REPUBLICA POPULARĂ ROMÎNĂ

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXXI

00878

ÎNTREPRINDEREA POLIGRAFICĂ Nr. 4
BUCUREŞTI
1958

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Lugăveanu Elena
12 septemb. 1959

REPUBLICA POPULARĂ ROMÎNĂ

COLECȚIA
LUCIAN STANCIU
I.G.G. 475

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXXI

INTREPRINDEREA POLIGRAFICĂ Nr. 4
BUCUREȘTI
1958

Institutul Geologic al României

COMITETUL DE REDACȚIE

Președinte . . . . . M. G. FILIPESCU

Responsabili:

Specialitatea Mineralogie și Petrografie . . . . . N. GHERASI

» Stratigrafie și Paleontologie . . . . . E. SAULEA

» Hidrogeologie . . . . . H. GROZESCU

» Geologie Tehnică . . . . . M. STAMATIU

» Pedologie . . . . . N. CERNESCU

» Geofizică . . . . . S. ȘTEFĂNESCU

» Chimie . . . . . C. CREANGĂ

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

Pag.

I. Mateescu. Studiul petrografic al cărbunilor de la Rudăria (Svinecea Mare) . . 5

R. Dimitrescu. Studiul geologic şi petrografic al regiunii dintre Gîrda şi Lupşa (basinul superior al Arieşului) 51

D. Rădulescu. Studiul petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunea Seini—Ilba—Nistru (Baia Mare) 151

L. Pavelescu. Geologia şi petrografia regiunii Ruschiţa 295

Fl. Olteanu. Depresiunea subcarpatică între Ozana (Pîrîul Neamţului) şi Buzău . . 377

Marg. Dumitrescu şi Tr. Orghidan. Peştera din Valea Fundata (Rîşnov) 421

Marg. Dumitrescu, Tr. Orghidan şi Jeana Tanasachi. Peştera de la Gura Dobrogei 461

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDIUL PETROGRAFIC AL CĂRBUNILOR DE LA RUDĂRIA (SVINECEA MARE)

DE

ING. I. MATEESCU

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	6
I. Considerații generale asupra geologiei cărbunilor de la Rudăria (Svinecea Mare).	6
A) Zona sedimentară vestică.	7
B) Zona sedimentară estică	9
C) Plante fosile	9
II. Studiul petrografic al cărbunilor de la Rudăria (Svinecea Mare)	13
A) Colectarea probelor de cărbune	13
B) Studiul macroscopic al cărbunilor	14
C) Studiul microscopic al cărbunilor	15
1. Metoda de cercetare	15
2. Componenții petrografici ai cărbunelui	15
a) Vitritul	15
b) Fuzitul	17
α) Structura anatomică a fuzitului	18
β) Geneza fuzitului	20
c) Minerale	21
3. Considerații privitoare la lipsa corpurilor bituminoase în cărbunii de la Rudăria (Svinecea Mare)	23
4. Cercetarea probelor de cărbune colectate la Pregheda	25
5. Studiul cantitativ-petrografic al cărbunilor de la Rudăria (Svinecea Mare)	26
D) Analiza chimică a cărbunilor de la Rudăria (Svinecea Mare)	26
E) Concluzii	28
Bibliografie	34

Institutul Geologic al României

INTRODUCERE

În continuarea studiilor petrografice asupra zăcămintelor de cărbuni din țara noastră am colectat în vara anului 1952 probe de cărbuni dela Rudăria (Svinecea Mare), pentru întocmirea unui studiu petrografic al acestor cărbuni.

S-a urmărit prin acest studiu să se cunoască alcătuirea petrografică a cărbunilor de la Rudăria și să se facă o comparație între alcătuirea lor și acea a altor cărbuni de vîrstă liasică, cum sînt cei de la Codlea-Vulcan, Anina, Doman, Schela.

În baza rezultatelor studiului petrografic al cărbunilor de la Rudăria s-a căutat să se tragă concluzii asupra gradului lor de incarbonizare, precum și asupra transformărilor intervenite în alcătuirea lor petrografică, printr-o incarbonizare înaintată.

Concomitent cu studiul petrografic al cărbunelui s-a făcut și un studiu al plantelor fosile generatoare de cărbuni. Un asemenea studiu era necesar ținînd seama de faptul că alcătuirea petrografică a cărbunelui depinde în bună parte de materialul care a stat la baza formării lui.

Cu ocazia colectării probelor de cărbune de la Rudăria (Svinecea Mare) s-a căutat să se colecteze probe și de la punctul Pregheda. Situația lucrărilor de aci n-a permis însă decît colectarea unui număr de probe cu totul redus.

Probele de cărbune au fost pregătite în Laboratorul de Petrografia Cărbunilor, pentru a putea fi cercetate la microscop. Paralel cu cercetarea petrografică s-au executat și analize chimice de către Serviciul Cărbuni și Combustibili Minerali, Direcția Laboratoarelor, din Comitetul Geologic.

I. CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA GEOLOGIEI CĂRBUNILOR DE LA RUDĂRIA (SVINECEA MARE)

Ivirile de cărbuni de la Rudăria se află situate în raza comunei Rudăria, la o distanță de cca 20 km S de această comună. Sînt cunoscute și sub numele de cărbunii de la Svinecea Mare, după numele înălțimii în a cărei vecinătate imediată se află.

Regiunea în care sînt plasate ivirile de cărbuni face parte din zona sedimentară Svinița—Svinecea Mare. Această regiune, unitară spre S, se bifurcă începînd de la P. Chiacovățul Mare spre N, în două ramuri: una vestică și una estică.

Regiunea a fost cercetată și cartată de geologul Gr. Răileanu și considerațiunile generale asupra geologiei se bazează pe rezultatele acestor lucrări.

Institutul Geologic al României

Relieful regiunii este foarte accidentat, fiind alcătuit din culmi care ating înălțimi de peste 1200 m. În aceste culmi își au originea o rețea de viroage și ogașe, care sînt colectate fie de P. Rudăria, un afluent al pîrîului Nera, fie de P. Berzeasca, ce se varsă în Dunăre. Văile acestor pîraie sînt înguste, cu pante repezi de o parte și alta.

Zona în care sînt plasate ivirile de cărbuni este străbătută în direcția aproximativă E—W de P. Rudăria Mică sau Rudărica, un afluent al pîrîului Rudăria Mare. De o parte și alta a pîrîului Rudărica se află înălțimi mari, alcătuite din calcare. Astfel pe partea dreaptă a pîrîului Rudărica se află înălțimile Svinecea Mică (1154 m) și Svinecea Mare (1226 m), iar pe partea stîngă înălțimea Tîlva Lalchii.

O altă apă ce străbate zona aceasta este P. Crivi Berzasca, ce taie regiunea în direcția NE—SW și se varsă în R. Berzasca.

În general, regiunea este greu accesibilă și lipsită de așezări omenești. Singurele căi de acces în regiune sînt drumul de care Rudăria—Fîntîna lui Dănuț în partea nordică și linia îngustă a I.P.E.I.L.-ului în partea sudică.

Rocele existente în această regiune pot fi împărțite în două grupe: prima este aceea a șisturilor cristaline, care constituie fundamentul regiunii, a doua o formează rocele sedimentare, care alcătuiesc învelișul fundamentului.

Șisturile cristaline sînt reprezentate prin gnaise amfibolice și biotitice, care pot fi observate pe P. Berzasca. Destul de frecvent apar gnaise cu ortoclaz, pegmatite cu mică albă, cum sînt cele de pe Culmea Cioaca Ramnilor și Tîlva Iovîrnatibreg.

Amfibolite se întîlnesc pe P. Berzasca spre N și în regiunea Poienile Ramne. Cuarțitele întregesc gama de roce metamorfice.

Zona sedimentară Svinița—Svinecea Mare se bifurcă în două ramuri, începînd de la P. Chiacovățul Mare spre N:

A) Zona sedimentară vestică (Fața Mare—Svinecea Mare),

B) Zona sedimentară estică (Chiacovăț—Corhanu Rudăriei).

Vom descrie pe rînd aceste două zone sedimentare.

A) ZONA SEDIMENTARĂ VESTICĂ

Formațiunea liasică în care sînt cuprinse stratele de cărbune reprezintă după Gr. Răileanu extremitatea nordică a zonei Svinița—Svinecea Mare.

Rocele care predomină sînt gresiile de coloare deschisă, ajungînd pînă la gălbuie, precum și gresiile de coloare închisă, între care mai frecvente sînt cele de coloare vînătă-cenușie. Acestea sînt mai compacte și mai tari decît celelalte

Institutul Geologic al României

și uneori fosilifere. În susul văilor gresiile devin conglomeratice, cuprinzînd granule de cuarț uneori de dimensiuni mari.

În multe locuri gresiile ies la suprafață. Aci ele se prezintă puternic sfărîmate în blocuri și nu permit decît rareori măsurarea direcției și înclinării. Intercalate gresiilor apar șisturi de coloare închisă, care, de cele mai multe ori, sînt puternic frămîntate.

Calcarele Jurasicului superior alcătuiesc Munții Svinecea Mare, Svinecea Mică și Tîlva Lalchii. Ele formează o bandă aproape continuă, începînd de la Svinecea Mare pînă la Tîlva Lalchii, sînt compacte și de coloare cenușie. În unele puncte, spre exemplu la Svinecea Mică și la Tîlva Lalchii, stratificația lor este clară, se desfac ușor în plăci și pe alocuri prezintă o coloare roșietică.

După Gr. Răileanu, succesiunea de strate de vîrstă liasică începe cu Liasicul cel mai inferior, în timpul căruia s-au depus conglomeratele, gresiile și șisturile cu cărbuni. Gresiile și conglomeratele silicioase au grosimi ce variază între 50—100 m. Peste ele urmează gresii silicioase, vineții-negricioase, și șisturi argiloase negre, cu intercalațiuni de strate de cărbuni.

Liasicul mediu este format în general din gresii calcaroase diaclazate, de coloare vînătă cu nuanțe negricioase sau gălbui, care se pot recunoaște prin prezența Pectenilor.

Liasicul superior este reprezentat prin gresii și conglomerate silicioase, de coloare albicioasă.

Liasicul inferior, care cuprinde stratele de cărbune, se prezintă sub forma unei benzi continue pe flancul estic al sinclinalului Fața Mare — Svinecea Mare. Pe flancul vestic Liasicul este laminat în lungul contactului dintre Cristalin și Sedimentar.

Liasicul poate fi bine urmărit pe V. Rudărica Mică.

Mai spre S de P. Rudărica, Liasicul este deschis pe P. Berzasca și afluentul său, Crivi Berzasca.

La punctul de confluență al acestor două pîraie se observă pe partea stîngă a pîrîului Berzasca, șisturile argiloase din baza Liasicului.

După Gr. Răileanu, depozitele ce alcătuiesc regiunea Fața Mare — Svinecea Mare formează un sinclinal aplecat spre E. În lungul sinclinalului principal flancul vestic este constant încălecat de șisturile cristaline. Flancul estic este cel normal și are o tectonică mai liniștită. Stratele prezintă înclinări constante, cuprinse între 25°—30°W.

Flancul vestic este cel invers. Uneori se prezintă laminat, zdrobit, divizat în benzi subțiri, împinse de la W spre E. El este strivit și încălecat de șisturile cristaline, astfel cum se prezintă în porțiunea dintre Fruntea Maiurului — Ogașul Comorîșnița.

Institutul Geologic al României

În acest fel se pune în evidență o importantă linie de încălecare a șisturilor cristaline peste Sedimentar, linie bine marcată între Fruntea Maiurului la S și Tîlva Iovîrnatibreg la N.

Liasicul din regiunea Rudăria cuprinde la baza sa intercalații de strate de cărbuni. Direcția lor este aproximativ N—S și înclinarea variabilă, ajungînd pînă la 75°W. Stratele de cărbuni sînt în număr de trei, numerotate cu numerele: 1, 2, 3 de sus în jos.

Stratul 1 nu are o alcătuire constantă.

Stratul 2 este împărțit în două bancuri printr-o intercalație sterilă. Înclinarea este de 54°W.

Stratul 3 este împărțit în unele locuri în două bancuri printr-o intercalație sterilă.

B) ZONA SEDIMENTARĂ ESTICĂ

Zona estică de depozite liasice începe de la P. Chiacovăț și merge spre N pînă la punctul Corhanu Rudăriei. Această fîșie are direcția N—S, adică este paralelă cu cea vestică. Numai cu totul sporadic se întîlnesc aci și depozite permiene.

După Gr. RĂILEANU, alcătuirea petrografică a depozitelor liasice din această zonă este aceeași cu a Liasicului inferior din ramura vestică. Liasicul este reprezentat numai prin partea sa inferioară. La bază este alcătuit din conglomerate, microconglomerate și gresii silicioase. Aceste roce acoperă Culmea Capul Corhan—Poenița, Berzanca, Tîlva cu Rugi, Culmea Pregheda. Peste acestea urmează gresii șistoase negricioase, ușor micacee, și șisturi negre cu intercalații de cărbuni, care s-au putut păstra la punctele Pregheda și Tîlva cu Rugi.

După același autor, depozitele din zona aceasta sedimentară estică au o tectonică liniștită. Ele prezintă în mod constant înclinări spre W și alcătuiesc acoperișul versantului vestic al culmilor Pregheda, Capul Corhan și Tîlva cu Rugi. Pe porțiunea dintre Og. Berzanca și Og. Certegu lui Suroni, depozitele liasice sînt prinse fie sub șisturile cristaline, fie sub serpentine și porfire cuarțifere, după o linie de încălecare ce are direcția SSW—NNE.

La punctul Tîlva Boului s-au putut identifica trei strate de cărbune cu grosimi diferite.

C) PLANTE FOSILE

În culcușul și acoperișul stratelor de cărbune de la Rudăria se găsesc numeroase resturi de plante fosile. Acestea aparțin Gymnospermelor și Pteridophytelor. Ținînd seamă de faptul că alcătuirea petrografică a cărbunelui depinde în

Institutul Geologic al României

bună parte de materialul care a stat la baza formării lui, adică de plantele respective, am colectat cu ocazia cercetărilor noastre în regiune numeroase resturi de plante fosile. Ele au fost determinate cu concursul colegei S. COTUȚIU.

Dăm mai jos un tabel al plantelor determinate:

PTERIDOPHYTE

1. *Phlebopteris muensteri* SCHENK.
2. *Phlebopteris brauni (Goeppert)* HIRMER u. HOERHAMMER
3. *Sphenopteris hoeninghausi* BRONG.
4. *Camptopteris nilssoni* STERNB.
5. *Thaumatopteris brauniana* POPP
6. *Matonidium goepperti ettingshausen* SCHENK
7. *Equisetites* sp.

GYMNOSPERME

1. *Baiera taeniata* F. BRAUN
2. *Anomozamites inconstans* GOEPP.
3. *Cordaianthus penjani* RENAULT
4. *Widdringtonites* ENDLICHER
5. *Pterophyllum jaegeri* BRONG.
6. *Pallissya brauni* SCHENK

În cele ce urmează vom face o descriere sumară a plantelor determinate.

PTERIDOPHYTE

1. *Phlebopteris muensteri* SCHENK (pl. I, fig. 1)

Rachis gros, tipic pentru genul *Phlebopteris*, mai întîi monopodial penat, apoi ramificat simpodial în formă palmată. Foliolele de ultimul ordin sînt libere în părțile mijlocii ale secțiunii rachisului și mai mult sau mai puțin îndepărtate una de alta. Pe o distanță mare sînt aproape paralele cu marginea. Foliolele au o lungime medie de 15 mm și o lățime de 5 mm. Nervațiunea foliolelor este bifurcată, ramura bifurcată fiind destul de proeminentă.

Fructificația este bine cunoscută. În caz normal sorul este circular, cu aproximativ 8—9, maximum 13 sporangi. Sorii sînt așezați de o parte și alta a nervurii mediane, pe cîte un singur rînd și anume pe ramura distală a nervurii secundare. Sporangele prezintă un inel aproape complet, așezat transversal, și un pețiol foarte scurt. Sporii pot ajunge pînă la 128 în fiecare sporange, sînt tetraedrici și au exină tare.

Institutul Geologic al României

2. *Phlebopteris brauni (Goeppert)* HIRMER u. HOERHAMMER (pl. I, fig. 2 și pl. II a)

Rachisul este de grosime mijlocie, tipic pentru genul *Phlebopteris*, divizat întîi monopodial penat, apoi simpodial palmat.

Segmentele foliolelor de ultimul ordin sînt situate la bază aproape unul peste altul, iar către partea anterioară ascuțite cuneiform. Segmentul foliolelor cu nervațiune penată se ramifică mai mult sau mai puțin penat din nervura mediană, în nervuri secundare.

Foliolele cuneiforme de *Phlebopteris brauni* au o lățime medie de 2—4 mm și o lungime de circa șase ori mai mare decît aceea a foliolelor de *Phlebopteris muensteri*, atingînd chiar 10 mm.

3. *Sphenopteris hoeninghausi* BRONG. (pl. III, fig. 1)

Foliolele sînt mici, ovale, lanceolate, divizate în 3—5 lobi rotunjiți. În fiecare lob există una sau mai multe nervuri laterale, simple sau odată bifurcate.

Apare în Westfalian cu mici pinule bombate, rachis solzos, frunza bifurcată aproape de bază.

4. *Camptopteris nilssoni* STERNB. (pl. IV)

Frunză lobată cu lobi lați, rachis și nervură evidentă. Fragmente din această specie se găsesc adesea la Anina, însă cu foliole puțin diferite în ceea ce privește lungimea și ascuțimea.

5. *Thaumatopteris brauniana* POPP. (pl. V)

Pine cu lățimea de 5—9 cm și lungimea cca 14 cm, foarte profund pinatifide. Nervura primară este dreaptă, iar nervurile secundare și terțiare sînt unite într-o rețea neregulată, cu ochiuri hexagonale. Sorii și capsulele, în număr de 8—10, sînt de format mai mic.

Se distinge de specia *Thaumatopteris longissima* prin pinule mai mici, libere pînă aproape de bază, întinse orizontal. Ochiurile rețelei și capsulele sînt mai mici.

6. *Matonidium goepperti (Ettingshausen)* SCHENK

Nervațiunea existentă în foliolele ușor curbate în formă de seceră, formează un sistem de nervațiune bifurcat, asemănător acelui de la *Selenocarpus*. La acesta însă nervura mediană a foliolei apare simpodială, în timp ce la *Matonidium* nervura foliolei este o dungă foarte lată pe partea inferioară și ceva mai redusă pe partea superioară, astfel încît sistemul de nervațiune secundară apare clar bifurcat.

Institutul Geologic al României

7. *Equisetites* sp. (pl. II b, pl. VI, pl. VII, fig. 1 și pl. VIII, fig. 1)

Este cunoscut în stare fosilă sub forma de amprente de tije sau de ramuri articulate, purtînd la articulațiile lor frunze lineare, sudate unele de altele pe o înălțime variabilă, într-o centură mai mult sau mai puțin strînsă.

Amprente asemănătoare apar chiar și în zăcămintele de cărbuni de vîrstă carboniferă, fără să se poată afirma dacă într-adevăr este vorba de reprezentanți ai genului *Equisetum*, deoarece lipsesc fructificațiile. Aceste plante sînt desemnate sub numele generic de *Equisetites* STERNB., care indică numai înrudirea.

GYMNOSPERME

1. *Baiera taeniata* F. BRAUN (pl. III, fig. 2 și pl. IX, fig. 1)

Frunze profund palmate-lobate, subțiate la bază într-un pețiol de lungime variabilă, cu limb divizat printr-o serie de dichotomii succesive, mai mult sau mai puțin numeroase, în segmente lineare radiale, cu lobii extremi cînd ascuțiți, cînd rotunjiți la vîrf.

Frunza are contur oval, oblong și este divizată în 4—6 lobi egali, cu vîrful tăiat truncat și 5—6 (mai rar 8) nervuri în fiecare lob.

2. *Anomozamites inconstans* GOEPP. (pl IX, fig. 2)

Frunze mici, liniare, în parte întregi, de obicei segmentate neregulat. Segmentele sînt înserate pe margine, cîteodată întregi sau numai parțial incizate, împărțite de obicei în lobi neegali, rectangulari, rotunjiți la cele două unghiuri externe sau numai la unghiul inferior.

Frunzele sînt penate nu numai parțial, ci în toată lungimea lor. Ele au lățimea de 1,5—2,5 cm, cu pinule neegale, truncate, alipite la bază sub un unghi ascuțit foarte deschis, ridicate spre vîrf, cu nervuri paralele egale.

3. *Cordaianthus penjani* RENAULT (pl. VII, fig. 2)

Florile mascule de Cordaite au fost descrise sub numele de *Cordaianthus gemmifer* cu patru specii: C. *circumdatus*, *C. glomerulatus*, *C. foliosus*, *C. gracilis*. Structura acestor flori a fost studiată mai exact de M. RENAULT pe inflorescențe silicifiate.

Din aceste cercetări rezultă că fiecare floare masculă se compune din 2—4 stamine, cu 3—4 saci polinici (microsporangi). Acești microsporangi sînt situați fie la subțioara bracteelor, ca la *Cordaianthus penjani* REN., fie împrejurul vîrfului axei spicului, ca la *Cordaianthus glomerulatus* GRAND'EURY și *C. saportanus* REN., care abia diferă una de alta.

Institutul Geologic al României

4. *Widdringtonites* ENDLICHER

Sub acest titlu sînt reunite fragmente de ramuri cu frunze. Frunzele ascuțite, scurte, se acoperă una pe alta în parte și sînt spiralate. Cîteodată ele sînt carenate pe dos, așa cum se întîmplă la coniferele actuale cu frunze analoage unde frunzele uscate sînt carenate, în timp ce frunzele proaspete au spatele umflat.

Ca aspect ele se aseamănă pe de o parte cu *Sequoiopsis* SAPORTA și cu *Cyparissidium* HEER, pe de altă parte cu *Widdringtonia* ENDL.

Întrucît nu se cunosc nici conuri și nici flori, locul lor este încă nesigur.

5. *Pterophyllum jaegeri* BRONG. (pl. VIII, fig. 2)

Frunze pețiolate, dezarticulîndu-se cu vîrsta. Ele sînt de dimensiuni mijlocii, mai mult sau mai puțin lineare, regulat penate. Pinulele sînt impare, inserate prin toată baza lor pe marginea rachisului, net separate sau foarte puțin confluente, separate în unghi drept. Aceste pinule sînt lineare, rotunjite sau truncate la extremități. Ele par a fi destul de înguste. Nervurile sînt numeroase, simple și merg paralel cu marginile.

Acest gen este ușor de recunoscut după pinulele dispuse în unghi drept pe marginile rachisului, cu totul lineare, rotunjite sau truncate la vîrf.

6. *Pallissya brauni* SCHENK (pl. X)

Genul *Pallissya* ENDL. prezintă ramuri cu frunze dimorfe, unele scurte, falciforme, decurente la bază, altele linear-lanceolate, ascuțite la vîrf.

Conuri deslînate, de formă cilindrică, sînt alcătuite din solzi destul de lungi, ascuțiți la vîrf, purtînd mai multe semințe. Relativ la acestea interpretările variază mult.

După unii cercetători, acești solzi ar fi prevăzuți cu lobi laterali, rotunjiți, fiecare purtînd o sămînță. După SCHENK, solzii ar avea marginea întreagă și semințele ar fi dispuse într-un șir pe axa mediană.

II. STUDIUL PETROGRAFIC AL CĂRBUNILOR DE LA RUDĂRIA (SVINECEA MARE)

A) COLECTAREA PROBELOR DE CĂRBUNE

În vederea întocmirii unui studiu petrografic, însoțit de analize chimice, s-au colectat probe de cărbune din toate stratele.

Pentru studiul calitativ-petrografic s-au colectat probe sub formă de bucăți de cărbune, de pe întreaga grosime a stratelor. Acestea urmînd una după alta, au alcătuit profilul stratului respectiv.

Institutul Geologic al României

Pentru analiza cantitativ-petrografică și chimică s-au colectat probe medii din fiecare strat.

Probe de cărbune colectate în lucrările de la Fîntîna lui Dănuț. În galeria Wach s-au colectat probe din cele trei strate 1, 2 și 3, iar din galeria Iosif s-au colectat probe în mai multe puncte ale stratului 2.

Probe de cărbune colectate în lucrările de la Pregheda. În lucrările de la punctul Pregheda s-a colectat un număr foarte mic de probe de cărbune, anume din galeria Tîlva Boului inferioară. Colectarea probelor s-a putut realiza numai în măsura în care a permis această galerie de mult părăsită și care prezintă numeroase puncte în care este surpată.

B) STUDIUL MACROSCOPIC AL CĂRBUNILOR

Cărbunele din regiunea Rudăria se remarcă printr-o coloare neagră și un luciu puternic (pl. XI, Rudăria, gal. Wach). Prezintă numeroase suprafețe lustruite (oglinzi de frecare), care măresc luciul cărbunelui. Urma lăsată pe placa de porțelan este neagră. În general, cărbunele este moale, friabil și se ia pe mînă sub formă de praf. Se sfarmă ușor în mici bucăți neregulate și se transformă în praf, producînd greutăți atunci cînd se urmărește colectarea de probe sub formă de bulgări.

Totuși, în unele locuri cărbunele este tare, compact. Spre exemplu bancul inferior al stratului nr. 2 cuprinde un cărbune tare, spre deosebire de cărbunele bancului superior, care este moale. În asemenea cazuri stratificația lui se poate ușor observa. Uneori se remarcă în cărbune un sistem de crăpături paralele între ele. Acolo unde cărbunele prezintă numeroase suprafețe de alunecare stratificația lui este greu vizibilă. În acest caz cărbunele se desface în bucăți de formă neregulată, fiind mărginit pe toate părțile de suprafețe lucioase.

Dintre componenții minerali se remarcă în cărbune pirita și marcasita, sub formă de cuiburi vizibile cu ochiul liber. Este de reținut faptul că și în șisturile ce alcătuiesc culcușul sau acoperișul stratelor de cărbune se pot găsi nodule de pirită și marcasită, uneori de formă perfect rotundă, cu dimensiuni pînă la cîțiva centimetri.

Cuiburile de pirită și marcasită, ce pot fi observate cu ochiul liber în cărbune, ajung pînă la 3—4 cm.

Pe lîngă pirită și marcasită se pot vedea în cărbune și crăpături pline cu carbonat de calciu.

În general, studiul macroscopic nu ne ajută să deosebim la acest cărbune alternanțe de benzi care să se diferențieze ca aspect exterior. Prin urmare,

Institutul Geologic al României

examenul macroscopic nu ne poate da decît o indicație vagă cu privire la alcătuirea petrografică a cărbunelui. În principiu se poate spune că, în cea mai mare parte, cărbunele este alcătuit dintr-un component lucios, vitritul.

C) STUDIUL MICROSCOPIC AL CĂRBUNILOR

1. METODA DE CERCETARE

Studiul microscopic al cărbunilor de la Rudăria s-a făcut utilizîndu-se metoda suprafețelor lustruite. Metoda secțiunilor subțiri nu dă rezultate pentru cărbunii cu un grad de incarbonizare prea mare, întrucît, oricît de subțire ar fi lama de cărbune, aceasta rămîne netransparentă din cauza unui conținut de C prea ridicat.

Suprafețele lustruite s-au obținut prin șlefuirea bucăților de cărbune, perpendicular sau paralel cu stratificația, pînă ce au ajuns perfect plane. Prin continuarea șlefuirii cu carborundum din ce în ce mai fin, suprafața cărbunelui devine fină și nu mai prezintă nici cea mai mică zgîrietură.

Lustruirea suprafeței s-a făcut cu ajutorul unui postav, fixat pe un disc metalic rotativ, pe care se lasă să picure oxid de aluminiu hidratat. Prin această operație suprafața cărbunelui capătă un luciu puternic, devenind o adevărată oglindă ce reflectă lumina. Totodată suprafața capătă un fin relief, deoarece componenții cărbunelui, datorită unor durități diferite, formează ridicături sau adîncituri.

Pentru a putea rezista operațiilor de șlefuire și lustruire, bucățile de cărbune au fost întărite prin imbibare cu parafină, fiind vorba de un cărbune friabil.

Prin procedeul descris s-au executat din cărbunele de la Rudăria 130 suprafețe lustruite.

2. COMPONENȚII PETROGRAFICI AI CĂRBUNELUI

Studiul microscopic ne arată că în acest cărbune se pot distinge următorii componenți petrografici: vitritul, fuzitul și componenții minerali. Corpuri bituminoase: spori, cuticule, rășini, nu se pot observa, de aceea claritul și duritul nu se pot determina.

Descrierea componenților cărbunelui o vom face în ordinea următoare: *a)* vitritul, *b)* fuzitul, *c)* componenții minerali.

a) VITRITUL

Acest component prezintă o suprafață netedă, lucitoare, străbătută în cele mai multe cazuri de crăpături dirijate în toate sensurile. Coloarea lui se deosebește oarecum de acea a vitritului huilelor obișnuite. În timp ce la cărbunii cu

Institutul Geologic al României

un grad de incarbonizare inferior, vitritul are o nuanță cenușie, acest component capătă nuanțe mai deschise, întrucîtva chiar gălbui, la cărbunii de la Rudăria.

Nu prezintă nici cea mai slabă urmă de structură lemnoasă. În masa lui nu se pot distinge corpuri bituminoase (rezinit).

Lipsa oricărei urme de structură lemnoasă, precum și dispariția corpurilor de natură bituminoasă, sînt o urmare a puternicilor transformări la care a fost supusă substanța cărbunoasă în urma presiunilor suferite de stratele de cărbune.

Singurele corpuri străine ce pot fi observate în vitrit sînt cele minerale, în special granulele de pirită.

Fig. 1, pl. XII, ne arată vitrit lipsit de orice urmă de structură lemnoasă. Acest vitrit aparține varietății collinit. Varietatea telinit, adică vitrit care păstrează încă urme de structură lemnoasă, nu se poate observa la acest cărbune.

De cele mai multe ori suprafața vitritului este străbătută de o mulțime de crăpături neregulate, deci fără o orientare constantă, astfel cum putem vedea în fig. 2, pl. XII (Rudăria, gal. Wach, stratul 3). Aceste crăpături fac să se nască multe goluri în cărbune cu ocazia operațiilor de șlefuire.

Vitritul joacă rolul cel mai important în alcătuirea cărbunelui de la Rudăria.

O comparație a vitritului acestui cărbune cu acel al cărbunilor de vîrstă liasică, studiați pînă în prezent, ne arată următoarele:

Vitritul cărbunelui de la Anina păstrează încă o oarecare urmă de structură lemnoasă. La aceasta contribuie într-o bună măsură și impregnarea celulelor cu rășină. Vitritul cărbunelui de la Doman prezintă un grad de incarbonizare mai ridicat ca cel de la Anina. El a pierdut structura lemnoasă. Vitritul cărbunelui de la Rudăria nu prezintă nici cea mai slabă urmă de structură lemnoasă și nici cele mai mici resturi de corpuri bituminoase (rezinit).

Humus coloidal. În cărbunele de la Rudăria apar unele zone alcătuite dintr-o substanță foarte asemănătoare vitritului, însă cu spații libere mari, de dimensiuni variabile. La prima vedere s-ar putea crede că este vorba de un fragment de fuzit, însă dimensiunile spațiilor libere sînt prea mari și prea neregulate pentru a putea reprezenta o structură lemnoasă.

Cercetarea microscopică ne arată că este vorba de un material humic coloidal, care umple crăpături și goluri existente în masa cărbunelui. Substanța care umple aceste crăpături și goluri nu este omogenă. De cele mai multe ori ea se găsește în amestec cu substanțe minerale. Porțiunile în care se află amestecuri minerale dau impresia unor celule umplute cu substanțe minerale.

Fig. 1, pl. XX (Rudăria, gal. Iosif, stratul 2) ne arată amestecul acesta de humus coloidal, care ar da impresia unui fuzit ale cărui celule sînt pline cu substanță minerală. Pe aceeași cale s-au format probabil și granulele cu aspect

Institutul Geologic al României

vitritic, redate în fig. 2, pl. XX (Rudăria, gal. Wach). Se observă și aci că golurile dintre granule sînt umplute cu substanțe minerale.

În concluzie, studiul microscopic ne arată că humusul coloidal a luat parte la formarea cărbunelui de la Rudăria, prin umplerea crăpăturilor și spațiilor goale din cărbune, a celulelor structurelor lemnoase, etc. Această participare este desigur de proporție redusă, așa cum, spre exemplu, în zăcămintele de turbă crăpăturile existente sînt umplute cu dopplerit.

b) FUZITUL

Dacă examinăm cu ochiul liber cărbunele de la Rudăria nu putem observa prezența fuzitului. Suprafețele lustruite executate din cărbune, cercetate macroscopic, arată prezența unor zone cu un luciu mat-mătăsos, cuprinse în masa lucioasă a vitritului. Studiul microscopic ne arată că aceste zone reprezintă fragmente de fuzit. Fuzitul joacă un rol foarte important în alcătuirea cărbunelui de la Rudăria.

În unele suprafețe lustruite se observă că fragmentele de fuzit sînt răspîndite fără vreo regulă în masa cărbunelui. În altele, fragmentele de fuzit alcătuiesc benzi continue, care străbat de la un capăt la altul suprafața lustruită.

O caracteristică a fuzitului cărbunelui de la Rudăria este lipsa unui relief pronunțat. Se știe că la cărbunii cu un grad de incarbonizare inferior, fuzitul se deosebește de vitritul înconjurător sau de masa de bază în care este înglobat, printr-un relief puternic și printr-un colorit mai deschis galben-alb. Acest colorit contrastează cu coloarea cenușie a fondului de bază.

La cărbunele de la Rudăria fuzitul nu se mai deosebește printr-un relief puternic de vitritul înconjurător. El trece uneori nemijlocit în cîmpul omogen al masei vitritizate. Diferența de colorit dispare de asemenea în bună parte, întrucît în acest stadiu de incarbonizare vitritul capătă o nuanță gălbuie.

Totuși, se pot deosebi oarecum și la acest cărbune cele două varietăți: fuzinitul și semifuzinitul. Dacă ținem seama de caracteristicile lor microscopice, aceste două varietăți sînt foarte asemănătoare, întrucît ambele lasă să se vadă bine structura celulară a materialului vegetal. La microscop ele pot fi deosebite pe baza colorii, reliefului și puterii de reflexie. Fuzinitul se recunoaște printr-o coloare ușor gălbuie, un relief mai puternic și o deosebită putere de reflexie, în timp ce semifuzinitul se situează între vitrinit și fuzinit în ceea ce privește coloarea, reflexia și relieful.

Dintre cele două varietăți de fuzit, anume fuzitul tare, ale cărui celule sînt umplute cu substanțe minerale, și fuzitul moale, ale cărui celule au rămas goale, prima varietate joacă rolul cel mai important.

Institutul Geologic al României

Fig. 1, pl. XIII ne arată un fuzit atît de puternic impregnat cu substanțe minerale, încît structura celulară, caracteristică fuzitului, abia se mai observă (Rudăria, gal. Wach).

Cazurile în care fuzitul își păstrează o impecabilă structură celulară sînt foarte frecvente. De cele mai multe ori se pot observa și spațiile intercelulare. Fig. 2, pl. XIII înfățișează un fuzit la care pe o bună porțiune s-au păstrat atît celulele cît și spațiile intercelulare (Rudăria, gal. Wach). Pe o altă porțiune celulele sînt sfărîmate. Fuzitul este puternic impregnat cu substanțe minerale.

Printre componenții minerali care au pătruns în celulele fuzitului, pirita joacă un rol important. Fragmente de fuzit, ale căror celule sînt impregnate cu substanțe minerale, în special pirită, se întîlnesc destul de frecvent în cărbunele de la Rudăria. Uneori granulele de pirită au pătruns și în razele medulare.

Fig. 1, pl. XIV (Rudăria, gal. Wach) ne arată în secțiune transversală un fragment de fuzit, la care lumina celulelor este plină cu pirită. Fig. 2, pl. XIV (Rudăria, gal. Iosif, stratul 2) înfățișează în secțiune longitudinală un fuzit, la care se observă că atît vasele longitudinale cît și razele medulare sînt impregnate cu pirită.

Pe lîngă substanță minerală celulele fuzitului pot fi umplute și cu substanță organică. Fig. 1, pl. XV (Rudăria, gal. Wach) ne prezintă un fuzit la care celulele sînt impregnate cu substanță minerală, dar și cu un material al cărui relief, coloare și structură arată că este vorba de o substanță organică foarte asemănătoare vitritului. Conținutul acestor celule este alcătuit desigur din substanță humică (vitrinit), ce a pătruns în celule.

Presiunile suferite de cărbunele din regiunea Rudăria au lăsat urme interesante asupra detaliilor ce se pot observa pe cale microscopică în masa sa. Ele au avut influență și asupra fuzitului. Aceste presiuni au dus fie la sfărîmarea celulelor fuzitului, fie la secționarea fragmentelor de fuzit și la deplasarea lor de-a lungul unor linii, comparabile unor microfalii. Fig. 2, pl. XV (Rudăria, gal. Wach), ne arată un fragment de fuzit secționat și deplasat de-a lungul unei microfalii. Fig. 1, pl. XVI (Rudăria, gal. Wach) ne înfățișează un fragment de fuzit care a fost rupt în mai multe bucăți.

α) *Structura anatomică a fuzitului.* Fuzitul este componentul petrografic al cărbunelui, care a păstrat structura organică a resturilor de plante. Această calitate ne ajută într-o oarecare măsură să cunoaștem unele detalii ale anatomiei plantelor care au luat parte la formarea cărbunelui.

Fig. 2, pl. XVI (Rudăria, gal. Wach) ne arată un fuzit la care celulele au fost secționate mai întîi longitudinal și apoi oblic sau transversal. În partea unde celulele au fost întîlnite transversal se observă inelele anilor, adică alternanțe de zone cu celule mici și pereți groși cu alte zone în care celulele sînt mari

Institutul Geologic al României

și pereții subțiri. Aceste detalii sînt caracteristice în special lemnului de Gymnosperme. Ele ne îndreptățesc a considera că flora cărbunilor liasici de la Rudăria era supusă unei variațiuni periodice în ceea ce privește condițiile de creștere. Fig. 1 și 2, pl. XVII (Rudăria. gal. Wach) ne arată la un grosisment mai puternic succesiunea de celule ce reprezintă inelele anilor.

Prin formarea acestor zone de creștere ale lemnului, deci prin existența inelelor anilor, cărbunii liasici se deosebesc de cei de vîrstă carboniferă, la care nu s-au putut găsi pînă în prezent asemenea zone, ca urmare a unei clime constante.

Inelele anilor au fost observate la cărbunii de vîrstă liasică de la Anina, Doman, Codlea-Vulcan și chiar la antracitul de la Schela, adică la toate zăcămintele de vîrstă liasică cercetate de noi pînă în prezent. Ele nu au putut fi semnalate însă în cărbunii de vîrstă carboniferă de la Secul, Lupac și Baia Nouă.

Dintre vasele lemnoase au putut fi observate numai acele cu orificii de comunicare de formă circulară, caracteristice Gymnospermelor. Numai în mod cu totul excepțional s-au observat vase lemnoase pe ai căror pereți laterali se pot vedea linii transversale, așezate unele lîngă altele în șiruri drepte. Aceste vase, cunoscute sub numele de vase scalariforme, sînt obișnuite la ferige. Asemenea vase scalariforme au fost observate și la fuzitul cărbunilor de la Anina, Doman, Secul.

Fig. 1, pl. XVI (Rudăria, gal. Wach) ne arată într-o secțiune longitudinală, traheide cu orificii de comunicare de formă circulară, iar fig. 1, pl. XVIII (Rudăria, gal. Iosif, stratul 2) ne prezintă un fuzit cu oarecare urme de vase scalariforme.

La fragmentele de fuzit găsite în cărbunele de la Rudăria s-au păstrat și alte elemente caracteristice, anume razele medulare (parenchimul razelor medulare). Celulele parenchimului razelor medulare se deosebesc de celulele parenchimului lemnos, atît prin construcția cît și prin funcțiunea lor. Ele se remarcă prin poziția lor, întrucît nu merg în direcția axei tulpinii, ci în direcție radială, printre traheidele lemnoase. Rolul lor este acela de a conduce substanțele hrănitoare și în această direcție.

Fig. 2, pl. XVIII (Rudăria, gal. Wach) ne arată un fragment de fuzit, cuprins în vitrit, reprezentînd o rază medulară izolată. Se observă că raza medulară are o formă de elipsă, împărțită în mai multe cămăruțe suprapuse. Fig. 1, pl. XIX (Rudăria, gal. Wach) și fig. 2, pl. XIX (Rudăria, gal. Iosif) ne prezintă fuzit în secțiune tangențială, la care s-au păstrat și razele medulare. Toate celulele au rămas goale, adică nu cuprind substanțe minerale. Spre deosebire de acestea, fig. 2, pl. XIV (Rudăria, gal. Iosif, stratul 2) ne prezintă un fuzit la care vasele lemnoase, inclusiv razele medulare, sînt pline cu pirită.

Institutul Geologic al României

În secțiune tangențială razele medulare apar ca niște elipse împărțite în mai multe cămăruțe, iar în secțiune radială au forma unor benzi paralele.

Printre resturile lemnoase păstrate prin transformarea lor în fuzit s-au putut observa și crengi sau tulpini presate.

Fig. 2, pl. XIII (Rudăria, gal. Wach) înfățișează un fragment de fuzit care reprezintă o porțiune dintr-o tulpină presată. Structura celulară se observă bine numai pe margini, pe cînd în interior această structură a dispărut. Pe margini se recunosc bine și spațiile intercelulare.

Semnificativă pentru aceste tulpini este prezența plăcilor sclerenchimatice, care apar în structura multor varietăți de ferige. Aceste plăci sînt alcătuite dintr-un țesut celular diferit de acel al lemnului obișnuit. Ele apar ca niște benzi, asemănătoare întrucîtva inelelor anilor, însă prezentînd îndoituri neregulate, uneori spiraliforme.

β) *Geneza fuzitului.* Pentru a explica conținutul mare de fuzit al cărbunelui de la Rudăria, ne vom referi la rezultatele studiilor cercetătorului sovietic A. I. GHINZBURG, specialist în petrografia cărbunilor.

După acest cercetător rezultă că pentru procesele de transformare și descompunere ale țesuturilor vegetale au o mare importanță condițiile de acumulare ale acestor țesuturi, condiții care pot fi de mlaștină sau de lac. De caracterul bazinului depinde și predominarea în el a unora sau altora dintre procesele microbiologice și biochimice.

Se consideră că în mlaștinile acoperite de apă există condiții anaerobe, reducătoare ale mediului, care contribuie la dezvoltarea proceselor de gelificare, adică la descompunerea și transformarea resturilor vegetale în substanță coloidală, fără structură, numită gel. În procesul descompunerii și transformării în gel a resturilor de vegetale se remarcă anumite stadii. Fiecărui stadiu îi corespunde o anumită structură.

În mlaștinile uscate și cu scurgere, domină condiții oxidante ale mediului, care duc la procese de fuzitizare, adică la modificarea materialului în mediu oxidant și la transformarea lui într-o substanță semitransparentă sau opacă.

Existența fuzitului în cantități apreciabile în cărbunele de la Rudăria nu se poate explica decît prin schimbări periodice ale nivelului de apă în turbăriile respective. Coborîrea acestui nivel permite stabilirea unor condiții speciale de descompunere, în prezența aerului, ale stratelor superioare de material vegetal, rămase deasupra nivelului apei. Schimbările de ordin chimic, suferite de materialul vegetal în această perioadă de descompunere în prezența aerului îl imunizează față de o ulterioară descompunere sub nivelul apei.

Fără îndoială că din cauza condițiilor naturale diverse și variabile, procesele arătate nu se desfășoară totdeauna la fel, fără nici o abatere. Uneori o serie

Institutul Geologic al României

de factori turbură succesiunea proceselor de descompunere. Într-o perioadă oarecare a existenței lor țesuturile vegetale se pot afla într-un mediu prielnic pentru predominarea proceselor de gelificare, iar în altă etapă, modificarea situației poate conduce la încetarea proceselor de gelificare și la dezvoltarea proceselor contrare, a acelora de fuzitizare.

În foarte multe cazuri se observă importante deformări ale structurii celulare a fuzitului. Celulele sînt puternic îndoite, curbate, și aceste deformări nu pot fi decît primare. Ele nu ar putea fi explicate în cazul cînd am admite cunoscuta ipoteză a arderii pădurilor pentru geneza formării fuzitului.

