare; 6, andezite cu hornblendă verde resorbită și piroxeni. F, fundament.

celului, imediat sub vârful Fîncel, reprezintă neck-urile aparatelor vulcanice din această categorie; unele dintre ele au rămas foarte bine marcate în relief, în timp ce altele au fost distruse în mare parte. Acestor formațiuni li se adaugă câteva dyke-uri cu dimensiuni modeste, orientate NW—SE. Lavele produse de aparatele vulcanice ale celei de a doua generații au reușit — fie pentru că în acele momente aparatele erau în imediata apropiere a crestei calderii, fie că au putut umple depresiunea, mult mai redusă atunci, dintre ele și creastă — să se reverse și peste buza calderii spre exterior; aici, ele au acoperit piroclastitele produse în momentul exploziei maxime, fără a căpăta însă o dezvoltare prea mare.

În aceleași momente — așa cum arată identitatea petrografică a rocilor — s-au putut produce apariții cu caracter de intruziune și în afara calderii; vârful Bacta reprezintă probabil o asemenea formațiune.

În afara zonei calderii, în partea sa sud-estică se constată existența unor formațiuni de mici dimensiuni cu caracter de intruziuni (la W de satul Remetea). Ele reprezintă probabil manifestări ultime și de redusă intensitate ale activității vulcanice, încheiate aici, în formele sale principale, ceva mai timpuriu.





D. RĂDULESCU, AL. VASILESCU, S. PELTZ
HARTA GEOLOGICĂ
 A CALDEREI
FÎNCEL-LĂPUȘNA (M^{ții} GURGHIU)

SCARA 1:75.000

LEGENDA

- | | | |
|---------------------------|---|---|
| 1 | 2 | |
| a | b | a. Aluviuni. b. Terase |
| 6 | | Andezit bazaltoid cu olivină |
| 7 | | Andezit cu augit și hipersten |
| 8 | | Andezit cu hornblendă verde resorbită și piroxeni |
| 9 | | Andezit cu hornblendă verde |
| 10 | | Andezit cu hornblendă brună |
| 11 | | Andezit amfibolic |
| Piroclastite intermediare | | 12 |
| Piroclastite inferioare | | 13 |
| nivelul superior | 4 | Șisturi cristaline |
| nivelul inferior | 5 | Zone de transformări hidrotermale |
| | | 14 |
| | | Coș, dyk |
| | | 15 |
| | | Direcții de curgere a lavelor |
| | | 16 |
| | | Marginea calderai |

Scurtă prezentare a desfășurării proceselor vulcanice în regiune

A încerca să se schițeze modul în care s-a desfășurat activitatea vulcanică din regiune înseamnă, în realitate, a face istoria activității calderii Fîncel — Lăpușna; deși ideile principale în această problemă au fost deja enunțate în capitolele anterioare, le prezentăm acum într-o formă unitară.

Pe un fond constituit din piroclastite inferioare — depozite cu o grosime apreciabilă, a căror parte superioară este uniformă, dar care în partea inferioară prezintă variații numeroase — s-a dezvoltat un vulcanism destul de recent, ale cărui forme de suprastructură sînt încă vizibile. Primele produse ale aparatului vulcanic principal din zona Fîncel — Lăpușna, ca și ale altor aparate învecinate, au fost andezite cu hornblendă verde și andezite cu hornblendă brună; lavele au curs, pe suprafețe apreciabile, peste piroclastitele inferioare foarte probabil deja modelate de eroziune. O explozie de mari proporții, urmată probabil de o scufundare, distruge aparatul vulcanic din regiunea văilor Fîncelului, Lăpușnei și Sineu, creind o calderă deschisă în partea sudică; produsele exploziei — în cantitate destul de redusă — se aștern peste andezitele menționate anterior și pot fi recunoscute azi, în deosebi în partea nordică.

Fracturile create prin prăbușire înlesnesc ascensiunea spre suprafață a unor noi lave. A doua generație vulcanică este reprezentată în interiorul calderii prin mai multe aparate vulcanice, care eliberează andezite cu hornblendă resorbită și piroxeni; o parte din produsele lor ajung să se reverse peste marginea calderii.

Aparate asemănătoare poate cu un mai accentuat caracter de intruziune — lipsite de lave — apar și la exteriorul calderii.

Practic, caldera și-a încetat în acest moment activitatea; aici lipsește activitate mai recentă, în cadrul căreia, în alte zone, apar andezitele cu hipersten și augit. Ca ultime răbufniri, la exteriorul calderii sînt împinse la suprafață mici cantități de magmă foarte bazică.