Din cele arătate cu privire la fuzitul cărbunelui de la Rudăria rezultă următoarele concluzii:

1. Cărbunele de la Rudăria conține cantități importante de fuzit.

2. Fuzitul cuprinde cele două varietăți: fuzinit și semifuzinit. Structura celulară a fuzitului este impregnată cu substanțe minerale, în primul rînd pirită.

3. Resturile de plante păstrate în fuzitul cărbunelui de la Rudăria permit a se face unele aprecieri asupra anatomiei plantelor de origine.

4. În fuzit se pot observa zone de anotimp uscat și anotimp ploios (inelele anilor) care indică o periodicitate a climei. Aceleași detalii au fost observate și în cărbunii liasici de la Schela, Anina, Doman, Codlea-Vulcan. În cărbunii ce aparțin Carboniferului nu se observă aceste detalii.

5. Existența fuzitului în cantități importante în cărbunele de la Rudăria nu se poate explica decît prin schimbări periodice ale nivelului de apă în turbăriile respective. Coborîrea acestui nivel permite stabilirea unor condiții speciale de descompunere în prezența aerului a materialului vegetal, condiții care duc la formarea fuzitului.

c) MINERALE

Dintre minerale, sulfurile de fer (pirita și marcasita) joacă un rol foarte important în cărbunele de la Rudăria. Cu ochiul liber se observă pe suprafețele lustruite cuiburi de pirită și marcasită, care ajung uneori pînă la dimensiuni de 3—4 cm.

Microscopul arată că este vorba de pirită și marcasită primară, răspîndite în cărbune sub formă de granule fine, rotunde, de dimensiuni de zecimi sau sutimi de milimetru. Prin asocierea lor aceste granule dau cuiburi de dimensiuni mai mari.

Granulele de pirită se pot observa atît în vitrit cît și în fuzit. Ele au o formă rotundă și un relief pronunțat. Coloarea lor este galbenă, iar luciul puternic. În general sînt lipsite de structură, sau au structură punctiformă.

Institutul Geologic al României

Granulele de marcasită au și ele tot o formă rotundă. Coloarea lor este un galben mai închis decît al piritei. Caracteristică pentru marcasită este structura sa radială.

Granulele de pirită apar de obicei întovărășite de marcasită. La mijloc se observă o granulă rotundă de pirită care, spre exterior, se continuă printr-o zonă cu structură radială alcătuită din marcasită.

Fig. 1, pl. XXI (Rudăria, gal. Wach, stratul 3) ne arată pirită primară, depusă sub forma unor zone concentrice. În centru se observă cîte o granulă rotundă de pirită.

Fig. 2, pl. XXI (Rudăria, gal. Wach, stratul 3) prezintă granule rotunde de pirită, cu o structură radială în părțile lor periferice. În acest fel se poate explica dezvoltarea unei granule de pirită.

Fig. 1, pl. XXII (Rudăria, gal. Wach, stratul 3) ne înfățișează un cuib de pirită cu formă perfect rotundă, alcătuit din granule de pirită.

Fig. 2, pl. XXII și fig. 1, pl. XXIII (Rudăria, gal. Wach) ne arată cuiburi de pirită, alcătuite din mai multe granule. Fiecare cuib este învelit într-o cămașe de pirită.

Fig. 2, pl. XXIII (Rudăria, gal. Iosif, stratul 2) ne prezintă un cuib de pirită, format din granule rotunde ce se leagă între ele sub formă de mozaic.

Cu ocazia descrierii fuzitului am arătat că sînt foarte dese cazurile cînd structura lui celulară este impregnată cu granule de pirită (fig. 1 și 2, pl. XIV). Fig. 1 și 2, pl. XXIV (Rudăria, gal. Wach) ne arată fuzite ale căror celule s-au păstrat foarte bine. Toate celulele sînt impregnate cu pirită. În fotografie pirita apare într-o coloare albă, care contrastează cu coloarea cenușie a pereților celulelor. Fig. 2, pl. XIV (Rudăria, gal. Iosif, stratul 2) ne prezintă un fuzit, la care pirita a pătruns în traheidele lemnoase și în razele medulare.

În unele locuri pirita se află în cantitate atît de mare, încît substanța cărbunoasă abia se mai observă. Ea apare sub formă de incluziuni în masa de pirită.

Prezența piritei se poate constata și în șistul cărbunos. Se observă aici că pirita nu se acumulează niciodată în substanța minerală. Ea se prinde totdeauna de substanța cărbunoasă. Fig. 1, pl. XXV (Rudăria, gal. Wach) ne arată un șist cărbunos, ale cărui benzi de vitrit sînt acoperite cu pirită fină granulară, ce imită forma unei cuticule. Pirita descrisă pînă în prezent este o pirită primară (singenetică). Pirita secundară, depusă ulterior sub formă de pelicule fine, pe crăpăturile cărbunelui, este foarte rară.

Carbonatul de calciu umple crăpăturile existente în cărbune, uneori în asociație cu pirita.

Intercalațiile de argilă sînt mai frecvente decît carbonatul de calciu și apar în formă alungită sau eliptică. Fig. 2, pl. XXV (Rudăria, gal. Wach,

Institutul Geologic al României

stratul 3) ne arată intercalații minerale, sub forma unor benzi alungite, de coloare închisă, cuprinse în vitrit.

În unele locuri componenții minerali sînt într-o măsură atît de mare, încît formează benzi de șist cărbunos, cuprinse în stratul de cărbune. Studiul microscopic arată în șistul cărbunos, pe lîngă vitrit, multe fragmente de fuzit.

Felul și cantitatea diferitelor minerale singenetice în cărbune sînt în directă legătură cu condițiile de formare a stratelor de cărbune. În stratele de cărbune formate în condiții umede, apar destul de frecvent argila fină și cuarțul fin. Pirita fin concreționară apare din contră întotdeauna, atunci cînd condițiile umede de formare a stratelor sînt legate de o lipsă desăvîrșită în ceea ce privește contactul cu aerul. Mai departe, se poate ajunge la formarea piritei în cantități mari, atunci cînd a avut loc o anumită influență marină asupra formării stratelor de cărbuni.

3. CONSIDERAȚII PRIVITOARE LA LIPSA CORPURILOR BITUMINOASE ÎN CĂRBUNELE DE LA RUDĂRIA (SVINECEA MARE)

Studiul microscopic scoate la iveală lipsa corpurilor bituminoase în cărbunele de la Rudăria. Tabloul microscopic al acestor cărbuni este lipsit de acea variație pe care o dau corpurile bituminoase, care în mod normal se pot observa în cărbune: macro- și microspori, polen, cuticule, rășină, etc.

Dacă ne raportăm la zăcămintele de cărbuni superiori din țara noastră, se poate constata că dispariția acestor corpuri bituminoase este în funcție de gradul de incarbonizare al cărbunelui respectiv. În momentul în care cărbunele a depășit un anumit grad de incarbonizare, începe dispariția treptată a corpurilor bituminoase. Această dispariție începe cu corpurile cele mai puțin rezistente.

În cărbunii din bazinul văii Jiului corpurile bituminoase s-au păstrat atît la minele din partea estică, cît și la cele din partea vestică a bazinului.

În huila grasă, de vîrstă carboniferă, de la Secul, cuticulele, adică pătura exterioară a frunzelor și ramurilor verzi, alcătuiesc singurele corpuri bituminoase ce se pot recunoaște.

Cărbunele liasic de la Anina reprezintă o huilă de cocs și cuprinde tot felul de corpuri bituminoase: cuticule, rășini, spori, celule de plută, scleroți, etc.

Cărbunele de vîrstă liasică de la Doman reprezintă o huilă slabă și nu mai lasă să se recunoască decît scleroți caracteristici cărbunilor liasici.

În cărbunele de la Rudăria nu se pot deosebi decît urmele slabe ale unor scleroți monocelulari. Este vorba de scleroți mici, monocelulari, cu pereți subțiri. Uneori au formă neregulată și atunci, la prima vedere, se confundă cu fragmentele de fuzit.

Institutul Geologic al României

Numai cu totul excepțional se ivesc în acești cărbuni scleroți de forme mai mari, multicelulari.

Fig. 2, pl. XXVI și fig. 1 pl. XXVII (Rudăria, gal. Wach, stratul 3) ne prezintă scleroți mari, deformați prin presiune, cu celulele sfărîmate.

Sclerotiul reprezentat în fig. 1, pl. XXVII ne amintește forma sclerotiului caracteristic cărbunilor liasici, căruia i s-a dat numele de *Sclerotites liasinus*. Se observă că acest sclerotiu are forma eliptică. Corpul lui este alcătuit din celule poligonale, orînduite în mai multe șiruri concentrice. Ele închid un spațiu central, care este plin cu o substanță vitritică.

Substanța din care este alcătuit sclerotiul descris se aseamănă prin coloare și relief cu aceea a fuzitului. La cercetarea în secțiuni subțiri această substanță rămîne opacă, întocmai ca și fuzitul. Inițial substanța ce alcătuiește scleroții a constat din chitină.

Pentru prima dată acest sclerotiu a fost găsit în cărbunii de vîrstă liasică de la Anina, unde este foarte frecvent. Cercetările petrografice au arătat că sclerotiul descris apare în toți cărbunii de vîrstă liasică. Astfel el a fost găsit în cărbunele de la Codlea-Vulcan, Anina, Doman, Rudăria și Schela. Această constatare a îndreptățit denumirea de *Sclerotites liasinus*.

În cărbunii de la Rudăria sclerotiul descris apare foarte rar. În afară de acest sclerotiu nu se mai pot observa alte corpuri bituminoase.

Dispariția corpurilor bituminoase în cărbunele de la Rudăria este rezultatul unei incarbonizări foarte înaintate. Ea a dus la schimbări importante în substanța cărbunelui, schimbări care se reflectă și asupra alcătuirii petrografice.

Dacă în faza formării primare a stratului de cărbune are loc geneza diferiților componenți, în faza transformărilor secundare ale cărbunelui se produce o profundă schimbare chimică a fiecărei părți componente a lui. Procesul general de incarbonizare duce la o apropiere a compoziției de substanță a diferiților componenți. Astfel, elementele cutinizate (exinitul) se apropie ca substanță de masa generală a cărbunelui, pierzîndu-și individualitatea și contopindu-se cu masa de bază. Aceste transformări secundare sînt concomitent și schimbări petrografice.

Cercetătoarea sovietică Z. V. ERGOLSKAIA a studiat transformările secundare intervenite în cărbune în timpul metamorfismului și a descoperit regularitatea acestor schimbări.

Dintre toți componenții cărbunelui, duritul și claritul se transformă cel mai mult odată cu incarbonizarea, întrucît aceștia reprezintă agregate complicate, alcătuite din masa de bază și diferite elemente componente.

Astfel, odată cu apropierea de antracit, masa de bază începe să capete nuanțe gălbui-albe. Sporii se contopesc cu masa de bază, în care își pierd total caracteristicile lor, nemaiputînd fi identificați în vederea cercetărilor optice.

Institutul Geologic al României

Cuticulele opun rezistență într-o măsură mult mai mică procesului de incarbonizare decît sporii și polenul. În huilele slabe identificarea cuticulelor este aproape imposibilă, întrucît coloarea lor se apropie de coloarea masei de bază. În ceea ce privește corpurile rășinoase, incarbonizarea influențează de asemenea prin pierderea distincției diferitelor nuanțe.

Astfel toate părțile componente ale duritului și claritului suferă schimbări prin procesul incarbonizării. O privire generală asupra acestei evoluții duce la constatarea că incarbonizarea netezește trăsăturile caracteristice ale elementelor, ajungîndu-se astfel la o omogenitate crescîndă a substanței.

Cele expuse ne arată că în cărbunii ce se apropie de antracit, duritul și claritul se pot deosebi din ce în ce mai puțin de ceilalți componenți, din cauza dispariției corpurilor bituminoase.

O întrebare ce s-ar naște este aceea dacă, în cărbunii cu un grad de incarbonizare care se apropie de antracit, cum sînt cărbunii de la Rudăria, s-ar mai putea recunoaște în stadiul actual de transformare, duritul și claritul.

În studiul microscopic se pot deosebi în cărbunii de la Rudăria și unele zone mai mate din cauza unei construcții granuloase. Granulozitatea semnalată este în strînsă legătură cu marea cantitate de cenușe a acestor zone. Fîșiile acestea ar putea fi acceptate cu multă probabilitate ca zone de durit (fig. 2, pl. XXVII (Rudăria, gal. Wach). Amestecurile minerale, caracteristice pentru durit și improprii pentru vitrit, nu dispar, ci dimpotrivă îmbogățesc aceste zone în timpul incarbonizării.

4. CERCETAREA PROBELOR DE CĂRBUNE COLECTATE LA PREGHEDA

Studiul puținelor probe de cărbune colectate din lucrările părăsite de la Pregheda, a dus la concluzia unei analogii cu cărbunii de la Rudăria, în ceea ce privește alcătuirea lor petrografică.

Vitritul cărbunelui de la Pregheda arată, prin lipsa oricărei urme de structură lemnoasă, un stadiu de transformare foarte înaintat.

Fuzitul se găsește în cantitate destul de ridicată, ca și în cărbunele de la Rudăria. Acest component prezintă un relief slab și o coloare cu nuanță alb-gălbuie. În general celulele fuzitului au dimensiuni reduse și pe alocuri arată semnele unei puternice frămîntări. Diferitele porțiuni ale fragmentului de fuzit sînt rupte și deplasate între ele.

Celulele fuzitului sînt impregnate cu substanțe minerale. La Pregheda, gal. Tîlva Boului, se observă un fuzit, ale cărui celule, puternic impregnate cu substanțe minerale, au fost atît de sfărîmate, încît abia se mai pot recunoaște.

Institutul Geologic al României

În ceea ce privește conținutul în pirită se pare că, în comparație cu cărbunele de la Rudăria, cel de la Pregheda este sărac în pirită. Suprafețele lustruite cercetate au arătat un conținut redus de pirită.

Este de reținut faptul că dispariția corpurilor bituminoase, constatată la cărbunele de la Rudăria, se menține și la cel de la Pregheda.

5. STUDIUL CANTITATIV-PETROGRAFIC AL CĂRBUNILOR DE LA RUDĂRIA (SVINECEA MARE)

Determinarea cantitativă a componenților cărbunilor de la Rudăria s-a făcut prin cercetarea preparatelor executate din praf de cărbune. Cărbunele, măcinat fin și trecut printr-o sită cu 400 ochiuri pe cm², este înglobat într-o ceară topită și turnat într-o formă cubică cu laturile de 2/2/2 cm. Se obține astfel un cub format dintr-o pastă, în care este înglobat praful fin de cărbune. Operațiile de șlefuire și lustruire sînt aceleași ca la o bucată obișnuită de cărbune.

Determinarea procentuală a componenților cărbunelui s-a făcut cu ajutorul mesei de integrare, rezervîndu-se cîte un șurub micrometric pentru fiecare component. Fiecare suprafață lustruită a fost măsurată, utilizîndu-se cîte 11 linii.

Valorile obținute sînt redate în tabelul 1. Ele sînt raportate atît la proba brută, cît și la cărbunele fără componenți minerali.

Dacă exceptăm datele referitoare la stratul 1, care din punct de vedere practic nu are nici o valoare, întrucît este prea subțire și neregulat, concluziile ce rezultă din cercetarea tabelului indicat sînt următoarele:

Valorile vitritului, raportate la proba brută, variază între 60,98—86,52 %. Stratul 2 prezintă valorile cele mai mari pentru vitrit.

Fuzitul are valori foarte mari, care variază între 5,80—31,51%. La stratul 1 s-a găsit pentru fuzit valoarea 41,84 %.

În comparație cu alte zăcăminte de cărbune din țara noastră, cercetate pe cale petrografică, cel de la Rudăria prezintă un conținut foarte ridicat de fuzit.

Componenții minerali, așa cum au putut fi determinați prin metoda utilizată, variază între 5,57—12,37 %.

Valorile vitritului și ale fuzitului, raportate la cărbunele pur, variază între 56,94—93,72 %, pentru vitrit și între 6,28—34,06 % pentru fuzit.

D) ANALIZA CHIMICĂ A CĂRBUNILOR DE LA RUDĂRIA (SVINECEA MARE)

În capitolele precedente s-au arătat rezultatele cercetărilor petrografice asupra cărbunilcr de la Rudăria. În legătură cu aceste rezultate s-au făcut și analize chimice. Analizele au fost executate de Serviciul Laboratoarelor din Întreprinderea Prospecțiuni și Laboratoare.

Institutul Geologic al României

Analiza imediată. Rezultatele analizei imediate sînt cuprinse în tabelul 2. Din acest tabel se pot vedea variațiunile mari ale conținutului de cenușe de la strat la strat și chiar în cuprinsul aceluiași strat. Astfel, la galeria Iosif conținutul în cenușe variază între 18,6—23,4 %, iar la galeria Wach, între 11,3—21,0 %. Conținutul mediu în cenușe pentru cărbunele din galeriile Wach și Iosif rezultă a fi de cca 19 %.

Conținutul ridicat de cenușe al cărbunelui de la Rudăria este explicabil în bună parte prin proporția importantă de fuzit a acestui cărbune, întrucît se știe că fuzitul este componentul cel mai bogat în cenușe.

Conținutul în materii volatile al probei de laborator variază între 5,6—7,5 %. Raportat la materia combustibilă, acest conținut variază între 7,6—9,2 %. Conținutul mediu în materii volatile, raportat la materia combustibilă, este de 8 %.

În concluzie, huila de la Rudăria are un procent redus de materii volatile, în baza căruia trebuiește considerată o huilă antracitoasă. Conținutul mic de materii volatile se explică în primul rînd prin dispariția corpurilor bituminoase și în al doilea rînd prin existența unui procent ridicat de fuzit.

Sporii și cuticulele — care în acest cărbune nu mai pot fi observate — sînt acele elemente de care depinde în mare măsură procentul de materii volatile al unui cărbune. Fuzitul prezintă conținutul cel mai redus de materii volatile dintre toți componenții petrografici ai cărbunelui.

Ca urmare, la un conținut atît de mic în materii volatile cocsul obținut este neaglomerat, prezentîndu-se sub formă de pulbere.

Analiza elementară. Rezultatele analizei elementare sînt redate în tabelul 2. Limitele între care poate varia conținutul de C, H, și O+N sînt următoarele:

Felul analizei	C %	H %	O+N %
Cărbune brut	66,3—78,5	2,7—3,8	0,4—2,2
Materia combustibilă . .	89,4—91,9	3,5—4,9	0,5—3,0

Conținutul în sulf combustibil variază între 1,6—4,4 % la cărbunele brut și între 2,1—5,5 % raportat la materia combustibilă.

Aceste valori sînt destul de mari și atribuite conținutului ridicat de pirită și marcasită, puse în evidență prin studiul macroscopic și microscopic.

Se mai observă din datele referitoare la sulf că aceste valori sînt foarte apropiate de la o probă la alta. Această constatare se explică prin repartiția uniformă în masa cărbunelui a acestor sulfuri, sub formă de granule fine, formate odată cu cărbunele.

Institutul Geologic al României

La cărbunele brut puterea calorifică superioară variază între 6278—7409 cal/kg, iar cea inferioară între limitele 6106—7216 cal/kg.

Raportate la materia combustibilă, aceste valori variază pentru puterea calorifică superioară între 8408—8645 cal/kg și pentru cea inferioară între limitele 8206—8445 cal/kg.

E) CONCLUZII

Studiul cărbunelui de la Rudăria s-a făcut pe cale petrografică și chimică.

Cărbunele din regiunea Rudăria prezintă numeroase oglinzi de frecare, ce măresc luciul său, se sfarmă ușor și dă mult praf.

Printre componenții minerali se remarcă pirita sub formă de cuiburi vizibile cu ochiul liber. Ele pot ajunge la dimensiuni de 3—4 cm.

Dintre componenții petrografici se pot distinge în huila de la Rudăria vitritul și fuzitul. Nu se pot recunoaște ceilalți componenți: duritul și claritul.

Vitritul prezintă o suprafață netedă, lucitoare, străbătută de crăpături dirijate în toate sensurile. Coloarea acestui component are nuanțe mai deschise, întrucîtva chiar gălbui, față de coloarea obișnuită a vitritului. Nu prezintă nici cele mai slabe urme de structură lemnoasă și nici cele mai mici resturi de corpuri, bituminoase (rezinit).

Huila de la Rudăria cuprinde mult fuzit. Acest component nu poate fi observat cu ochiul liber. O caracteristică a fuzitului cărbunelui de la Rudăria este lipsa unui relief pronunțat.

Dintre cele două varietăți de fuzit, anume fuzitul tare, ale cărui celule sînt umplute cu substanțe minerale, și fuzitul moale, ale cărui celule au rămas goale, prima varietate are rolul cel mai mare.

Printre componenții minerali care au pătruns în celulele fuzitului, pirita joacă un rol important. Se întîlnește foarte des fuzit ale cărui celule sînt impregnate cu substanțe minerale, în special pirită. Pe lîngă substanțe minerale, celulele fuzitului pot fi umplute și cu substanță humică.

Existența fuzitului în huila de la Rudăria dă posibilitatea de a cunoaște unele detalii ale structurii anatomice a plantelor din care s-a format cărbunele. Astfel, se pot recunoaște inelele anilor, adică alternanțele de celule mari și pereți subțiri cu alte celule mici și pereți groși. Aceste detalii sînt caracteristice mai ales lemnului de Gymnosperme. Ele ne arată că flora care a dat naștere cărbunelui de la Rudăria era supusă unor variații periodice în ceea ce privește condițiile de dezvoltare.

Prin formarea acestor zone de creștere a lemnului, deci prin existența inelelor anilor, cărbunii liasici se deosebesc de cei de vîrstă carboniferă, la care nu s-au putut găsi pînă în prezent asemenea zone, deoarece clima era constantă.

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

ANALIZA CANTITATIV-PETROGRAFICĂ A CĂRBUNILOR DE LA RUDĂRIA

Nr. de probă	Galeria	Locul de unde s-a luat proba	Date raportate la proba brută			Date raportate la proba fără componenţi minerali	
			Vitrit %	Fuzit %	Componenţi minerali %	Vitrit %	Fuzit %
1	Iosif	Stratul 2. La 35 m de la gura galeriei	76,04	16,62	7,34	82,06	17,94
2	»	Stratul 2. Probă luată la 103 m de la gura gal.	82,43	9,68	7,89	89,49	10,51
3	»	Stratul 2. Suitorul dus la 139 m de la gura gal. La 1,5m de la gura suit.	66,45	23,21	10,34	74,12	25,88
4	Wach	Stratul 1. Direcţionala dreapta. Probă luată de la 45 m de gura galeriei.	45,79	41,84	12,37	52.25	47,75
5	»	Stratul 2. Întretăierea stratului prin gal. Wach. La 416 m de la gura gal.	83,03	11,40	5,57	87,93	12,07
6	»	Stratul 2. Întretăierea stratului prin gal. Wach. La 416m de la gura gal.	86,52	5,80	7,68	93,72	6,28
7	»	Stratul 3. Suitorul de comunicare cu gal. Iosif. La 2 m de la gura suitorului.	60,98	31,51	7,51	65,94	34,06
8	»	Stratul 3. Direcţionala dreapta. La 25 m de la gura gal.	64,18	27,86	7,96	69,73	30,27

Inelele anilor au fost observate la cărbunii de vîrstă liasică de la Anina, Doman, Codlea-Vulcan şi chiar la antracitul de la Schela. Ele nu au putut fi semnalate însă în cărbunii de vîrstă carboniferă de la Secul, Lupac şi Baia Nouă.

Institutul Geologic al României

TABE

ANALIZA CHIMICĂ A CĂR

Nr. de probă	Galeria	Locul de unde s-a luat proba	Date raportate la proba de laborator							
			Umid. totală Ut_1	Cenușă Cen_1	Mat. volat. Mv_1	Carbon fix Cf_1	Cocs Ko_1	Carbon C_1	Hidrogen H_1	Sulf comb. Sc_1
1	Iosif	Stratul 2. La 35 m de la gura gal.	2,5	23,4	6,0	68,1	91,5	66,3	2,9	2,7
2	»	Stratul 2. Probă luată la 103 m de la gura galeriei.	1,3	18,6	7,2	72,9	91,5	71,6	2,9	4,4
3	»	Stratul 2. Suit. dus la 139 m de la gura gal. 1,5 m de la gura suitorului.	3,0	23,4	5,6	68,0	91,4	66,5	2,7	3,6
4	Wach	Stratul 1. Direcționala dreapta. Probă luată de la 45m de la gura gal.	2,4	11,3	6,2	80,1	91,4	78,5	3,3	3,5
5	»	Stratul 2. Întretăierea str. prin gal. Wach. La 416 m de la gura galeriei.	2,5	18,1	6,0	73,4	91,5	73,0	2,9	3,1
6	»	Stratul 2. Întretăierea str. prin gal. Wach. La 416 m de la gura galeriei.	1,2	17,3	7,5	74,0	91,3	74,2	2,8	3,4
7	»	Stratul 3. Suitorul de comunicare cu gal. Iosif. La 2 m de la gura suitorului.	1,7	16,5	6,1	75,7	92,2	75,2	3,0	2,2
8	»	Stratul 3. Direcționala dreapta. La 25 m de la gura galeriei.	1,6	21,0	6,1	71,3	92,3	70,6	3,8	1,6

Institutul Geologic al României

LUL 2

BUNILOR DE LA RUDĂRIA

Ox + Azot $O_1 + N_1$	Put. calor. sup. Ps_1	Put. calor. inf. Pi_1	Forma cocsului	Date rap. la cărb. anhidru uscat la 105°. Cenuşa Cen. 105°	Date raportate la materia combustibilă: Mat. volat. MVmc	Carbon fix Cfmc	Carbon Cmc	Hidrogen Hmc	Ox. + Azot Omc + Nmc	Sulf comb. Scmc	Put. cal. sup. Psmc	Put. cal. inf. Pimc
2,2	6278	6106	neaglo-merat, pulbere	24,0	8,1	91,9	89,5	3,9	3,0	3,6	8472	8261
1,2	6735	6571	»	18,8	9,0	91,0	89,4	3,6	1,5	5,5	8408	8214
0,8	6284	6120	»	24,1	7,6	92,4	90,35	3,7	1,05	4,9	8538	5338
1,0	7409	7216	»	11,6	7,2	92,8	91,0	3,8	1,15	4,05	8585	8380
0,4	6864	6692	»	18,6	7,6	92,4	91,9	3,7	0,5	3,9	8645	8445
1,1	6921	6763	»	17,5	9,2	90,8	91,0	3,5	1,3	4,2	8492	8206
1,4	6968	6796	»	16,8	7,6	92,4	91,9	3,7	1,7	2,7	8518	8318
1,4	6608	6393	»	21,3	7,9	91,1	91,2	4,9	1,8	2,1	8537	8272

Institutul Geologic al României

Dintre vasele lemnoase, au putut fi observate numai acele cu orificii de comunicare de formă circulară, caracteristice Gymnospermelor. Numai în mod cu totul excepțional s-au determinat vase lemnoase scalariforme, obișnuite la ferige. Asemenea vase scalariforme au fost observate și la fuzitul cărbunilor de la Anina, Doman, Secul.

În fuzitul cărbunelui de la Rudăria s-au putut observa și razele medulare. Unele din ele sînt impregnate cu pirită.

Printre resturile lemnoase păstrate prin transformarea în fuzit s-au păstrat și crengi sau tulpini presate. Semnificativă pentru aceste tulpini este prezența plăcilor sclerenchimatice, care apar în structura multor varietăți de ferige.

Conținutul mare în fuzit al cărbunelui de la Rudăria nu se poate explica decît prin schimbări periodice ale nivelului de apă în turbăriile respective. Coborîrea nivelului de apă permite stabilirea unor condiții speciale de descompunere în prezența aerului a materialului vegetal. Schimbările de ordin chimic suferite de materialul vegetal îl imunizează față de o descompunere ulterioară sub nivelul apei.

În huila de la Rudăria se constată lipsa desăvîrșită a corpurilor bituminoase, a căror dispariție este în funcție de gradul de incarbonizare al cărbunelui. În momentul în care acesta a depășit o anumită limită începe dispariția treptată a corpurilor bituminoase, dispariție ce explică lipsa durităului sau a claritului.

În cărbunele de la Rudăria nu se pot deosebi decît cîțiva scleroți pluricelulari, care amintesc forma sclerotiului caracteristic cărbunilor liasici, căruia i s-a dat numele de *Sclerotites liasinus*.

Dispariția corpurilor bituminoase în cărbunele de la Rudăria este rezultatul unei incarbonizări foarte înaintate. Ea a dus la schimbări importante în substanța cărbunelui, schimbări care se reflectă și în alcătuirea petrografică.

În faza formării primare a stratului de cărbune are loc geneza diferiților componenți. În faza transformărilor secundare se produce o profundă schimbare chimică a fiecărei părți componente. Procesul de incarbonizare duce la o apropiere a alcătuirii diferiților componenți. Incarbonizarea netezește trăsăturile caracteristice ale elementelor separate și duce la o omogenizare a substanței.

Cercetarea cărbunelui în lumină polarizată a dus la concluzia că acest cărbune nu prezintă efecte de anisotropie, așa cum s-a constatat la antracitul de la Schela.

Studiul cantitativ-petrografic al huilei de la Rudăria a dus la următoarele rezultate:

Valorile vitritului, raportate la proba brută, variază între 60,98—86,52 %. Stratul 2 prezintă valorile cele mai mari pentru vitrit.

Institutul Geologic al României

Fuzitul are valori foarte mari, care variază între 5,80—31,51 %. În comparație cu alte zăcăminte de cărbune din țara noastră huila de la Rudăria prezintă un conținut foarte ridicat de fuzit. Valorile componenților petrografici, raportate la proba fără componenți minerali, variază între 65,94—93,72 % pentru vitrit și între 6,28—34,06 % pentru fuzit.

Rezultatele analizelor chimice ne arată un conținut mic de materii volatile, în medie de 8 %, un conținut foarte ridicat de C, care variază între 89,4—91,9 % și un conținut redus de H ce variază între 3,5—4,9 %. Rezultatele chimice confirmă pe cele petrografice în sensul că acest cărbune reprezintă o huilă antracitoasă.

Primit: octombrie 1956.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. GHINZBURG A. I. Varietățile petrografice ale cărbunilor humici. *Analele romîno-sovietice*, Geologie-Geografie, nr. 6 noiembrie—decembrie 1951.
2. JEMCIUJNICOV I. A. Geologia generală a cărbunilor fosili. Ugletizdat, 1948.
3. — Zonalitatea metamorfismului cărbunilor ca metodă de descifrare a structurii tectonice. *Izvestia Academii Nauc SSSR*, Seria geologie nr. 4/1952.
4. — Incarbonizarea și metamorfismul cărbunilor. *Analele romîno-sovietice*, Geologie-Geografie, nr. 9, mai—iunie, 1952.
5. MACOVEI G. Geologia stratigrafică, 1954.
6. MATEESCU I. Petrographische Untersuchungen der Kohlenflöze des liassischen Steinkohlenlagers von Anina—Steierdorf im Banat, 1932.
7. — Studiul petrografic al cărbunilor din Bazinul văii Jiului, cu privire specială asupra cărbunilor din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag. *An. Comit. Geol.* Vol. XXIX. București, 1956.
8. — Studiul petrografic al cărbunilor din bazinele Secul și Doman. *An. Comit. Geol.* Vol. XXX. București, 1957.
9. RĂILEANU GR. Cercetări geologice în regiunea Svinecea—Fața Mare. *Bul. Șt. Acad. R.P.R.* T. V, nr. 2. București, 1953.
10. — Contribuțiuni la cunoașterea geologiei regiunii Fața Mare—Svinecea Mare (Banat). *D. de S. Comit. Geol.* Vol. XXXVIII. București, 1954.

Institutul Geologic al României

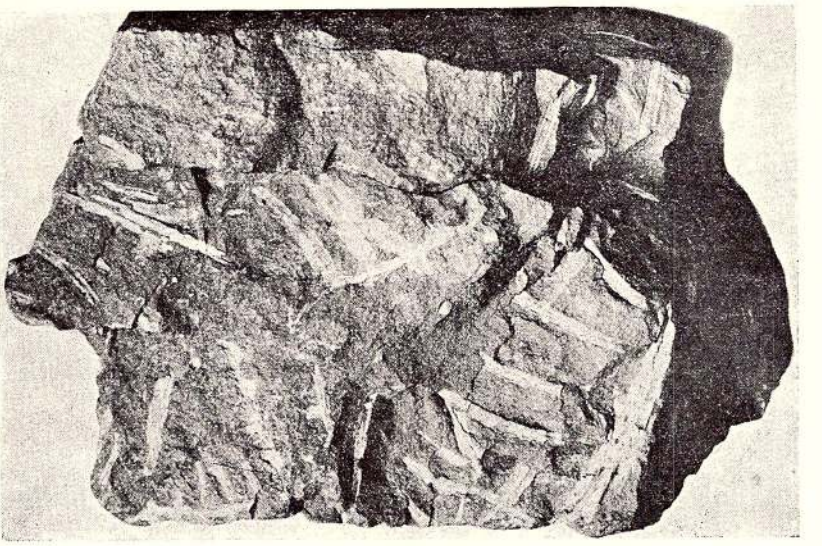
PLANŞA I

Institutul Geologic al României

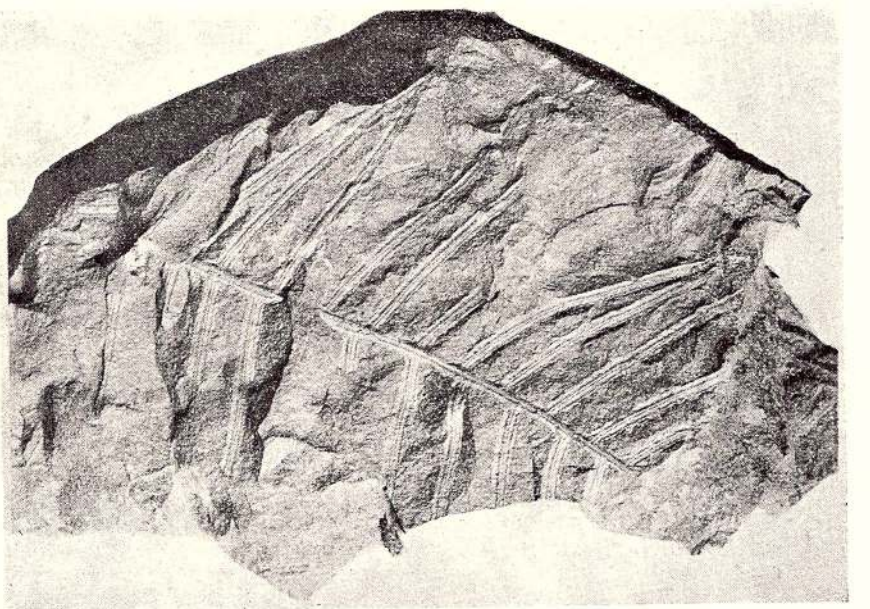
PLANȘA I

Fig. 1. — *Phlebopteris muensteri* SCHENK. Rudăria. × 2.
Fig. 2. — *Phlebopteris brauni* (GOEPPERT) HIRMER u. HOERHAMMER. Rudăria.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

a) *Phlebopteris brauni* (GOEPPERT) HIRMER u. HOERHAMMER.
b) *Equisetites* sp. Rudăria. × 1,5.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Fig. 1. — *Sphenopteris hoeninghausi* BRONG. Rudăria.
Fig. 2. — *Baiera taeniata* F. BRAUN. Rudăria.

Institutul Geologic al României

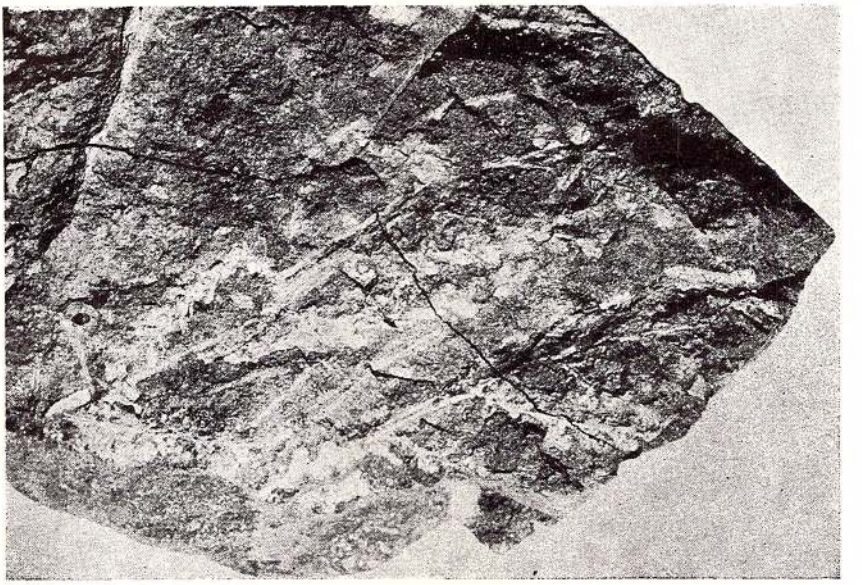


Fig. 1

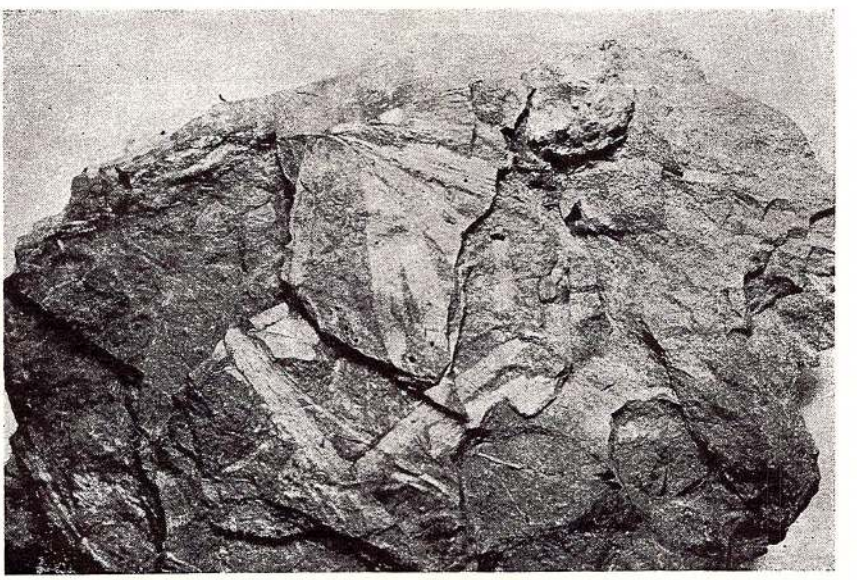


Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Camptopteris nilssoni STERNB. Rudăria.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANŞA V

Institutul Geologic al României

PLANȘA V

Thaumatopteris brauniana POPP. Rudăria.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANŞA VI

Institutul Geologic al României

PLANȘA VI

Equisetites sp. Rudăria.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANŞA VII

Institutul Geologic al României

PLANȘA VII

Fig. 1. — *Equisetites* sp. Rudăria.
Fig. 2. — *Cordaianthus penjani* RENAULT. Rudăria.

Institutul Geologic al României

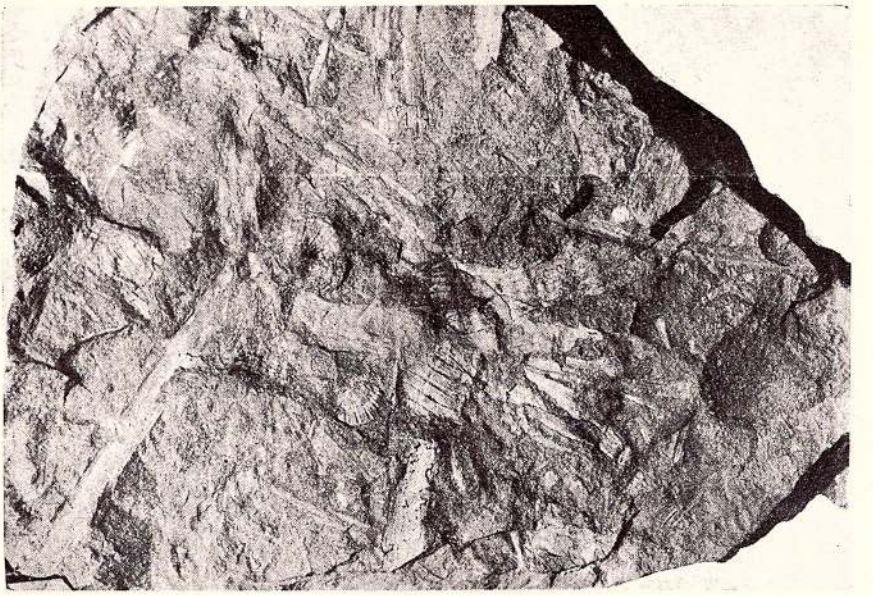


Fig. 1

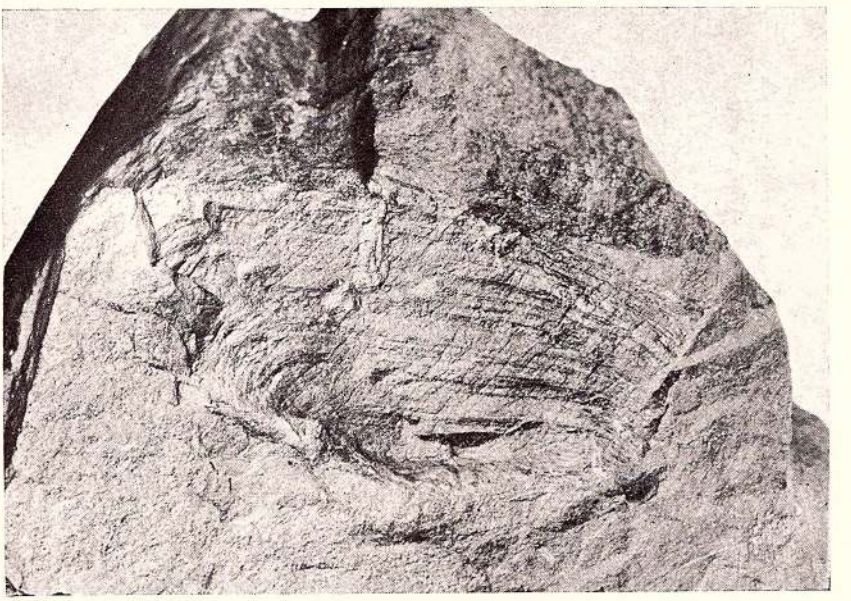


Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANŞA VIII

Institutul Geologic al României

PLANȘA VIII

Fig. 1. — *Equisetites* sp. Rudăria.
Fig. 2. — *Pterophyllum jaegeri* BRONG. Rudăria.