În fundul văilor Lăpușna și Sineu se pot constata efectele unei activități post-vulcanice de o destul de redusă intensitate.

BIBLIOGRAFIE

1. AVRAMESCU C. și SLĂVOACĂ D. Cercetări geologice și hidrogeologice asupra lacului Sf. Ana. *Comun. Acad. R.P.R.*, VI, 3, București, 1956.
2. GÖTZ A. Vulcanologia și stratigrafia Munților Gurghiului de Nord și raporturile formațiunilor cu cele din masivul Călimanilor. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952), București 1955.
3. RĂDULESCU P. DAN. Asupra existenței formațiunilor subvulcanice în lanțul Călimani—Gurghiu—Harghita. *Anal. Univ. C. I. Parhon, seria Șt. Nat. — Geologie — Geografie*, 23.



4. RĂDULESCU P. DAN, VASILESCU AL. și PELTZ S. Cercetări geologice în partea de sud și est a Munților Gurghiu. *D. S. Com. Geol.*, XLV (1957—1958), București 1962.
5. SZÁDECZKY J. Munții vulcanici Harghita — Călimani. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVI (1927—1928), București 1930.
6. TÖRÖK Z. A Kelemen-havasokban, valamint a Görgény-Hargita vulkáni lanc területén található fiatal eruptívum geológiai kutatásának módszertani kérdései. *Univ. Bolyai, Cluj*, vol. festiv 10 ani de la înființare, 1956.
7. TREIBER I. A Görgényi hegység földtani szerkezetéről. *A kolosz. V. Babeş és Bolyai Egyetemek Közl. Term. tud. sor.* 1957, II, 1—2.

БОЛЬШАЯ КАЛЬДЕРА ФИНЧЕЛ — ЛЭПУШНА В МУНЦИИ ГУРГИУ

Д. РЭДУЛЕСКУ, А. ВАСИЛЕСКУ, С. ПЭЛЦ

(Краткое содержание)

Северная часть Мунций Гургиу составлена из самых грандиозных, в нашей стране, вулканических аппаратов неогенового возраста. В области долин Фынчелул и Лэпушной, составляющих северные истоки долины Гургиул, находится большая кальдера, её гребень имеет форму полукруга с открытием на юг и диаметром приблизительно в 10 км. Во внутренней части кальдеры есть возможность различить несколько выступов, некоторые из них связаны с гребнем последней, представляющие аппараты второй вулканической генерации.

Вулканическая деятельность области развилась в постпонтическое время. Фундамент вулканических супраструктур (выявленных в настоящее время), — составлен из пород понтического возраста и из очень мощного горизонта пирокластитов, представляющих древнюю поверхность эрозии.

Первыми продуктами вулканического аппарата были андезиты с зеленой роговой обманкой и андезиты с бурой роговой обманкой; они выходят на дневную поверхность в настоящее время, во внутренней части кальдеры и реже во внешней её части. Над этими породами расположен пирокластовый, довольно тонкий горизонт, достигающий гребня кальдеры; он соответствует взрывному моменту, предшествовавшему появлению настоящей морфологической формы.

Андезитовые потоки с рассосавшейся зеленой горной обманкой и пироксеном, продукты аппаратов второй генерации, заканчивают собственно деятельность этого вулканического центра; во внутренней своей части — видимы



каналы снабжения этих аппаратов, состоящие из тех-же андезитов с рассо-
савшейся зеленой горной обманкой и пироксеном. Помимо кальдеры выходят
на дневную поверхность андезиты с пироксеном и оливином, последние про-
явления, сокращенного значения, магматического резервуара из которого
был снабжен аппарат.

Образование кальдеры, очевидно, не является исключительным резуль-
татом одного взрыва; пирокластический горизонт, соответствующий этому
моменту-чрезмерно тонок. Возможно что погружение явилось следствием
взрыва и таким образом зародилась большая современная впадина; по тре-
щинам, образовавшимися в кровле магматического бассейна, мигрировали
к поверхности, магмы которые создали новые вулканические аппараты.

LA GRANDE CALDÈRE DE FÎNCEL — LĂPUȘNA DANS LES MONTS GURGHIU

PAR

D. RĂDULESCU, AL. VASILESCU, S. PELTZ

(Résumé)

La partie septentrionale des monts Gurghiu est constituée par l'un des plus
grandioses appareils volcaniques d'âge néogène du pays. Dans la région de Valea
Fîncelul et Valea Lăpușnei, qui constituent les sources N de Valea Gurghiului, est
située une grande caldère; sa crête accuse la forme d'un grand demi-cercle ouvert
vers le sud, avec un diamètre d'environ 10 km. À l'intérieur de la caldère on peut
distinguer plusieurs proéminences — les unes rattachées à la crête de la caldère —
qui représentent les appareils de la seconde génération volcanique.