Institutul Geologic al României

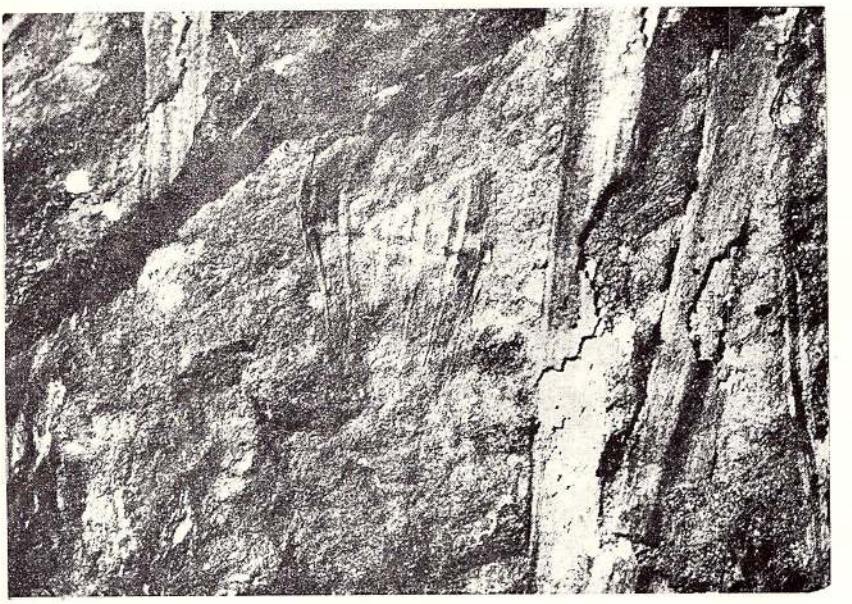


Fig. 1

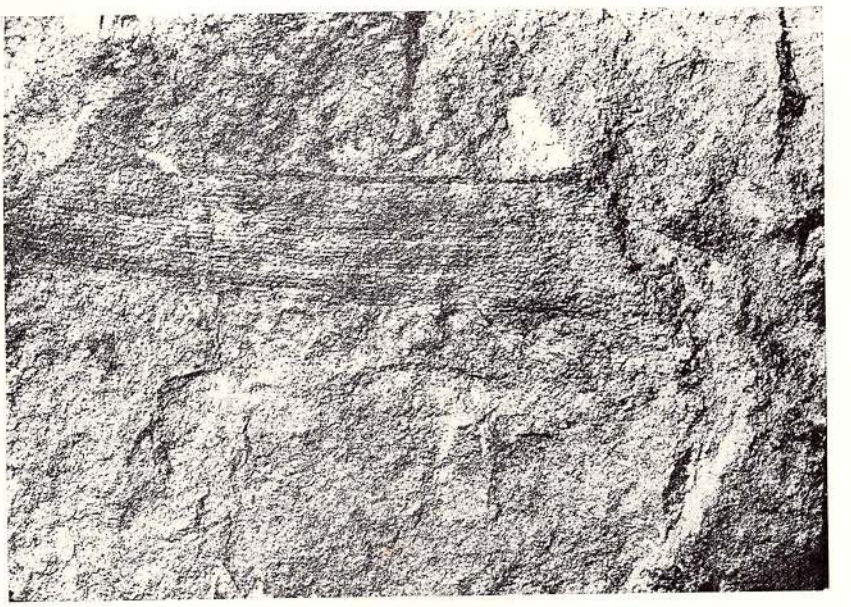


Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANȘA IX

Institutul Geologic al României

PLANȘA IX

Fig. 1. — *Baiera taeniata* F. BRAUN. Rudăria.
Fig. 2. — *Anomozamites inconstans* GOEPP. Rudăria.

Institutul Geologic al României

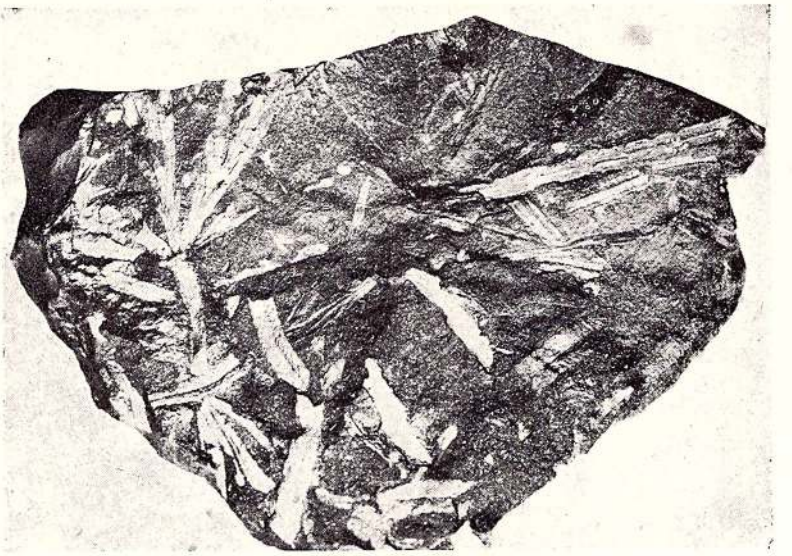


Fig. 1

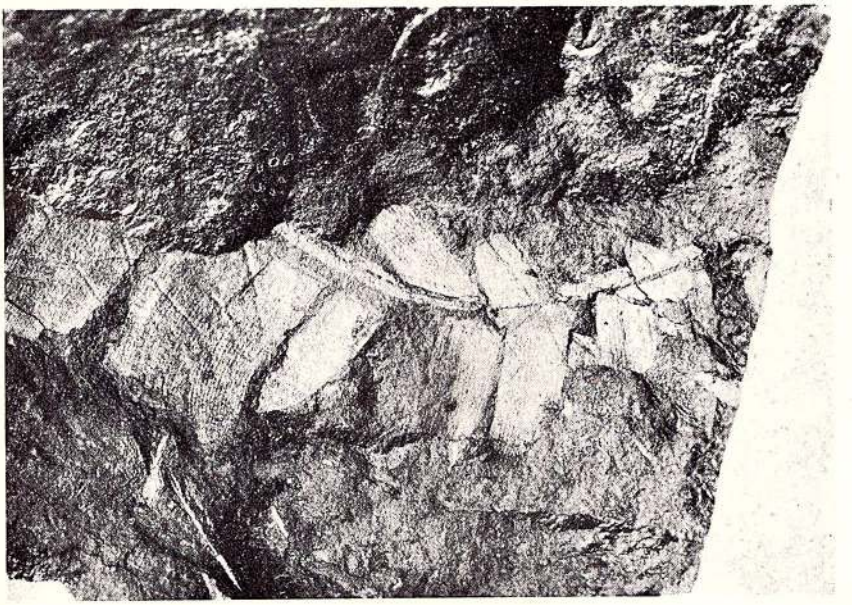


Fig. 2

Institutul Geologic al României

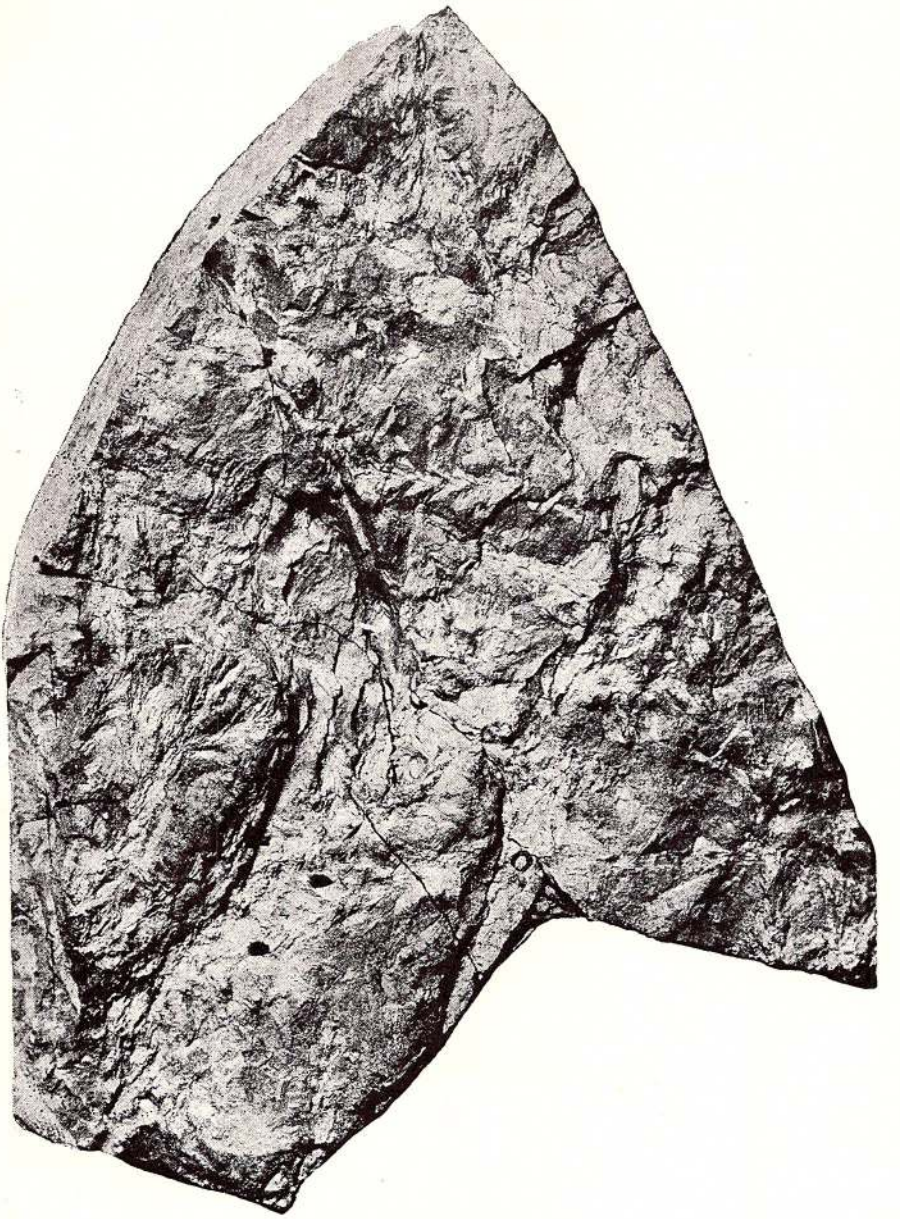
PLANŞA X

Institutul Geologic al României

PLANȘA X

Palissya brauni SCHENK. Rudăria.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

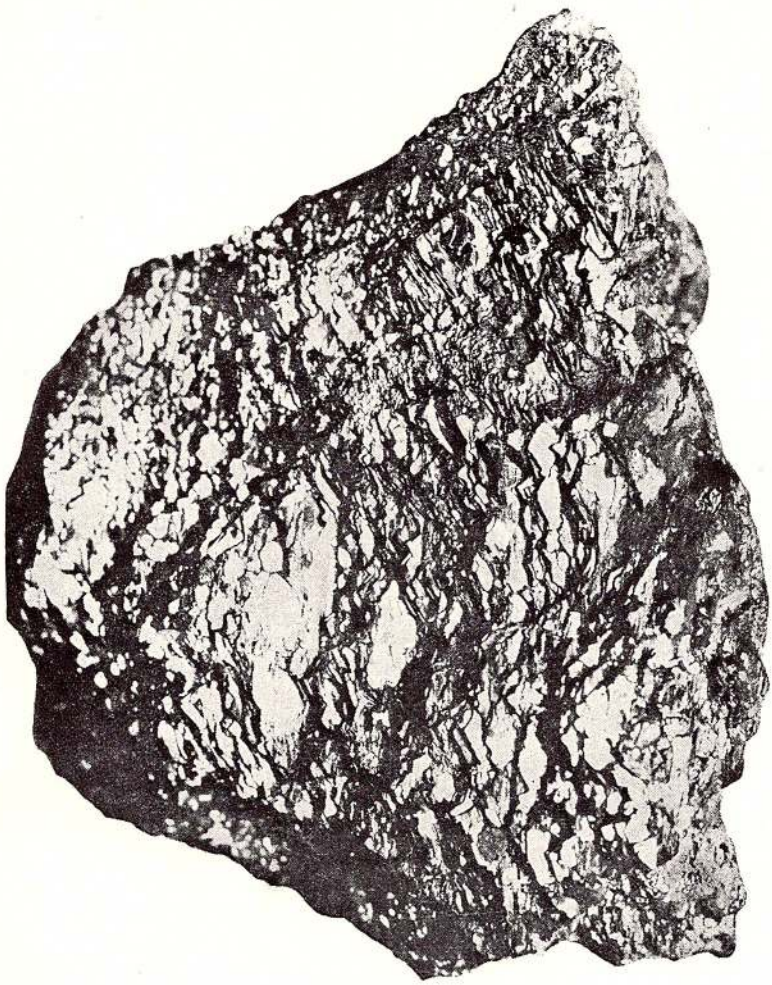
PLANŞA XI

Institutul Geologic al României

PLANŞA XI

Huilă antracitoasă cu suprafeţe paralele de desfacere şi « ochi de cărbune ». Rudăria, gal. Wach.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA XII

Institutul Geologic al României

PLANȘA XII

Fig. 1. — Vitrit nestructural (collinit) cu crăpături și mici granule de pirită. Rudăria, gal. Wach. × 130.

Fig. 2. — Vitrit sfărîmat. Rudăria, gal. Wach, stratul 3. × 130.

Institutul Geologic al României

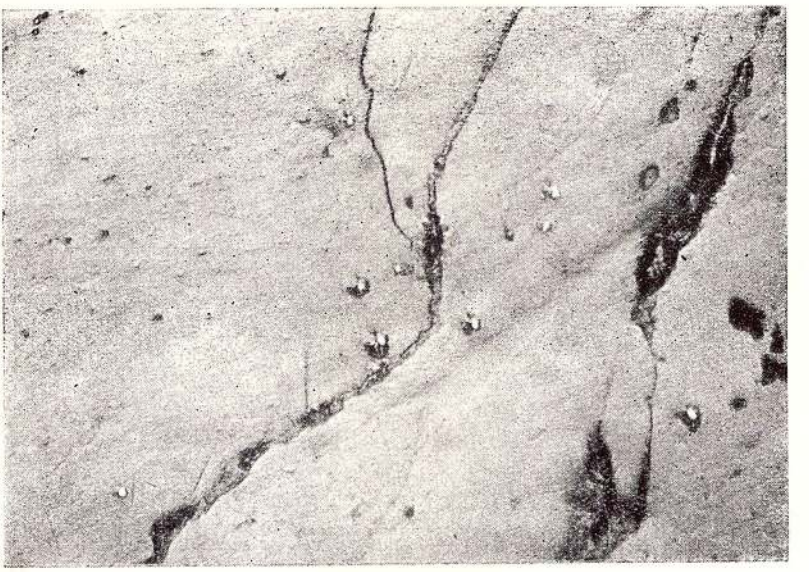


Fig. 1



Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANŞA XIII

Institutul Geologic al României

PLANȘA XIII

Fig. 1. — Fuzit cu celule rupte, impregnate cu substanțe minerale. Rudăria, gal. Wach. × 130.

Fig. 2. — Fuzit impregnat cu substanțe minerale. Se observă o porțiune dintr-o placă schlerenchimatică. Rudăria, gal. Wach. × 130.

Institutul Geologic al României

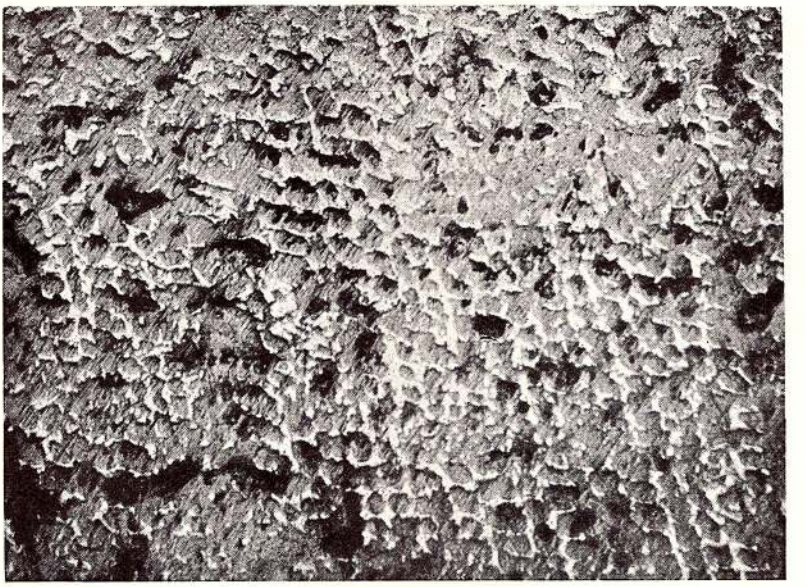


Fig. 1



Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANŞA XIV

Institutul Geologic al României

PLANȘA XIV

Fig. 1. — Fuzit în secțiune transversală, cu celule impregnate cu pirită. Rudăria, gal. Wach. × 130.

Fig. 2. — Fuzit în secțiune tangențială, cu traheide și raze medulare impregnate cu pirită. Rudăria, gal. Iosif, stratul 2. × 130.

Institutul Geologic al României

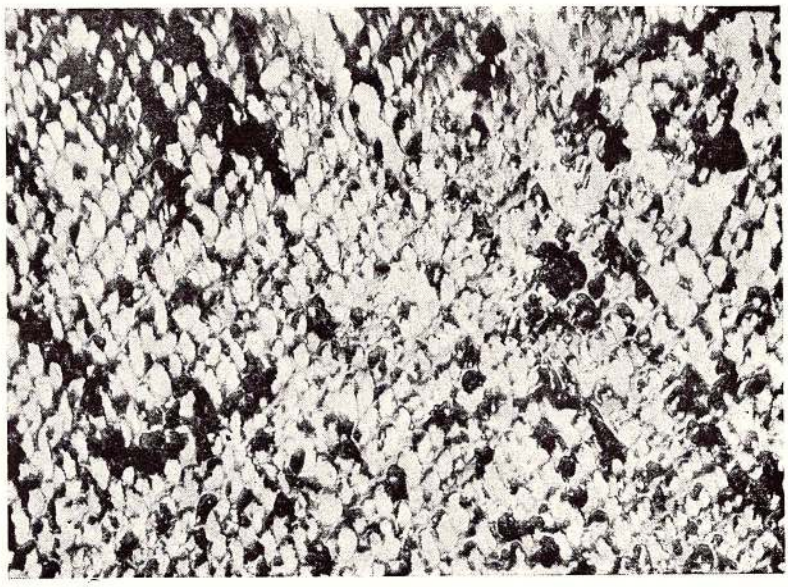


Fig. 1

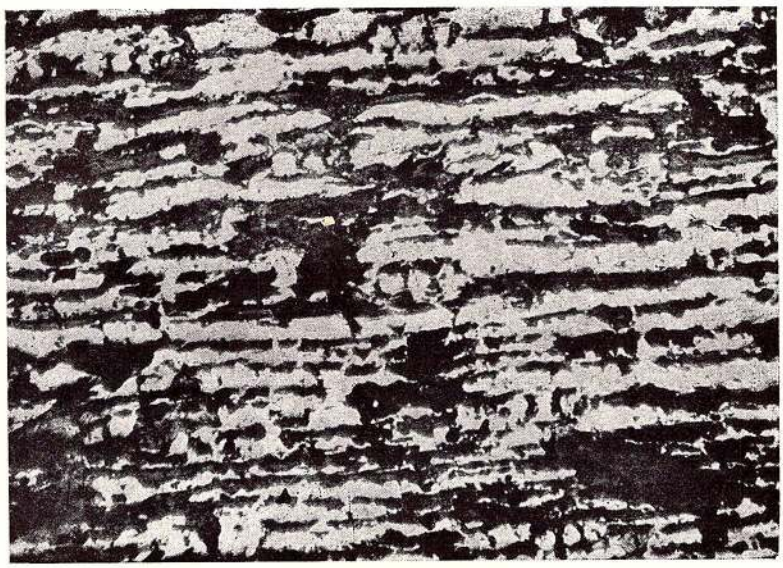


Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANŞA XV

Institutul Geologic al României

PLANȘA XV

Fig. 1. — Fuzit în secțiune transversală cu celulele umplute cu substanță minerală și substanță humică. Rudăria, gal. Wach. × 130.

Fig. 2. — Fuzit străbătut de o crăpătură. Rudăria, gal. Wach. × 130.

Institutul Geologic al României

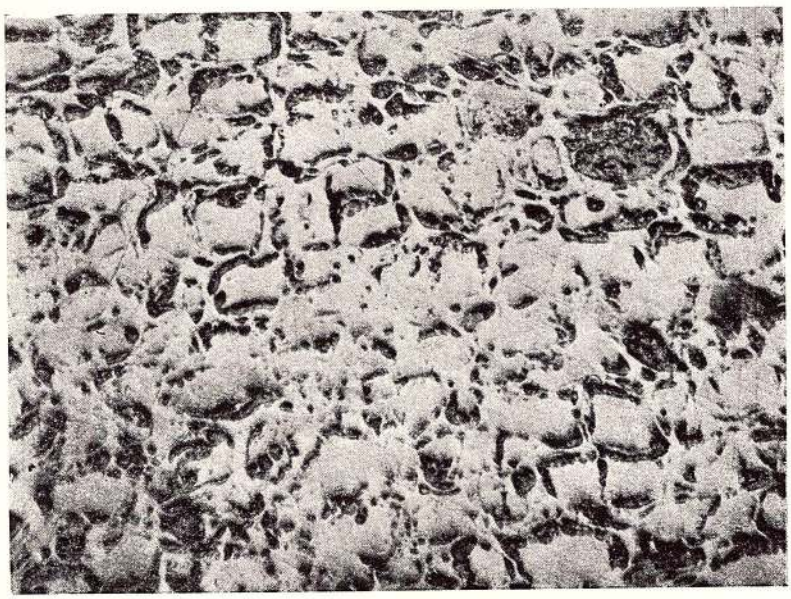


Fig. 1

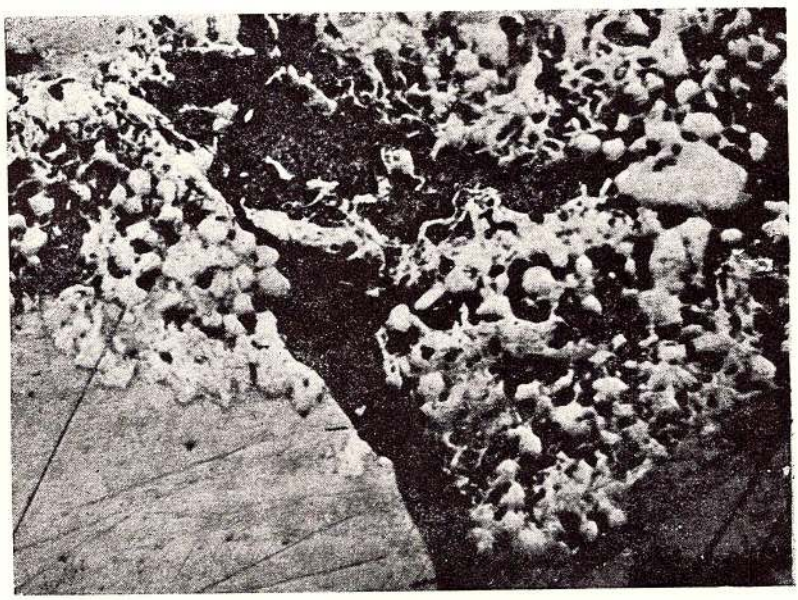


Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANŞA XVI

Institutul Geologic al României

PLANȘA XVI

Fig. 1. — Fragmente de fuzit, rupte și deplasate. Rudăria, gal. Wach, × 130.
Fig. 2. — Fuzit cu inelele anilor. Rudăria, gal. Wach. × 44.

Institutul Geologic al României

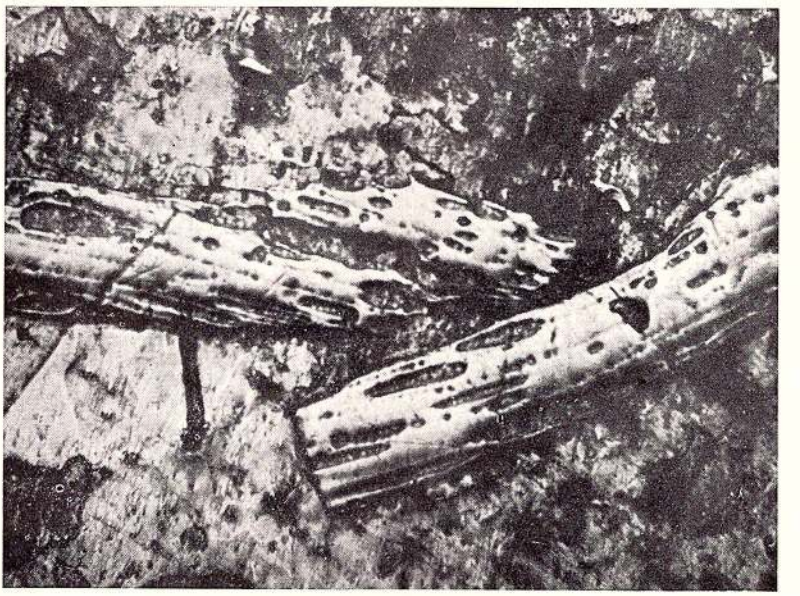


Fig. 1

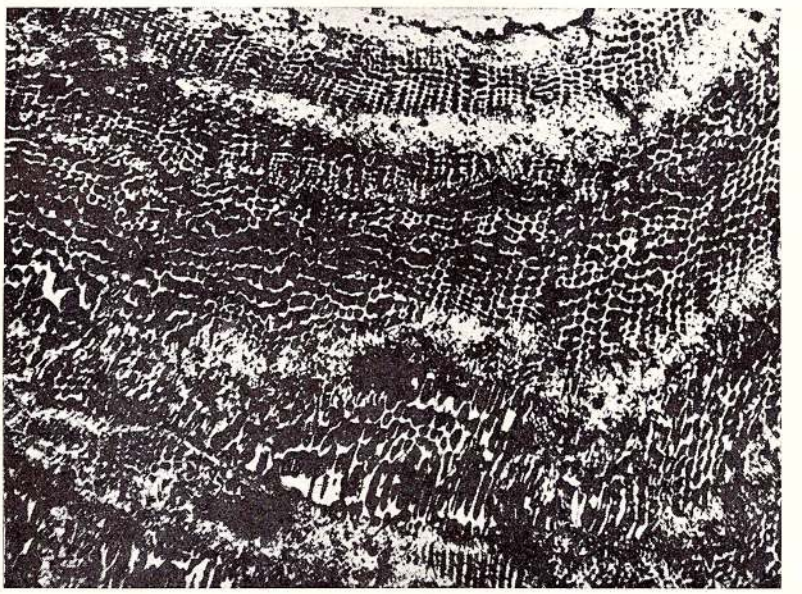


Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANȘA XVII

Institutul Geologic al României

PLANȘA XVII

Fig. 1. — Fuzit cu inelele anilor. Rudăria, gal. Wach. × 130.
Fig. 2. — Fuzit cu inelele anilor. Rudăria, gal. Wach. × 130.

Institutul Geologic al României

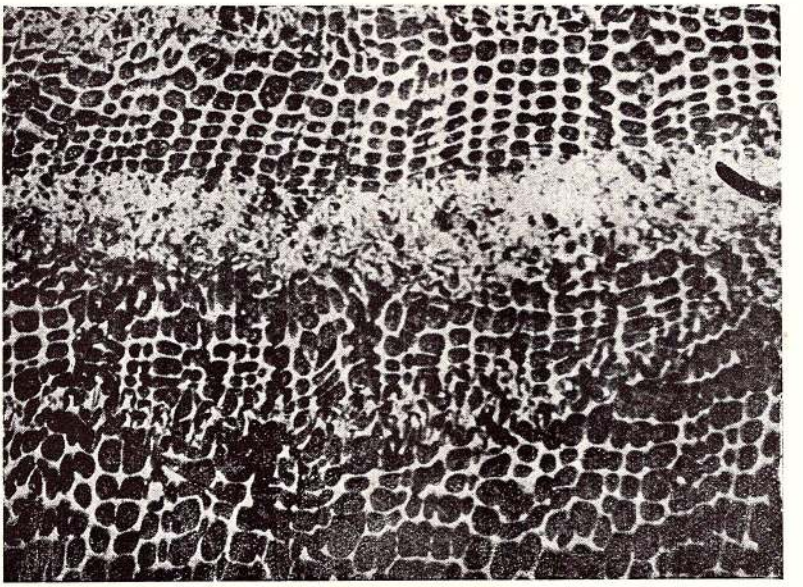


Fig. 1



Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANŞA XVIII

Institutul Geologic al României

PLANȘA XVIII

Fig. 1. — Fuzit cu vase scalariforme. Rudăria, gal. Iosif. × 130.
Fig. 2. — Fuzit reprezentînd o rază medulară izolată. Rudăria, gal. Wach. × 130.

Institutul Geologic al României

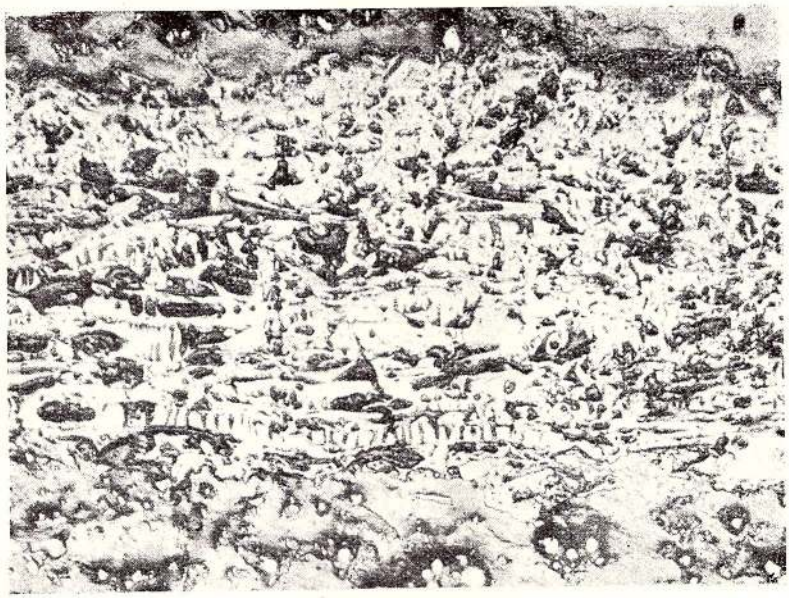


Fig. 1

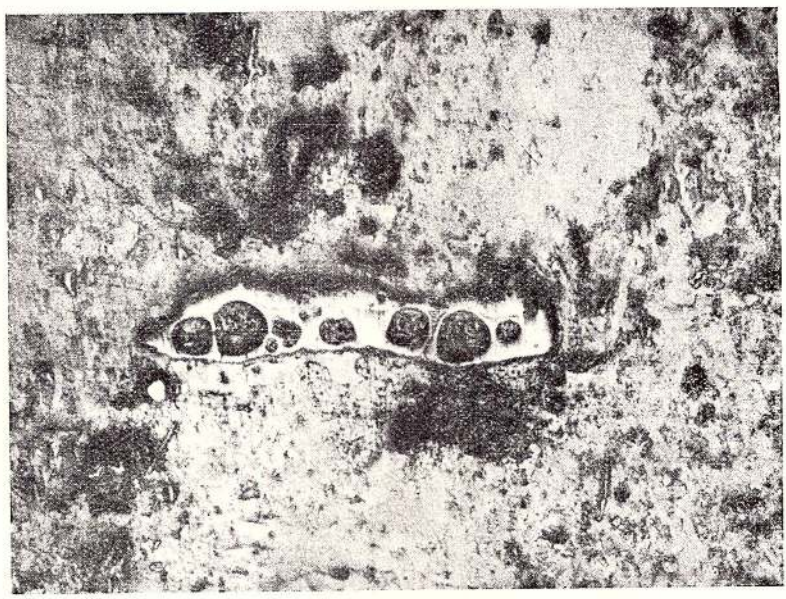


Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANŞA XIX

Institutul Geologic al României

PLANȘA XIX

Fig. 1. — Fuzit în secțiune tangențială cu traheide și raze medulare. Rudăria, gal. Wach. × 130.

Fig. 2. — Fuzit în secțiune longitudinală. Celulele au rămas goale. Rudăria, gal. Iosif. × 130.

Institutul Geologic al României

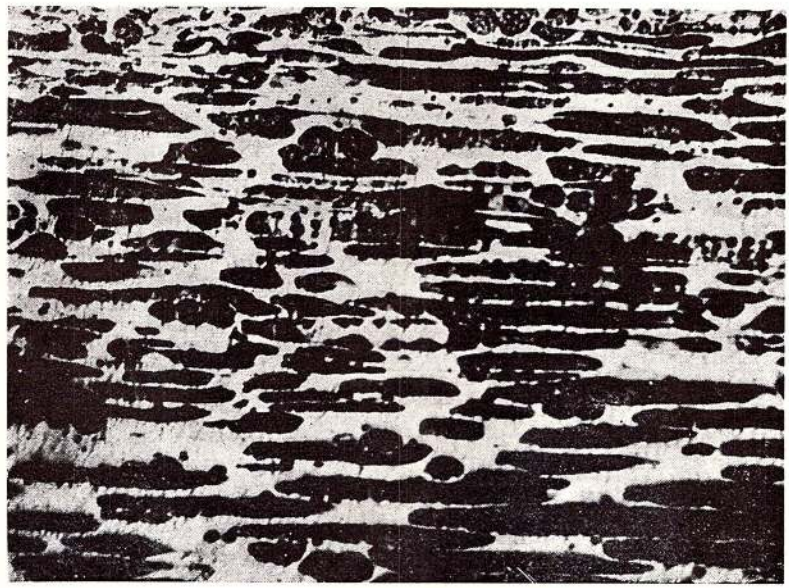


Fig. 1

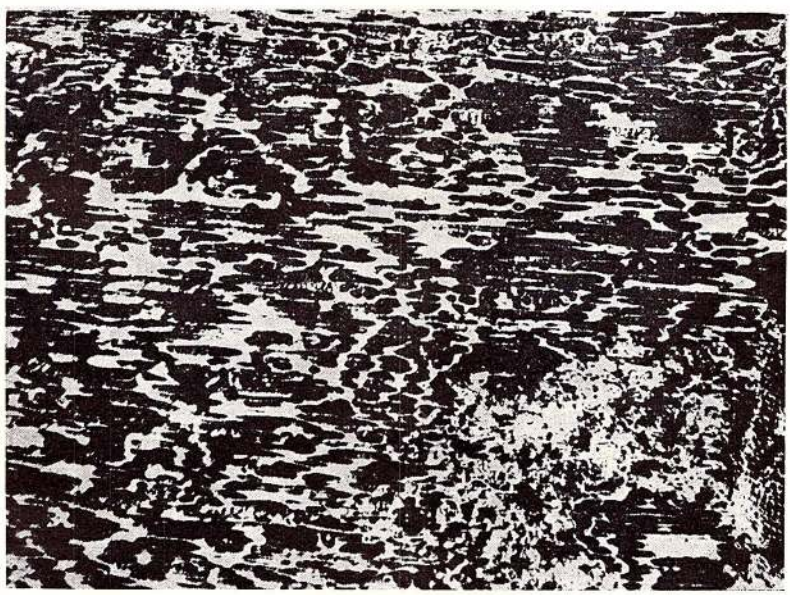


Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANȘA XX

Institutul Geologic al României

PLANȘA XX

Fig. 1. — Depuneri de humus coloidal. Rudăria, gal. Iosif, stratul 2. × 130.
Fig. 2. — Granule cu aspect vitritic incluse într-o substanță minerală. Rudăria. gal. Wach. × 130.

Institutul Geologic al României

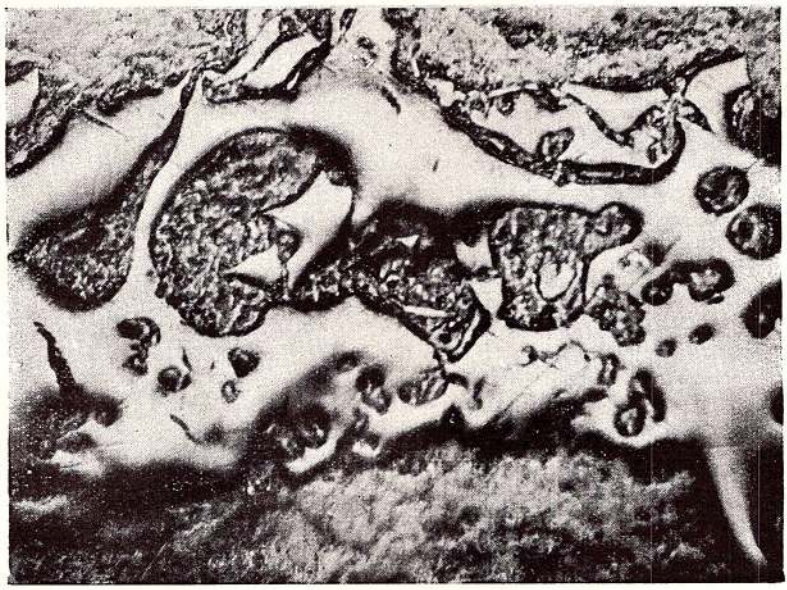


Fig. 1

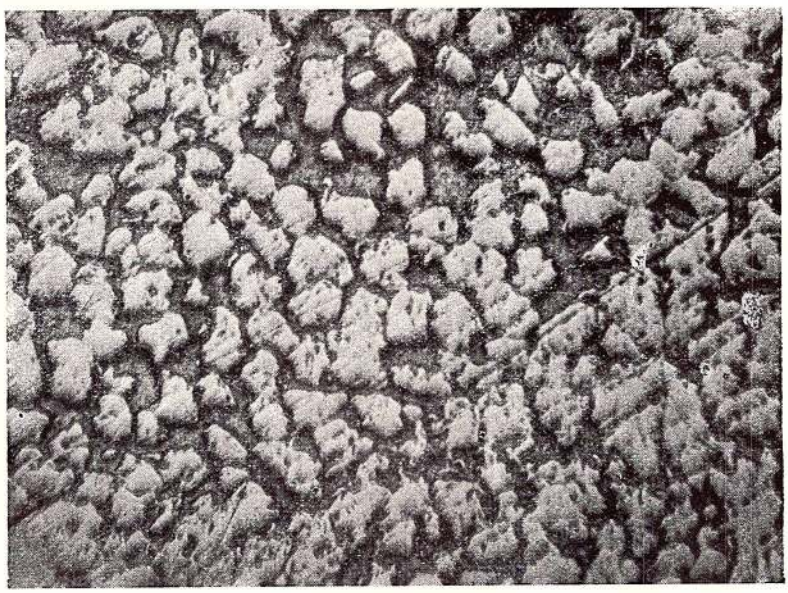


Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXI

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXI

Fig. 1. — Șiruri de granule de pirită primară în zone concentrice. Rudăria, gal. Iosif. × 130.
Fig. 2. — Granule rotunde de pirită primară cu o structură radială. Rudăria, gal. Wach, stratul 3. × 130.

Institutul Geologic al României

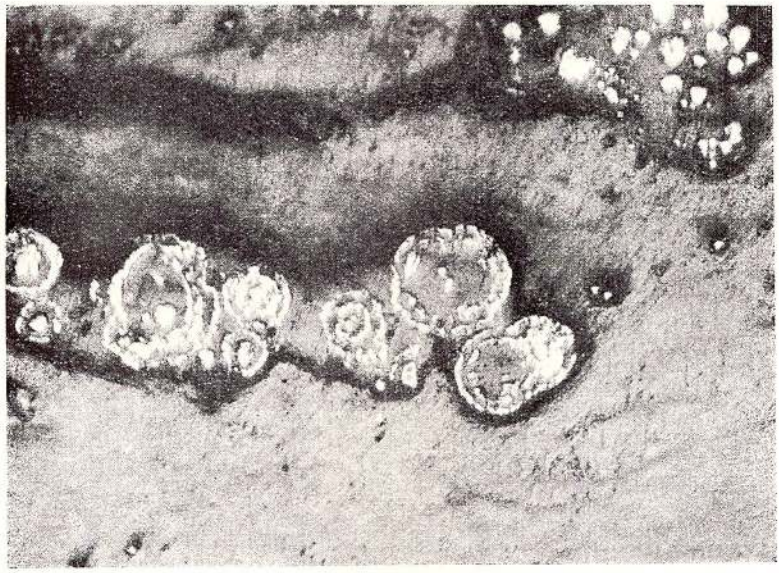


Fig. 1

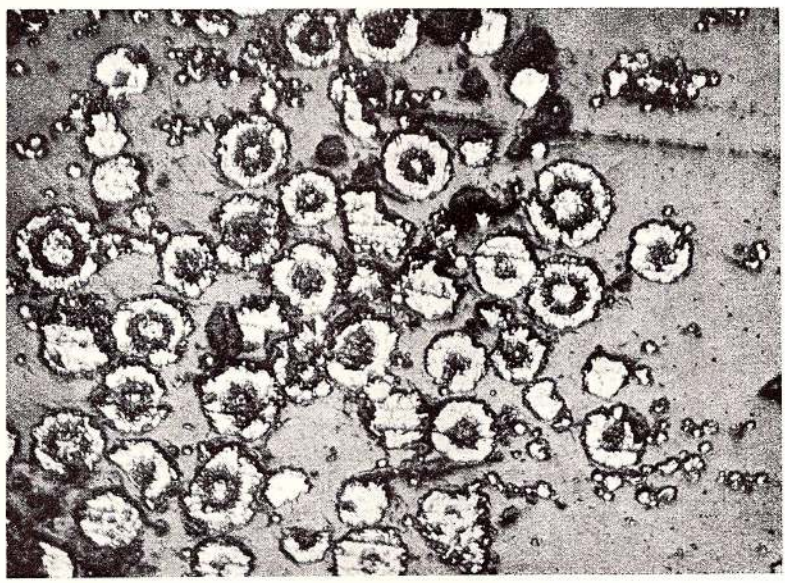


Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXII

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXII

Fig. 1. — Cuib de pirită primară de formă rotundă. Rudăria, gal. Wach, stratul 3. × 130.
Fig. 2. — Cuiburi de granule de pirită primară, învelite într-o crustă de pirită. Rudăria. gal. Wach. × 130.

Institutul Geologic al României

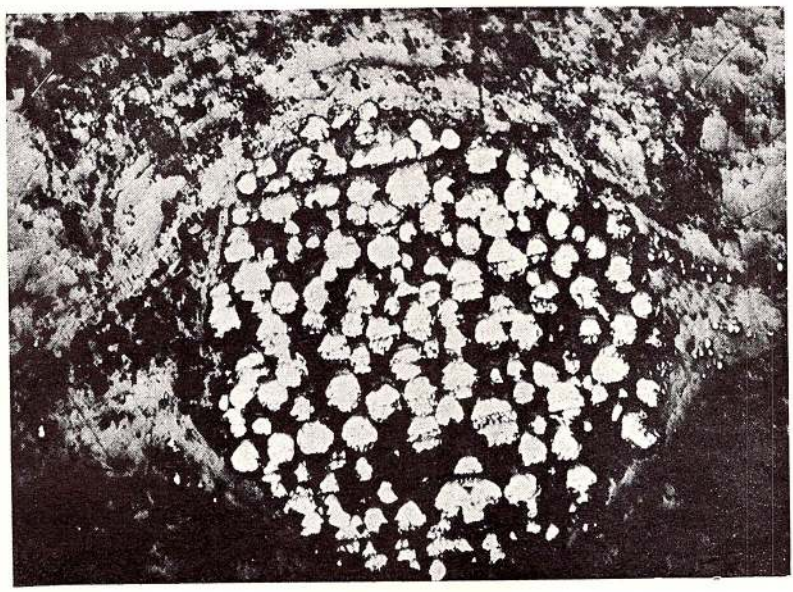


Fig. 1

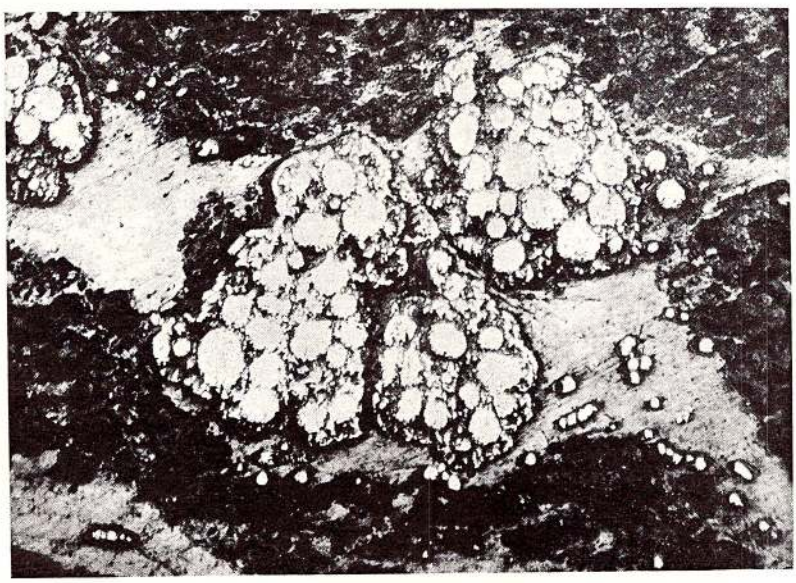


Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXIII

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXIII

Fig. 1. — Granule de pirită primară izolate sau sub formă de cuiburi. Rudăria, gal, Wach. × 130.

Fig. 2. — Granule de pirită de formă rotundă, prinse într-o masă de pirită. Rudăria gal. Iosif. × 130.

Institutul Geologic al României



Fig. 1

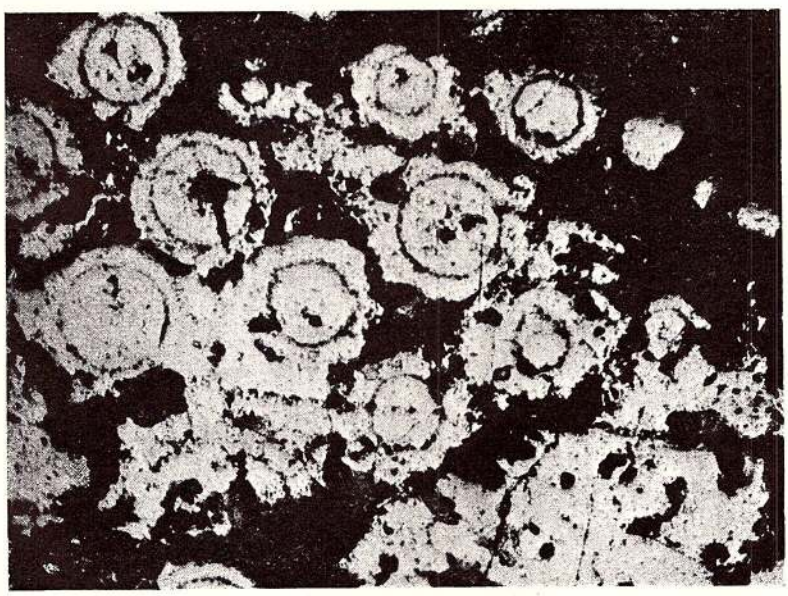


Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXIV

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXIV

Fig. 1. — Fuzit impregnat cu pirită. Rudăria, gal. Wach. × 130.
Fig. 2. — Fuzit impregnat cu pirită. Rudăria, gal. Wach. × 130.

Institutul Geologic al României

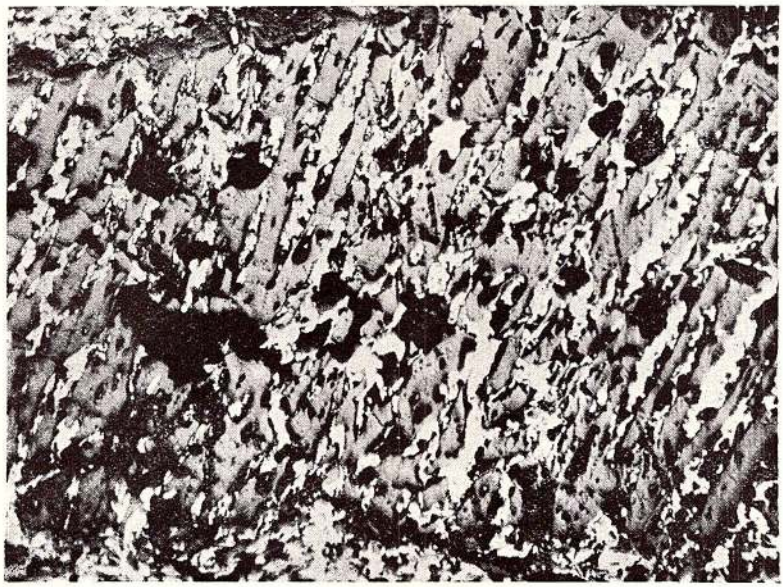


Fig. 1

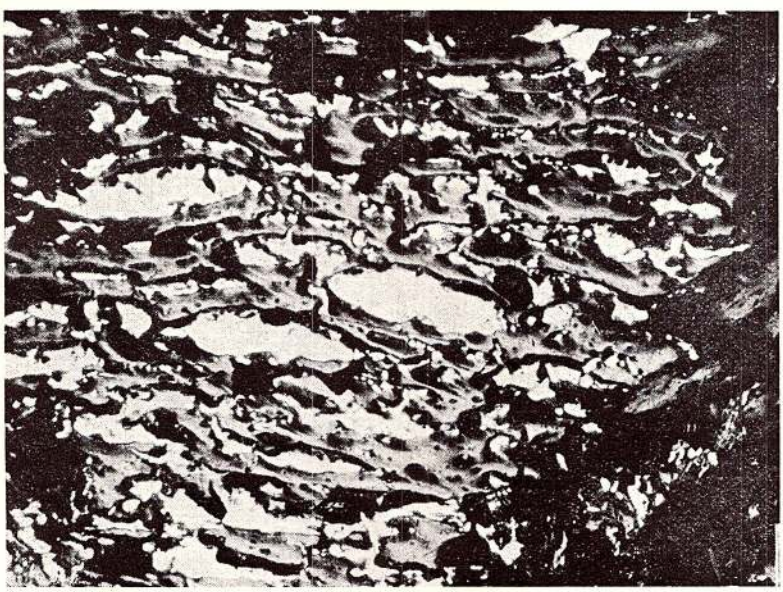


Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXV

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXV

Fig. 1. — Șist cărbunos cu depuneri de pirită imitînd cuticula. Rudăria, gal. Wach. × 130.
Fig. 2. — Fîșii de argilă intercalate în vitrit. Rudăria, gal. Wach, stratul 3. × 130.

Institutul Geologic al României

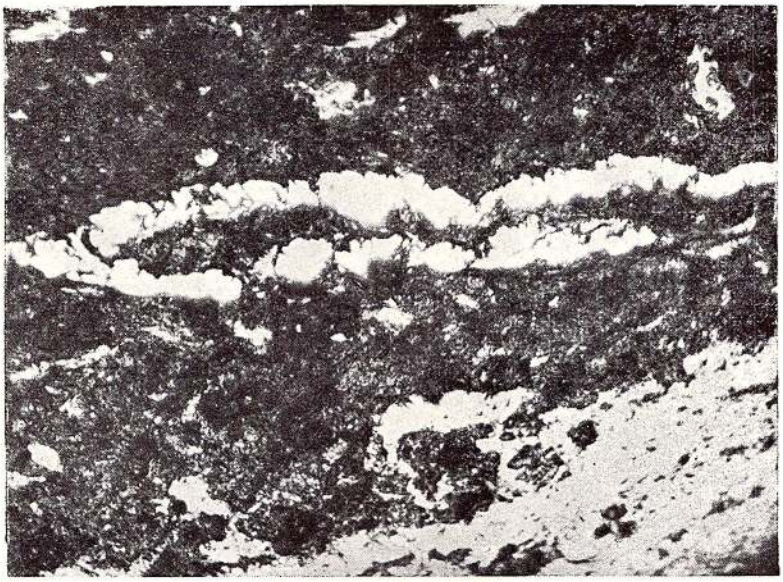


Fig. 1

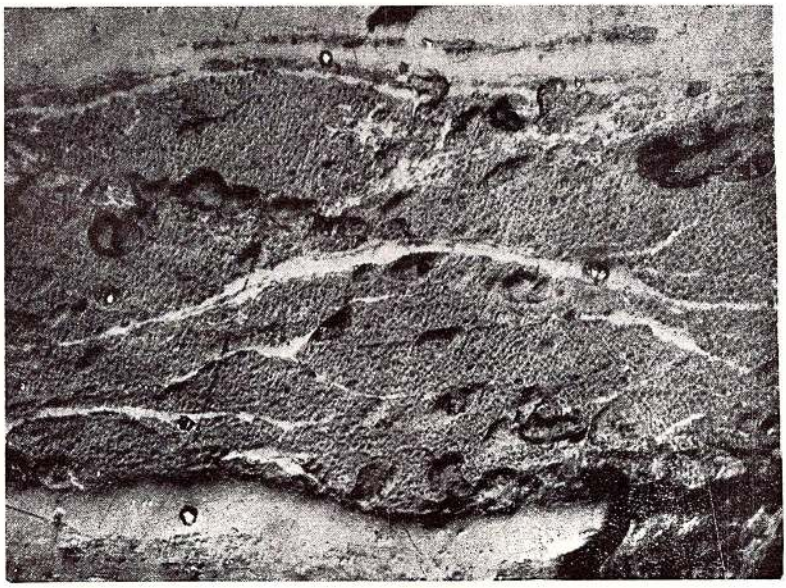


Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXVI

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXVI

Fig. 1. — Substanțe minerale în cărbune. Argilă și pirită. Rudăria, gal. Wach. × 130.
Fig. 2. — Scleroțiu mare, cu celule sfărîmate. Rudăria, gal. Wach. × 130.

Institutul Geologic al României

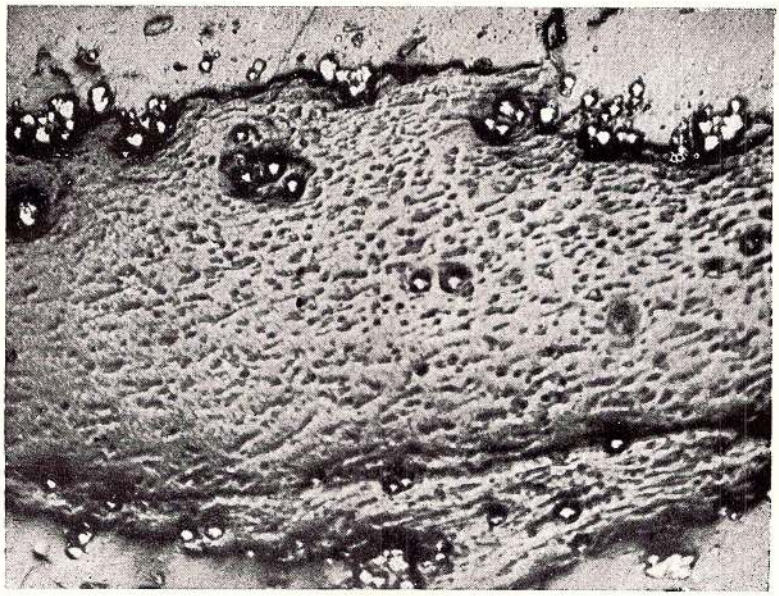


Fig. 1



Fig. 2

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXVII

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXVII

Fig. 1. — *Sclerotites liasinus*. Rudăria, gal. Wach, stratul 3. × 130.
Fig. 2. — Masă de bază cu multe substanțe minerale. Rudăria, gal. Wach. × 130.

Institutul Geologic al României

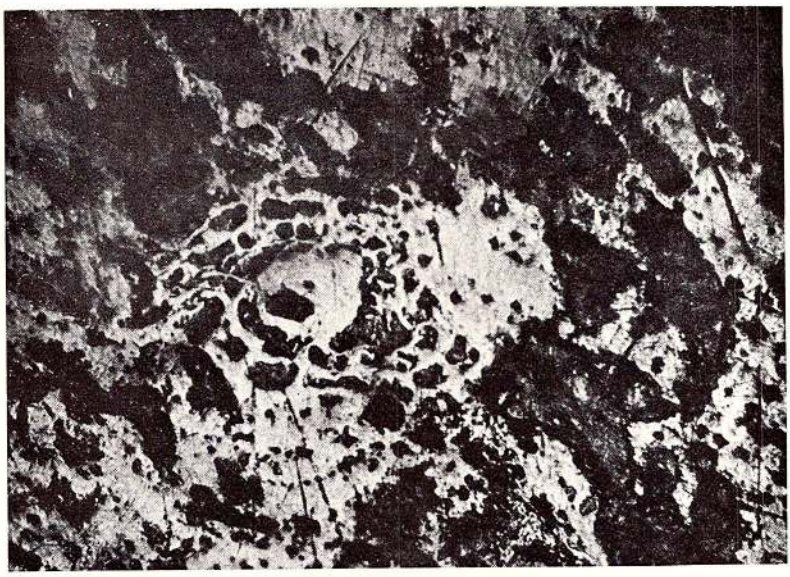


Fig. 1



Fig. 2

Institutul Geologic al României

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DU CHARBON DE RUDĂRIA (SVINECEA MARE)

PAR

I. MATEESCU

(RÉSUMÉ)

L'étude du charbon de Rudăria a été effectuée par voie pétrographique et chimique.

L'examen des rapports géologiques prouve que le gisement de Rudăria se compose de formations d'âge liasique inférieur, pendant lequel se sont déposés des conglomérats, des grès et des schistes à charbons. Au-dessus, suivent des grès siliceux, violet noirâtre et des schistes argileux noirs, à intercalations de couches de charbon.

On a mis en évidence trois couches de charbons, dont on a récolté aussi bien de leur lit que de leur toit, un grand nombre de plantes fossiles, qui ont été déterminées.

Le charbon de Rudăria est remarquable par la couleur noire et un puissant éclat. Il présente de nombreuses surfaces luisantes qui augmentent son éclat. Le charbon est facilement friable en produisant beaucoup de poussière.

Parmi les composants minéraux on remarque la pyrite sous forme de nids visibles à l'oeil nu. Ils peuvent atteindre la dimension de 3—4 cm.

L'étude microscopique a été effectuée en utilisant la méthode des surfaces polies.

Parmi les composants pétrographiques, on peut distinguer dans la houille de Rudăria le vitrain et le fusain. On ne peut pas reconnaître les autres composants; le durain et le clarain.

Le vitrain présente une surface nette, luisante, traversée des crevasses dirigées dans toutes les directions. Sa couleur a des nuances plus claires, même jaune par rapport à la couleur naturelle du vitrain. Il est dépourvu de toutes traces de structure ligneuse et des moindres restes de corps bitumineux (résinite).

Institutul Geologic al României

La houille de Rudăria comprend beaucoup de fusain qui ne peut être observé à l'oeil nu. Une caractéristique du fusain du charbon de Rudăria est l'absence d'un relief prononcé. Parfois il passe directement dans le champ homogène du vitrain. La différence de couleur entre le fusain et le vitrain disparaît aussi en bonne partie, car dans ce stade d'incarbonisation, le vitrain devient aussi jaunâtre.

Cependant, on peut différencier dans ce charbon les deux variétés: le fusinite et le semifusinite. Si on tient compte de leurs caractéristiques microscopiques, ces deux variétés sont très ressemblantes, car elles présentent très bien la structure cellulaire du matériel végétal. Au microscope ces variétés peuvent être distinguées selon la couleur, le relief et la puissance de la réflexion.

Parmi les deux variétés de fusain, c'est-à-dire le fusain dur, dont les cellules sont remplies de substances minérales, et le fusain mou, dont les cellules sont restées vides, la première variété joue le rôle le plus important. Parmi les composants minéraux qui ont pénétré dans les cellules du fusain, la pyrite est très fréquente. On rencontre très souvent du fusain dont les cellules sont imprégnées de substance minérale, surtout de pyrite. Outre les substances minérales, les cellules du fusain peuvent être remplies aussi de substance humique.

L'existence du fusain dans la houille de Rudăria donne la possibilité de connaître certains détails de la structure anatomique des plantes dont s'est formé le charbon. Ainsi, on peut reconnaître les anneaux annuels, c'est-à-dire les alternances de grandes cellules à parois minces avec les petites celulles à parois épaisses. Ces détails sont caractéristiques surtout pour le bois de Gymnospermes, et prouvent que la flore qui a formé le charbon de Rudăria était soumise à certaines variations périodiques en ce qui concerne les conditions de développement.

Par la formation de ces zones de croissance du bois, c'est-à-dire par l'existence des anneaux annuels, les charbons liasiques diffèrent de ceux d'âge carbonifère, dans lesquels, à cause d'un climat constant, on n'a pas trouvé jusqu'à présent de pareilles zones. Aux charbons liasiques d'Anina, de Doman, de Codlea-Vulcan et même à l'anthracite de Schela, c'est-à-dire à tous les gisements liasiques examinés par voie pétrographique, on a distingué les anneaux annuels. Ils n'ont pas été signalés dans la houille d'âge carbonifère de Secul, de Lupac et de Baia Nouă.

Parmi les vaisseaux ligneux, on a remarqué seulement des cellules à orifices de communication de forme circulaire, caractéristiques pour les Gymnospermes. Tout à fait exceptionnellement, on a déterminé des vaisseaux ligneux scalariformes, communs aux Fougères. Pareils vaisseaux scalariformes ont été distingués aussi dans le fusain du charbon d'Anina, de Doman et de Secul.

Dans le fusain du charbon de Rudăria on a observé les rayons médullaires. Certains rayons sont imprégnés de pyrite.

Institutul Geologic al României

Parmi les restes ligneux conservés par la transformation en fusain, on a remarqué aussi des branches ou des troncs pressés. Significative pour ces troncs est la présence des plaques de sclérenchyme qui apparaissent dans la structure de beaucoup de variétés de Fougères.

La teneur massive en fusain du charbon de Rudăria ne peut être expliquée que par les changements périodiques du niveau de l'eau dans les tourbières respectives. La baisse du niveau de l'eau permet l'établissement de certaines conditions spéciales d'altération du matériel végétal en présence de l'air. Les changements d'ordre chimique subis par le matériel végétal l'immunisent contre une décomposition ultérieure sous le niveau de l'eau.

Dans la houille de Rudăria on constate l'absence absolue des corps bitumineux. La disparition de ces éléments bitumineux dépend du degré d'incarbonisation du charbon. Au moment où celui-ci a dépassé une certaine limite, commence la disparition graduelle des corps bitumineux. Cette disparition commence par les éléments moins résistants.

Dans le charbon de Rudăria on ne peut distinguer que quelques sclérotes pluricellulaires, qui rappellent la forme du *Sclerotites liasinus*, caractéristique aux charbons liasiques.

La disparition des corps bitumineux dans les charbons qui se rapprochent de l'anthracite, atténue de plus en plus la différence entre le durain, le clarain et les autres composants. Le durain et le clarain se transforment le plus pendant l'incarbonisation. Au fur et à mesure qu'il se rapproche de l'anthracite, la masse de base prend des nuances jaune blanchâtre et les spores et les cuticules fusionnent avec la masse basale.

La disparition des corps bitumineux dans le charbon de Rudăria est le résultat d'une incarbonisation très avancée. Elle a provoqué des changements importants dans la substance du charbon, changements qui se reflètent aussi dans la constitution pétrographique.

Dans la phase initiale de formation de la couche de charbon a lieu la genèse des composants différents. Dans la seconde phase de transformation se produit un changement profond de chaque partie composante. L'incarbonisation fait disparaître les traces caractéristiques des éléments séparés et provoque une homogénisation de la substance.

L'examen du charbon dans la lumière polarisée conduit à la conclusion que ce charbon ne présente pas d'effets d'anisotropie, comme on a constaté à l'anthracite de Schela.

L'étude cantitatif-pétrographique de la houille de Rudăria a conduit aux résultats suivants:

La teneur en vitrain rapportée à l'épreuve brute, varie entre 60,98—86,52%. La couche 2 présente le plus grand pourcentage en vitrite.

Institutul Geologic al României

La teneur en fusain a de très grandes valeurs, qui varient entre 5,80—31,51%. En la comparant à d'autres gisements de charbon de Roumanie, la houille de Rudăria présente une teneur très élevée en fusain. Les valeurs des composants pétrographiques, rapportées à l'épreuve sans composants minéraux, varient entre 65,94—93,72% pour le vitrain et entre 6,28—34,06% pour le fusain.

Les résultats des analyses chimiques nous présentent de grandes variations de la teneur en cendre d'une couche à l'autre. La teneur moyenne en cendre du charbon des galeries Wach et Iosif est d'environ 19%. La teneur élevée en cendre du charbon de Rudăria peut être bien expliquée par la grande proportion de fusain.

La teneur en matières volatiles, rapportée à la matière combustible, est en moyenne de 8%. Ainsi, il résulte que la houille de Rudăria a un pourcentage réduit en matières volatiles. Elle doit être considérée comme une houille anthraciteuse. La faible teneur en matières volatiles s'explique par la disparition des corps bitumineux et par l'existence d'un pourcentage élevé en fusain.

Le coke obtenu du charbon de Rudăria n'est pas aggloméré; il se présente sous forme de poudre.

Les limites entre lesquelles peuvent varier les éléments C,H et O + N, rapportées à la matière combustible, sont les suivantes:

$$C = 89{,}4-91{,}9\%;\quad H = 3{,}5-4{,}9\%;\quad O + N = 0{,}5-3{,}0\%.$$

La teneur en souffre combustible varie entre 1,6—4,4 % pour le charbon brut et entre 2,1—5,5%, rapportée à la matière combustible. Ces valeurs sont assez grandes et elles doivent être attribuées à la teneur élevée en pyrite et en marcassite, mises en évidence par l'étude macroscopique et microscopique.

La puissance calorique supérieure varie entre 6278—7409 cal/kg, et celle inférieure entre 6106—7216 cal/kg au charbon brut. Rapportées à la matière combustible, ces valeurs varient entre 8408—8645 cal/kg pour la puissance calorique supérieure et entre les limites 8206—8445 cal/kg pour la puissance calorique inférieure.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Fig. 1. — *Phlebopteris muensteri* SCHENK. Rudăria. × 2.
Fig. 2. — *Phlebopteris brauni* (GEOPPERT) HIRMER u. HOERHAMMER. Rudăria.

Planche II

a) *Phlebopteris brauni* (GOEPPERT) HIRMER u. HOERHAMMER.
b) *Equisetites* sp. Rudăria. × 1,5.

Institutul Geologic al României

Planche III

Fig. 1. — *Sphenopteris hoeninghausi* BRONG. Rudăria.
Fig. 2. — *Baiera taeniata* F. BRAUN. Rudăria.

Planche IV

Camptopteris nilssoni STERNB. Rudăria.

Planche V

Thaumatopteris brauniana POPP. Rudăria.

Planche VI

Equisetites sp. Rudăria.

Planche VII

Fig. 1. — *Equisetites* sp. Rudăria.
Fig. 2. — *Cordaianthus penjani* RENAULT. Rudăria.

Planche VIII

Fig. 1. — *Equisetites* sp. Rudăria.
Fig. 2. — *Pterophyllum jaegeri* BRONG. Rudăria.

Planche IX

Fig. 1. — *Baiera taeniata* F. BRAUNI. Rudăria.
Fig. 2. — *Anomozamites inconstans* GOEPP. Rudăria.

Planche X

Pallissya brauni SCHENK. Rudăria.

Planche XI

Houille anthraciteuse, à surfaces de disjonction parallèles et « yeux de charbon ». Rudăria, galerie Wach.

Planche XII

Fig. 1. — Vitrain non-structural (collinite) à fissures et petits grains de pyrite. Rudăria, galerie Wach. × 130.
Fig. 2. — Vitrain broyé. Rudăria, galerie Wach, couche 3. × 130.

Planche XIII

Fig. 1. — Fusain à cellules brisées, imprégnées de substances minérales. Rudăria, galerie Wach. × 130.
Fig. 2. — Fusain impregné de substances minérales. On remarque la portion d'une plaquette schlérenchimatique. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Planche XIV

Fig. 1. — Fusain en coupe transversale, à cellules imprégnées de pyrite. Rudăria, galerie Wach. × 130.
Fig. 2. — Fusain en coupe tangentielle, à trachéides et rayons médulaires, imprégnés de pyrite. Rudăria, galerie Iosif, couche 2. × 130.

Institutul Geologic al României

Plauche XV

Fig. 1. — Fusain en coupe transversale à cellules remplies de substance minérale et de substance humique.

Fig. 2. — Fusain traversé par une fissure. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Planche XVI

Fig. 1. — Fragments de fusain, brisés et déplacés. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Fig. 2. — Fusain à couches annuelles, galerie Wach. × 44.

Planche XVII

Fig. 1. — Fusain à couches annuelles. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Fig. 2. — Fusain à couches annuelles. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Planche XVIII

Fig. 1. — Fusain à vases scalariformes. Rudăria, galerie Iosif. × 130.

Fig. 2. — Fusain représentant un rayon médulaire isolé. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Planche XIX

Fig. 1. — Fusain en coupe tangentielle à tranchéides et rayons médulaires. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Fig. 2. — Fusain en coupe longitudinale. Cellules vides. Rudăria, galerie Iosif. × 130.

Planche XX

Fig. 1. — Dépôts de humus colloidal. Rudăria, galerie Iosif, couche 2. × 130.

Fig. 2. — Grains à aspect de vitrain inclus dans une substance minérale. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Planche XXI

Fig. 1. — Traînées de grains de pyrite primaire en zone concentriques. Rudăria, galerie Iosif. × 130.

Fig. 2. — Grains ronds de pyrite primaire à structure radiaire. Rudăria, galerie Wach, couche 3. × 130.

Planche XXII

Fig. 1. — Nid rond de pyrite primaire. Rudăria, galerie Wach, couche 3. × 130.

Fig. 2. — Nid de grains de pyrite primaire, couverts par une croûte de pyrite. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Planche XXIII

Fig. 1. — Grains de pyrite primaire, isolés ou sous forme de nids. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Fig. 2. — Grains ronds de pyrite, inclus dans une masse de pyrite. Rudăria, galerie Iosif. × 130.

Planche XXIV

Fig. 1. — Fusain imprégné de pyrite. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Fig. 2. — Fusain imprégné de pyrite. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Institutul Geologic al României

Planche XXV

Fig. 1. — Schiste charbonneux à dépôts de pyrite imitant la cuticule. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Fig. 2. — Intercalations d'argile dans le vitrain. Rudăria, galerie Wach, couche 3. × 130.

Planche XXVI

Fig. 1. — Substances minérales dans le charbon. Argile et pyrite. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Fig. 2. — Grand sclérotis à cellules brisées. Rudăria, galerie Wach. × 130.

Planche XXVII

Fig. 1. — *Sclerotites liasinus*. Rudăria, galerie Wach, couche 3. × 130.

Fig. 2. — Masse de base à beaucoup de substances minérales. Rudăria, galerie Wach. ×130.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ УГЛЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДАРИЯ (Р-Н СВИНЕЧА МАРЕ)

И. МАТЕЕСКУ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

Угли месторождения Рудария изучались с петрографической и химической точек зрения.

Месторождение Рудария приурочено к нижне-лейассовым отложениям — конгломератам, песчаникам и угленосным сланцам, которые перекрыты кварцевыми черновато-синими песчаниками и черными глинистыми сланцами с прослойками угля. В вышеописанных отложениях прослежено три пласта угля, в лежачем и висячем боках которых обнаружена и определена многочисленная ископаемая флора.

Уголь района Рудария — черный с сильным блеском, с частыми зеркальными поверхностями еще более увеличивающими его блеск. Уголь хрупкий и дает большой процент пыли.

Среди минеральных компонентов отмечается наличие пирита, образующего гнезда размером до 3—4 см, наблюдаемые невооруженным глазом.

Микроскопическое исследование угля произведено в полированных шлифах.

В числе составных компонентов в каменном угле м-ия Рудария находятся витрен и фюзен, остальные компоненты — дурен и кларен — определить не удалось.

Витрен образует ровные, блестящие поверхности, разбитые системой трещин всех направлений. Цвет его более светлый против обычного, с несколько желтоватым оттенком. В нем не наблюдается никаких даже и самых слабых следов древесной структуры и никаких остатков битуминозных включений (резинита).

Каменный уголь м-ия Рудария богат фюзеном, который наблюдается невооруженным глазом и отличается отсутствием четкого рельефа

Institutul Geologic al României

фа; он часто непосредственно переходит в участки сложенные витритом. Различие в окраске фюзена и витрена также отчасти стушевывается, т. к. при сильном обугливании витрен приобретает желтоватый оттенок.

В исследованных углях различаются две разновидности: фузинит и полуфузинит. С точки зрения микроскопических характеристик вышеупомянутые разновидности очень, схожи в обоих случаях ясно наблюдается клетчатая структура растительного материала, но под микроскопом эти две разновидности можно отличить по окраске, рельефу и отражательной способности.

В числе наблюдающихся двух разновидностей фюзена, а именно, твердый фюзен с ячейками выполненными минеральным веществом и мягкий фюзен с полыми ячейками, — первая имеет наибольшее значение. Среди минеральных компонентов, выполняющих ячейки фюзеня одно из первых мест занимает пирит. Кроме минеральных веществ в ячейках часто скопляются и гуминовые вещества.

Фузит содержащийся в каменном угле м-ия Рудария дает возможность выяснить некоторые детали анатомической структуры растений из которых образовался уголь, а именно: годичные кольца, т. е. чередование крупных тонкостенных и мелких толстостенных клеток, характерных для древесины Gymnosperma, указывающие на периодическое развитие этой флоры в различных климатических условиях.

Зоны указывающие на рост древесины, иначе говоря годичные кольца, являются отличительной чертой лейассовых углей, позволяющей отличить их от углей каменноугольного возраста, в которых этих зон не отмечается, т. к. климат этого периода был постоянный. Присутствие годичных колец было установлено в углях м-ий Анина, Доман, Кодля-Вулкан и даже в антраците м-ия Скела, т. е. повсеместно в месторождениях лейассового возраста, где проводилось петрографическое исследование углей; они не были обнаружены в углях каменноугольного возраста м-ий Секул, Лупак и Бая Ноуэ.

В отношение сосудов наблюдаются исключительно сосуды проводящей системы круглой формы, присущие растительности Gymnosperma. В исключительных случаях обнаружены лестничные сосуды, характерные для паппоротников. Они были определены в фюзене м-ий Анина, Доман, Секул.

В фюзене углей м-ия Рудария наблюдаются также и сердцевидные лучи, из которых некоторые пропитаны пиритом.

Среди древесных остатков, сохранившихся после превращения в фюзен встречаются сплющенные ветки и стволы; для этих последних

Institutul Geologic al României

характерно наличие склеренхимовых пластинок, присущих различным видам паппоротников.

Высокое содержание фюзена в углях м-ия Рудария можно объяснить только периодическим изменением уровня воды в соответствующих торфянниках. При падении уровня воды устанавливались специальные условия, благоприятствующие разложению растительного материала на воздухе, а химические изменения, перетерпленные растительным материалом, предохранили его от дальнейшего разложения в водной среде.

В каменном угле м-ия Рудария отмечается полное отсутствие битуминозных включений, что обусловлено степенью обугливания растительного материала. Когда эта последняя превышает известную границу, битуминозные вещества постепенно исчезают, начиная с менее устойчивых элементов.

В углях м-ия Рудария выявлено только несколько экземпляров многоклеточных Sclerotites, которые своей формой напоминают виды характерные для лейассовых углей, известные под наименованием Sclerotites liasinus.

В углях приближающихся к категории антрацитовых, в результате исчезновения битуминозных веществ, дюрен все труднее отличается от остальных компонентов, т. к. при обугливании сильнее всего изменяются дюрен и кларен. При приближении к категории антрацитовых углей основная масса их приобретает желтовато-белый оттенок, а споры и кутикулы сливаются с основной массой.

На м-ии Рудария исчезновение битуминозных включений вызвано сильно продвинутым обугливанием, поведшим к значительному изменению углистого вещества, что сказалось и на петрографическом его составе.

В первые этапы образования угольного пласта образуются различные компоненты. В течение последующих этапов его образования протекает основное изменение химического состава составляющих его частей. Процесс обугливания сближает состав различных компонентов, стирает характерные черты отдельных элементов и придает всей массе однородный характер.

При исследовании угля Рударии в поляризованном свете установлено, что в противоположность антрациту м-ия Скела, он не дает анизотропных эффектов.

Количественное петрографическое исследование каменного угля м-ия Рудария дало следующие результаты:

Содержание витрена, приведенное к необработанной пробе, колеблется между 60,98 и 86,52%, причем пласт № 2 дал самые высокие значения.

Institutul Geologic al României

Содержание фюзена в углях Рударии, посравнению с остальными месторождениями каменного угля РНР, очень высокое и колеблется между 5,80 и 31,51%. Содержание петрографических компонентов, отнесенное к пробе из которой исключены минеральные компоненты, колеблется между 65,94 и 93,72% — для витрена и между 6,28—34,06 — для фюзена.

Результаты химических анализов указывают на весьма непостоянный процент зольности угля от пласта к пласту. На участке старых штолен Ваш и Иосиф средняя зольность углей составляет около 19%. Высокая зольность в значительной степени объясняется повышенным содержанием фюзена.

Среднее содержание летучих, вещесть отнесенное к горючей массе, составляет 8%, откуда следует, что угли м-ия Рудария содержат незначительный процент летучих веществ и их следует отнести к категории антрацитовых. Низкое содержание летучих веществ объясняется отсутствием битуминозных веществ и высоким содержанием фюзена.

Кокс, получаемый из углей м-ия Рудария, неагломерирован и представляется в виде пылевидной массы.

Содержание C, H и O + N, отнесенное к горючему веществу колеблется в следующих пределах:

C = 89,4—91,9%; H = 3,5—4,9%; O + N = 0,5 +3,0%.

Содержание горючей серы колеблется между 1,6—4,4% — в углесырце, а, отнесенное к горючей массе — между 2,1—5,5%. Вышеприведенные сравнительно высокие значения, объясняются присутствием пирита и марказита, определенных в результате проведенных макроскопических и микроскопических исследований.

Содержание серы в отдельных пробах сравнительно постоянное и указывает на ее равномерное распределение в массе угля в виде мелких зерен.

Максимальная калорийность угля-сырца колеблется между 6278 и 7409 кал кг, а минимальная калорийность — между 6106 и 7216 кал/кг, отнесенные к горючей массе, вышеприведенные значения составляют соответственно 8408—8645 и 8206—8445 кал/кг.

Institutul Geologic al României

ОБЪЯСНЕНИЕ ЧЕРТЕЖЕЙ

Чертеж I

Рис. 1. — *Phlebopteris muensteri* Schenk. Рудник × 2.
Рис. 2. — *Polebopteris brauni* (Goeppert) Hirmeru. Hoerhammer. Рудник.

Чертеж II

а) *Phlebopteris brauui* (Goeppert) Hirmer и. Hoerhammer.
б) *Equisetites sp.* Рудник × 1,5.

Чертеж III

Рис. 1. — *Sphenopteris hoeninghausi* Brang. Рудник.
Рис. 2. — *Baiera taeniata* F. Braun. Рудник.

Чертеж IV

Camptopteris nilssoni Sternb. Рудник.

Чертеж V

Thaumatopteris brauniana Popp. Рудник.

Чертеж VI

Equisetites sp. Рудник.

Чертеж VII

Рис. 1. — *Equisetites* sp. Рудник.
Рис. 2. — *Cordaianthus Penjani* Renault Рудник.

Чертеж VIII

Рис. 1. — *Equisetits sp.* Рудник.
Рис. 2. — *Pterophyllum jaegeri* Brong. Рудник.

Чертеж IX

Рис. 1. — *Baiera taeniata* F. Braun. Рудник.
Рис. 2. — *Anomozamites incostans* Goepp. Рудник.

Чертеж X

Palissya brauni Schenk. Рудник.

Institutul Geologic al României

Чертеж XI

Антрацитовый уголь с параллельными площадями расслоения и «угольными узелками». Рудник, гал. Вах.

Чертеж XII

Рис. 1. — Неструктурный витрит (коллинит) с трещинами и небольшими зернами пирита. Рудник. гал. Вах. × 130.

Рис. 2. — Раздробленный витрит. Рудник. Гал. Вах, пласт 3. × 130.

Чертеж XIII

Рис. 1. — Фузит с разломанными клетками, пропитанными минеральными веществами. Рудник, гал. Вах. × 130.

Рис. 2. — Фузит пропитанный минеральными веществами. Заметна часть склеренхиматозной пластины. Рудник, гал. Вах. × 130.

Чертеж XIV

Рис. 1. — Фузит в поперечном сечении, с пропитанными пиритом клетками. Рудник, гал. Вах. × 130.

Рис. 2. — Фузит в тангенциальном сечении с трахеидами и медуллярными лучами, пропитанными пиритом. Рудник, гал. Иосиф, пласт 2. × 130.

Чертеж XV

Рис. 1. — Фузит в поперечном сечении с клетками, заполненными минеральным и гумосовым веществами.

Рис. 2. — Фузит прорезанный трещиной. Рудник, гал. Вах. × 130.

Чертеж XVI

Рис. 1. — Разломанные и смещенные осколки фузита. Рудник, гал. Вах. × 130.

Рис. 2. — Фузит с годовыми кольцами. Рудник, гал. Вах. × 44.

Чертеж XVII

Рис. 1. — Фузит с годовыми кольцами. Рудник, гал. Вах. × 130.

Рис. 2. — Фузит с годовыми кольцами. Рудник, гал. Вах. × 130.

Чертеж XVIII

Рис. 1. — Фузит со ступенчатообразными сосудами. Рудник, гал. Иосиф. × 130.

Рис. 2. — Фузит представляющий отдельный медуллярный луч. Рудник, гал. Вах. × 130.

Чертеж XIX

Рис. 1. — Фузит в тангенциальном разрезе с трахеидами и медуллярными лучами. Рудник, гал. Вах. × 130.

Рис. 2. — Фузит в продольном сечении Клетки остались пустыми. Рудник, гал. Илсиф. × 130.

Чертеж XX

Рис. 1. — Отложения коллоидального гумуса. Рудник, гал. Иосиф, пласт 2. × 130.

Рис. 2. — Стекловидные зерна, включенные в минеральное вещество. Рудник, гал. Вах. × 130.

Institutul Geologic al României

Чертеж XXI

Рис. 1. — Ряды зерен первичного пирита в концентрических зонах. Рудник, гал. Иосиф. × 130.

Рис. 2. — Круглые зерна первичного пирита с радиальной структурой. Рудник, гал. Вах, пласт 3. × 130.

Чертеж XXII

Рис. 1. — Гнездо первичного пирита круглой формы. Рудник, гал. Вах, пласт 3. × 130.

Рис. 2. — Гнезда зерен первичного пирита, покрытых пиритовой коркой. Рудник. гал. Вах. × 130.

Чертеж XXIII

Рис. 1. — Зерна первичного пирита, отдельные или в виде гнезд. Рудник, гал. Вах. × 130.

Рис. 2. — Зерна пирита круглой формы, включенные в пиритовую массу. Рудник, гал. Иосиф. × 130.

Чертеж XXIV

Рис. 1. — Фузит, пропитанный пиритом. Рудник, гал. Вах. × 130.

Рис. 2. — Фузит, пропитанный пиритом. Рудник, гал. Вах. × 130.

Чертеж XXV

Рис. 1. — Углистый сланец с отложениями пирита, имитирующими кожаный покров. Рудник, гал. Вах. × 130.

Рис. 2. — Чередование полос глины в витрите. Рудник, гал. Вах. Пласт 3. × 130.

Чертеж XXVI

Рис. 1. — Минеральные вещества в угле. Глина и пирит. Рудник, гал. Вал. × 130.

Рис. 2. — Склеротин большой с разрушенными клетками. Рудник, гал. Вах. × 130.

Чертеж XXVII

Рис. 1. — *Sclerotites liasinus*. Рудник, гал. Вах., пласт 3. × 130.

Рис. 2. — Основная масса со многими минеральными веществами. Рудник, ал. Вах. × 130.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDIUL GEOLOGIC ŞI PETROGRAFIC AL REGIUNII DINTRE GÎRDA ŞI LUPŞA (BASINUL SUPERIOR AL ARIEŞULUI [1])

DE

RADU DIMITRESCU

TABLA DE MATERII

Pag.

I. Introducere 52
II. Istoric 54
III. Stratigrafia şi petrografia regiunii 57
A) Formaţiunile cristalofiliene 57
1. Cristalinul Gilăului 58
2. Cristalinul Arieşului 60
a) Intrusiunile de Codru 60
b) Seria de Biharia 70
c) Seria de Muncel 79
d) Seria de Baia de Arieş 88
B) Formaţiunile sedimentare 92
1. Paleozoicul metamorfozat 92
a) Complexul blastopsefitic 92
b) Complexul şisturilor verzi 93
2. Permianul 94
a) Permianul inferior 94
b) Porfirele cuarţifere 95
c) Permianul superior 96
3. Triasicul 97
a) Werfenianul 97
b) Triasicul mediu 98
4. Jurasicul 99
a) Liasicul 99
b) Malmul 100

[1]) Susţinută ca lucrare de dizertaţie, în 1957, la Institutul de Mine din Bucureşti

Institutul Geologic al României

5. Cretacicul 101
a) Cretacicul inferior 101
b) Cretacicul superior 102
c) Banatitele 103
IV. Tectonica 103
A) Dislocații tangențiale 104
1. Tectonica Autohtonului 104
2. Pînza de Codru 104
3. Subunitățile superioare 105
a) Digitația de Arieșeni 105
b) Solzul de Drăghița 106
c) Solzul de Lupșa 107
d) Digitația de Biharia 107
B) Dislocații radiale 108
C) Concluzii generale tectonice 109
Bibliografia 111

I. INTRODUCERE

Problema care ne-a fost propusă spre rezolvare la începerea lucrării de față, efectuată în cadrul cartărilor pentru harta 1:500.000 a țării, privește descifrarea structurii geologice a zonei cristaline care mărginește spre sud și sud-vest masivul granitic Muntele Mare și care, spre vest, se leagă cu masivul cristalin al Bihariei.

Regiunea care a făcut obiectul cercetărilor noastre este situată, din punct de vedere administrativ, în raionul Cîmpeni, regiunea Cluj, și raionul Lunca Vașcăului, regiunea Oradea. Suprafața cartată este delimitată în felul următor: la S, lucrarea este în mod natural mărginită de limita bazinului neocretacic al Arieșului (Sohodol-Cîmpeni), reprezentată cu totul aproximativ de Văile Sohodolului și Arieșului; spre E am delimitat de comun acord perimetrul nostru față de cel cartat în 1954 de geologii I. Hanomolo și A. Hîncu la marginea hărții topografice V. Lupșei, și anume la linia Muncel Sat—Vf. Dumbrava—V. Lungă-Colțul Șesului—Casa Neamțului; spre N nu am întins cartările noastre dincolo de limita granitului de Muntele Mare, de la Vf. Balomireasa spre E (linia Fața Albă—Șesul Lupșanilor), iar de la acest vîrf spre W, am intrat puțin în Autohtonul Gilăului (Vf. Ciocului—Albac—Moara Coastei), cuprinzînd totuși în harta noastră Mesozoicul de la Albac, și am delimitat pe Arieșul Mare, între Gîrda și Arieșeni, regiunea cartată de noi de cea a geologului M. Bleahu; spre W ne-am oprit la limita bazinului cretacic Vidra—Neagra și am intrat foarte puțin în masivul cristalin al Bihariei, pînă la vîrfurile Cucurbeta Mică și Stînișoara.

Institutul Geologic al României

Regiunea cartată are un caracter muntos, cuprinzînd versantul estic al Bihariei (1848 m) şi versantul sudic al vîrfului Muntele Mare (1827 m). Cele două vîrfuri predominante ale Munţilor Apuseni citate se plasează în apropierea regiunii noastre. Punctele cele mai ridicate atinse de noi sînt Şesul Lupşanilor (1637m) şi Vf. Balomireasa (1633 m) în E, şi Vf. Cucurbeta Mică (1739 m) în W. Mai menţionăm, ca punct marcant în relief, Vf. Drăghiţei (1414 m). Cu excepţia vîrfurilor citate, crestele din întreaga regiune se situează pe o suprafaţă morfologică de pediplanaţie, la altitudinea de 900—1100 m. Nivelul cel mai coborît îl are localitatea Valea Lupşei (578 m).

Toate apele din regiune sînt tributare Arieşului, care, de la Cîmpeni spre E, formează aproximativ limita sudică a masivului cristalin, fiind traversat de un pinten al acestuia numai între Bistra şi Mușca. Direcţiile văilor principale se grupează în două sisteme predominante. În partea de E a regiunii, orientarea generală este N—S, pe cînd în partea vestică, direcţia este E—W. Într-adevăr, în E, din creasta principală Muntele Mare—Balomireasa, orientată E—W, se desprind numeroase creste secundare de direcţie N—S, despărţite prin cursurile de apă ale Văii Lupşa, Văii Caselor, Văii Mari a Tomnatecului, Văii Dobrei (cu afluent Dobrişoara), Văii Mari (cu afluent Blotoneasa), Văii Bistrişoarei, Văii Bistrei, Văii Caselor şi Văii Aradei, împreună cu porţiunea Arieşului Mare dintre Albac şi Secătura. Spre W, văile au direcţia generală E—W: V. Sohodolului, V. Arieşului Mic, V. Dobreştilor, V. Cîndreştilor şi cursul superior al Arieşului Mare între Arieşeni şi Albac. În felul acesta se observă că văile şi-au săpat cursul pretutindeni transversal faţă de structurile geologice, care au direcţia E—W în partea estică a regiunii şi trec la direcţia NNW—SSE în partea vestică.

Numai în extremitatea vestică a regiunii, la SE de Arieşeni, cursurile principale de apă (V. Ierbii Rele, V. Bucinişului) îşi schimbă direcţia iniţială E—W cu cea SW—NE.

Deschideri naturale există atît în lungul văilor, cît şi pe creste, permiţînd observaţiuni geologice în destul de bune condiţiuni.