Dans cette région l'activité volcanique s'est déroulée après le Pontien. Le soubas-
sement des suprastructures volcaniques, visibles de nos jours, est constitué par des
roches d'âge pontien et un puissant horizon de pyroclastites, qui représentent une
ancienne surface d'érosion. Les premiers produits de l'appareil volcanique ont été
les andésites à hornblende verte et les andésites à hornblende brune; actuellement
elles apparaissent surtout à l'intérieur de la caldère et plus rarement à l'extérieur.
Au-dessus de ces roches repose un horizon à pyroclastites, peu puissant, qui arrive
jusqu'à la crête de la caldère; il correspond au moment explosif qui a précédé l'appa-
rition de l'actuelle forme morphologique. Des coulées d'andésites à hornblende verte
résorbée et à pyroxènes — produits des appareils de la seconde génération — vien-



nent terminer l'activité proprement dite de ce centre volcanique; dans son intérieur sont visibles les canaux d'alimentation de ces appareils, constitués par les mêmes andésites à hornblende verte résorbée et à pyroxènes. À l'extérieur de la caldère apparaissent des andésites à pyroxènes et à olivine qui représentent les dernières manifestations peu importantes du réservoir magmatique dont s'est alimenté l'appareil.

Il paraît que la formation de la caldère n'est pas le résultat exclusif d'une explosion, vu que l'horizon à pyroclastites — qui correspond à ce moment — est beaucoup trop mince. Probablement l'explosion a été suivie par un affaissement et c'est ainsi que s'est formée la grande dépression actuelle; par la voie des fissures formées dans le toit du réservoir magmatique ont migré vers la surface, les magmas qui ont créé les nouveaux appareils volcaniques.



TABLA DE MATERII

	<u>Pag.</u>
AIRINEI ȘT., CODARCEA FL. Date geologice noi privind anomalia gravimetrică de la Runculețe (Munții Metaliferi)	223
ALEXANDRESCU GR. Observații geologice în Flișul cretacic din regiunea Găinești — Stulpicani (Carpații orientali)	51
BANDRABUR T. Cercetări hidrogeologice în regiunea Covasna—Tufalău—Peteni	193
BERCIA E., BERCIA I. Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar—Teliuc (Munții Poiana Ruscă)	309
BERCIA I., BERCIA E. Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar—Teliuc (Munții Poiana Ruscă)	309
CIOFLICA GIANINA ILIESCU V. Studiu palinologic asupra carierelor de la Pantelimon	113
CLEMENS M.-A. Prezența speciei <i>Laganum transilvanicum</i> Pávay la E Borcut (Tg. Lăpuș)	105
CODARCEA FL., AIRINEI ȘT. Date geologice noi privind anomalia gravimetrică de la Runculețe (Munții Metaliferi)	223
DIMIAN E., DIMIAN M. Cercetări sedimentologice privind zona flișului cretacic-superior — paleogen și a molasei miocenă dintre văile Zăbalei și Buzăului	361
DIMIAN M., DIMIAN E. Cercetări sedimentologice privind zona flișului cretacic-superior — paleogen și a molasei miocene dintre văile Zăbalei și Buzăului	361
DIMITRESCU R., GHERASI N. Structura geologică a masivului Ezer—Păpușa (bazinul Rîul Tîrgului)	13
DIMITRESCU R. Contribuții la cunoașterea evoluției geomagmatice a Munților Apuseni, în relație cu geotectonica	129
FILIPESCU M. N., ILIE MIRCEA D. Metoda complexă aplicată în geologie. II. Prospecțiuni geochemice în structuri ascunse	333
FLOREA M. Contribuții la cunoașterea procesului de filtrare a apei prin capilaritate	213
GÎȚĂ E., GÎȚĂ GH. Determinarea rapidă a alcalilor din silicați cu ajutorul fotometrului cu flacără	251
GÎȚĂ GH., GÎȚĂ E. Determinarea rapidă a alcaliilor din silicați cu ajutorul fotometrului cu flacără	251
GHENEA ANA GHENEA C. Notă asupra prezenței unei faune pontiene în Podișul Moldovenesc	109
GHENEA C., GHENEA ANA Notă asupra prezenței unei faune pontiene în Podișul Moldovenesc	109
GHENEA C., ILIESCU V. Observații geologice și palinologice asupra unor depozite loessoide din Câmpia Olteniei	119
GHERASE N., DIMITRESCU R. Structura geologică a masivului Ezer — Păpușa (bazinul Rîul Tîrgului)	13