Prezenta lucrare este rezultatul a patru campanii de teren (1953—1956), făcute în cadrul Comitetului Geologic. Cartarea a fost făcută la scara 1:20.000, textul fiind însoţit de o schiţă la scara 1:75.000, precum şi de şapte profile. Studiul celor 250 de secţiuni subţiri s-a făcut în parte la Comitetul Geologic şi în parte în Laboratorul de Mineralogie şi Petrografie al Institutului de Mine din Bucureşti.

Mulţumirile mele respectoase se îndreaptă în primul rînd către acei care, mai întîi ca profesori ai şcolii Politehnice, mi-au deschis calea ştiinţelor geologice, iar apoi, în calitate de conducători ai Institutului (mai tîrziu Comitetului) Geologic şi ai Institutului de Mine, m-au sprijinit cu grije părintească: Prof. G.

Institutul Geologic al României

MACOVEI, Prof. G. MURGEANU, Prof. N. PETRULIAN și, în deosebi, Prof. AL. CODARCEA, la a cărui catedră am funcționat în ultimii doi ani ca asistent.

Un gînd pios îl îndrept către acel care a fost G. MANOLESCU, sfătuitor al începuturilor mele în Învățămîntul superior, întîi fiindu-i student, în anul I al Facultății de Mine, apoi ca asistent al său la Institutul de Petrol și Gaze.

Am contractat o deosebită datorie de recunoștință față de Conferențiarii N. GHERASI și L. PAVELESCU, care m-au inițiat atît în teren, în știința cartării geologice, cît și în laborator, în metodele studiului petrografic al rocelor și cu care de ani de zile mă aflu în camera de lucru comună în necontenit schimb de idei.

Prof. DAN GIUȘCĂ a fost acel care m-a îndemnat și mi-a făcut posibil să încep cercetarea Munților Bihorului și care întotdeauna mi-a stat cu multă amabilitate la dispoziție în toate problemele, cu înalta sa competință.

Prof. ȘT. GHIKA mi-a arătat în orice ocazie o deosebită solicitudine și a contribuit în mare măsură la formarea mea ca geolog, prin punctul de vedere original susținut în toate discuțiile.

Nu voi uita niciodată că dr. DAN PATRULIUS a fost acel care mi-a insuflat interesul pentru formațiunile sedimentare, fără a căror înțelegere o educație geologică nu poate fi decît incompletă.

În sfîrșit, ultimul meu gînd, dar și cel mai afectuos, merge la colegul meu M. BLEAHU, de care mă vor lega totdeauna cele mai prețioase amintiri comune pe care le poate păstra un geolog: ale marilor satisfacții și micilor necazuri din teren, și ale meditației în camera de lucru.

Lucrarea de față datorează mult cercetărilor d-sale; am efectuat împreună numeroase excursii pe teren și am dus discuții ample în birou, realizînd racordarea tuturor datelor obținute. Astfel a fost posibil a se trage concluzii ce nu ar fi putut rezulta numai din cadrul mai strîmt al regiunii proprii.

II. ISTORIC

Primele cercetări geologice asupra regiunii văii Arieșului aparțin lui M. PÁLFY și datează din anii 1899—1901. Într-o serie de note (12, 13, 14, 15), dintre care cea din urmă reprezintă o sinteză a primelor trei lucrări, el dă o descriere a formațiunilor cristaline, care, în linii mari, rămîne valabilă. După PÁLFY, șisturile cristaline aparțin grupei III (superioare) și sînt reprezentate prin filite cloritoase, filite grafitoase, șisturi verzi și șisturi amfibolice. În D. Bostanului (la E de Colțul Șesului, NE de V. Lupșa) se intercalează în această serie cuarțite masive, iar la W de Cîmpeni, peste filite se așază un banc puternic de calcare cristaline.

Grupa II (mijlocie) a Cristalinului ar apărea la E de Albac, sub forma unor șisturi muscovitice cu granați.

Institutul Geologic al României

În aval de Gîrda de Jos și în aval de Albac, Arieșul Mare traversează o zonă gnaisică formată din filite, amfibolite, gnaise amfibolice, gnaise granitice, cu injecții de granite și diorite, pe care PÁLFY a urmărit-o spre E, în V. Scrădoaselor — Valea Mare — V. Blotoneasa — Tarnița — V. Fîntîna Rece — V. Jgheburoasa. După acest autor, complexul ar reprezenta un facies marginal bazic al granitului de Muntele Mare. Tot legat de acesta ar fi și un filon granitic care străbate șisturile cristaline mai la E, în Vf. Pogăceaua.

Peste Cristalin se așază formațiuni detritice roșii, atribuite de PÁLFY Permianului, între care el remarcă în mai multe puncte prezența unor curgeri de «felsit-porfire».

Triasicului i se atribuie masivele de calcare și de dolomite dintre Albac și Gîrda. Cele mai noi formațiuni din regiune ar fi reprezentate prin depozite senoniene.

Din punct de vedere tectonic, PÁLFY remarcă în regiunea Albac o încălecare spre NW, considerată de vîrstă post-senoniană.

În anul 1905 își începe cercetările P. ROZLOZSNIK, în regiunea cuprinsă între Gîrda, Vidra și masivul Biharia. În două note (21, 23) sînt expuse cîteva date generale asupra constituției petrografice a Cristalinului din regiune. Regiunea Vîrfului Biharia este constituită din gnaise albitice, ortoamfibolite și șisturi verzi filitice, denumite într-o lucrare mai nouă filite cuarțitice cenușii-verzui. Aceleași roce formează și Vf. Drăghiței. Peste acestea se așază depozite carbonifere, constituite din conglomerate cuarțitice presate, alternînd cu șisturi filitice cenușii.

Carboniferul este acoperit în Vf. Muncelului de un complex de filite sericitoase, sericito-cloritoase, cuarțitice și grafitoase, cu intercalații de porfiroide și de granite cataclastice (șisturi cuarțitice cu lentile de feldspat potasic); peste filite se dispune același banc de calcare cristaline semnalate și de PÁLFY la W de Cîmpeni. Întreg acest complex este atribuit de ROZLOZSNIK în 1906 tot Carboniferului; în 1935 (25), el revine însă asupra acestei păreri și consideră filitele, porfiroidele și calcarele drept un «Cristalin al Bihariei de S», șariat peste depozitele carbonifere. În aceeași notă (25), precum și în alta mai veche (24), structura Bihariei de N este interpretată drept o cută formată din depozite carbonifere, cu Cristalin în ax, culcată spre N peste Permianul pînzei de Codru.

Descrierea petrografică a Cristalinului Bihariei este făcută foarte detailat de ROZLOZSNIK în lucrarea sa din 1906 (22). În complexul de gnaise albitice sînt separate mai multe tipuri, pe baza paragenezelor minerale: *a)* gnaise cu clorit-albit și cu amfibol-albit; *b)* gnaise cu muscovit-clorit-cuarț-albit ± granat; *c)* gnaise cu epidot-cuarț-albit; *d)* epidotite; *e)* dolomite; *f)* șisturi amfibolice cu clorit, zoizit și epidot. Sînt studiate de asemenea amfibolitele, cărora li se atribuie o origine eruptivă; gnaisele albitice sînt considerate, pe de altă parte, ca

Institutul Geologic al României

un complex de pararoce, metamorfozate pe alocuri la contactul ortoamfibolitelor. În lucrare se prezintă și o analiză chimică a unui gnais albitic cu clorit. O altă analiză a unei roce asemănătoare, precum și trei analize de amfibolite, sînt discutate în lucrarea din 1935 (25); autorul revine aci asupra primei sale păreri, considerînd și gnaisele albitice drept ortoroce metamorfozate.

În marea lucrare publicată de PÁLFY și ROZLOZSNIK în 1939 (16), sînt descrise pe larg rocele eruptive injectate în șisturile cristaline ale Munților Codru. În seria cristalină se întîlnesc cuarțite micacee cu feldspat, cuarțite micacee cu granați și cu pseudomorfoze după andaluzit, corneene șistoase cu biotit, cuarțite feldspatice cu amfibol și granat, corneene șistoase micacee cu granat și andaluzit, micașisturi și cuarțite gnaisice. Rocele eruptive sînt reprezentate prin granite cu muscovit, «granitite trondhjemitice», «leucocuarțdiorite cu două mice», granodiorite, cuarțdiorite de diverse tipuri, tonalite și gabbrouri amfibolice cuarțifere. Pe lîngă descrierile petrografice detaliate, se dau analizele chimice a nouă șisturi cristaline și a 14 roce eruptive, împreună cu interpretarea lor după metoda Niggli. Pe baza lor se fac comparații cu alte granite din lanțul carpatic.

O a doua grupă de roce eruptive, care a atras în mod special atenția autorilor în aceeași lucrare, o constituie erupțiile de vîrstă permiană din Munții Codru. Se dau, ca o completare a descrierilor microscopice, 24 de analize chimice. Asupra porfirelor cuarțifere din Bihor nu se dau date noi, acestea fiind studiate destul de complet în lucrarea din 1906 (22).

Asupra Cristalinului din Bihor și din Gilău nu găsim în această lucrare date noi față de lucrările mai vechi ale acelorași autori, care să merite a fi semnalate.

Cercetările geologice în masivul Bihariei sînt reluate în 1936 de către D. GIUȘCĂ (5). D-sa recunoaște o tectonică în pînze șariate spre N. Cristalinul Bihariei, format din șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, gnaise albitice și ortoamfibolite, încalecă peste Paleozoic; el suportă depozite carbonifere și este încălecat la rîndul lui, în regiunea Muncelului, de către Cristalinul format din filite, porfiroide și epigranite. Șisturile verzi (filitele cuarțitice cenușii-verzi ale lui ROZLOZSNIK) sînt separate de seria de Biharia și atribuite Carboniferului.

În 1939, regiunea Gîrda — Albac face obiectul cercetărilor lui TH. KRÄUTNER (10), care recunoaște existența următoarelor unități: Autohtonul, seria de Codru și seria de Biharia.

Din Autohton fac parte șisturi cristaline epizonale de Gilău, cuarțite permo-werfeniene, dolomite triasic-medii și calcare albe masive triasic-superioare (eventual liasice sau chiar tithonice).

Seria de Codru cuprinde: injecțiuni granitice-dioritice, conglomerate laminate permo-carbonifere și șisturi roșii și gresii cuarțitice, cu intercalații izolate de porfire cuarțifere (Permian).

Institutul Geologic al României

În sfîrşit, seriei de Biharia îi sînt atribuite şisturile cloritoase cu porfiroblaste de albit şi şisturile verzi, probabil carbonifere. Între cele trei serii există, după TH. KRAÜTNER, relaţii de şariaj, seria de Codru încălecînd peste Autohton, iar seria de Biharia peste seria de Codru.

Important este faptul că autorul remarcă, pentru prima dată, strînsa afinitate ce există între seria granitică-dioritică din V. Arieşului şi Eruptivul descris de PÁLFY-ROZLOZSNIK în Munţii Codru, spre deosebire de PÁLFY care căutase să interpreteze aceste intrusiuni ca un facies marginal bazic al granitului de Muntele Mare. KRÄUTNER observă de asemenea dezvoltarea asemănătoare a Paleozoicului care acoperă seria granitică-dioritică, cu Paleozoicul Munţilor Codru. Bazat pe aceste două consideraţiuni, precum şi pe poziţia tectonică analoagă (încălecare peste Mesozoicul de Bihor), autorul paralelizează aceste formaţiuni cu seria de Codru, fără a racorda însă structural această unitate cu pînza de Codru cunoscută spre NW, în regiunea Galbena — Băiţa Bihorului, pusă în evidenţă încă din 1911 de PÁLFY şi ROZLOZSNIK.

Într-o hartă manuscrisă, datînd din 1940, TH. KRAÜTNER pune în evidenţă prelungirea spre E a seriei granitice-dioritice pînă la N de Bistra, aşa cum fusese descrisă şi de PÁLFY.

Depozitele sedimentare aparţinînd bazinului neocretacic Abrud—Cîmpeni au fost descrise de M. SOCOLESCU şi T. P. GHIŢULESCU (26), şi M. ILIE (8), iar cele ale bazinului Vidra, de către V. BRANA (3) şi M. ILIE (6). În ultima vreme, aceste depozite au fost cercetate de M. şi D. LUPU.

Regiunile învecinate, care se leagă structural de regiunea noastră, au făcut recent obiectul cercetărilor altor geologi. Spre NW, M. BLEAHU a cartat între 1952 şi 1956 toată regiunea situată între Vf. Biharia, Gîrda de Jos şi izvoarele Văii Someşului Cald (2). Spre E, I. HANOMOLO şi A. HÎNCU au cartat în 1954 Cristalinul regiunii Baia de Arieş—Brăzeşti, iar spre W, C. IONESCU a cartat în 1955 şi 1956 parte din masivul Bihariei.

În 1954, V. STIOPOL a studiat un material petrografic provenind din regiunea Cîmpeni—Albac.

III. STRATIGRAFIA ŞI PETROGRAFIA REGIUNII

A) FORMAŢIUNILE CRISTALOFILIENE

Cercetările noastre din ultimii ani ne-au condus la concluzia că în regiunea Munţilor Bihorului şi Gilăului ne aflăm în prezenţa a două mari unităţi cristaline, între care există raporturi de şariaj. În N, pentru formaţiunile cristaline autohtone, am păstrat denumirea de « Cristalinul Gilăului », care se aplica pînă acum rocelor metamorfice din întregul masiv al Gilăului. În S, am numit « Cri-

Institutul Geologic al României

stalinul Arieșului », ansamblul seriilor cristaline din Biharia și din partea sudică a Munților Gilăului, care fac parte integrantă din pînza de Codru și din subunitățile ei superioare.

Peste Cristalinul Gilăului se așternd depozite sedimentare, dezvoltate în « facies de Bihor », iar Cristalinul Arieșului este acoperit de sedimente în « facies de Codru ».

1. CRISTALINUL GILĂULUI

Șisturile cristaline aparținînd acestei unități formează o zonă continuă în extremitatea nordică a regiunii studiate, începînd de la Albac către E. Pînă la V. Bistrei, noi nu le-am inclus în cercetările noastre, apariția lor fiind aproximativ limita la care ne-am oprit cartarea; de la această vale spre E, profilele noastre au traversat și șisturile cristaline de Gilău, pentru a cerceta limita sudică a granitului de Muntele Mare. Fîșia de teren cartată, aparținînd Cristalinului de Gilău, este lată de cca 4 km, între V. Bistrei și Valea Mare; apoi ea se îngustează la 2 km, iar mai departe spre E, lățimea ei scade treptat, pînă cînd Cristalinul de Gilău dispare cu totul la izvoarele Văii Căldării.

Acest Cristalin se întinde neîntrerupt prin valea Aradei și izvoarele Someșului Cald pînă în Vlădeasa și în depresiunea Huedinului, fiind cuprins între limita formațiunilor mesozoice la W și limita granitului de Muntele Mare la E. Aceleași șisturi reapar și dincolo de masivul granitic, la N și E de acesta, precum și la NW de masivul eruptiv al Vlădesei, în regiunea Ciucea și în Munții Rezului și Mezeșului.

În Cristalinul Gilăului se individualizează două serii de șisturi cristaline: seria epizonală și seria mesozonală. În general, rocele mai slab metamorfozate apar de la izvoarele Someșului și Aradei spre S, pe cînd cele mai puternic metamorfozate se întîlnesc de la Arada spre N. Fîșia de teren inclusă în harta noastră, la S de granitul de Muntele Mare, este ocupată numai de șisturi epizonale. În cadrul regiunii noastre am întîlnit iviri reduse de roce mesozonale numai la E de Albac, pe versantul nordic al Vîrfului Țiganului, dar nu am putut stabili pînă în prezent relațiile lor cu rocele înconjurătoare.

Seria mesozonală a Gilăului a făcut obiectul studiilor petrografice ale lui E. Stoicovici și A. Trif (Cluj), în regiunea văii Someșului și la N de masivul granitic de Muntele Mare (Rapoarte manuscrise în arhiva Comit. Geologic). Seria epizonală nu a fost descrisă amănunțit pînă în prezent de nici un cercetător. Nu vom intra însă în amănunte în ceea ce privește acest Cristalin, deoarece el se dezvoltă complet numai între Albac, Arada și izvoarele Someșului Cald; ne rezervăm studiul său pentru o lucrare viitoare.

Institutul Geologic al României

Rocele cu caracter mesozonal întîlnite la E de Albac sînt reprezentate prin micașisturi muscovitice cu granat. Textura acestor roce este ondulat-șistoasă. Structura lepidoblastică este imprimată de către muscovit și clorit, care formează fîșii micacee alternînd cu cele cuarțoase. Granații formează porfiroblaste mici; ei nu sînt niciodată proaspeți, ci totdeauna parțial sau total cloritizați.

Rocele cu caracter epizonal aparținînd Cristalinului de Gilău sînt de origine predominant sedimentogenă. Cel mai răspîndit tip de rocă, caracteristic pentru această serie, este reprezentat prin șisturi cuarțitice-sericitice albe, în plăci, cu o textură perfect plan-șistoasă. Lateral, acestea pot trece la șisturi cuarțitice cu membrane sau cu porfiroblaste de muscovit. În compoziția lor poate intra și o slabă proporție de granule de feldspat (de obicei albit), al căror caracter clastic ne este sugerat de către contururile caracteristice, precum și de către peliculele de sericit care le învelesc.

În masa acestor șisturi cuarțitice-sericitice se întîlnesc intercalații rare de șisturi muscovitice cu clorit (E de Albac) cuarțite negre (W de Albac), cuarțite albe (D. Băleștilor), șisturi cloritoase cu calcit și calcare cristaline (D. Băleștilor și V. Jgheburoasă), precum și de șisturi amfibolice (Valea Mare). Se poate distinge un orizont superior de șisturi cloritoase cu albit.

Granitul de Muntele Mare a constituit numai limita pînă la care ne-am întins cercetările spre N. Forma sa de zăcămînt pare a fi cea a unui «batholit Daly» tipic, cu limite tranșante față de rocele înconjurătoare. Cîteva profile efectuate de-a curmezișul masivului ne-au arătat că enclavele de șisturi cristaline lipsesc; numai în turbăriile de pe platoul Vîrfului Muntelui am găsit fragmente de șisturi cristaline (micașisturi muscovitice cu biotit și cu granați), pe care le considerăm însă mai degrabă ca vechi aluviuni ale unei platforme morfologice.

Din cîteva secțiuni subțiri făcute în granit rezultă că el este format din cca 40% feldspat potasic (ortoză și microclin), cca 10% feldspat plagioclaz (albit), cca 45% cuarț și cca 5% muscovit (ferrimuscovit cu 2V=36°); la acestea se adaogă în unele cazuri și biotit (uneori cloritizat, cu formare de sagenit), și apatit ca accesoriu. În Vf. Căpățîna (NE de Balomireasa) am întîlnit o varietate de granit cu turmalină.

Granitul de Muntele Mare este străbătut de filoane de cuarț și de pegmatite cu turmalină. Pe alocuri îmbracă faciesuri porfiroide, cu feldspați avînd pînă la 2 cm lungime. Se remarcă de asemenea faciesuri gnaisice, înspre marginile masivului.

Fenomenele de contact ale granitului sînt slabe și ocupă o suprafață redusă de teren în raport cu dimensiunile masivului eruptiv. Șisturile cristaline sînt ușor metamorfozate pe o lățime de cca 200 m de la contact, luînd

Institutul Geologic al României

naștere corneene cu biotit sau cu granați, vizibili numai la microscop. Pe alocuri, probabil într-un stadiu de transformare mai avansat, apar plaje compacte solzoase de sericit, rezultînd poate din descompunerea unor minerale de contact, ca andaluzitul sau cordieritul (pinit?).

Spre E (Izvorul Gușei, V. Crețoaia), de-a lungul contactului se observă o zonă îngustă de feldspatizare a șisturilor cu biotit: ortoza și plagioclazul, crescute prin metablasteză, au forme lenticulare tipice. După cum vom arăta mai jos, în această regiune începe a nu se mai putea distinge zona de injecție a granitului de Muntele Mare de cea a granitelor de Codru. În stadiul actual al cercetărilor este greu să ne pronunțăm dacă această alăturare a celor două zone de injecție este cauzată de tectonică (linia de încălecare prelungindu-se pînă aci) sau dacă intrusiunile de Codru se leagă aci de granitul de Muntele Mare.

În concluzie, masivul granitic care străbate Cristalinul Gilăului este în «disarmonie» (M. WALTON, 35) cu învelișul său, acesta fiind format în regiunea noastră din șisturi epizonale slab metamorfice. Granitul străbate discordant toate zonele de metamorfism, de la cea cu sillimanit pînă la cea cu clorit; el pare a fi un masiv post-tectonic (orogenic tîrziu), pentru care admitem ipoteza unei origini magmatice.

2. CRISTALINUL ARIEȘULUI

a) INTRUSIUNILE DE CODRU

La S de Cristalinul Gilăului și avînd o poziție superioară față de acesta, apare «seria granitică-dioritică» a lui TH. KRÄUTNER (10), corespunzînd întocmai cu așa zisul facies marginal bazic al granitului de Muntele Mare al lui PÁLFY (15). Seria taie V. Arieșului Mare între Gîrda de Jos și Albac, reapare în aceeași vale între Albac și Secătura și se continuă cu direcția E—W, ocupînd o fîșie de teren lată de 1—3 km, care taie V. Bistra, V. Bistrișoara, Valea Mare, V. Blotoneasa, Vf. Tarnița, V. Fîntîna Rece. V. Jgheburoasă, Vf. Pogăceaua, V. Lupșei și V. Căldării. De la Fața Albă spre E, zona de injecție a acestor intrusiuni se continuă probabil, dar este greu de distins de zona de contact a granitului de Muntele Mare, cu care se învecinează nemijlocit.

Această serie este formată din șisturi cristaline străbătute de două cicluri de intrusiuni: un prim ciclu de roce bazice și un al doilea de roce acide pînă la intermediare.

α) *Intrusiunile bazice (ortoamfibolitele)* formează în general corpuri masive, a căror compoziție merge de la cea a hornblenditelor pînă la cea a meladioritelor cuarțifere. Sînt aceleași intrusiuni care străbat, după cum vom vedea mai jos, și seria de Biharia în masivul Bihariei și în masivul Drăghiței.

Institutul Geologic al României

Caracterul mineralogic comun al tuturor acestor roce este predominanța hornblendei față de mineralele leucocrate; de la varietăți exclusiv amfibolice ajungem, prin tranziții gradate, la altele cu numai 50% hornblendă.

Metadioritele melanocrate sînt rocele cele mai frecvente printre ortoamfibolite. Structura lor este hipidiomorf-granulară și textura masivă. Mineralele principale constituente sînt hornblenda (0,2—6 mm) și plagioclazul (0,5—7 mm).

Hornblenda apare în cristale de obicei proaspete, cu forme cristalografice, conturele fiind însă deseori corodate la contactul cu plagioclazul. Este o varietate comună verde sau rar verde-albăstruie, cu $-2V=73°,3$ (media a 11 determinări la masa universală, care merg de la 71° la 74°,5) și $n_g - n_p = 0,021$. Uneori hornblenda trece în clorit (0,1—0,7 mm), iar mai rar se observă formarea de granule de epidot (0;05—0,8 mm) sau de calcit (0,1—0,2 mm). În unul din ortoamfibolitele masivului Drăghiței se poate observa, după conture relicte, cum hornblenda pseudomorfozează piroxenul.

Plagioclazul este reprezentat printr-un oligoclaz cu 10—17% An (relief negativ, unghi maxim de extincție simetrică 4°). În majoritatea cazurilor este intens alterat, fiind transformat într-un agregat solzos, în care predomină sericitul (0,01—0,5 mm); de multe ori feldspatul este total sericitizat. Frecventă este de asemenea formarea unor plaje de caolin.

În afara celor două minerale esențiale descrise mai sus, în compoziția meladioritelor mai poate intra ca mineral leucocrat, cuarțul, în granule alotriomorfe izolate (0,1—0,5 mm), iar ca mineral melanocrat, biotitul (0,1—1 mm), în relație de reacție cu hornblenda.

Ca minerale accesorii se întîlnesc titanitul (0,08—1,2 mm), apatitul (0,05—0,7 mm) și, extrem de rar, minereul (0,04—0,5 mm).

Analize planimetrice

	Secțiunea nr.			
	23 a Secătura	123 d V. Blotoneasa	9 K Vf. Crapului	113 V. Bistrișoara
Hornblendă . . .	56,5%	55,7%	52,8%	51,2%
Plagioclaz	17,5%	30,7%	32,9%	32,8%
Cuarț	9,9%	10,3%	14,2%	15,9%
Biotit	11,8%	3,3%	—	—
Titanit	2,0%	—	—	—
Apatit	2,3%	—	—	—

Metagabbrourile se deosebesc de rocele precedent descrise doar prin proporția mult mai ridicată de hornblendă (0,2—5 mm) față de plagioclaz

Institutul Geologic al României

(0,1—1,6, mm) și prin apariția cu totul sporadică a cuarțului (0,15—1 mm), singurul mineral accesoriu fiind titanitul (0,03—0,7 mm). Plagioclazul, extrem de sericitizat, are același conținut redus în anortit.

Analize planimetrice

	Secțiunea nr.		
	50 a V. Bistrei	115 D. Scrădelului	50 V. Bistrei
Hornblendă . .	84,7%	75,0%	74,4%
Plagioclaz . . .	11,5%	25,0%	22,4%
Cuarț	—	—	2,5%
Titanit	3,8%	—	0,7%

Local (D. Scrădelului), lipsa totală a feldspatului duce la apariția de hornblendite, în care, în afară de amfibol (0,1—3 mm), mai apare cca 20% clorit (0,15—1,8 mm), ca accesorii întîlnindu-se minereul (0,02—0,1 mm) și apatitul (0,4 mm).

Asociate pe teren intrusiunilor bazice apar pe V. Bistrei p e g m a t i t e a m f i b o l i c e, formate din cristale de hornblendă pînă la 5 cm lungime, plagioclaz, cuarț, biotit, titanit, apatit și minereu. Sub microscop se observă și concrețeri micropegmatitice de cuarț și feldspat.

În același grup de intrusiuni intră și unele ortoamfibolite (o parte a celor din V. Bistrei, precum și cele care străbat seria de Biharia în masivul Drăghiței), la care hornblenda își menține aceleași caractere descrise mai sus, componentul feldspatic (ce formează 35—45% din rocă) schimbîndu-și însă aspectul. În loc ca plagioclazul să apară în cristale de același ordin de mărime cu hornblenda, se constată sub microscop că o parte din aceasta din urmă pare a forma fenocristale (0,5—6 mm) cu conture puternic corodate, într-o pastă granulară formată din cristale de 0,04—0,8 mm de albit-oligoclaz, căruia i se asociază uneori și cristale de hornblendă (0,1—0,4 mm). După modul de prezentare ar trebui să conchidem la prezența unor derivate filoniene (microdiorite porfirice, porfire dioritice, lamprofire). Avînd în vedere și caracterul acid al plagioclazului din toate intrusiunile de acest tip, și coroziunea hornblendei, ne întrebăm însă dacă nu avem de-a face cu o recristalizare a feldspatului în legătură poate cu un fenomen de metasomatoză sodică.

β) *Intrusiunile acide și intermediare.* Al doilea ciclu de intrusiuni care străbat șisturile cristaline și ortoamfibolitele este reprezentat de roce intermediare și acide, mergînd de la diorite cuarțifere pînă la granite.

Institutul Geologic al României

Din analizele planimetrice redate mai jos se poate observa că există o discontinuitate pronunțată între compoziția mineralogică a acestor roce și cea a ortoamfibolitelor, mineralele leucocrate fiind întotdeauna cu mult predominante la primele.

Granitele de coloare roz, apar destul de rar și par a reprezenta cele mai recente intrusiuni. Sînt roce cu structura hipidiomorf-granulară și cu textura totdeauna masivă, în compoziția cărora intră feldspatul potasic (0,3—4 mm), feldspatul plagioclaz (0,1—2 mm), cuarțul (0,2—3 mm), muscovitul (0,2—2 mm) și biotitul (0,15—1,3 mm); ca minerale accesorii apar uneori apatitul (0,04—0,8 mm), minereul (0,04—0,2 mm) și în mod excepțional (D. Gîrdelor), granatul (0,15—0,25 mm).

Feldspatul potasic este reprezentat prin microclin, uneori pertitic, și mai puțin prin ortoză. Plagioclazul este un albit-oligoclaz. Apare frecvent maclat polisintetic după legea albitului; trei determinări făcute la masa universală au dat conținuturi de 1%, 8% și 13% An, iar unghiul axelor optice a fost găsit de 79—85°. Biotitul este uneori cloritizat și apare frecvent concrescut cu muscovitul. O varietate de granit în care biotitul lipsește, apărînd numai muscovitul în foițe larg dezvoltate, are feldspatul total sericitizat, nemaiputîndu-se recunoaște proporția de feldspat potasic față de plagioclaz. Se pot observa uneori cantități mai mari de apatit în rocă, acesta asociindu-se în general, în secțiunile examinate, cu muscovitul.

Analize planimetrice

	Secțiunea nr.		
	4 K Albac	23 Secătura	3 K Gura Pojorîtei
Feldspat plagioclaz	48,5%	47,9%	21,2%
Feldspat potasic		14,6%	31,6%
Cuarț	37,5%	33,5%	38,3%
Muscovit	14,0%	2,0%	5,9%
Biotit	—	2,0%	1,7%
Apatit	—	—	1,3%

Granitele plagioclazice (plagiogranite, trondhjemite) formează cele mai răspîndite intrusiuni. Sînt roce de coloare albă, cu structura hipidiomorf granulară, cu textura masivă sau uneori ușor gnaisică, în compoziția cărora intră plagioclazul, cuarțul, muscovitul și biotitul. Caracteristice sînt lipsa feldspatului potasic și proporția ridicată de cuarț.

Plagioclazul apare în cristale de 0,2—2,3 mm, frecvent lipsite de conture cristalografice. Maclarea polisintetică după legea albitului este foarte răspîn-

Institutul Geologic al României

dită, însă datorită unei sericitizări relativ slabe, dar uniforme și constante, determinarea cu precizie a conținutului în anortit nu este cu putință; după unghiul foarte mic de extincție simetrică a maclelor, ca și după relief, care este în unele secțiuni slab pozitiv, iar în altele slab negativ, avem de-a face cu un oligoclaz acid.

Cuarțul constituie o foarte mare parte din rocă; cristalele (0,1—4 mm) sînt totdeauna alotriomorfe.

Muscovitul apare în proporții reduse, în foițe (0,1—0,8 mm) cuprinse între cristalele de cuarț și feldspat sau incluse în acesta din urmă.

Un studiu comparativ al muscovitului din rocele descrise pînă aci ne-a arătat că conținutul în fier al acestui mineral (care îi determină unghiul axelor optice), scade odată cu scăderea proporției de biotit din rocă (pe măsură ce crește aciditatea rocei).

Secțiunea nr.	Granite cu muscovit		Granit cu 2 mice	Plagiogranit
	4 K	6 K	3 K	5 K
2 V	40°; 40°; 39°	39°; 39°	37°; 37°	35°

Biotitul (0,15—1,5 mm) este aproape totdeauna transformat în pennin; se constată uneori și formarea pe seama sa a epidotului (0,04—0,35 mm). Ca minerale accesorii se întîlnesc, sporadic, apatitul (0,01—0,7 mm) și minereul (0,1—0,3 mm).

Rocele au suferit uneori solicitări mecanice, constatîndu-se îndoiri ale lamelelor de maclă la plagioclaz și extincția ondulatorie, pe alocuri foarte puternică, la cuarț.

Analize planimetrice

	Secțiunea nr.	
	47 V. Bistrei	5 K Gura Rogozului
Plagioclaz	45,3%	50,9%
Cuarț	47,4%	39,4%
Muscovit	1,1%	3,0%
Biotit	6,1%	6,7%

Granodioritele se disting de granitele plagioclazice numai printr-o proporție mai redusă de cuarț (0,2—10 mm) și o creștere a cantității biotitului (cloritizat) în rocă (0,4—1,2 mm), muscovitul (0,1—0,6 mm) apărînd uneori

Institutul Geologic al României

accidental. Plagioclazul (0,2—4 mm) este tot un albit-oligoclaz, avînd relief negativ. Ca mineral accesoriu apare în plus și titanitul (0,1—0,2 mm).

Analize planimetrice

	Secțiunea nr.	
	104 a V. Mare	68 Albac
Plagioclaz	57,8%	61,2%
Cuarț	26,2%	17,9%
Biotit	15,2%	20,8%
Muscovit	0.8%	—

În legătură cu aceste intrusiuni apar și filoane de pegmatite plagioclazice cu muscovit. Pe V. Arieșului, la gura Rogozului, am întîlnit și cîteva filonașe centimetrice de cuarț cu turmalină.

Dioritele cuarțifere sînt roce în care feldspatul plagioclaz (0,4—4 mm), un albit cu cca 6% An (determinat la masa universală), predomină cu mult față de cuarț (0,2—2 mm), care nu întrece proporția de 15%. După natura elementului melanocrat se pot distinge diorite cuarțifere biotitice cu hornblendă, în care biotitul (0,2—1,6 mm), frecvent proaspăt, apare în cantități mai mari decît hornblenda (0,2—1,2 mm), și diorite cuarțifere amfibolice, în care hornblenda (1—2,5 mm) este singurul constituent colorat.

Ca minerale accesorii apar apatitul (0,2—0,25 mm), titanitul (0,04—1 mm) și, excepțional, zirconul (0,1 mm).

Caracterul albitic al plagioclazului pare a nu fi primar, deoarece se constată fenomene intense de alterare a feldspatului: caolinizare împreună cu sericitizare, sau saussuritizare tipică (constatată chiar în cazul rocei al cărei plagioclaz a fost determinat). Se constată de asemenea formarea epidotului (0,05—0,4 mm), cloritului (0,2—0,6 mm) și calcitului (0,1—0,15 mm) pe seama hornblendei, primele două minerale secundare apărînd uneori și din biotit.

Analize planimetrice

	Secțiunea nr.	
	123 b V. Blotoneasa	123 c V. Blotoneasa
Plagioclaz	68,0%	77,1%
Cuarț	8,3%	11,1%
Biotit	17,9%	—
Hornblendă	4,1%	11,7%
Apa it	0,6%	—
Titanit	1,1%	—

Institutul Geologic al României

Microdioritul, care apare într-un singur punct pe Valea Mare, este format din plagioclaz (0,1—1,6 mm) și hornblendă (0,1—0,8 mm), ca minerale accesorii fiind prezente titanitul (0,02—0,4 mm) și minereul (0,02—0,14 mm).

Cristalele de plagioclaz, frecvent maclate polisintetic, sînt proaspete; caracterul albitic este datorat unei bogate separații de epidot (0,02—0,4 mm) în cristale răspîndite uniform în cuprinsul rocei.

Analiza planimetrică

	Secțiunea nr. 104 Valea Mare
Plagioclaz	56,2%
Hornblendă	17,4%
Epidot	21,8%
Titanit	3,5%
Minereu	1,0%

O serie de caractere mineralogice neobișnuite ale rocelor eruptive descrise (atît ale celor bazice, cît și ale celor acide și intermediare), sînt: bogăția în cuarț a granitelor plagioclazice, persistența acestui mineral pînă în rocele gabbroide, compoziția generală albitică a plagioclazului. Aceste caractere ne arată că nu ne mai aflăm în cîmpul tipic al rocelor magmatice și că se face simțită influența metamorfismului.

Intrusiunile acide și intermediare descrise pînă aci se prezintă pe teren sub forma unui număr de filoane, în parte concordante cu șisturile cristaline străbătute, în parte discordante față de acestea. Dimensiunile intrusiunilor sînt mai reduse (de ordinul metrilor și chiar al decimetrilor) în părțile superioare ale seriei; în baza ei apar și corpuri de proporții mai apreciabile.

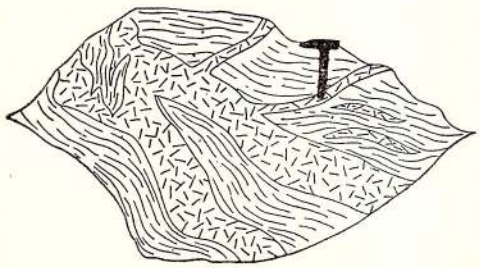


Fig. 1. — Filoane granitice străbătînd Cristalinul. Valea Arieșului Mare, între Albac și Secătura.

Dacă în partea superioară a seriei, aspectul general al filoanelor este cel al unei rețele anastomozate (fig. 1), înspre bază șisturile cristaline încep să apară mai mult ca enclave în corpurile eruptive, iar pe alocuri sînt chiar parțial «digerate». În cazul unor «digerări» mai avansate, ele apar doar sub forma unor benzi mai melanocrate, cu aspect nebulitic în masa rocelor eruptive. Sîntem astfel în fața unui fenomen clasic de anatexie, care produce, după

Institutul Geologic al României

clasificarea lui JUNG și ROQUES din 1952 (30), migmatite heterogene tipice: de la aspectul de diadysite (filonașe ramificate, neregulate, uneori ptygmatice, care străbat șisturile) se trece la aspectul de agmatite («brecii eruptive», șisturile apărînd ca enclave în granite).

γ) *Șisturile cristaline* care au fost străbătute de intrusiuni au suferit o gamă variată de modificări; după factorul predominant care a acționat, putem grupa, pentru ușurința expunerii, rocele astfel formate, în corneene termice, produse ale metamorfismului de contact, și în migmatite, produse ale metamorfismului de injecție. De fapt, această împărțire este schematică și se referă la termenii extremi ai varietăților întîlnite, între care există o serie întreagă de tranziții, iar cele două tipuri de metamorfism nu acționează separat ci deseori se suprapun.

Înainte de a intra în descrierea tipurilor de roce, trebuie să arătăm transformările mineralogice intervenite în urma intrusiunilor. Acțiunea termică se traduce prin formarea de biotit și, în măsură mai mică, de granat. Acțiunea de injecție are ca rezultat feldspatizarea. Ambele acțiuni se combină cu recristalizarea mineralelor preexistente.

Corneenele termice se caracterizează printr-o structură granoblastică-homeoblastică, în mozaic. Ele sînt formate din cristale de plagioclaz ușor sericitizat, cuarț, biotit brun-verzui, uneori trecînd în pennin, și granat.

În aceeași categorie a rocelor modificate prin contact termic includem și o serie de șisturi micacee, formate aproape exclusiv dintr-un agregat foios de mică, în care se disting porfiroblaste larg dezvoltate, de biotit și muscovit.

Migmatitele sînt roce care își păstrează textura șistoasă originală, apropiindu-se de o compoziție mineralogică granitică prin creșterea procentului de plagioclaz. Cel mai comun tip este format din membrane micacee foarte bogate în biotit, care alternează cu pături cuarțo-feldspatice sau chiar aproape exclusiv feldspatice; în secțiunile perpendiculare pe șistozitate, această alternanță se observă clar, migmatitele luînd aspectul gnaisic datorită ștergerii structurilor metasomatice. Unele secțiuni dau impresia unor granodiorite sau diorite cuarțifere, însă cu o proporție mult prea mare de biotit.

Biotitul care apare în aceste roce este o varietate intens brun-roșcată, puternic pleocroică; cristalele sînt larg dezvoltate și conțin frecvente incluziuni de zircon cu aureole pleocroice și o rețea bogată de sagenit, care se observă în special în anumite porțiuni decolorate. Uneori se observă transformarea în clorit. În cantități ceva mai reduse apare muscovitul, care are un conținut mai ridicat în fier (ferrimuscovit cu $2V = 36° - 37°$). Sporadic apar în aceste roce și porfiroblaste de granat, străbătute de o rețea de vine sericitice.

Tot datorită fenomenului de impregnare cu material feldspatic se explică probabil și formarea unor șisturi cloritoase bogate în plagioclaz; roca este con-

Institutul Geologic al României

stituită dintr-o alternanță de benzi clorito-albitice și de benzi feldspatice formate prin injecție. Plagioclazul nu apare sub forma comună a porfiroblastelor, ci are forme cu totul neregulate și prezintă maclări polisintetice.

Amestecul progresiv de material feldspatic cu materialul inițial duce la formarea unor gnaise granodioritice, al căror studiu microscopic, nelegat de observații de teren, nu poate decide dacă avem de-a face cu ortoroce gnaisice (roce eruptive consolidate în cîmp de stress, sau supuse ulterior consolidării lor unor solicitări dinamo-termice), sau cu șisturi cristaline puternic feldspatizate. Relațiile de teren fac să înclinăm în favoarea celei de a doua ipoteze, considerîndu-le tot ca migmatite.

Prin injecție și contact explicăm și apariția pe V. Bistrei a unui granit gnaisic format din plagioclaz albitic (cca 45%), cuarț (cca 40%), biotit parțial cloritizat (cca 8%), muscovit (cca 4%), silimanit (cca 2%) și minereu (cca 1%).

Subzistă un dubiu în privința unor gnaise formate din feldspați plagioclazi lenticulari, despărțiți de membrane de clorit și de mortar de cuarț. Ele pot avea caracter migmatitic sau, mai probabil, pot reprezenta o serie de intrusiuni vechi, anterioară chiar ortoamfibolitelor. Aceste gnaise lenticulare sînt răspîndite în special de la Valea Mare spre E.

Caracterul primordial al șisturilor cristaline care au fost străbătute de intrusiunile descrise mai sus este greu de reconstituit. În partea superioară a seriei granitice, acolo unde filoanele granitice-granodioritice sînt mai puțin dese, se poate constata că acestea străbat șisturi cloritoase cu epidot netransformate, aparținînd bazei seriei de Biharia. Dar această situație se poate observa numai între Valea Mare și V. Dobrei, la N de Bistra, acolo unde seria de Biharia se așează normal deasupra seriei cu intrusiuni, și nu și mai spre W, unde contactul are loc prin intermediul unei linii de încălecare. În sectorul menționat, plecînd din seria granitică spre S, se poate remarca într-adevăr cum intrusiunile devin din ce în ce mai rare, pînă ajung numai niște filoane izolate, iar caracterul de corneene sau de migmatite al rocelor înconjurătoare dispare treptat. Zona de trecere are aici o lățime de cca 200 m. Pe alocuri, în șisturile cristaline străbătute de intrusiuni, se intercalează șisturi amfibolice cu zoizit, epidot și albit.

Compoziția mineralogică (și caracterul ei predominant de largă variație), precum și modul de zăcămînt al intrusiunilor descrise mai sus nu lasă nici o îndoială asupra identității dintre această serie și intrusiunile descrise de PÁLFY și ROZLOZSNIK în Munții Codrului (16), fapt relevat pentru prima oară de KRÄUTNER (10). Din descrierile lui D. GIUȘCĂ, precum și din observațiile proprii, am putut să ne dăm seama că există de asemenea asemănări și cu Eruptivul masivului Highiș.

Institutul Geologic al României

În ceea ce privește granitul de Muntele Mare, se constată că numai cele mai tinere intrusiuni din Codru, și anume granitele normale cu două mice, prezintă caractere mineralogice asemănătoare cu aceasta.

În masivul Muntele Mare nu se observă nici pe departe aceeași largă variație în compoziție ca la intrusiunile de Codru, iar modul de zăcămînt și de punere în loc este cu totul altul. Pentru geneza seriei intrusiunilor de Codru am recurs la o interpretare sugerată de asemănarea dintre datele noastre de observație de pe teren și descrierea făcută de către SEDERHOLM (31), a unor complexe precambriene din Finlanda.

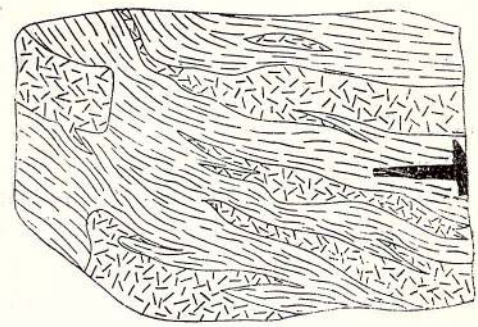


Fig. 2. — Bloc spălat de Arieșul Mare, între Albac și Secătura. Injecție granitică în migmatite.

Prima serie de intrusiuni care au străbătut fundamentul cristalin, format în mare parte din șisturi cloritoase cu albit, au fost intrusiunile bazice pe care le găsim azi sub formă de metagabbrouri și metadiorite. Acestea ar juca rolul «dyke-urilor bazice» ale lui SEDERHOLM, fiind situate însă la un nivel mai adînc. În același timp, aceste intrusiuni ar putea reprezenta magmatismul inițial al unei orogeneze (STILLE, 33).