	<u>Pag.</u>
GIUȘCĂ R. O modificare adusă camerei Debye-Scherrer de la aparatul « Tur-60 » pentru a putea fi folosită la studiul roentgenografic al mineralelor argiloase	259
ILIE MIRCEA. Contribuții la cunoașterea « anticlinalelor » de vale	139
ILIE MIRCEA. Asupra cutelor sigmoidale din Carpații români	149
ILIE MIRCEA, FILIPESCU M. Metoda complexă aplicată în geologie. II. Prospecțiuni geochimice în structuri ascunse	333
ILIESCU V., CIOFLICA GIANINA. Studiu palinologic asupra carierelor de la Pantelimon	113
ILIESCU V., GHENEA C. Observații geologice și palinologice asupra unor depozite loessoide din Cîmpia Olteniei	119
IONIȚĂ STAN. Cîteva date noi pentru geologia regiunii Nereju—Reghiu—Andreiașu (Vrancea)	287
KRÄUTNER H. Zăcămintele de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscă	345
LUBENESCU D. Metodă rapidă de transpunere a datelor geologice de pe fotograme pe hărți	157
MAIER O., MUREȘAN G., MUREȘAN M. Structura geologică a regiunii Teliuc—Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscăi)	269
MICU C., SAVU H. Contribuții la cunoașterea geologiei și petrografiei părții centrale a Munților Semenic	39
MIRĂUȚĂ E., MIRĂUȚĂ O. Structura geologică a molasei miocene dintre valea Bistriței și Tazlău	67
MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ E. Structura geologică a molasei miocene dintre valea Bistriței și Tazlău	67
MUREȘAN M., MAIER O., MUREȘAN G. Structura geologică a regiunii Teliuc—Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscăi)	269
NĂSTĂSEANU S., STILLĂ AL. Considerații asupra prezenței Urgonianului la est de Băile Herculane (Banat)	77
PATRULIUS D. Studiu stratigrafic al depozitelor mesozoice și paleozoice traversate de forajul de la Cetate (partea de vest a Cîmpiei Romîne)	81
PAUCĂ M. Probleme geologice în bazinul Băii Mari	161
PAUCĂ M. Contribuții la cunoașterea structurii geologice a regiunii de NW a Ardealului	171
PAUCĂ M. Probleme geologice în bazinele Copalnic și Tg. Lăpuș	183
POPESCU ANTON. Cercetări geologice și petrografice în regiunea Luncani—Tomești	27
RĂDULESCU DAN, VASILESCU AL., PELTZ S. Marea calderă Fîncel—Lăpușna din munții Gurghiu	383
PELTZ S., RĂDULESCU DAN, VASILESCU AL. Marea calderă Fîncel—Lăpușna din munții Gurghiu	383
ROMANESCU D. Anomaliile cîmpului magnetic la diferite adîncimi pe rama de vest a bazinului Iara și semnificația lor geologică	231
SĂNDULESCU JANA, SĂNDULESCU M. Aspecte stratigrafice și structurale ale flișului paleogen din regiunea Ghelînța (Tg. Secuiesc)	93
SĂNDULESCU M., SĂNDULESCU JANA. Aspecte stratigrafice și structurale ale flișului paleogen din regiunea Ghelînța (Tg. Secuiesc)	93
SAVU H., MICU C. Contribuții la cunoașterea geologiei și petrografiei părții centrale a Munților Semenic	39
STILLĂ AL., NĂSTĂSEANU S. Considerații asupra prezenței Urgonianului la est de Băile Herculane (Banat)	77
VASILESCU AL., RĂDULESCU DAN, PELTZ S. Marea calderă Fîncel—Lăpușna din munții Gurghiu	383

74978





Redactor Mircea Paucă
Tehnoredactor: G. Cazaban, L. Foto
Traduceri: C. Missir, V. Untul
Ilustrația: I. Petrescu

*Dat la cules: 21.II.1963. Bun de tipar: 21.XII.1963.
Tiraj: 1550 exemplare. Hirtie velină 49/m.p. Format 70×100.
Coli de tipar: 20. Comanda 247. Pentru biblioteci indicele de
clasificare 55 (058)*

Tiparul executat la Intreprinderea Arta Grafică Calea
Șerban-Vodă nr. 133-135. București R.P.R.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