Fig. 3. — V. Bistrei. Injecție granitică. Detaliu scara 1/?.

Plutonismul sinorogen («Hochorogen») ar fi reprezentat de către intrusiunile de granite plagioclazice și granodiorite, care apar sub formă de arterite, apofize ale unor masive eruptive situate mai în adîncime și provenite din retopirea parțială a scoarței sialice. După SEDERHOLM, considerăm că rețeaua de vine granitice este de origine magmatică, deoarece omogenitatea lor și contactele tranșante cu rocele înconjurătoare ne sugerează faptul trecerii materialului lor în starea lichidă. Rocele asociate de compoziție cuarț-dioritică le interpretăm ca sintectice, formate prin asimilarea rocelor străbătute.

O fază ceva mai tîrzie (« Spätorogen ») de intrusiuni ar fi reprezentată de către granitele normale cu două mice, împreună eventual cu granitul de Muntele Mare din domeniul Gilăului.

Institutul Geologic al României

În sfîrșit, accentuăm că pentru rocele neomogene străbătute de intrusiunile de Codru și impregnate pe cale metasomatică de material feldspatic, considerăm ca foarte evident caracterul de migmatite, în sensul cel mai apropiat de descrierea originală a acestui tip de roce (SEDERHOLM).

b) SERIA DE BIHARIA

După cum am arătat mai sus, între Valea Mare și V. Dobrei se poate observa cum deasupra seriei cu injecții granitice urmează normal o altă serie cristalină, neafectată de intrusiuni. Această serie este dezvoltată tipic în masivul Bihariei, unde a fost descrisă de P. ROZLOZSNIK (22) (Nagybiharkristallin) și de D. GIUȘCĂ (5) și a fost denumită de către TH. KRÄUTNER «seria de Biharia» (10). Este vorba de un complex probabil tufogen, format în cea mai mare parte din șisturi cloritoase cu epidot și albit, acesta din urmă fiind frecvent dezvoltat porfiroblastic.

Seria de Biharia formează extremitatea vestică a regiunii noastre (Cucurbeta Mică), apoi masivul Drăghița (Capul Drăghiței—Măgura Negrii) și D. Belescilor, la N de comuna Neagra. De la E de această localitate, ea formează o zonă continuă, dirijată în general E—W, ce trece pe la S de V. Negrii, prin comuna Secătura, unde intersectează V. Arieșului Mare, apoi taie V. Caselor în jurul Crișenilor, V. Bistrei și Bistrișoarei, dispărînd la W de Tarnița. La E de Bistra ea reapare în jurul confluenței Arieșului cu V. Dobrii, și se continuă spre E tăind Valea Mare a Tomnatecului și V. Lupșa.

Rocele care predomină în seria de Biharia sînt șisturile cloritoase cu porfiroblaste de albit. Alături de acestea apar gnaise albitice, șisturi cloritoase și epidotice cu calcit și subordonat micașisturi muscovitice. O parte din filitele cloritoase care se întîlnesc deasupra seriei granitice pe V. Bistrei, V. Bistrișoarei și Valea Mare, reprezintă faciesuri mai pelitice, avînd o structură extrem de fină.

În masivul Bihariei și în masivul Drăghiței, Seria de Biharia este străbătută de corpuri de ortoamfibolite. Spre E, se întîlnesc numai intercalații reduse de amfibolite cu epidot și albit (D. Belescilor, Secătura, V. Dobrei, V. Dobrișoarei, etc.).

Alături de rocele enumerate mai sus, Seria de Biharia mai cuprinde două nivele lentiliforme de calcare cristaline, formînd orizonturi discontinui, unul spre bază (Hoțești, Borlești, la NE de Secătura și Coasta Vîscului, în satul Certeje, la W de V. Bistrei) și unul la partea superioară a seriei, la trecerea spre seria de Muncel (Poterești, D. Frunții,. D. Muntelui, izvorul Văii Dobrișoara, apoi Vf. Măgura, Vf. Tomnatecului, Prislopul, V. Lupșa). Orizontul superior este frecvent asociat cu paraamfibolite cu albit și epidot; calcarele acestui orizont iau o dezvoltare deosebită spre E, în regiunea Lupșa.

Institutul Geologic al României

Orizontul superior de calcare are o importanţă stratigrafică deosebită, el delimitînd aproximativ seria de Biharia de cea de Muncel. Acelaşi nivel calcaros este citat şi în masivul Bihariei de D. GIUŞCĂ (5) la Luncăneşti (S de Vf. Muncelului). Şi nivelul inferior îşi găseşte probabil un corespondent în intercalaţiile de calcare dolomitice în regiunea V. Leucii—Vf. Biharia.

Pe V. Dobrişoarei, puţin în amonte de confluenţa cu V. Dobrei, în şisturile cloritoase se intercalează un banc de 0,50 m grosime, de conglomerate cu ciment cloritos metamorfozat.

În mod excepţional apar intercalate în seria de Biharia şi slabe pachete de filite grafitoase (Turleşti, Hoţeşti).

Şisturile cloritoase cu porfiroblaste de albit. În această grupă am inclus rocele caracterizate prin parageneza clorit + albit, acesta din urmă prezentîndu-se sub formă de porfiroblaste. În clasificarea şisturilor cristaline din regiunea Otago (Noua Zelandă), F. J. TURNER (34) atribuie aceste roce subzonei a patra (cea mai profundă) cu clorit.

Masa fundamentală a rocei este formată dintr-un ţesut de clorit şi albit (± cuarţ) sau de clorit şi epidot. Uneori foiţele de clorit capătă o dezvoltare mai pronunţată şi o orientare comună, imprimînd rocei caracterul lepidoblastic. În cîteva puncte, în relaţii de succesiune neclare faţă de clorit, apar rare foiţe brun-palide de biotit. În compoziţia rocei apare uneori şi o cantitate mică de muscovit, ceea ce denotă faptul că a existat materialul (după HARKER) care să reacţioneze cu cloritul pentru a forma biotit, dar în general acest stadiu de metamorfism nu a fost atins.

În mod subordonat mai apar în rocă arareori şi cîteva cristale de calcit, precum şi ace fine de hornblendă orientate după şistozitate. Ca mineral accesoriu, în afară de minereu, care este prezent în mod constant, mai apar sporadic apatitul şi turmalina, şi extrem de rar titanitul. Remarcăm apariţia mineralelor accesorii, în special în varietăţile în care materialul tufogen iniţial a suferit un amestec mai pronunţat cu material detritic şi în care de aceea este prezent şi muscovitul.

Porfiroblastele de albit au dimensiuni relativ uniforme pentru fiecare secţiune în parte; aceste dimensiuni variază însă regional, porfiroblastele fiind mai larg dezvoltate spre W în masivul Bihariei şi în cel al Drăghiţei şi mai reduse de la Secătura spre W. În general, ele formează peste 50% din rocă şi numai rareori se prezintă în număr mic, izolate în masa bazală. Sînt întotdeauna lipsite de contururi cristalografice, avînd de obicei forme ovale dispuse cu lungimea în sensul şistozităţii. Porfiroblastele sînt rareori maclate şi niciodată polisintetic; de obicei prezintă incluziuni de clorit, sericit, epidot şi minereu, care pot adopta uneori o dispoziţie sigmoidă, aceasta indicînd rotaţiile suferite de porfiroblaste în timpul creşterii (deformare paracristalină).

Institutul Geologic al României

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Albit	40—68%	0,02—3 mm
Clorit	20—40%	0,05—2,5 mm
Epidot	0—17%	0,01—0,2 mm
Cuarț	0—10%	0,01—0,3 mm
Muscovit	0—10%	0,04—0,6 mm
Biotit	0— 2%	0,03—0,4 mm
Hornblendă	0—10%	0,04—0,4 mm
Calcit	0— 3%	0,1 —0,5 mm
Minereu	1— 4%	0,01—1,5 mm
Apatit	0— 1%	0,03—0,3 mm
Turmalină	0— 1%	0,05—2 mm
Titanit	0—10%	0,04—0,6 mm

O varietate a șisturilor cu porfiroblaste, care din punct de vedere al compoziției mineralogice face trecerea spre gnaisele albitice, este caracterizată printr-o cantitate mai redusă de clorit, compensată printr-o creștere corespunzătoare a proporției de albit și de cuarț în mesostaza rocei. Porfiroblastele prezintă aci și numeroase incluziuni de cuarț sub formă de picături.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Albit	60—72%	0,1 —1,6 mm
Clorit	6—20%	0,02—0,6 mm
Epidot	0— 3%	0,02—2 mm
Cuarț	11—15%	0,01—0,34 mm
Muscovit	0— 4%	0,02—0,45 mm
Calcit	0— 1%	0,04—0,12 mm
Minereu	2%	0,01—0,22 mm
Apatit	0— 1%	0,1 —0,15 mm

Pe de altă parte, scăderea proporției de albit față de clorit + epidot și absența porfiroblastelor duce la apariția de șisturi cloritoase cu epidot, microblastice, străbătute uneori chiar de vinișoare de epidot.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Albit	40—43%	0,01—0,4 mm
Clorit	25—30%	0,04—0,5 mm
Epidot	25—30%	0,03—0,35 mm
Actinot	2— 5%	0,03—0,3 mm
Minereu	1%	0,02—0,22 mm

Institutul Geologic al României

Gnaisele albitice sînt roce formate aproape exclusiv din albit (care predomină) și din cuarț (ambele cca 95%), avînd structura granoblastică. Cristalele de albit sînt uneori maclate polisintetic și se pot prezenta și sub formă de «Schachbrettalbit». Cuarțul are frecvent contururi dințate și prezintă extincții onduloase. Cloritul, muscovitul, epidotul și minereul apar în cantități cu totul reduse.

Contururile unora din feldspați, apoi mortarul care înconjoară numai cristalele de albit, cît și caracterul maclării acestora, diferit de cel al albitului din porfiroblaste, ne fac să considerăm că gnaisele albitice provin din metamorfozarea unor arcoze, așa cum ne-a fost sugerat de D. Giușcă.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Albit	50—67%	0,03—2 mm
Cuarț	30—45%	0,02—1,2 mm
Clorit	0— 4%	0,05—1 mm
Muscovit.	0— 2%	0,02—0,2 mm
Epidot	0— 2%	0,04—0,45 mm
Minereuri	1— 2%	0,01—0,34 mm

Șisturile cu zoizit sînt roce cu structură granoblastică și cu textura slab șistoasă, formate dintr-un agregat foarte fin de albit, zoizit și clorit, la care se mai adaugă în proporții mici și muscovit.

Cuarțul și calcitul apar probabil secundar, în rare cristale sau asociații de indivizi mai larg dezvoltați, răspîndiți în cuprinsul rocei.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Albit	30%	0,02—0,2 mm
Zoizit	40—45%	0,04—0,3 mm
Clorit	10—15%	0,05—0,7 mm
Muscovit.	3— 4%	0,02—0,1 mm
Minereu	1— 3%	0,03—0,15 mm
Cuarț	2—10%	0,05—1,2 mm
Calcit	2— 5%	0,07—0,3 mm

Filitele cloritoase sînt caracterizate prin apariția acelorași componenți ca și în rocele descrise mai sus (clorit, albit, epidot, etc.), însă cu dimensiuni mult mai reduse ale granulelor componente, datorită atît originii pelitice inițiale cît și recristalizării metamorfice foarte slabe. Granulația extrem de mărun-

Institutul Geologic al României

tă a acestor filite este însoțită de o structură foarte uniformă, întreruptă doar de rare vinișoare de cuarț.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Albit	40—55%	0,01—0,3 mm
Clorit	10—38%	0,02—0,3 mm
Epidot	15—27%	0,01—0,06 mm
Cuarț	0— 4%	0,02—0,3 mm
Sericit	0— 5%	0,01—0,03 mm
Calcit	0— 5%	0,02—0,14 mm
Minereu	1— 3%	0,01—0,8 mm

Porfiroidele, care nu apar decît în mică măsură în seria de Biharia, prezintă aceleași caractere cu cele care străbat seria de Muncel și pe care le vom descrie pe larg mai jos. Într-o masă grano-lepidoblastică formată din albit, cuarț, epidot și clorit, apar fenocristale relicte de albit, care dau rocei structura blastoporfirică. Acestea se deosebesc net sub microscop de porfiroblaste, prin contururile indivizilor și prin tipul de maclări polisintetice și combinate după mai multe legi. Păturile micacee sînt relativ bine segregate în rocă și mulează fenocristalele relicte de albit.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Albit	45—55%	0,04—2 mm
Clorit	5—20%	0,03—1 mm
Epidot	10—15%	0,02—0,3 mm
Muscovit	5—20%	0,02—0,4 mm
Cuarț	10—15%	0,03—0,3 mm
Minereu	0— 1%	0,05—0,3 mm

Micașisturile se caracterizează prin prezența în cantități mai mari a muscovitului (un ferrimuscovit cu 2V=36°, media a cinci determinări), alături de albit, clorit și cuarț, acest din urmă apărînd și el în proporții mai ridicate. Aceste roce, cu un luciu special, sînt frecvente în special spre baza seriei de Biharia.

Existența albitului sub forma de porfiroblaste dă naștere unor varietăți care fac trecerea spre șisturile cloritoase cu albit; deosebirea constă exclusiv în înlocuirea unei mari proporții de clorit prin muscovit. Porfiroblastele, care apar în proporții variabile (15 pînă la 50% din masa rocei), prezintă aceleași caractere

Institutul Geologic al României

descrise mai sus: formele ovale, lipsa maclelor polisintetice și raritatea maclelor în general, incluziunile orientate de cuarț și sericit. În unele varietăți de micașisturi, ele lipsesc însă cu desăvîrșire.

Masa fundamentală este formată din cuarț, albit, muscovit și clorit, avînd o structură grano-lepidoblastică; mineralele micacee au început să formeze pături aparte, alternînd cu cele cuarțoase și mulînd porfiroblastele de albit.

Interesantă este prezența, în cîteva rare puncte, în micașisturi, a unor mici cristale de granat slab colorate în roz; uneori acestea, mai larg dezvoltate, cuprind incluziuni granulare de cuarț. Granatul se poate întîlni el însuși ca mici incluziuni în porfiroblastele de albit, acolo unde acestea sînt numeroase.

Ca minerale accesorii apar în micașisturi, mai constant decît în șisturile cloritoase cu albit, apatitul și turmalina.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Albit	0—60%	0,04—3 mm
Cuarț	10—45%	0,02—0,8 mm
Muscovit	15—42%	0,02—1,5 mm
Clorit	6—20%	0,02—2 mm
Epidot	0— 1%	0,05—0,3 mm
Granat	0— 5%	0,04—0,45 mm
Turmalină	0— 1%	0,08—0,2 mm
Apatit	0— 1%	0,04—0,4 mm
Minereu	1— 3%	0,01—0,95 mm

Șisturile cloritoase cu calcit apar formate dintr-o concreștere homeoblastică de albit, clorit și calcit; șistozitatea rocei este marcată prin dispoziția paralelă a foițelor de clorit, precum și prin dispoziția în fîșii a granulelor de calcit alternînd cu pături albitice-cuarțoase și cu pături micacee.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Albit	30—40%	0,01—0,45 mm
Clorit	19—30%	0,04—0,2 mm
Calcit	20—40%	0,06—1 mm
Epidot	0— 7%	0,01—0,04 mm
Cuarț	0— 5%	0,02—0,15 mm
Muscovit	0— 5%	0,05—0,25 mm
Minereu	1— 3%	0,02—0,15 mm

Șisturile cu epidot și calcit se prezintă sub forma unei concreșteri granoblastice de albit, epidot și calcit, uniform răspîndite în masa rocei, în a cărei compoziție mai intră cantități mici de cuarț și clorit. La unele

Institutul Geologic al României

din rocele aparținînd acestui tip se poate observa o puternică ondulare a șistozității, ducînd la formarea unor microcute, a căror amplitudine este de ordinul de mărime al milimetrilor.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Albit	28—40%	0,04—0,8 mm
Epidot	35—36%	0,02—0,7 mm
Calcit	15—25%	0,06—0,8 mm
Clorit	1— 3%	0,1 —0,3 mm
Cuarț	5—10%	0,03—0,2 mm
Minereu	1— 2%	0,02—0,3 mm

Calcarele cristaline care apar în seria de Biharia prezintă toate o structură microgranoblastică și în general sînt formate numai din calcit, putînd fi uneori, datorită purității lor, exploatate în carieră ca piatră de var (V. Lupșa).

În calcarul de la Borlești (din baza seriei de Biharia) se observă însă o alternanță de strate, bine delimitate, calcitice (cu rare elemente detritice de cuarț sau de albit), cu strate cuarțoase formate din granule ovale fin dințate. La Coasta Vîscului (V. Bistrei la E de Certeje), separația între păturile carbonatice și cele cuarțoase ale rocelor aceluiași nivel stratigrafic este mai difuză. În aceste cazuri avem de-a face probabil mai degrabă cu o alternanță primară în compoziția rocei decît cu o silicifiere. Dar în cuprinsul acelorași calcare, precum și a nivelului superior (V. Caselor, Poterești, D. Muntelui), se observă frecvent și evidente fenomene de silicifiere, sub forma unei rețele de vine de cuarț, sub 1 cm grosime, care străbat roca în toate direcțiile.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Calcit	50—100%	0,02—0,7 mm
Cuarț	0— 50%	0,02—0,5 mm
Albit	0— 4%	0,08—0,4 mm
Minereu	0— 1%	0,01—0,05 mm

Amfibolitele comune ale seriei de Biharia prezintă în general o structură nematoblastică-porfiroblastică și o textură șistoasă pronunțată.

Tipul cel mai frecvent este caracterizat printr-o masă fundamentală formată din cristale aciculare de hornblendă verde-palidă, orientate subparalel și concrescute cu cristale de albit și de epidot. Se întîlnesc de asemenea, răspîndite în masa rocei, și foițe de clorit, provenind din transformarea hornblendei, și, uneori, cristale de calcit.

Institutul Geologic al României

Pe acest fond apar porfiroblaste de hornblendă cu dimensiuni de ordinul milimetrilor, lipsite în general de forme cristalografice. Hornblenda are nuanța verde-palidă caracteristică ocurențelor din șisturile cristaline și este slab pleocroică, avînd $c: n_g = 19°$.

La o parte din amfibolitele care sînt lipsite de porfiroblaste de hornblendă, albitul apare sub forma de microporfiroblaste și roca ia aspectul șisturilor cu porfiroblaste, în care amfibolul ia locul cloritului. Într-un singur caz am observat și prezența biotitului.

În aproape toate amfibolitele, un element accesoriu caracteristic este titanitul, care apare ca agregate de leucoxen sub forma de «ouă de insecte». Remarcabilă este proporția redusă de minereu din toate aceste roce.

Chiar dacă structurile observate la microscop nu ne pot duce la concluzii categorice, asocierea unei mari părți a acestor amfibolite cu nivelele de calcare cristaline (în special cu cel de la limita seriei de Biharia cu seria de Muncel), ne face să le considerăm ca paraamfibolite, provenind din intercalații marnoase; o altă parte ar putea proveni și din tufuri diabazice.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Hornblendă	30—88%	0,05—4,5 mm
Albit	0—50%	0,01—0,8 mm
Epidot	8—35%	0,01—1,4 mm
Clorit	0—15%	0,02—0,7 mm
Calcit	0— 2%	0,01—0,5 mm
Cuarț	0— 5%	0,05—0,16 mm
Biotit	0— 1%	0,06—0,1 mm
Titanit	0— 3%	0,01—0,7 mm
Minereu	0— 2%	0,01—0,4 mm

La izvorul Văii Dobrișoara se observă în nivelul de paraamfibolite asociate cu calcare, ce separă seria de Biharia de cea de Muncel, o fîșie retromorfozată în șisturi cloritoase. Acestea păstrează structura grano-nematoblastică inițială, sau chiar cea în snop (« Garbenschiefer »).

Masa granoblastică a rocei este formată din granule de cuarț și de albit, în general puternic sericitizat. În cuprinsul ei sînt răspîndite numeroase cristale prismatice de coloare verde, pleocroice, a căror extincție dreaptă împreună cu coloarea de birefringență albăstruie anomală, arată că avem de-a face cu un clorit din grupul penninului, care pseudomorfozează hornblenda. Uneori aceste cristale prezintă incluziuni poikilitice de cuarț.

La alte varietăți, cloritizarea a fost însoțită de formarea albitului și epidotului printr-o transformare mai profundă a rocei, iar cristalele primare de hornblendă au fost total descompuse, astfel că nu le mai putem observa decît cu totul

Institutul Geologic al României

aproximativ contururile, și numai cu ochiul liber sau cu un obiectiv slab, care fără a reda detaliile, permite o privire de ansamblu asupra secțiunii.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Albit	25–55%	0,04–0,3 mm
Clorit	30%	0,02–1,8 mm
Cuarț	3–20%	0,1 –0,7 mm
Epidot	0–10%	0,02–0,1 mm
Sericit	0–23%	0,01–0,3 mm
Minereu	2%	0,04–1,1 mm

O r t o a m f i b o l i t e l e seriei de Biharia au fost descrise mai sus, împreună cu intrusiunile de Codru, astfel că nu revenim asupra lor.

În concluzie, paragenezele caracteristice observate în seria de Biharia sînt următoarele:

Albit + cuarț;
Albit + clorit ± epidot;
Albit + clorit + calcit;
Albit + epidot + calcit;
Albit + epidot + hornblendă;
Albit + cuarț + muscovit + clorit ± granat.

Cu privire la originea șisturilor cloritoase cu porfiroblaste de albit, care formează cea mai mare parte a seriei, s-au emis diferite ipoteze. În ipoteza clasică, (după A. HARKER, 29), am avea de-a face cu produsele de recristalizare ale unui material eruptiv (spilite), tufogen (tufuri diabazice), sau ale unui material detritic provenind din erodarea unui masiv eruptiv. Pe de altă parte, CLOUGH emite ideia unor metasomatoze sodice regionale care ar fi produs porfiroblastele. După TURNER (34), s-ar putea pune problema unei «metasomatoze» în sens larg, și anume o recristalizare însoțită de migrații locale a materialului feldspatic din rocele inițiale, dar nu a unui aport de Na_2O din afară.

În Munții Leaotei, N. GHERASI (4), descriind o serie petrografică destul de asemănătoare, atinge această problemă, adoptînd însă teoria originii tufogene.

În cazul nostru, atribuim originea seriei de Biharia unui complex tufogen, cu cîteva intercalații sedimentogene, raliindu-ne concluziei exprimate de P. ROZLOZSNIK încă în 1935, pe baza interpretării unui șir de analize chimice. Într-adevăr, ipoteza unei metasomatoze regionale este mai greu de susținut; aportul de Na_2O nu ar putea fi considerat decît ca o manifestare periferică metasomatică a intrusiunilor granitice-granodioritice de Codru. Însă, tocmai în regiunea de maximă dezvoltare a porfiroblastelor, în Biharia, aceste intrusiuni acide

Institutul Geologic al României

şi intermediare lipsesc, iar acolo unde ele apar, nu se observă decît porfiroblaste mărunte (la N de Bistra) sau acestea lipsesc total (în baza digitaţiei de Arieşeni), la Gîrda de Sus, pe V. Arieşului.

Grosimea stratigrafică a seriei de Biharia, cuprinsă între nivelul inferior de calcare sau nivelul ultimelor intrusiuni granitice şi nivelul superior de calcare asociate cu paraamfibolite care fac tranziţie spre seria de Muncel, scade treptat de la W către E, fiind de cca 1200 m în regiunea Cîmpeni şi ajungînd la cca 700 m în regiunea Lupşa.

Aceleaşi şisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit se mai întîlnesc şi în alte părţi ale Cristalinului Arieşului, atît în W (Munţii Codrului), cît şi în E (regiunea Oreşti, regiunea Băişoara). Noi le considerăm ca un element caracteristic al acestui Cristalin.

c) SERIA DE MUNCEL

Deasupra seriei de Biharia, ocupînd o poziţie stratigrafic superioară, se aşează un complex de şisturi cristaline, predominant sedimentogen. Pentru prima dată el a fost individualizat în regiunea Vf. Muncel, situat la S de Vf. Bihariei, de către P. Rozlozsnik (Südbihar-Kristallin), apoi de către D. Giuşcă, fără a i se da încă vreo denumire. Găsim de aceea potrivit să adoptăm numele de «seria de Muncel», după locul în care acest complex îşi capătă o dezvoltare tipică. În regiunea Muncelului, filitelor cuarţito-sericitoase şi sericito-cloritoase li se asociază, după descrierile autorilor, intercalaţii puternice de porfiroide şi de granite cataclastice (epigranite, gnaise oculare). Răspîndirea largă pe care o au aceste ortoroce în masivul Bihariei nu subzistă însă şi în regiunea noastră. Între Vidra şi Cîmpeni apar numai cîteva iviri de porfiroide, de cîţiva metri lungime, pe V. Arieşului Mic şi la confluenţa acestuia cu Arieşul Mare. Ultima ivire se întîlneşte pe V. Lipăii, la NW de Bistra. Singura ivire de gnais ocular este pe V. Arieşului, la ieşirea din satul Mihoeşti.

Rocele care formează cea mai mare parte din complexul sedimentogen al seriei de Muncel sînt constituite din şisturi cuarţitice-sericitoase, cu slabe intercalaţii grafitoase, din şisturi clorito-muscovitice şi din şisturi sericitoase blastopsamitice, la care, sub microscop, se mai poate observa caracterul detritic. Trebuie subliniat faptul că în masa şisturilor sedimentogene apar şi cîteva pachete de roce cu caracter tufogen, formate din şisturi cu albit, clorit şi epidot, dar numai într-un singur punct, la confluenţa celor două Arieşuri, am putut observa adevărate porfiroblaste mari de albit.

Sporadic apar pe V. Arieşului, intercalate în seria de Muncel, şi şisturi cloritoase cu calcit. Şisturile calcaroase formează un şir de iviri care, pornind din V. Lupşei, trece peste D. Cărbunarilor şi se îndreaptă spre V. Căldării.

Institutul Geologic al României

La Virtănești, pe Arieșul Mic, la Mihoești, pe Arieșul Mare, pe V. Dobrei și a Dobrișoarei se întîlnesc cîteva mici lentile de șisturi amfibolice. Pe V. Caselor, între Cîmpeni și Certeje, apar șisturi cu albit și zoizit.

Au mai fost, în sfîrșit, separate cartografic bancuri de cuarțite albe în jurul Colțului Șesului (NE de V. Lupșa) și la izvorul Văii Mari a Tomnatecului. În regiunea Lupșa, deasupra complexului descris mai sus, se așază între V. Arieșului și V. Lupșei un orizont superior de cuarțite negre, analoage celor larg răspîndite în Carpații orientali. Cuarțite negre apar și la N de Cîmpeni, în D. Copcei, formînd o fîșie de la W de V. Bistrei pînă la W de V. Bistrișoarei, în axul unui sinclinal culcat; în Colțul Șesului ele apar de asemenea, asociate cu cuarțitele albe.

Șisturile cuarțitice-sericitoase sînt formate dintr-o masă granoblastică de cuarț, străbătută de fîșii sericitoase, în compoziția căruia intră, în proporții mai mari sau mai mici, grafitul. Uneori, acesta predomină, roca trecînd la un șist cuarțitic grafitos. Grafitul poate fi dispus în pături bine individualizate, ușor vălurite, sau poate fi răspîndit în masa întregei roce, unele pături fiind mai bogate în acest constituent.

În mod subordonat pot apărea în aceste șisturi, cloritul și albitul.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Cuarț	30—90%	0,01—0,6 mm
Albit	0—36%	0,01—0,8 mm
Sericit	5—20%	0,01—0,4 mm
Clorit	0—10%	0,02—0,08 mm
Turmalină	1%	0,02—0,12 mm
Apatit	1%	0,1 mm
Grafit	3—13%	pulbere
Minereu	1— 2%	0,02—0,1 mm

Șisturi clorito-muscovitice apar mai rar; în compoziția lor intră în proporție de aproape 90% muscovitul și cloritul și subordonat cuarțul; ca acesorii apar turmalina și minereul. Mineralele micacee formează un feutraj compact, vălurit, în care se individualizează numai rare fîșii cuarțoase.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Muscovit	cca 47%	0,02—0,8 mm
Clorit	» 30%	0,04—0,2 mm
Cuarț	» 20%	0,02—0,2 mm
Turmalină	» 1%	0,04—0,1 mm
Minereu	» 2%	0,05—0,7 mm

Institutul Geologic al României

Şisturile sericitoase blastopsamitice sînt compuse dintr-o masă bazală mai mult sau mai puţin recristalizată şi din mici elemente rulate, care şi-au păstrat încă individualitatea.

Masa este formată în cea mai mare parte din granule fine de cuarţ, pe lîngă care mai apar sericitul, cloritul şi, subordonat, albitul şi minereul (acesta din urmă frecvent sub formă de pseudomorfoze de limonit după carbonaţi). Structura masei este uneori abia slab granoblastică; ea poate ajunge însă şi granolepidoblastică, datorită cantităţii mai mari de minerale micacee, dezvoltării lor mai largi şi asocierii lor în pături distincte.

În masa bazală se găsesc prinse elemente rulate, avînd uneori contururile mulate de un strat subţire de sericit; elementele sînt formate din granule de cuarţ şi uneori de albit, cu margini dinţate. Rocele în ansamblu sînt puţin afectate de recristalizarea metamorfică.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

Cuarţ	45—50%	0,01—1,7 mm
Albit	30—40%	0,01—1 mm
Sericit	10—15%	0,01—0,2 mm
Minereu	0— 8%	0,01—0,2 mm

O altă varietate de roce, la care caracterul detritic nu a fost şters de recristalizare, este caracterizată prin prezenţa a numeroase granule de 0,3—0,6 mm de albit şi cuarţ, avînd contururi net angulare, prinse într-o masă predominant lepidoblastică, formată din sericit, clorit şi granule foarte fine de albit şi cuarţ.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

Cuarţ	20—36%	0,01—0,6 mm
Albit	33—45%	0,01—0,6 mm
Sericit	15—20%	0,01—0,2 mm
Clorit	5—10%	0,02—0,5 mm
Minereu	3— 5%	0,01—0,4 mm

Şisturile cu albit, clorit şi epidot, ce apar intercalate în seria de Muncel, prezintă caracterele obişnuite ale şisturilor seriei de Biharia, astfel încît nu mai intrăm în descrierea lor.

Institutul Geologic al României

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Albit	40—55%	0,04—1,6 mm
Cuarț	25—30%	0,02—0,4 mm
Sericit	0— 5%	0,03—0,6 mm
Clorit	1—30%	0,04—0,6 mm
Epidot	0—30%	0,01—0,4 mm
Calcit	0— 2%	0,04—0,3 mm
Minereu	1— 4%	0,02—0,2 mm

Șisturile cloritoase cu calcit sînt formate din granule, relativ uniforme ca mărime, de albit, la care se asociază în mică proporție și cuarțul, și din mici cristale de epidot. Calcitul se prezintă sub formă de plaje neregulate, sau de cristale izolate. În rocă apar și rare cristale aciculare de hornblendă actinolitică, precum și granule isometrice de minereu. Într-una din secțiuni sînt prezente și cîteva foițe de biotit, pe cale de transformare în clorit sau înconjurate de o ramă de minereu; o parte din hornblendă a fost de asemenea transformată în minereu secundar.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Albit	35—40%	0,02—0,2 mm
Cuarț	5—10%	0,02—0,2 mm
Clorit	23—28%	0,06—0,4 mm
Biotit	0— 1%	0,15—0,4 mm
Calcit	15—20%	0,1 —1 mm
Hornblendă	0— 2%	0,1 —0,5 mm
Epidot	5—10%	0,02—0,3 mm
Apatit	1%	0,1 —0,2 mm
Minereu	2— 4%	0,04—0,25 mm

Șisturile calcaroase dintre V. Lupșei și V. Căldării sînt alcătuite din pături de calcit alternînd cu pături de cuarț. Calcitul are o granulație extrem de neuniformă; el formează și vinișoare care străbat păturile cuarțoase. Cuarțul are extincția puternic ondulatorie.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Calcit	cca 60%	0,04—0,7 mm
Cuarț	» 40%	0,06—0,9 mm

Șisturile amfibolice ale seriei de Muncel sînt caracterizate prin parageneza: hornblendă + epidot + albit. Structura tuturor acestor roce este grano-nematoblastică, textura fiind pronunțat șistoasă.

Institutul Geologic al României

Hornblenda, de coloare verde-albăstruie foarte palidă, apare de obicei sub formă de porfiroblaste; cristalele sînt în general puţin dezvoltate în lungime, şi fasciculate în părţile terminale, uneori avînd chiar contururi cu totul neregulate. Unghiul de extincţie este $c:n_g = 22°$.

Cloritul este reprezentat printr-o varietate cu alungirea negativă; apare în general asociat cu cristale de hornblendă, provenind din transformarea părţilor marginale ale acestora.

Masa rocei este formată dintr-un agregat granular de albit, epidot, clorit, ace mărunte de hornblendă, uneori zoizit, calcit şi titanit. Epidotul, zoizitul şi calcitul, împreună cu albitul, provin uneori din transformarea unor cristale de plagioclaz: se poate observa într-una din secţiuni cum, în stadiul ei iniţial, roca a fost constituită din hornblendă şi plagioclaz dezvoltat granoblastic.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

Hornblendă	25–55%	0,05–4 mm
Albit	20–40%	0,01–0,5 mm
Epidot	5–15%	0,01–0,2 mm
Clorit	0–20%	0,05–2 mm
Zoizit	0–30%	0,01–0,4 mm
Calcit	0–15%	0,1 –0,45 mm
Apatit	1%	0,15–0,3 mm
Titanit	1– 3%	0,04–0,2 mm
Minereu	0– 5%	0,02–0,8 mm

Şisturile cloritoase cu hornblendă reprezintă o formă de trecere la şisturile cloritoase. Aceste roce sînt formate dintr-un agregat compact de foiţe fine de clorit şi de granule de epidot, cuarţ şi albit, în care ici şi colo apar cristale aciculare de hornblendă verde-albăstruie palidă. Cu excepţia epidotului, mineralele au în general o orientare comună, fiind alungite după şistozitate. În cuprinsul masei descrise apar mici sectoare alungite, formate din cristale mai larg dezvoltate de cuarţ, clorit şi minereu (pirită). Sporadic apar şi foiţe de biotit neregulat dispuse. Şistozitatea rocei este lineară.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

Albit	20–45%	0,01–0,2 mm
Cuarţ	0–10%	0,05–0,4 mm
Clorit	15–25%	0,03–0,5 mm
Hornblendă	10–30%	0,05–0,3 mm
Epidot	8–15%	0,02–0,2 mm
Biotit	0– 2%	0,05–0,4 mm
Minereu	2–10%	0,02–1 mm

Institutul Geologic al României

Şisturile cu albit şi zoizit de pe V. Caselor au o structură grano-nematoblastică, şistozitatea prezentînd uşoare ondulaţii. Cristalele granulare, uşor alungite, de albit, sînt străbătute de ace fine de actinot; rareori acestea ating ordinul de mărime al granulelor de albit, uneori fiind chiar extrem de fine şi complet incluse în acestea din urmă.

Cuarţul formează numai o mică proporţie din rocă. Zoizitul iese în evidenţă pe acest fond prin relieful mai puternic al cristalelor sale scurt-prismatice, cu colori anomale de birefringenţă. Alături de el mai apar foiţe de clorit.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

Albit	cca 35 %	0,05—0,3 mm
Cuarţ	» 15 %	0,05—0,1 mm
Zoizit	» 25 %	0,02—0,1 mm
Actinot	» 10 %	0,04—0,1 mm
Clorit	» 15 %	0,1 —0,3 mm

Cuarţitele negre de la N de Lupşa sînt roce compuse aproape exclusiv din cuarţ şi din grafit, acestora asociindu-li-se uneori, în cantităţi foarte reduse, sericitul. Structura este granoblastică; textura este şistoasă, perfect lineară, uneori cu aspect rubanat. Roca este formată din pături de cuarţ ceva mai larg recristalizat, lipsite total de grafit, alternînd cu pături alcătuite din granule fine de cuarţ, asociate cu o mare cantitate de pigment grafitos.

În cuarţitele negre de la NW de Bistra, raporturile de mărime dintre păturile cuarţoase şi cele cuarţoase-grafitoase sînt aceleaşi, dimensiunile absolute ale granulelor fiind însă mult mai reduse, ceea ce dă rocei un aspect mai compact. Aci se observă şi extrem de slabe ondulaţiuni, care nu schimbă însă caracterul plan al şistozităţii. În aceste cuarţite apar şi pături subţiri îmbogăţite în sericit; acestea nu sînt pretutindeni dispuse perfect paralel cu şistozitatea, ci fac un unghi de cîteva grade cu aceasta.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

Cuarţ	67—85 %	0,01—0,5 mm
Grafit	15—30 %	pulbere
Sericit	0— 2 %	0,06—0,1 mm
Minereu	0— 1 %	0,08—0,3 mm

Gnaisele oculare, care apar într-un singur punct, la Mihoeşti, intercalate între şisturile seriei de Muncel, se caracterizează prin apariţia unei ortoze micropertitice, în cristale mari pînă la 5—6 mm. Aceste cristale, uneori

Institutul Geologic al României

maclate, sînt sfărîmate în mai multe fragmente recimentate între ele prin pasta cuarțo-feldspatică ce formează și restul rocei. În compoziția acestei mase fundamentale granoblastice intră cuarțul și, în proporție mai mică, feldspatul, apoi sericitul, formînd pături subțiri care imprimă rocei textura șistoasă și, în cantități infime, minereul.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Feldspat potasic pertitic . .	40—45 %	0,02—0,1; 0,1—5 mm
Cuarț	40—48 %	0,04—0,7 mm
Sericit	10—14 %	0,01—0,3 mm
Turmalină	1 %	0,04—0,06 mm
Minereu	1— 2 %	0,02—0,15 mm

P o r f i r o i d e l e care apar în cuprinsul seriei de Muncel sînt caracterizate printr-o structură blastoporfirică, textura fiind pronunțat șistoasă. Fenocristalele relicte de feldspat plagioclaz și-au păstrat în unele cazuri contururile idiomorfe, fiind dispuse oricum față de șistozitate; se poate întîmpla însă ca aceste contururi să nu se fi păstrat, feldspații luînd forme neregulate, colțuroase și dispunîndu-se atunci de obicei cu lungimea în sensul șistozității. Se întîlnesc și contururi ovale alungite, dar acestea nu iau decît rar aspectul de porfiroblaste.

Maclarea unora din indivizii de plagioclaz este foarte asemănătoare celei din rocele efuzive. Se întîlnesc numeroase macle polisintetice după legea albitului, periclinului, sau combinări ale multor legi de maclă; apar de asemenea cristale simplu maclate după legea Karlsbad.

Conținutul în anortit al plagioclazilor a fost determinat la masa universală prin mai multe metode, obținîndu-se valori cuprinse între 1—8 % An.

	Rittmann	Reinhard	Köhler	2V	Fața utilizată
Secțiunea nr. 9; Plagioclaz I	8 %	8 %; 1 %	2 %	80°	(010)
Secțiunea nr. 9; Plagioclaz II	8 %	8 %; 1 %	2 %	80°	(010)
Secțiunea nr. 60; Plagioclaz III . . .	—	3 %; 1 %	—	—	periclin
Secțiunea nr. 60; Plagioclaz IV . . .	—	8 %; 7 %	—	—	»
Secțiunea nr. 213; Plagioclaz V . . .	—	2 %; 7 %	—	76—77°	(001)
Secțiunea nr. 213; Plagioclaz VI . . .	—	—	8 %	—	(010)

Prin metoda Reinhard au fost determinate pozițiile, pe curbele de migrație, ale polilor fețelor indicate în ultima coloană: au fost determinați polii pentru ambii indivizi ai unei macle. Prin metoda Köhler s-au determinat unghiurile $n_g\ n_g'$ $(= n_m n'_m)$, pe care le fac axele indicatricelor a doi indivizi maclați.

Institutul Geologic al României

Prin metoda Rittmann s-a determinat unghiul de extincție maximă în zonă simetrică.

Acolo unde a fost posibil, s-a determinat unghiul axelor optice. Toate determinările au fost făcute în funcție de curbele de temperatură joasă; au existat însă devieri de la curbele clasice.

Pasta porfiroidelor este puternic recristalizată, în urma metamorfismului, în compoziția ei intrînd albitul (20—40 %), cuarțul, cloritul și numai uneori sericitul, epidotul, calcitul, apatitul și minereul. Structura pastei este granoblastică, uneori grano-lepidoblastică. Se poate observa, într-un stadiu incipient, segregarea unor pături de minerale micacee.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Albit	40—65 %	0,3 —2,6 mm; 0,01—0,3 mm
Cuarț	20—30 %	0,01—0,5 mm
Clorit	5—16 %	0,02—0,6 mm
Sericit	0—10 %	0,02—0,25 mm
Epidot	0— 5 %	0,02—0,2 mm
Calcit	0— 6 %	0,04—0,2 mm
Apatit	1 %	0,04—0,2 mm
Zircon	1 %	0,08—0,1 mm
Minereu	1— 4 %	0,01—0,6 mm

Caracterele de mai sus ne fac a considera porfiroidele ca rezultînd din metamorfozarea unor roce efusive și eventual și a unor tufuri acide.

Șisturile clorito-sericitoase cu biotit. Toate rocele descrise pînă aci din seria de Muncel aparțin « zonei cu clorit ». În extremitatea sudică, în partea superioară a șisturilor sericitoase apar intercalații discontinui de roce aparținînd « zonei cu biotit ». Acestea se deosebesc de celelalte șisturi ale seriei de Muncel numai prin prezența biotitului. Structura acestor roce este grano-lepidoblastică, iar textura șistoasă plană, lipsită de ondulații. În compoziția lor intră cuarțul, o oarecare proporție de albit, uneori vădind o tendință de formare de porfiroblaste, și minerale micacee, sericit, clorit și biotit, orientate paralel cu șistozitatea rocei.

Biotitul are coloarea brun-roșcată, pronunțat pleocroică; el apare sub forma de foițe mărunte, în cantități variabile. Uneori el ajunge să înlocuiască în întregime celelalte minerale micacee, dar alteori este prezent în cantități extrem de reduse.

Un alt constituent al acestor șisturi este calcitul, apărînd în cristale izolate.

Multe șisturi clorito-sericitoase cu biotit au o evidentă structură blastopsamitică, așa cum am arătat și la alte roce ale seriei de Muncel: în cuprinsul

Institutul Geologic al României

rocelor apar elemente rulate de 1—2 mm diametru, formate în special din cuarţ. Acest mineral este de cele mai multe ori zdrobit şi granulele clastice transformate în zone lentiliforme, dar în unele cazuri (V. Lupşei, la ieşirea din sat), el poate rămîne neafectat de deformări mecanice.

Se poate observa, în unele cazuri foarte rare, că şirurile de foiţe de biotit, sau benzile cuarţoase cu granulaţii deosebite, par a se dispune oblic faţă de şistozitate, ceea ce ar duce la concluzia că aceasta nu a coincis totdeauna cu stratificaţia iniţială.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

Cuarţ	40—60 %	0,01—2,3 mm
Albit	3—25 %	0,01—0,9 mm
Sericit	10—30 %	0,02—0,4 mm
Clorit	0—13 %	0,02—1,1 mm
Biotit	1—12 %	0,06—1 mm
Calcit	0—20 %	0,05—0,5 mm
Grafit	0—3 %	pulbere
Minereu	1—3 %	0,01—0,2 mm

Rocele de acest tip apar pe V. Ponorelului, pe V. Arieşului între Mihoeşti şi Cîmpeni, pe V. Arieşului între Bistra şi Lupşa şi deasupra cuarţitelor negre pe V. Caselor, V. Lupşei şi V. Micuzenilor şi fac trecerea spre rocele cu granaţi ale seriei de Baia de Arieş. În masa acestor şisturi apar şi lentile de dimensiuni reduse de şisturi amfibolice cu albit şi epidot, asemănătoare cu cele descrise mai sus, în compoziţia cărora intră însă şi o proporţie de 3—10 % biotit sub forma unor foiţe de 0,05—0,2 mm.

Apariţii izolate de biotit se mai întîlnesc accidental şi în porfiroide (Valea Mică), în şisturile cuarţitice sericitoase cu grafit (Bistra, la S de Arieş), în şisturile sericitoase blastopsamitice (Arieşul Mic), în şisturile cu albit, clorit şi epidot (Mihoeşti), precum şi, după cum am văzut mai sus, în şisturile cloritoase cu calcit şi în şisturile cloritoase cu amfibol de pe V. Arieşului. În consecinţă, am cuprins şi rocele formînd « zona cu biotit» în seria de Muncel, avînd în vedere că nu se puteau separa peste tot ca un orizont continuu, după cum reiese clar din hartă, precum şi datorită faciesului mineralogic al rocelor amfibolice care este acelaşi în întreaga serie, aşa cum am delimitat-o noi.

Grosimea stratigrafică a seriei de Muncel, cuprinsă între seria de Biharia şi nivelul şisturilor biotitice, variază de la 1000 m în regiunea Cîmpeni, la 1500 m în regiunea Lupşa, crescînd deci spre E. Se constată că grosimea totală a pachetului format din seriile de Biharia şi Muncel se menţine constantă la cca

Institutul Geologic al României

2200 m în regiunea Cîmpeni—Lupșa, grosimile celor două serii variind însă invers una față de cealaltă.

La confluența Arieșului Mare cu Arieșul Mic apare intercalat în șisturile sericitoase, alături de porfiroide și de un banc de șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, un filon concordant de cuarț alb lăptos, lung de cca 30 m și gros de peste 3 m. În masa cuarțului se găsesc diseminate foarte rare vinișoare submilimetrice de calcopirită, căreia i se asociază uneori malachitul și azuritul. Apar și rare cuiburi de 1—2 cm de galenă. Alte filoane de cuarț asemănătoare nu am mai întîlnit în regiune.

d) SERIA DE BAIA DE ARIEȘ

Rocele seriei de Baia de Arieș capătă o dezvoltare masivă în extremitatea estică a regiunii, începînd de la o fractură, orientată N—S, la E de V. Lupșei. Această serie este reprezentată prin rocele « zonei cu granat », care se pot grupa în următoarele tipuri: filite microblastice cu granați, șisturi cuarțitice muscovitice cu granați, paragnaise cu biotit și granați, amfibolite cu plagioclaz și calcare marmoreene. Se mai remarcă în această zonă intercalații de cuarțite albe-cenușii. Spre E și SE, zona șisturilor cu granați se prelungește în regiunea Baia de Arieș, unde în compoziția lor apare și staurolit. În pintenul Băii de Arieș sînt cunoscute și granite pegmatoide.

La confluența Văii Mușca cu V. Arieșului se așează, deasupra șisturilor sericitoase, o mică fîșie de filite și de paragnaise cu granați.

De la Gura Sohodolului pînă la S de Vidra și continuîndu-se mai departe spre W, după cum rezultă din hărțile publicate de M. SOCOLESCU (26) și de D. GIUȘCĂ (5), apare, de sub cuvertura senoniană, o bandă de calcare marmoreene, citate încă de PÁLFY (15), dirijată E—W și care spre N se așează peste șisturile sericitoase și șisturile biotitice ale seriei de Muncel; ea se întinde pînă la o linie paralelă cu Arieșul Mic, la cca 1 km la S de acesta. Grosimea plăcii de calcare este de cîteva zeci de metri. Nu am găsit nici o intercalație de șisturi cristaline nici în interiorul masei calcarelor, nici în baza acestora.

Continuitatea dintre șisturile cu granați ale regiunii văii Lupșei, cele de la Mușca și calcarele marmoreene de la Cîmpeni—Sohodol, este mascată de către depozitele senoniene ale bazinului Abrud—Cîmpeni.

F i l i t e l e c u g r a n a ț i sînt caracterizate printr-o masă fundamentală microblastică, în compoziția căreia intră, în proporții variabile, cuarțul, sericitul, cloritul, minereul și pigmentul grafitos, ultimele două putînd lipsi în anumite cazuri; biotitul, pe cale de formare din clorit, poate apărea și el ca foițe brune-gălbui cu un foarte slab pleocroism.

Institutul Geologic al României

Şistozitatea acestei mase fundamentale este uneori plană, însă mai adesea ea prezintă mici cute de ordinul fracţiunilor de milimetru. În acest agregat fin, abia uşor recristalizat, se individualizează benzi subţiri de 1—2 mm, formate din cuarţ mai larg dezvoltat, însoţit de foiţe de clorit.

Un caracter pregnant porfiroblastic îi este dat rocei de către cristalele de granat. Acestea apar uneori în cantităţi remarcabile, alteori se răresc într-atît, încît în cuprinsul unei secţiuni subţiri într-o rocă avînd granat, vizibil megascopic, nu este prins nici un individ din acest mineral.

Porfiroblastele de granaţi sînt străbătute de un sistem de fisuri transversal faţă de şistozitatea rocei; ele includ granule fine de minereu şi prezintă zone de cloritizare: un cristal mai mare de granat, ce poate fi recunoscut după conturele iniţiale, este împărţit în 3 sau maximum 4 sectoare mai mici, prin fîşii groase de 0,1—0,3 mm, formate din clorit. Acesta este reprezentat prin varietatea pennin, avînd colori anomale de birefringenţă în tonuri violet închis şi alungire pozitivă.

Foarte arareori apar în aceste filite şi porfiroblaste de biotit, orientate oblic faţă de şistozitate.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

Cuarţ	8—60 %	0,01—0,5 mm
Albit	0— 2 %	0,1 —0,6 mm
Sericit	15—60 %	0,01—0,6 mm
Clorit	5—20 %	0,01—0,5 mm
Turmalină	< 1 %	0,02—0,05 mm
Biotit	0— 2 %	0,04—1,6 mm
Granat	2—55 %	0,6 —2,0 mm
Minereu	1— 3 %	0,02—1,0 mm
Limonit	2—20 %	plaje
Grafit	0— 5 %	pulbere

Şisturile cuarţitice muscovitice cu granaţi sînt roce la care o recristalizare mai înaintată a dus la o structură granolepidoblastică a masei fundamentale. Textura este pronunţat şistoasă, cu ondulaţii largi. În compoziţia lor intră cuarţul, muscovitul, cloritul, biotitul, granatul şi minereul.

Cuarţul apare sub forma de granule alungite, cu contururi adesea aproape dreptunghiulare; are extincţia foarte slab onduloasă. El formează benzi care alternează cu benzile subţiri micacee.

Muscovitul se prezintă atît ca foiţe fine, perfect orientate paralel, dispuse între granulele de cuarţ, cît şi sub forma de pături micacee compacte, în compoziţia cărora intră şi cloritul. Acesta din urmă, în afara păturilor micacee, mai

Institutul Geologic al României

apare și în cristale mai larg dezvoltate, totdeauna în vecinătatea granatului. În acest caz el are colori anomale de birefringență, reprezentînd probabil un pennin format pe seama granatului.

Biotitul formează porfiroblaste cu contururi în general neregulate, apărînd asociat cu cloritul.

Granatul se prezintă sub forma de porfiroblaste mari cu contururi cristalografice, străbătute de fisuri orientate în toate sensurile; cuprind incluziuni, de cuarț (în special spre marginile cristalelor), orientate paralel cu șistozitatea, și de minereu. De-a lungul unor fisuri, granații sînt atacați pe alocuri de un început de cloritizare sau de sericitizare; judecînd după orientarea incluziunilor porfiroblastele au suferit o rotație de 40°—50° față de mesostază în ultima perioadă a creșterii lor: șirurile de incluziuni își racordează direcția cu cea a șistozității rocei sub forma de arce de curbă într-o zonă periferică a cristalelor de granat.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Cuarț	30—50 %	0,08—1 mm
Muscovit	7—20 %	0,05—0,6 mm
Clorit	10—20 %	0,06—1 mm
Biotit	0— 5 %	0,2 —1,8 mm
Granat	3—50 %	0,2 —5 mm
Minereu	2— 3 %	0,01—0,2 mm

În paragnaisele cu biotit și granat, păturile, alcătuite din cuarț și din rare foițe de clorit, alternează cu pături în care cuarțului i se asociază în largă măsură și plagioclazul. Benzile cuarțo-feldspatice sînt bogate în cristale mărunte de biotit, în general orientat în sensul șistozității, dînd astfel rocei un început de structură lepidoblastică, dar și transvers în unele cazuri. Pe lîngă biotit mai apar, în cantități mai mici, granatul, cloritul și muscovitul, iar ca accesorii, apatitul.

Roca are o textură șistoasă plană, lipsită de orice ondulații.

Compoziția mineralogică și dimensiunile constituenților

Cuarț	cca 35 %	0,1 —1 mm
Albit	» 30 %	0,1 —0,6 mm
Clorit	» 10 %	0,06—0,5 mm
Muscovit	» 8 %	0,04—0,5 mm
Biotit	» 15 %	0,1 —0,5 mm
Granat	1 %	0,7 mm
Apatit	1 %	0,07—0,2 mm
Minereu	cca 2 %	0,04—0,35 mm

Institutul Geologic al României

Amfibolitele plagioclazice din seria de Baia de Arieş au o structură nematoblastică, textura fiind foarte slab şistoasă. În compoziţia lor intră hornblenda, plagioclazul, titanitul şi, în cantităţi extrem de reduse, biotitul, clinozoizitul şi calcitul.

Hornblenda este reprezentată prin varietatea comună verde, slab pleocroică, avînd $c : n_g = 24°$ şi $-2V = 78°$. Apare în cristale orientate în toate sensurile, fasciculate în porţiunile terminale; spaţiile dintre aceste cristale sînt formate din numeroase granule mărunte de feldspat (un oligoclaz-andezin cu relief pozitiv şi cu semn optic negativ). Rareori cristalele de plagioclaz sînt mai larg dezvoltate şi maclate; o mare parte din ele prezintă un început de sericitizare. Cele cîteva cristale de clinozoizit par a fi formate tot pe seama plagioclazului, împreună cu calcitul.

Titanitul, cu forme neregulate, este totdeauna asociat hornblendei, pe cînd biotitul apare numai în cîteva rare foiţe, fără a fi în vreo relaţie aparentă cu amfibolul.

În cuprinsul întregii roce sînt răspîndite neregulat cristale mici aciculare de hornblendă.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

Hornblendă	cca 65 %	0,08—2 mm
Plagioclaz	» 28 %	0,1 —0,4 mm
Clinozoizit	» 2 %	0,015—0,2 mm
Calcit	» 1 %	0,1 —0,5 mm
Biotit	1 %	0,05—0,1 mm
Titanit	cca 4 %	0,1 —1 mm

Calcarele marmoreene sînt caracterizate printr-o puternică recristalizare a calcitului. Granulele au contururi dinţate neregulat şi prezintă un foarte slab pleocroism. Uneori liniile de clivaj sau maclele sînt deformate în urma presiunilor suferite.

Singurul silicat care apare în aceste calcare este muscovitul ferrifer, limonitizat pe margini, care formează foarte arareori şiruri de cristale vădind o stratificaţie iniţială.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile constituenţilor

Calcit	98—100 %	0,1—4 mm
Muscovit	0— 2 %	0,1—0,4 mm

După cum se poate vedea din cele expuse mai sus, gradul de metamorfism al seriei de Baia de Arieş este mai pronunţat decît cel al celorlalte formaţiuni

Institutul Geologic al României

din regiune, apariția granatului corelîndu-se cu trecerea la faciesul mineralogic al amfibolitelor cu plagioclaz și cu recristalizarea mai intensă a calcarelor.

De zona Băii de Arieș se poate lega încă un șir întreg de iviri de șisturi mesozonale din partea sudică a Munților Apuseni. Spre E, pintenul Băii de Arieș se leagă în mod evident pe sub culoarul senonian de la Sălciua, cu partea de W a insulei cristaline a Trascăului (zonele de Vîrfuiata și de Vidolm—Lunca, M. ILIE, 6) și cu insula Onceștilor. Spre SW, legătura se poate face cu seria mesozonală de Mădrizești din extremitatea estică a masivului cristalin Highiș—Drocea (V. C. PAPIU, 17).

B) FORMAȚIUNILE SEDIMENTARE

Formațiunile sedimentare care acoperă Cristalinul în regiunea Bihorului sudic aparțin Paleozoicului și Mesozoicului. Sînt prezente depozite dezvoltate în trei faciesuri diferite, corespunzînd celor trei domenii de sedimentare din Munții Apuseni: domeniul de Codru, domeniul de Bihor și domeniul Munților Mureșului. Fiecare termen stratigrafic nu apare însă între Gîrda și Lupșa dezvoltat în toate seriile sedimentare, ci în general numai în cîte una din ele, astfel că, în acest cadru limitat, nu se constată decît foarte puține variații laterale de facies demne de a fi menționate. Vom putea descrie de aceea Sedimentarul într-o singură succesiune, în ordine stratigrafică.

Depozitele paleozoice, atît prin faciesul lor cît și prin poziția lor structurală, aparțin domeniului de Codru; în același fel, depozitele triasice și jurasice aparțin domeniului de Bihor, iar cele cretacice, domeniului Munților Mureșului.

Domeniul de Bihor are ca fundament Cristalinul Gilăului, iar celelalte două domenii, Cristalinul Arieșului.

1. PALEOZOICUL METAMORFOZAT

a) COMPLEXUL BLASTOPSEFITIC

Complexul blastopsefitic apare în regiunea noastră numai pe o suprafață redusă, în extremitatea de W, sub Vf. Cucurbeta Mică, el căpătînd o dezvoltare mai puternică spre N și W, în masivul Bihariei, unde a fost cartat de M. BLEAHU și C. IONESCU. În compoziția acestui complex intră conglomerate metamorfozate, cenușii-argintii, cu elemente de cuarț sau de șisturi cristaline de 1—3 cm, și cu intercalații filitoase argintii (sericitoase), verzi, asemănătoare cu șisturile verzi (cloritoase) sau negre (grafitoase).

Fundamentul acestor șisturi predominant blastopsefitice este format, în părțile centrale (Vf. Muncel) și sud-vestice (Bîlc) ale masivului Biharia de către Cristalinul de Biharia.

Institutul Geologic al României

În complexul blastopsefitic apar pe alocuri filoane de cuarţ; complexul nu este străbătut în regiunea noastră sau în cele învecinate de intrusiunile de ortoamfibolite sau de granitele de Codru. Acest fapt, împreună cu poziţia lui în zonele mai sus menţionate şi cu gradul scăzut de metamorfism (unele intercalaţii filitoase au o nuanţă cenuşie-violacee, care aminteşte coloarea şisturilor argiloase permiene), ne face să atribuim complexul blastopsefitic Paleozoicului metamorfozat, eventual Carboniferului inferior. Aceleaşi formaţiuni apar în Cristalinul Highişului (seria de Păiuşeni).

Filite violacee aparţinînd probabil aceleiaşi serii apar şi în D. Muntelui, D. Băleştilor şi D. Copcii, în împrejurimile localităţii Bistra, acoperind seria de Muncel.

b) COMPLEXUL ŞISTURILOR VERZI

Acesta apare pe suprafeţe întinse la S de Arieşeni, pînă la Avram Iancu (Vidra de Sus), între masivul cristalin al Bihariei şi cel al Drăghiţei, precum şi la E de cel din urmă, sub Măgura Negrii, pe V. Cîndreştilor şi al Lezeştilor, pînă în V. Negrii, la E de comuna Neagra.

Şisturile verzi au făcut obiectul descrierilor lui M. PÁLFY şi P. ROZLOZSNIK (16), D. GIUŞCĂ (5) şi TH. KRÄUTNER (10). O parte din ele erau atribuite de M. PÁLFY Cretacicului superior, eroarea fiind îndreptată în lucrările lui V.BRANA (3) şi TH. KRÄUTNER (10). Sînt formate în cea mai mare parte din filite cuarţitice cloritice cenuşii-verzui, cu un uşor luciu satinat; în acest pachet, foarte monoton, de şisturi pelitice se întîlnesc rare intercalaţii gresoase sau conglomeratice, în special în partea superioară a seriei (V. Băjiţa), precum şi de şisturi amfibolice (V. Negrii, V. Lăzeştilor, Vf. Vranita, etc.). Conglomeratele au exclusiv elemente de cuarţ şi, ca şi gresiile, păstrează aceeaşi coloare verde caracteristică complexului. Pe V. Cîndreştilor, pe V. Bucinişului şi la W de Vf. Vranita, tot în partea superioară a şisturilor verzi, se întîlneşte un nivel discontinuu de cuarţite fine de coloare cenuşie închisă, cu spărtură sticloasă.

La microscop se constată că nici în varietăţile pelitice, nici în cele psamitice, mineralele constituente (în primul rînd cuarţul şi cloritul) nu sînt decît extrem de puţin recristalizate, păstrîndu-şi în general caracterele clastice. Rocele corespund zonei a II-a cu clorit a lui TURNER (34). Singurul mineral pe alocuri ceva mai larg dezvoltat este reprezentat în unele şisturi de către amfibol, care apare sub forma de prisme fine pînă la 1 mm, fasciculate terminal, prinse într-o masă bazală criptocristalină. Acest mod de apariţie pledează, după părerea noastră, în favoarea unei origini sedimentogene sau tufogene, dar nu eruptive, a şisturilor amfibolice.

Fundamentul şisturilor verzi este format în regiunea Gîrda de Sus de şisturi sericitoase, cuarţitice, şi de cuarţite negre, de sub care apare complexul

Institutul Geologic al României

intrusiunilor de Codru; în regiunea Avram Iancu, șisturile verzi stau peste Cristalinul de Biharia, ce constituie masivul Drăghiței. Deasupra șisturilor verzi se așează, la Arieșeni, fără discordanță unghiulară, depozitele conglomeratice transgresive ale Permianului inferior. Șisturile verzi sînt deci cuprinse între Cristalin (a cărui vîrstă nu poate depăși Carboniferul inferior, dar care poate fi și mai vechi) și Permian; ele nu sînt străbătute de intrusiunile de Codru. Nu putem face în consecință altă considerație asupra vîrstei complexului decît aceea că reprezintă probabil un Carbonifer superior foarte slab metamorfozat.

2. PERMIANUL

Permianul apare în regiunea cercetată începînd de la Borlești (NE de Secătura); fîșia de depozite permiene se îndreaptă spre W apoi spre NW, trecînd prin localitățile Secătura, Lăzești și Gîrda de Jos, și se întrerupe la N de Arieșul Mare. Ea reapare la confluența acestuia cu V. Gîrda Seacă și se urmărește apoi de-a lungul Arieșului spre amonte pînă la gura Văii Bucinișului. O a doua fîșie de Permian mărginește la W regiunea noastră, fiind tăiată de V. Arieșului Mare, imediat la W de Arieșeni și de Văile Băjița, Bucinișul și Iarba Rea.

Primul autor care descrie formațiuni permiene în regiunea Gîrda este M. Pálfy (12). Ceea ce este considerat de el ca orizont inferior, cuarțitele albe și roșii, corespunde de fapt Werfenianului, pe cînd așa zisul orizont superior reprezintă Permianul inferior și, în parte, conglomeratul bazal roșu al Senonianului.

Permianul prezintă numeroase variații laterale de facies, din care numai o mică parte vor fi redate în cele ce urmează; ele fac obiectul studiilor lui M. Bleahu la N de regiunea noastră.

Fundamentul depozitelor permiene transgresive este format din zona estică (Secătura—Gîrda de Jos) de către intrusiunile de Codru, iar în zona vestică (Arieșeni), de către șisturile verzi.

a) PERMIANUL INFERIOR

Transgresiunea permiană începe pretutindeni cu sedimente psefitice, uneori destul de grosiere. De la Borlești și pînă la N de Gîrda de Jos, precum și de la Arieșeni pînă la W de Iarba Rea, peste fundament se așează un nivel de conglomerate laminate, constînd din elemente de cuarț pînă la 3—4 cm diametru, și mult mai rar de șisturi cristaline, prinse într-un ciment șistos-argilos, fin sericitos, de coloare violacee. Aceste conglomerate cu aspect sernifitic alternează cu șisturi argiloase de coloare violet-închisă, grase la pipăit și cu luciu filitos, precum și cu gresii microconglomeratice formate din rare elemente pestrițe rulate, de 1—2 mm, prinse într-un ciment șistos, violet-albicios.

Institutul Geologic al României

Aspectul laminat al conglomeratului bazal a provocat uneori confuzii cu complexul blastopsefitic din masivul Biharia. La o cercetare atentă, aceste roce pot fi însă deosebite între ele. Complexul blastopsefitic este constituit în fond din roce metamorfice, străbătute de filoane de cuarţ, coloarea lor fiind cenuşie-argintie şi nu roşie-violacee, ca acea a rocelor permiene; la acestea din urmă sericitul de neoformaţie este în cantitate mult mai mică. După cum am arătat, complexul blastopsefitic admite şi intercalaţii de filite sericitoase, cloritoase şi grafitoase, lucru care nu se întîmplă cu conglomeratele permiene.

În sectorul situat în jurul confluenţei Arieşului Mare cu Gîrda Seacă, locul conglomeratului bazal este luat de o brecie cu elemente angulare de şisturi cristaline, ajungînd uneori pînă la dimensiuni de 25 cm, dar în medie ceva mai mici, de 5—10 cm; local, de pildă, la confluenţa Văii Iarba Rea cu Arieşul, cimentul nu iese în evidenţă, dar cîteva zeci de metri spre aval se observă legarea elementelor breciei de către un ciment roşu, argilos. Varietăţile cu elemente mai fine şi în compoziţia cărora predomină cuarţul, au o nuanţă violacee şi se apropie de conglomeratele descrise mai sus.

Poziţia acestei brecii în baza depozitelor permiene ne face să o socotim un echivalent al conglomeratelor laminate (dubiul provine din faptul că nu este vizibil fundamentul cristalin al breciei, acesta fiind laminat în baza Pînzei de Codru). Ca aspect, brecia se aseamănă însă cu singurele două iviri de Permian din Autohtonul de Bihor (V. Brătcuţei, în Pădurea Craiului, şi Măgura Vînătă, în Bihorul central); şi acolo apare un orizont de brecii roşii stînd pe Cristalin, deasupra lor se aştern însă direct cuarţitele werfeniene, spre deosebire de brecia de la Gîrda, căreia îi urmează alte depozite permian-superioare.

Grosimea statigrafică medie a orizontului bazal al Permianului este de cca 500 m; ea este supusă şi unor variaţii locale, crescînd de exemplu în jurul Secăturii.

b) PORFIRELE CUARŢIFERE

De la Neagra şi pînă la N de Gîrda de Jos, conglomeratele laminate sînt în mod constant acoperite de o curgere de porfire cuarţifere, uneori laminate, de coloare vînătă sau albă-verzuie. Grosimea nivelului continuu de lave variază între 30—200 m. Punctul de îngroşare maximă se află la S de Vf. Coţoceştilor, explicîndu-se probabil printr-o uşoară depresiune locală a reliefului în acel punct, în momentul erupţiilor. Apropierea de canalele de alimentare ale erupţiilor a putut de asemenea să ducă la acumularea sporită de produse vulcanice. Tot aci se află singura ivire, subţire, de tufuri inferioare faţă de curgerea de porfire.

Pe V. Arieşului Mare, în amonte de Gîrda de Sus, porfirele cuarţifere se regăsesc de data aceasta intercalate în partea superioară a breciei, sub forma a două curgeri, dintre care numai cea superioară se poate urmări pe distanţe mai

Institutul Geologic al României

apreciabile. Aceasta arată că faciesul brecios urcă aci mai sus în scara stratigrafică decît faciesul conglomeratic dintre Gîrda de Jos și Secătura. Mai departe spre W, porfirul cuarțifer reapare cu o grosime de numai cîțiva metri de sub depozitele Permianului superior, la confluența Arieșului Mare cu V. Bucinișului.

La microscop se constată că porfirele cuarțifere sînt formate din fenocristale de cuarț și de feldspat pînă la 1—2 mm și dintr-o pastă criptocristalină, în care, peste structura fluidală primară, se suprapune adesea o șistozitate determinată de presiune, evidențiată prin pelicule fine de sericit, orientate paralel.

Fenocristalele de cuarț prezintă fenomene tipice de coroziune magmatică. Uneori sînt fisurate sau chiar rupte și recimentate, ajungînd la conture angulare; pot prezenta o extincție puternic ondulatorie.

Pe lîngă ortoză, care predomină între feldspați, mai poate apărea albitul. Uneori feldspatul este sericitizat.

În cantități reduse apar și fenocristale de biotit, uneori opacitizate, și rareori, de muscovit.

Dimensiunile întinse ale curgerilor de porfire cuarțifere, care ajung pînă în Munții Codrului la aceleași nivele stratigrafice, ne fac să ne gîndim la niște erupțiuni lineare, așa cum au fost interpretate și pînzele de porfire permiene de la Bozen-Meran (Tirol).

Deasupra nivelului de porfire cuarțifere, din V. Scorțăriței și pînă în V. Lăzeștilor, se întîlnește un orizont gros de cîteva sute de metri, de gresii albe tufacee și de tufuri porfirice albe-verzui, în care se intercalează uneori, în special în partea superioară, gresii și șisturi argiloase, de culoare roșie-violacee sau cărămizie. Acest orizont dispare atît spre SE, fiind depășit de o linie de încălecare, cît și spre N, prin efilarea provocată, după părerea noastră, de o scădere a amploarei manifestărilor vulcanice. În regiunea Gîrda de Sus, considerăm că echivalentul acestui pachet tufaceu este cuprins în curgerile de porfire cuarțifere intercalate în partea superioară a breciei. De altfel, din cercetările lui M. Bleahu rezultă că înșiși aceste porfire dispar mai spre N, pe V. Gîrda Seacă, și reapar cu aceeași poziție doar sub Vf. Glăvoiului.

Roce tufacee de tipul celor descrise mai sus se mai întîlnesc, în afara regiunii noastre, la S de Vf. Țapu, pe șoseaua ce leagă Băița Bihorului cu Arieșenii, precum și în unitatea tectonică inferioară a Munților Codru.

c) PERMIANUL SUPERIOR

Între V. Scorțăriței și V. Lăzeștilor, Permianul tufaceu este acoperit tectonic de șisturi cristaline și șisturi verzi, astfel că nu se pot observa termenii stratigrafici care i-ar succeda în mod normal, aceștia fiind ascunși sau îndepărtați prin eroziunea anterioară încălecărilor. La Gîrda de Jos, în sectorul situat

Institutul Geologic al României

la N de Arieș, porfirelor (neînsoțite de tufuri) le urmează gresii nemicacee și șisturi argiloase roșii, de tipul celor intercalate în complexul tufaceu. În amonte de Gîrda de Sus, deasupra breciei cu intercalații de porfire, se dispune aceeași serie roșie, care local capătă un aspect particular (foarte frecvent de altfel în regiunile de la N și W de Arieșeni): gresii micacee prezentînd pe fețe urme de viermi sau de curgeri.

Mai spre W, în jurul gurii văii Bucinișului, gresiile micacee se amestecă cu gresii ușor tufacee, de coloare roșie fin punctată cu alb, care stau deasupra porfirelor cuarțifere.

3. TRIASICUL

a) WERFENIANUL

Werfenianul apare atît între depozitele aparținînd domeniului de Codru, cît și între cele ale domeniului de Bihor, fiind constant dezvoltat în cunoscutul său facies cuarțitic.

În domeniul de Codru, pe Arieșul Mare, între Gîrda de Sus și Arieșeni, deasupra Permianului, se așează bancuri puternice de conglomerate cuarțitice roșii-vișinii, cu elemente albe de cuarț, slab rulate, uneori sortate după dimensiuni, în pături care prin alternanța lor subliniază stratificația rocelor, altfel greu de pus în evidență. Conglomeratele, care formează stîncării masive, provocînd îngustarea văii Arieșului pînă la adevărate «chei», alternează cu cuarțite dure zaharoide, albe, gălbui, roz sau violete, dînd pînze întinse de grohotiș de pante.

În domeniul de Bihor, cel mai vechi termen sedimentar care se așează deasupra Cristalinului de Gilău este Werfenianul, reprezentat aproape numai prin cuarțite, în care se intercalează uneori șisturi argiloase fin micacee, roșii-violacee cu rare pete verzi. El formează o bandă continuă în baza Mesozoicului autohton, mergînd de la NW de Albac (D. Sturul) pînă la SE de această localitate și tăind de două ori cursul Arieșului.

Conglomeratele nu apar aci decît cu totul sporadic; elementele disperse remaniate sînt constituite din cuarț și din șisturi cristaline. Grosimea stratigrafică a pachetului de cuarțite în această regiune variază între 350—450 m.

Odată cu Werfenianul se încheie în întreaga regiune seria de depozite detritice de coloare roșie, a cărei sedimentație începe mai devreme în domeniul de Codru, unde este însoțită și de o intensă activitate magmatică. Vîrsta tuturor acestor depozite nu a fost stabilită pe cale paleontologică, ci numai prin faciesul verrucanic caracteristic pentru toată zona orogenului alpin, și prin prezența de asemenea caracteristică a porfirelor. Singurul rest organic, descoperit de N. Arabu (1) în Permianul superior din Muntele Țapu (NE de Băița), este un fragment de lemn silicifiat aparținînd genului *Dadoxylon.*

Institutul Geologic al României

b) TRIASICUL MEDIU

Triasicul mediu, care deschide seria de depozite calcaroase ale Mesozoicului, se așează deasupra Werfenianului, în continuitate cu acesta, la SE de Albac în Vf. Țiganului și la W de Albac pe ambii versanți ai văii Arieșului. El reapare la Gîrda de Sus, la N de V. Arieșului, pînă în Gîrda Seacă, prelungindu-se apoi spre N, în regiunea Scărișoara — Padiș.

În baza complexului calcaros, deasupra cuarțitelor, se așează în V. Arieșului un orizont de 20—30 m de calcare roz-violacee foarte fine, cu vine rare de calcit, stratificate în bancuri de 1—2 m, între care se intercalează strate de 1—2 cm de marne ușor șistoase, micacee, de coloare violacee.

Urmează apoi un pachet de calcare dolomitice slab bituminoase, de coloare cenușie-deschisă, uneori roz, cu rare lentile negricioase și cu alterație superficială cenușie-închisă sau gălbuie. Stratificația lipsește cu totul; grosimea maximă a acestui pachet atinge pe V. Arieșului cca 700 m. Uneori se constată, cu ochiul liber și mai ales în secțiuni subțiri, recristalizarea carbonatului pînă la 0,5 mm. De cele mai multe ori, orizontul dolomitic se așează direct deasupra cuarțitelor werfeniene.

Ca resturi fosile nu am putut recolta decît într-un singur punct (Vf. Țiganului) urme de Diploporide și entroce de Crinoizi.

Subliniem faptul că, spre deosebire de cele afirmate de TH. KRÄUTNER (10), din regiune lipsește faciesul tipic al calcarelor negre de Guttenstein, care se întîlnește spre NW în Bihorul central și în Pădurea Craiului.

Reamintim că D. PATRULIUS în Pădurea Craiului (18) și M. BLEAHU în Bihor (2) presupun că dolomitele au fost formate secundar, fapt pus în evidență de interstratificările dolomitelor cu calcarele sau de aspectul «insular», la scara metrilor, al unor iviri dolomitice în complexul calcaros.

Seria depozitelor triasice se încheie cu un orizont subțire, care apare pe versantul nordic al văii Arieșului, și cuprinde calcare microcristaline albe și calcare albe sau gălbui fine, cornoase, mici lentile șistoase și pete marnoase roșii-violacee; în bază calcarele prezintă încă rare dolomitizări.

În privința datării acestor depozite, reamintim că un mic număr de forme fosile găsite în Pădurea Craiului (18) sau la Băița Bihorului (1) arată că baza complexului calcaros-dolomitic coboară de fapt pînă în Werfenianul superior. Pe de altă parte, calcarele albe care încheie seria triasică în Pădurea Craiului și în Bihor au fost pînă de curînd atribuite Noricului, fără dovezi paleontologice. Pe baza a două forme de Coralieri recoltate de VON PAPP din calcarele masive: *Margarosmilia* aff. *zieteni* și *Evinospongia cerea*, PÁLFY (12) atribuie aceste calcare Noricului, comparîndu-le cu Stratele de St. Cassian și cu calcarele de Esino. În realitate, formațiunile citate din Alpii orientali sînt unanim recunoscute astăzi drept ladiniene.

Institutul Geologic al României

O faună recoltată în 1955 de M. BLEAHU în regiunea Scărișoara a precizat însă acum vîrsta ladiniană a calcarelor albe *(Daonella tridentina* KITTL, *D. pichleri* GÜMB. și *D.* cf. *tirolensis* MOJSS.). În consecință, cea mai mare parte a calcarelor dolomitice de la Albac reprezintă Anisianul, iar Triasicul superior lipsește complet din regiune.

4. JURASICUL

a) LIASICUL

Sedimentația calcaroasă începută în Triasic este întreruptă la sfîrșitul acestuia, și în Liasic intervine un episod continental detritic. În petecul mesozoic de la Albac, deasupra calcarelor și dolomitelor triasice se așează un orizont subțire (20 m), discontinuu, de conglomerate constituite din elemente de obicei bine rulate, de calcare negre de tip Guttenstein și de calcare albe cornoase, pînă la 20 cm diametru, prinse într-un ciment marnos roșu-violaceu.

Deasupra acestor conglomerate, pe V. Stearpă și la Dieva, urmează un orizont constituit din următoarele tipuri de roce: șisturi argilo-marnoase roșii-violacee sau mai rar cărămizii, uneori cu mici dungi verzui, ușor satinate, pe alocuri cu lentile calcaroase roz-gălbui; marne șistoase verzui-gălbui, grase la pipăit; gresii fine marnoase șistoase cenușii-verzui, cu luciu argintiu, fin micacee, ce se desfac în plăci; gresii cuarțitice gălbui sau mai adeseori roz, lipsite de stratificație, cu bobul fin și uniform, uneori cu elemente disperse remaniate de calcare pînă la 4—5 cm diametru, care sînt frecvent îndepărtate, rămînînd în locul lor vacuole (aceste gresii cu elemente de calcare prezintă la prima vedere mari asemănări cu conglomeratele calcaroase din bază); gresii cuarțitice rubanate în nuanțe roșii-deschise și albicioase, cu stratificație încrucișată, cu rare intercalații de șisturi gresoase roșii-violacee; șisturi marnoase cenușii-deschise, cu fețe de alterație albicioase, prezentînd mici neregularități; gresii dure cenușii-albăstrui bine stratificate. Toate aceste roce alternează în bancuri de cîțiva metri grosime. Din profilele bine deschise ale Văii Sterpe se poate observa că în bază stă frecvent un pachet de șisturi roșii, gresiile cuarțitice urmînd în mijlocul și la partea superioară a seriei. În apropiere de Sohodol apare și un conglomerat brecios cu elemente de Cristalin pînă la 10 cm diametru.

La N de Vf. Tîrșilor și pe Valea Stearpă, la moară, conglomeratele calcaroase lipsesc, iar gresiile și șisturile roșii depășesc Triasicul și se așează direct pe Cristalinul de Gilău, de unde rezultă transgresivitatea lor. Grosimea stratigrafică a Liasicului descris este de cca 75 m.

Orizontul detritic roșu descris mai sus a fost observat încă de PÁLFY, care l-a atribuit Permianului, considerîndu-l ca spărgînd în axul unui anticlinal acoperișul de calcare triasice. TH. KRÄUTNER (10), reluînd studiul regiunii, arată că

Institutul Geologic al României

această interpretare nu se poate menține; el discută apariția acestor gresii și șisturi roșii, comparîndu-le cu Rheticul din Munții Codrului și punînd posibilitatea ca ele să reprezinte acest etaj. În concluziile sale totuși, ca și în harta manuscrisă, KRÄUTNER rămîne la vîrsta triasică a complexului.

Cercetările noi efectuate de către D. PATRULIUS (18) și de M. BLEAHU (2) în Mesozoicul autohton al regiunilor situate spre NW ne-au condus însă, prin compararea descrierilor și a terenului însăși, în urma excursiilor efectuate în Bihorul central împreună cu M. BLEAHU, la o altă interpretare.

Orizontul conglomeratelor calcaroase a fost identificat de autorii mai sus menționați în Pădurea Craiului și în Bihor, stînd între calcarele masive triasice și Liasicul cuarțitic roșu; el a fost interpretat de D. PATRULIUS ca reprezentînd un depozit rezidual lateritic, format în timpul fazei de exondare din timpul Rheticului pe seama calcarelor Triasicului, remaniat de transgresiunea Liasicului și resedimentat împreună cu brecii de calcare triasice. M. BLEAHU arată că acest orizont de bază al Liasicului înecă un relief preexistent.

Orizontul de gresii și șisturi roșii reprezintă, după noi, Liasicul, dezvoltat într-un facies asemănător Werfenianului în întreg Bihorul și Pădurea Craiului (2, 10, 18). Faptul că el depășește în regiunea Albac depozitele triasice, fiind transgresiv și peste Cristalin, confirmă vîrsta atribuită de noi.

Remarcăm că în Pădurea Craiului și în grabenul Someșului Cald, numai Liasicul inferior este dezvoltat în faciesul detritic roșu; M. BLEAHU presupune că în regiunea Padiș — Cetățile Ponorului, același facies se ridică în scara stratigrafică, cuprinzînd și Liasicul mediu. În regiunea Albac, între acest orizont și calcarele Malmului nu mai apar alte formațiuni, astfel că se poate considera că faciesul gresos-șistos se ridică pînă în Liasicul superior sau chiar pînă în Dogger. De altfel, acesta din urmă este extrem de subțire și chiar dispare local și în Bihorul central. Gresiile și șisturile cenușii, care amintesc litologic de Liasicul superior sau de Dogger, nu ocupă la Albac o poziție superioară, ca să le putem conferi această vîrstă, ci sînt intercalate în gresiile roșii.

b) MALMUL

Deasupra Liasicului descris mai sus, pe V. Arieșului, pe Valea Stearpă, V. Cutienii și la Vf. Sobii se așază o masă importantă de calcare masive fine, de coloare albă sau cenușie-deschisă, foarte rareori roză. Th. KRÄUTNER le atribuie Triasicului superior, menționînd însă că ar putea reprezenta și un Liasic calcaros, sau Tithonicul. Noi am atribuit aceste calcare Malmului, deoarece ele se așază deasupra unor formațiuni pe care le considerăm liasice și deoarece prezintă mari asemănări cu calcarele tithonice din regiunile situate spre NW. Ca resturi fosile am putut recolta pe V. Stearpă numeroși Coralieri nedeterminabili, un calcar cu *Ellipsactinia* și un Gasteropod, probabil din grupul Nerineidelor.

Institutul Geologic al României

5. CRETACICUL

a) CRETACICUL INFERIOR

Acesta apare numai în jurul localităţii Sohodol şi este reprezentat prin următoarele două tipuri de formaţiuni:

Radiolarite roşii-vişinii, străbătute de vine subţiri de cuarţ, ce apar în D. Ţîclu, imediat la W de Sohodol, avînd o grosime de cca 50 m. Cuprind o microfaună de Radiolari care, după O. PROTESCU (20), ar fi caracteristică atît pentru Tithonic cît şi pentru Neocomianul inferior. Considerăm că aceste radiolarite ar reprezenta un facies al «Stratelor cu *Aptychus*» descrise de către M. ILIE (8) în regiunea Abrudului, regiunea Zlatnei şi în Munţii Trascăului; ele corespund jaspurilor supradiabazice («Stratele de Şoimuş-Buceava») studiate de către V. C. PAPIU (17) în Munţii Drocea şi echivalate de d-sa cu partea inferioară a «Stratelor de Curechi» (M. SOCOLESCU şi T. GHIŢULESCU, 26). În Munţii Apuseni, aceleaşi roce au mai fost descrise de O. NIŢULESCU (11) la Cheile Turzii. Apariţia radiolaritelor este de multe ori în legătură cu roce eruptive bazice, după cum se va putea vedea şi mai jos.

Marno-calcare cenuşii-închise, uneori de nuanţă uşor verzuie, străbătute în toate sensurile de vine de calcit (asemănătoare cu Stratele de Sinaia) şi cu intercalaţii de marno-calcare silicifiate de coloare roşie-închisă, apar în dreapta văii Sohodolului în faţa Dealului Ţîclu. Considerăm că ar reprezenta Valanginian-Hauterivianul dezvoltat în facies de Fliş («strate cu *Aptychus*», după M. ILIE sau «strate de Curechi» în terminologia lui M. SOCOLESCU). După V. C. PAPIU, acest complex ar reprezenta în Munţii Drocea numai partea superioară a stratelor de Curechi.

Faciesul descris al Cretacicului inferior este caracteristic pentru domeniul Munţilor Mureşului, fiind asemănător şi celui din Munţii Codrului, semnalat pentru prima dată de M. PAUCĂ (19).

Formaţiunile cretacic-inferioare descrise mai sus apar de sub Senonian, stînd pe o insulă de calcare cristaline, într-o situaţie specială. Între calcarul cristalin şi radiolarite apar, deschise pe V. Ţîclului, pachete de gresii calcaroase slab micacee, cu vine de calcit, marno-calcare cenuşii uşor nisipoase şi argile negricioase cu desfacere neregulată; pe alocuri, imediat în baza radiolaritelor, apare o brecie semnalată şi de O. PROTESCU (20), interpretată de d-sa drept brecie tectonică şi în care menţionează şi prezenţa melafirelor.

În această serie am întîlnit şi blocuri de cîţiva metri cubi de calcare cristaline. Grosimea stratigrafică a seriei care desparte radiolaritele de calcarul cristalin din fundament este de cca 15 m; faciesul formaţiunilor le apropie mai degrabă de Cretacicul superior.

La partea superioară a radiolaritelor urmează din nou o alternanţă de şisturi marnoase roşii-vişinii, satinate, melafire, gresii calcaroase cenuşii şi negricioase

Institutul Geologic al României

cu vine de calcit și marno-calcare cenușii cu alterație gălbuie. Pe alocuri, aspectul de brecie este foarte caracteristic.

Aceste raporturi au fost interpretate de M. ILIE (8) ca un solz de Cretacic inferior spărgînd cuvertura de Senonian. Ne întrebăm însă dacă brecia care îmbracă Neocomianul nu ar fi de natură sedimentară, radiolaritele reprezentînd în acest caz un pachet de strate alunecate pe un taluz submarin, concomitent cu depunerea sedimentelor senoniene.

b) CRETACICUL SUPERIOR

Senonianul mărginește spre S regiunea care a format obiectul studiilor noastre; el aparține basinelor Vidra și Sohodol — Cîmpeni — Lupșa. Nu am încercat o orizontare mai în amănunt a acestor depozite, dat fiind că cercetările noastre nu s-au îndepărtat decît puțin de la limita Cristalinului. Recent, Senonianul a fost studiat de M. și D. LUPU.

α) La S de D. Răchiței, pe versantul stîng al Văii Seci, la W de Vf. Arsurilor (regiunea Sohodol), pe un fundament de calcare marmoreene se așază un strat aproape continuu de bauxite, de 2—4 m grosime, acoperite în parte de un recif calcaros. Baza acestuia din urmă este formată în unele puncte dintr-un conglomerat calcaros cu elemente de șisturi cristaline și cu ciment bauxitic. De asemenea, la E de D. Arsurilor, între acesta și Sohodol, în punctul numit la Hoanca Lungă, se întîlnește o a doua ivire de bauxită de cca 2 m grosime, avînd aceeași poziție: culcușul este constituit din calcare cristaline, iar acoperișul din calcare organogene, care în bază au o colorație roșcată.

Studiul microscopic al acestor bauxite a fost efectuat de către CLARISSA PAPACOSTEA, care a arătat prezența unor organisme și a mineralelor alotigenice (în special a turmalinei), aceleași ca și în formațiunile din acoperiș, calcare și conglomerate calcaroase, față de care prezintă treceri gradate. Se poate pune în evidență caracterul remaniat al bauxitelor, excluzîndu-se posibilitatea formării acestora prin alterarea reziduală a calcarelor cristaline. Concluzia CLARISSEI PAPACOSTEA este că ne aflăm în prezența unor formațiuni marine. Transgresiunea senoniană începe deci, în punctele menționate mai sus, cu depozite bauxitice.

În bazinul Vidra, ca și uneori pe versantul sudic al Muntelui Mare (Sălciua), Cretacicul superior începe cu un conglomerat brecios cu elemente de șisturi cristaline, cu ciment roșu care îi dă un aspect verrucanoid.

Același orizont roșu bazal, atribuit în regiunea noastră de către M. ILIE (7) și V. BRANA (3) Cretacicului superior, spre deosebire de vechii autori (M. PÁLFY, 15) care îl considerau drept Permian, a fost regăsit și în Munții Drocea de către V. C. PAPIU (17).

β) De-a lungul limitei dintre bazinul cretacic al Sohodolului și calcarele cristaline de la W de Cîmpeni, apare un șir discontinuu de calcare organogene

Institutul Geologic al României

de Gosau, cu Hippuriţi, Corali şi Melobesiee. Acolo unde lipsesc calcarele din fundamentul cristalin, şi anume pe rama bazinului de la Cîmpeni spre E, lipsesc şi aceste calcare recifale. În D. Arsurilor şi în Hoanca Lungă, după cum am văzut mai sus, calcarele de Gosau se aşează deasupra orizontului de bauxite.

γ) Deasupra orizonturilor bazale, dar aşezîndu-se frecvent şi direct pe Cristalin acolo unde acestea lipsesc, urmează în bazinele Vidra şi Sohodol bancuri puternice de marne gresoase cenuşii-verzui, cu alteraţie gălbuie şi cu stratificaţie în plăci subţiri, care conţin fragmente şi impresiuni de Inocerami de talie foarte mare (10—20 cm). La E de Cîmpeni, acestea nu mai apar.

δ) Marnele cu Inocerami sînt urmate în scara stratigrafică de marne cenuşii în plăci, lipsite de resturi organice. Cu acestea începe Senonianul în facies de Fliş, care se continuă cu o alternanţă de gresii calcaroase cenuşii, puternic micacee şi străbătute de vine de calcit, şi şisturi argiloase cenuşii-negricioase; uneori apar şi bancuri subţiri de conglomerate mărunte, precum şi gresii marnoase foarte fine, de coloare brună-roşcată-violacee.

Senonianul în facies de Fliş se aşază frecvent direct pe fundamentul cristalin, în special de la Cîmpeni spre E. În regiunea Lupşa, în cîteva puncte, el începe cu o brecie cu elemente de şisturi cristaline, mari de cîţiva metri (V. Arieşului şi la gura Văii Muşca).

c) BANATITELE

Pe V. Ponorelului şi pe Arieşul Mic, la limita basinului cretacic de la Vidra, se întîlnesc trei filoane de cîţiva metri grosime, aparţinînd erupţiunilor banatitice care străbat şisturile cristaline. Filoanele sînt formate din andezite şi porfire dioritice, componenţii mineralogici principali ai acestora fiind plagioclazul şi hornblenda. Rocele sînt destul de intens alterate.

La S de Arieşeni, tăiat de V. Băjiţa şi de alţi doi afluenţi de pe dreapta Arieşului Mare, apare un filon alb-gălbui de dacit alterat, de cca 3 m grosime.

O răspîndire mai largă o capătă filoanele de andezite şi riolite banatitice la W de Iarba Rea, unde au fost studiate de D. Giuşcă şi I. Jelinek (9). Aci şi în bazinul Vidra ele străbat şi depozite senoniene.

Este probabil că tot ciclului banatitic îi aparţine şi filonul eruptiv semnalat de Th. Kräutner (10) la Albac, pe V. Siuşii.

IV. TECTONICA

Tectonica regiunii Gîrda—Lupşa a putut fi descifrată numai datorită prezenţei formaţiunilor sedimentare paleozoice şi mesozoice între Gîrda şi Secătura. Într-adevăr, de la meridianul Albacului, spre E, şisturile cristaline formează apa-

Institutul Geologic al României

rent o zonă aproape monoclinală. Depozitele sedimentare care încep să apară de la linia Albac — Secătura spre W au permis însă să legăm tectonica regiunii noastre de cea a regiunii Scărișoara—Padiș—Băița, situată la NW, mai ușor de studiat datorită largii dezvoltări a Paleozoicului și Mesozoicului.

Faptul esențial, care determină stilul tectonic al regiunii, este existența șariajelor mesocretacice. Cristalinul de Gilău, acoperit de depozite mesozoice în facies de Bihor, suportă în mod anormal pînza de Codru și subunitățile ei superioare, formate din Cristalinul Arieșului și din depozite paleo-mesozoice aparținînd domeniului de Codru și al Munților Mureșului. Vîrsta șariajului, judecînd după cele mai noi depozite afectate este mesocretacică. Pe structurile astfel formate se suprapune o tectonică în parte post-senoniană, constînd aproape exlusiv din mișcări radiale. Vom descrie deci, în această ordine, dislocațiile care afectează regiunea noastră.

A) DISLOCAȚII TANGENȚIALE

1. TECTONICA AUTOHTONULUI

Tectonica Autohtonului pare a fi destul de liniștită. Șisturile cristaline au în general direcții aproximativ E—W și căderi de 45°—55° spre S; în direcții se observă foarte arareori variații accidentale pînă la 45° într-un sens sau altul. Numai în extremitatea de NE a regiunii, direcția șisturilor se arcuiește spre NE.

O cută completă, constituită dintr-un anticlinal și un sinclinal, se poate contura pe cursul superior al Bistrișoarei, la S de Vf. Balomireasa; direcția ei este tot E—W.

La W de Albac se așternd discordant pe șisturile cristaline depozite aparținînd Triasicului. Direcția lor generală este N—S, cu multe variații locale, iar căderile sînt vestice, termenii mai tineri apărînd spre W. Transgresiv peste Triasicul mediu și peste Cristalin apar depozitele jurasice, avînd în bază seria detritică a Liasicului; acestea descriu o curbă la N de Arieș, tăind de două ori Valen Stearpă și despărțind calcarele Malmului de cele triasice.

2. PÎNZA DE CODRU

De la confluența Arieșului Mare cu V. Gîrda Seacă și pînă la izvoarele văii Căldării, la SE de Vf. Muntelui Mare, Autohtonul, format din Cristalinul de Gilău și Mesozoicul în facies de Bihor, mergînd pînă la Jurasicul superior inclusiv, este încălecat de unitatea de Codru. Termenul cel mai vechi care apare în baza acesteia este format din intrusiunile granitice de Codru, de la Gîrda de Jos în W și pînă în V. Căldării la E. La Gîrda de Sus, conglomeratele și breciile bazale ale Permianului sînt cele care încalecă spre NE peste Autohton, reprezentat aci prin dolomite triasice.

Institutul Geologic al României

Fruntea pînzei de Codru se urmăreşte uşor de la Gîrda de Jos pînă la Albac, la început la N de Arieş (Vf. Sobii), apoi la S de acest rîu; de-a lungul ei seria cu intrusiuni granitice acoperă diferiţi termeni ai Autohtonului, de la Cristalin pînă la Malm. În unele puncte (Gîrda de Sus, Moara Coastei, D. Bisericii), linia de încălecare este mascată prin falii. De la Vf. Ciocului (SE de Albac) şi pînă la Faţa Albă (SE de Vf. Muntelui Mare) seria intrusiunilor de Codru acoperă direct, în mod anormal, Cristalinul epizonal de Gilău, sensul împingerilor fiind de la S spre N.

Înclinarea planului liniei de încălecare a pînzei de Codru variază pe tot acest traseu între 40°—50°S.

Existenţa pînzei de Codru a fost pusă în evidenţă pentru prima dată în 1911 de către M. Pálfy şi P. Rozlozsnik, în Pădurea Craiului de SW şi în Bihorul de W (Băiţa). În aceste regiuni, baza pînzei este formată din Permian sau Werfenian care acoperă depozite mergînd pînă la Cretacicul inferior inclusiv (Albian).

M. Bleahu, cercetînd zona cuprinsă între Gîrda şi Băiţa, a reuşit să racordeze datele din aceste din urmă două regiuni, determinînd continuitatea liniei de şariaj şi arătînd cum, de la Vf. Glăvoiului spre SE, pînza încalecă spre NE peste Mesozoic, întîi cu Werfenianul, mai departe cu Permianul, şi în sfîrşit, cu intrusiunile granitice.

Spre NE de V. Căldării (regiunea Muntelui Mare), existenţa încălecării începe să devină problematică, zona de injecţie a intrusiunilor de Codru începînd să se confunde cu zona corneenelor granitului de Muntele Mare, aşa cum am arătat şi mai sus. Cartările lui I. şi A. Hanomolo, Al. Vasilescu şi M. Borcoş, efectuate la NE de regiunea noastră, nu ne permit pînă în prezent a ne pronunţa asupra eventualităţii prelungirii încălecării pînă la E de masivul granitic al Muntelui Mare.

3. SUBUNITĂŢILE SUPERIOARE

Succesiunea normală a Cristalinului Arieşului, stabilită în regiunea Bistra. este următoarea: în bază stau intrusiunile de Codru, urmează apoi seria de Biharia şi deasupra, seria de Muncel. Spre W, şisturile verzi sînt discordante peste granite şi peste seria de Biharia, iar Permianul este transgresiv peste granite şi peste şisturile verzi.

Succesiunea normală este deranjată de o serie de încălecări secundare, care au dus la formarea unor subunităţi superioare ale pînzei de Codru.

a) DIGITAŢIA DE ARIEŞENI

Permianul pînzei de Codru, avînd în fundament intrusiunile granitice, este acoperit de şisturile verzi de la confluenţa văii Bucinişului cu Arieşul Mare

Institutul Geologic al României

pînă pe V. Negrii (între comuna Neagra și Secătura). Linia de încălecare se urmărește întîi la S de Arieș, între V. Bucinișului și V. Iarba Rea: șisturile verzi acoperă termeni diferiți, de la porfire cuarțifere pînă la conglomerate werfeniene. La Gîrda de Sus, linia de încălecare este decroșată spre NE de falia Gîrzii și se regăsește la W de confluența Arieșului cu P. Scorțăriței: aci, în baza șisturilor verzi apare o bandă de șisturi sericitoase și de cuarțite, iar pe V. Arieșului, de sub ele apar chiar intrusiunile de Codru. De aci spre S, linia de încălecare se urmărește pe versantul stîng al văii Scorțăriței, apoi pe la izvorul văii Dobreasca, la W de D. Coțoceștilor, pînă la S de V. Guseștilor; aci, linia de încălecare din baza căreia au dispărut acum șisturile sericitoase și cuarțitele, este din nou decroșată spre N de falia Petricii și urmează apoi versantul nord-estic al dealului Lăzeștilor, pînă în satul Lăzești, ajungînd mai departe spre S pînă în V. Negrii.

Pe tot acest parcurs, șisturile verzi împreună cu șisturile sericitoase, cuarțitele și, local, granitele din baza lor, încalecă spre NE peste orizontul tufaceu al Permianului, în afară de porțiunea de la S de Lăzești, unde șisturile verzi se dispun direct pe porfirele cuarțifere.

În D. Petricii se întîlnește și un mic petec de acoperire format din șisturi verzi stînd peste Permian.

În extremitatea de W a regiunii noastre, șisturile verzi ale acestei subunități superioare, denumită de noi digitația de Arieșeni, sînt acoperite normal de către conglomeratele bazale ale Permianului.

b) SOLZUL DE DRĂGHIȚA

Acesta este constituit din șisturile cristaline ale seriei de Biharia, care încalecă spre NE peste șisturile verzi, de la confluența Arieșului Mare cu V. Iarba Rea pînă la E de comuna Neagra. Linia de încălecare se urmărește de la Gîrda de Sus spre SE, pe sub Măgura Negrii, pînă pe versantul sudic al văii Cîndreștilor. Decroșată spre N de falia Petricii, ea înconjoară D. Belescilor, pentru a ajunge în V. Negrii.

Spre SW, șisturile cristaline ale acestui solz sînt acoperite normal de șisturi verzi de-a lungul versantului stîng al văii Drăghița, între Tarnița Ierbii Rele și comuna Avram Iancu.

De la Secătura spre E se urmărește o încălecare a șisturilor cloritoase din seria de Biharia peste Permianul inferior și peste granitele de Codru din fundamentul acestuia, situația normalizîndu-se abia în V. Bistrișoarei, unde granitele încep să străbată baza seriei de Biharia, după cum am arătat mai sus; această linie de dislocație are o direcție E—W, care face un unghi cu cea descrisă precedent (solzul de Drăghița); spre W de Secătura locul ei este luat de o falie importantă, care se urmărește pe versantul drept al văii Negrii (falia Negrii). Se pot

Institutul Geologic al României

face două ipoteze: α) am fi în prezența a două faze de mișcări, structurile mai vechi cu direcția NNW—SSE (solzul de Drăghița și digitația de Arieșeni) fiind tăiate de o linie de încălecare mai nouă, de direcția E—W (aceasta, prin falia Negrii s-ar lega pe sub bazinul Vidra cu pînza de Muncel, pusă în evidență de P. ROZLOZSNIK și D. GIUȘCĂ în masivul Biharia și la Avram Iancu); β) însuși solzul de Drăghița s-ar prelungi la E de Secătura, acoperind digitația de Arieșeni și schimbîndu-și direcția în mod analog cu pînza de Codru, care în mod vizibil suferă o inflexiune în regiune Gîrda—Albac, sensul mișcărilor trecînd de la SW—NE la S—N.

c) SOLZUL DE LUPȘA

În regiunea Bistra, începînd din D. Muntelui, se formează un alt solz superior, constituit din seria de Biharia care suportă seria de Muncel și încalecă peste seria de Muncel din subunitatea inferioară a pînzei de Codru și peste conglomeratele care o acoperă pe aceasta din urmă în D. Muntelui. Solzul se urmărește spre E pînă dincolo de V. Lupșei.

d) DIGITAȚIA DE BIHARIA

În extremitatea vestică a regiunii, pe cursul superior al văilor Bucinișului și Ierbii Rele, șisturile verzi și Permianul digitației de Arieșeni sînt încălecate de complexul blastopsefitic și de șisturile cristaline ale seriei de Biharia. Cum această unitate nu a fost cuprinsă decît într-o foarte mică măsură pe harta noastră, nu vom menționa decît că a fost interpretată de P. ROZLOZSNIK ca reprezentînd o cută culcată, avînd Cristalinul în ax și complexul blastopsefitic pe flancuri, acoperind anormal Permianul. În regiunea noastră, complexul blastopsefitic se poate încadra în această concepție ca reprezentînd flancul invers, puternic laminat, al subunității superioare care încalecă spre ENE peste digitația de Arieșeni.

În afară de șariajul principal și de subunitățile superioare, mai menționăm în categoria dislocațiilor plicative, o cută formată de seriile de Biharia și de Muncel, de direcția SW—NE, tăiată transversal de V. Arieșului Mare între Secătura și Mihoești. De la Crișeni, această cută suferă o inflexiune, luînd direcția E—W, și se transformă într-o cută culcată spre N, retezată parțial în regiunea Certeje de prelungirea liniei de încălecare a solzului de Drăghița. Sinclinalul culcat se urmărește pînă în D. Muntelui, avînd în ax cuarțitele negre ale seriei de Muncel, iar pe flancuri, seria de Biharia.

În sfîrșit, menționăm că în extremitatea sudică a regiunii, la Vidra — Ponorel — Cîmpeni, la Mușca, precum și pe V. Lungă (la N de Baia de Arieș) și în regiunea adiacentă cercetată de I. HANOMOLO și A. HÎNCU, formațiunile aparținînd

Institutul Geologic al României

seriei de Baia de Arieș se așază peste seria de Muncel, ambele avînd înclinări sudice. În concepția clasică a zonelor de metamorfism, am fi deci în prezența unei superpoziții anormale între mesozonă și epizonă, care, dat fiind că nu afectează depozite sedimentare, ar putea să fie considerată ca rezultată din mișcări prepermiene, eventual hercinice. Prezența însă a unei zone intermediare de șisturi biotitice sub forma de intercalații discontinue în partea superioară a seriei de Muncel, sub șisturile cu granați ale seriei de Baia de Arieș, ar fi însă destul de greu de explicat în ipoteza unui șariaj.

B) DISLOCAȚII RADIALE

Întreaga regiune Gîrda—Lupșa este brăzdată de un mare număr de falii, care se pot pune ușor în evidență îndeosebi acolo unde există depozite sedimentare.

În partea de NW a regiunii se întîlnesc trei falii principale: 1, falia Gîrda, cu direcția SW—NE, care se urmărește pe o lungime de cca 10 km din Tarnița Ierbii Rele, prin V. Arieșului Mare, pînă în Colțul Rădăcești lor; ea decroșează liniile de încălecare ale pînzei de Codru și digitației de Arieșeni, precum și limitele orizonturilor Permianului cu cca 4 km și maschează pe această distanță traseul șariajelor, aducînd în contact calcarele și dolomitele triasice din Autohton cu diferiți termeni ai pînzei de Codru; 2, falia Petricii, cu direcția N—S, care se urmărește pe o lungime de 5 km, de la N de D. Petricii pînă la S de V. Cîndreștilor, unde o parte a ei este ascunsă sub depozitele senoniene ale bazinului Vidra; ea decroșează cu cca 2 km liniile de încălecare ale digitației de Arieșeni și ale solzului de Drăghița, precum și diferitele orizonturi ale Permianului și aduce în contact porfirele cuarțifere cu șisturile verzi; 3, falia Negrii, cu direcția E—W, care se urmărește pe o lungime de cca 5 km, la S de V. Negrii, între comunele Neagra și Secătura; ea taie transversal structura orientată N—S a flancului său nordic și aduce în contact șisturile verzi, porfirele cuarțifere și conglomeratele bazale permiene cu seria de Biharia.

Aceste trei falii principale, dintre care cel puțin ultimele două, sînt de vîrstă sigur antesenoniană, deoarece nu afectează depozitele acoperitoare ale bazinului Vidra, delimitează compartimente din ce în ce mai ridicate spre SE. În afara lor se mai pot pune ușor în evidență o serie de dislocații în lungul nivelului-reper de porfire cuarțifere, situat între conglomerate și tufuri, precum și în lungul contactului anormal al granitelor de Codru cu Mesozoicul autohton; în special acest din urmă contact este frecvent mascat de falii (Moara Coastei și la S de Albac).

În Autohton, calcarele triasice sau jurasice vin uneori în contact direct cu Cristalinul de Gilău, ceea ce denotă de asemenea existența unor fracturi (vizibile de altfel chiar în morfologia terenului, ca la Vf. Sobii); în parte avem de-a

Institutul Geologic al României

face probabil şi cu laminări tectonice ale orizonturilor de bază sau cu mici deslipiri de pe fundamentul normal, datorite împingerilor exercitate de pînzele acoperitoare.

Spre E, acolo unde nu mai avem formaţiuni sedimentare, prezenţa faliilor se poate stabili numai în cazul în care dispunem de limite sau de orizonturi-reper în Cristalin. Citäm astfel: două falii orientate N—S, care deplasează contactul Cristalinului de Gilău cu granitele de Codru şi cu granitul de Muntele Mare; o falie orientată N—S de-a lungul văii Lupşei, care întrerupe în mod vizibil chiar în teren, continuitatea unor benzi de calcare cristaline; o falie orientată NE—SW, care dislocă transversal Solzul de Lupşa.

Vîrsta tuturor acestor falii nu poate fi determinată, în afară de faptul că ele sînt posterioare şariajelor mesocretacice.

O altă serie de dislocaţii radiale este însă în mod cert post-senoniană, după cum se poate observa din faptul că ele afectează depozitele senoniene, Cristalinul epizonal al Arieşului şi seria mesozonală a Băii de Arieş. La NE de localitatea V. Lupşa, seria de Baia de Arieş apare ca un bloc ridicat faţă de seriile de epizonă (Biharia şi Muncel), iar de-a lungul faliilor care delimitează acest bloc sînt prinse depozite senoniene, care formează aci un intrînd de cca 3 km în Cristalin. Urcînd afluenţii estici ai văii Lupşei se poate constata că, pornind din şisturile sericitoase în care se intercalează numeroase bancuri de şisturi biotitice, se ajunge întîi în Senonian, care acoperă în mod normal rocele epizonale, iar mai sus, spre vîrful dealului Cărbunarilor, se intră în şisturi cu granaţi; la contactul acestora cu Cretacicul, formaţiunile sînt redresate.

În ceea ce priveşte contactul nordic al seriei de Baia de Arieş cu seria de Muncel în regiunea Vf. Cărbunarilor—V. Lungă, el se face tot de-a lungul unei falii orientate aproximativ E—W; şisturile sericitoase şi cuarţitele de pe flancul nordic al faliei au direcţie N—S şi bat în şisturile cu granaţi şi calcarele marmoreene ale flancului sudic, care au direcţie E—W.

Cu toate că în regiune nu apar formaţiuni paleogene care să ne dea preciziuni asupra vîrstei, din stilul tectonic general al Munţilor Apuseni de S presupunem că toate aceste dislocaţii cu slabe tendinţe locale de încălecare a formaţiunilor mai vechi peste Cretacicul superior aparţin fazei de mişcări laramice. Nu este exclus ca o mică parte din falii să aparţină însă şi sistemului care a produs mai spre S depresiunile miocene.

C) CONCLUZII GENERALE TECTONICE

Din cele expuse mai sus, se poate recunoaşte în regiunea Gîrda—Lupşa, un stil în pînze de şariaj şi încălecări de vîrstă mesocretacică, îndreptate spre NE, la W de linia Albac—Secătura şi îndreptate spre N, la E de această linie.

Institutul Geologic al României

Faptul însemnat care reiese din cercetările noastre este prelungirea pînzei de Codru și a subunităților ei superioare cu mai mult de 30 km spre E față de punctul extrem pînă la care era cunoscută pînă în prezent, la izvoarele Arieșului Mare. În felul acesta, linia frontală a pînzei de Codru se întinde neîntrerupt de la E de Oradea, prin sudul Pădurii Craiului, prin Bihorul de W și S și prin sudul Gilăului, pînă la N de Lupșa, pe o lungime de peste 100 km, reprezentînd astfel una din marile linii de contact anormal care au afectat Carpații Romînești la sfîrșitul Mesozoicului.

Amploarea maximă a șariajului, de cca 20 km, se găsește în Bihor, între văile Crișului Negru și Someșului Cald; în estul regiunii cercetate de noi, fiind în contact numai două serii deosebite de Cristalin, avem de-a face în schimb numai cu încălecări scurte, caracteristice unei zone de rădăcină.

Primit: februarie 1957.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Arabu N. La géologie des environs de Băița *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXV (1936—1937). București, 1941.
2. Bleahu M. Cercetări geologice în regiunea Padiș—Cetățile Ponorului. *D. de S. Comit. Geol.*, XLI (1953—1954). București, 1957.
3. Brana V. Note sur l'âge des conglomérats de la région de Neagra. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI (1932—1933). Bucuresti, 1937.
4. Gherasi N. Cercetări geologice în partea de W a Masivului cristalin al Leaotei. *D. de S. Comit. Geol.*, XL (1952—1953). Bucuresti, 1957.
5. Giușcă D Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts du Bihor. *Bul. Lab. Min. gen. Univ. Bucureşti.* II. București, 1937.
6. Ilie M. Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le bassin de l'Arieș. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVII. București, 1935.
7. — Neocretacicul din basinul superior al Arieșului. *Bul. Soc. Natur. din Rom.*, nr. 9 1936.
8. — Structura geologică a depresiunii Abrud. *An. Comit. Geol.*, XXV. București, 1953.
9. Jelinek I. Les roches éruptives banatitiques des Monts Bihor. *Bul. Lab. Min. gen. Univ. Bucureşti*, II. București, 1937.
10. Kräutner Th. Observations géologiques sur le Mésozoïque à l'Ouest du massif cristallin de Gilău et sur ses rapports tectoniques avec la série du Codru et la série de Biharia. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVIII (1939—1940). București, 1944.
11. Niţulescu O. Les radiolarites de Cheia Turdei. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, III. București, 1937.
12. Pálfy M. Geologische Verhältnisse des Aranyostales in der Umgebung von Albák und Szkerisora. *Jahresber. d. k. ung. geol. Anstalt für 1899.* Budapest, 1900.
13. — Die linke Seite des Aranyostales zwischen Topánfalva und Offenbánya. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. Anstalt. für 1900.* Budapest, 1901.
14. — Geologische Notizen aus dem Tale des Aranyosflusses. *Jahresber. d. k. ung. geol. Anstalt für 1901.* Budapest, 1902.
15. — Umgebung von Abrudbánya. Erläuterungen zur geol.-Spezialkarte der Länder der Ung. Krone. Budapest, 1907.
16. — und Rozlozsnik P. Geologie des Bihar- und Bélergebirges. I. Kristallin und Paläozoikum. *Geologica Hungarica, Ser. geol.*, 7. Budapest, 1939.
17. Papiu C. V. Cercetări geologice în masivul Drocea. *Acad. R.P.R. Bul. Științ. Sec. Șt. Biol. Geol. Geogr.*, V. nr. 1. București, 1953.

Institutul Geologic al României

18. Patrulius D. Contribuțiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului. *D. de S. Comit. Geol.*, XL (1952—1953). București, 1957.
19. Paucă M. Recherches géologiques dans les Monts du Codru et de Moma. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI. București, 1941.
20. Protescu O. Zăcămintele de bauxit din regiunea Sohodol. *Inst. Geol. Rom. Studii Tehn. Econ.* București, 1938.
21. Rozlozsnik P. Beiträge zur Geologie der Umgebung des Nagybihár. *Jahresber. k. ung. geol. Anstalt für 1905.* Budapest, 1906.
22. — Über die metamorphen und paläozoischen Gesteine des Nagybihar. *Mitteilungen a. d. Jahrb. der k. ung. geol. R. Anstalt*, XV. Budapest, 1906.
23. — Die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Bihárgebirges zwischen Nagyhalmágy und Felsövidra. *Jahresber. d. k. ung. geol. Anstalt für 1906.* Budapest, 1907.
24. — Geologische Beobachtungen in verschiedenen Gliedern der im weiteren Sinne genommenen Bihárgebirgsgruppe. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. für 1914.* Budapest, 1915.
25. — Neue Beiträge zur Kenntnis der metamorphen Gesteine der Umgebung des Nagybihár. *Fäld. Kozl.*, LXV. Budapest, 1935.
26. Socolescu M. et Ghițulescu T. Étude géologique et minière des Monts Métalifères. *An. Inst. Géol. Rom.*, XXI. București, 1941.
27. Eskola P. Die Entstehung der Gesteine, III. Die metamorphen Gesteine. Berlin, 1939.
28. Grubenmann U., Niggli P. Die Gesteinsmetamorphose. I. Berlin, 1924.
29. Harker A. Metamorphism. London, 1932.
30. Jung J. et Roques M. Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* vol. 50, nr. 235 (1952).
31. Sederholm J. J. On migmatites and associated pre-cambrian rocks of south-western Finland. I, II, III. *Bull. Com. Géol. Finl.*, nr. 58 (1923), nr. 77 (1926), nr. 707 (1934).
32. Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.
33. — Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, 1940.
34. Turner F. Z. Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Washington, 1949. Trad. rusă. Moscova, 1951.
35. Walton M. The emplacement of « granite ». *Am. Journ. Sc.* vol. 253, nr. 1, Jan. 1955.
36. Winchell A. N. and Winchell H. Elements of optical mineralogy. II. New York, 1951. Trad. rusă. Moscova, 1953.
37. — Problema formării granitelor, II. Culegere de lucrări traduse din literatura străină. Moscova, 1950.

Institutul Geologic al României

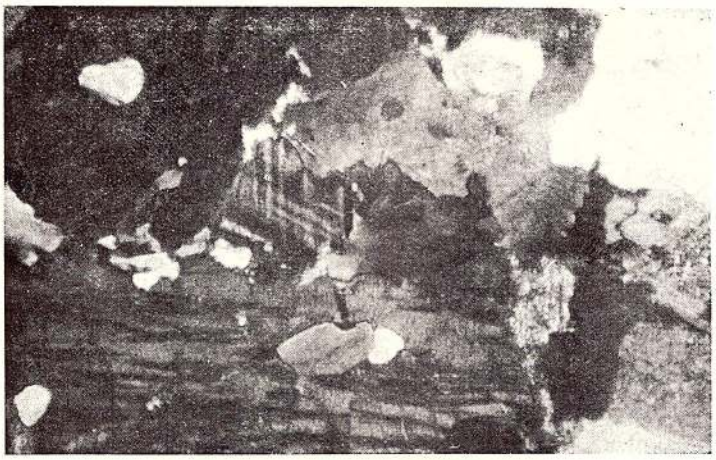
PLANȘA I

Institutul Geologic al României

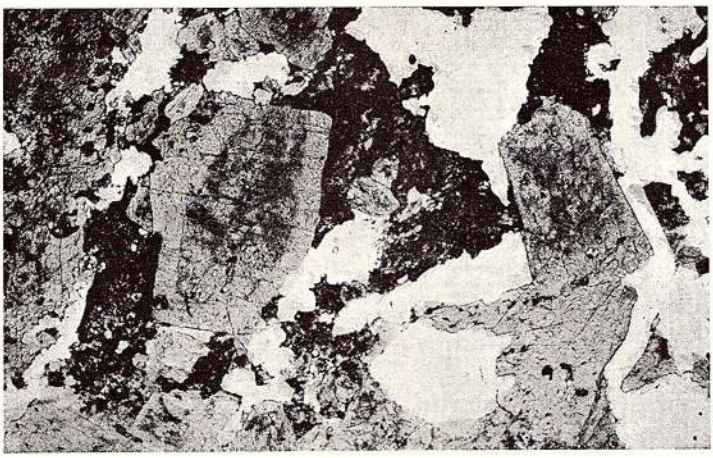
PLANȘA I

Fig. 1. — Granit de Codru. V. Arieșului Mare. Nicoli în cruce. × 30.
Fig. 2. — Metadiorit din seria intrusiunilor de Codru. V. Bistrișoara. Lumină naturală. × 13.
Fig. 3. — Metagabbro din seria intrusiunilor de Codru. V. Bistrei. Lumină naturală. × 9.

Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Institutul Geologic al României

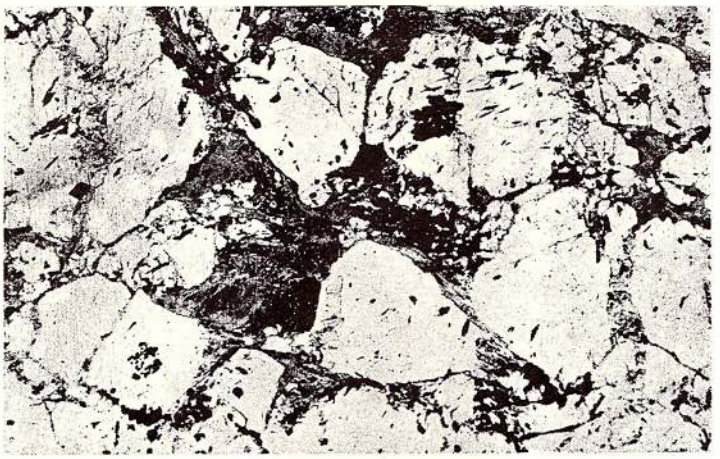
PLANȘA II

Fig. 1. — Șist cloritos cu porfiroblaste de albit din seria de Biharia. D. Drăghiței. Lumină naturală. × 30.

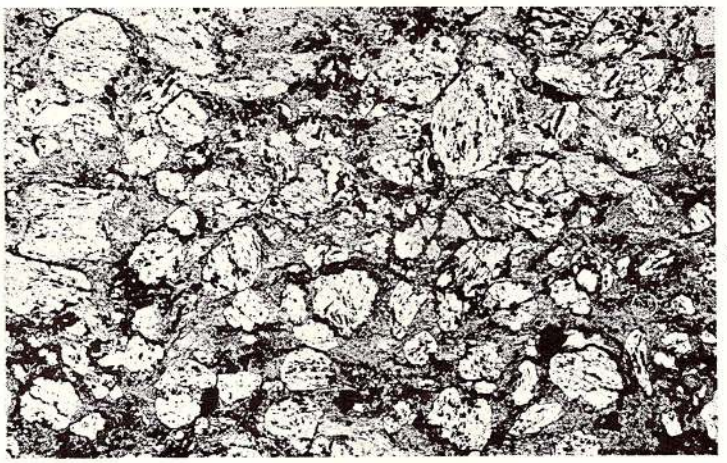
Fig. 2. — Șist cloritos cu porfiroblaste de albit din seria de Biharia. D. Belescilor. Lumină naturală. × 30.

Fig. 3. — Filit cu granați din seria de Baia de Arieș. D. Lupșa. Lumină naturală. × 10.

Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

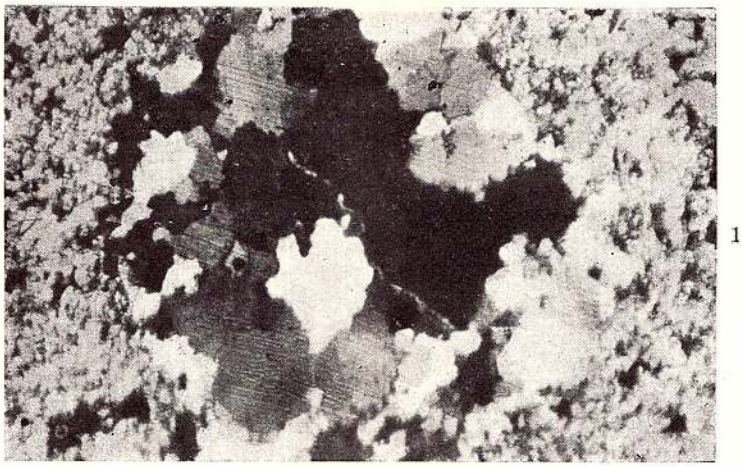
PLANŞA III

Institutul Geologic al României

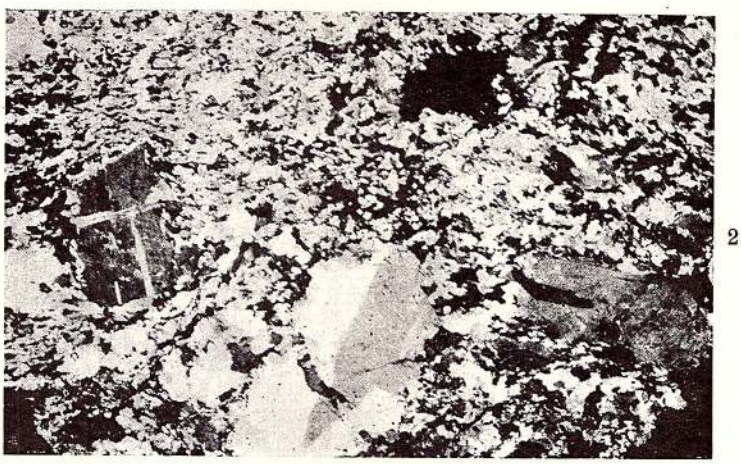
PLANȘA III

Fig. 1. — Șist sericitos blastopsamitic din seria de Muncel. V. Arieșului Mic. Nicoli în cruce. × 30.
Fig. 2. — Porfiroidă din seria de Muncel. Vidra de Jos. Nicoli în cruce. × 9.
Fig. 3. — Gnais ocular din seria de Muncel. Mihoești. Nicoli în cruce. × 6.

Institutul Geologic al României



1



2

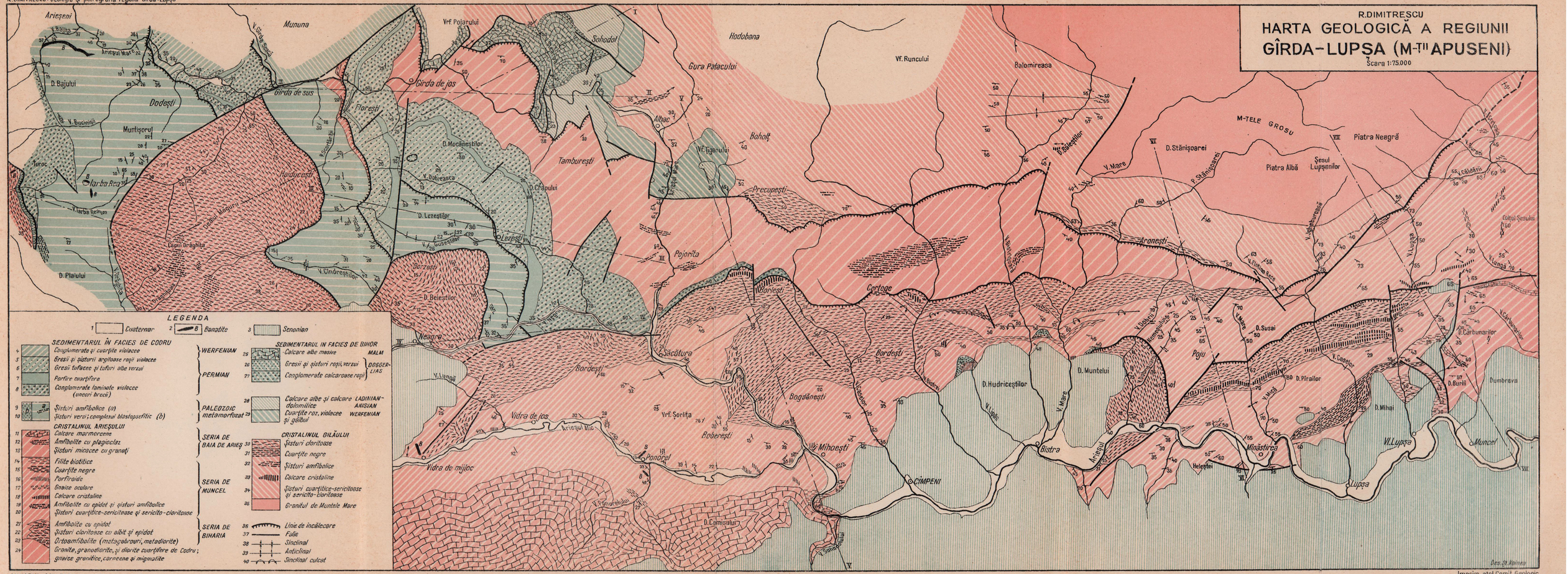


3

Institutul Geologic al României

R. DIMITRESCU
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII GÎRDA-LUPȘA (M-ții APUSENI)

Scara 1:75.000



LEGENDA

1 Cuaternar
2 β Banatite
3 Senonian

SEDIMENTARUL ÎN FACIES DE CODRU

- 4 Conglomerate și cuarțite violacee
- 5 Gresii și șisturi argiloase roșii violacee
- 6 Gresii tufacee și tufuri albe verzui
- 7 Porfire cuarțifere
- 8 Conglomerate laminate violacee (uneori brecii)
- 9 a Șisturi amfibolice (α)
- 10 b Șisturi verzi complexul blastopsefitic (b)

WERFENIAN / PERMIAN

CRISTALINUL ARIEȘULUI

- 11 Calcare marmoreene
- 12 Amfibolite cu plagioclaz
- 13 Șisturi micacee cu granați
- 14 Filite biotitice
- 15 Cuarțite negre
- 16 Porfiroide
- 17 Gnaise oculare
- 18 Calcare cristaline
- 19 Amfibolite cu epidot și șisturi amfibolice
- 20 Șisturi cuarțifice-sericitoase și sericito-cloritoase

SERIA DE BAIA DE ARIEȘ

- 21 Amfibolite cu epidot
- 22 Șisturi cloritoase cu albit și epidot
- 23 Ortoamfibolite (metagabbrouri, metadiorite)
- 24 Granite, granodiorite, și diorite cuarțifere de Codru; gnaise granitice, corneene și migmatite

SERIA DE MUNCEL / SERIA DE BIHARIA

PALEOZOIC metamorfozat

SEDIMENTARUL IN FACIES DE BIHOR

- 25 Calcare albe masive — MALM
- 26 Gresii și șisturi roșii, verzui — DOGGER-LIAS
- 27 Conglomerate calcaroase roșii
- 28 Calcare albe și calcare dolomitice — LADINIAN-ANISIAN
- 29 Cuarțite roz, violacee și gălbui — WERFENIAN

CRISTALINUL GILĂULUI

- 30 Șisturi cloritoase
- 31 Cuarțite negre
- 32 Șisturi amfibolice
- 33 Calcare cristaline
- 34 Șisturi cuarțifice-sericitoase și sericito-cloritoase
- 35 Granitul de Muntele Mare

- 36 Linie de încălecare
- 37 Falie
- 38 Sinclinal
- 39 Anticlinal
- 40 Sinclinal culcat

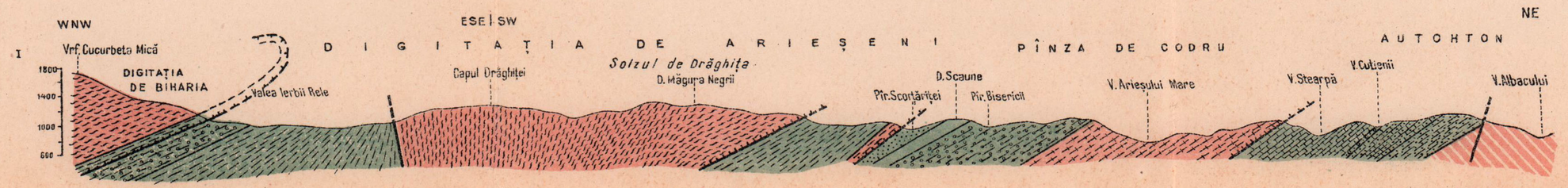
Imprim. atel. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

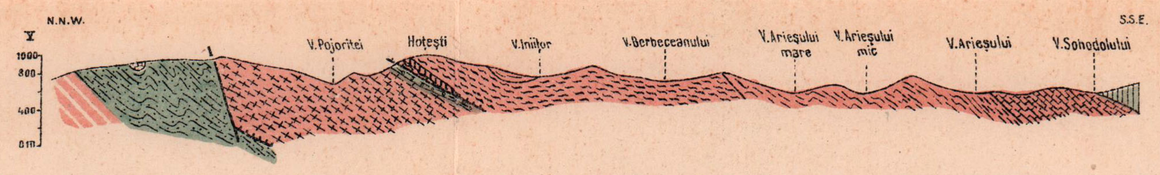
R. DIMITRESCU

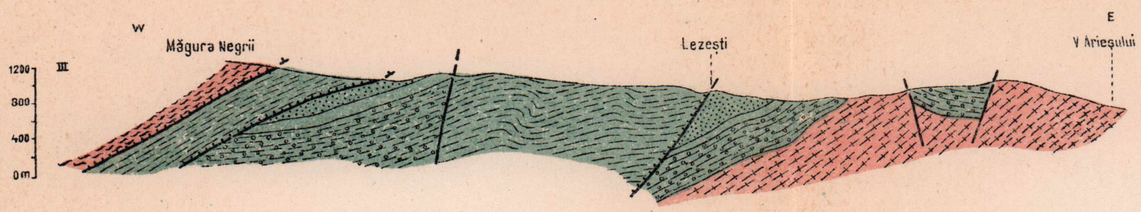
PROFILE GEOLOGICE ÎN REG. GÎRDA-LUPȘA (MTII APUSENII)

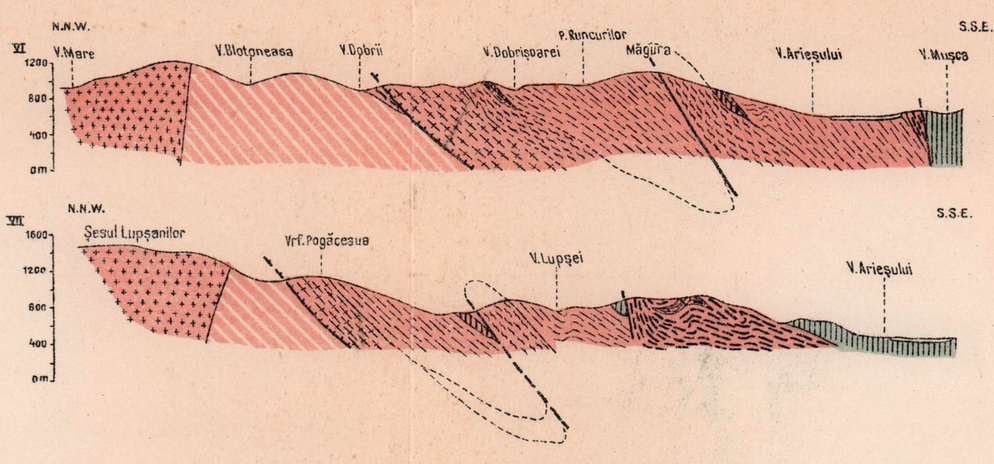
Scara 1:75.000

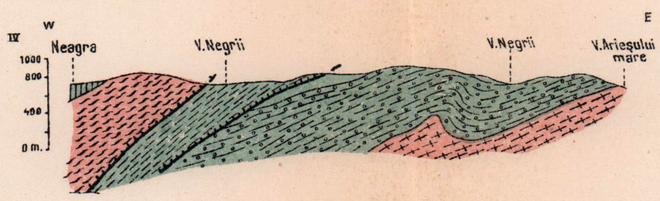






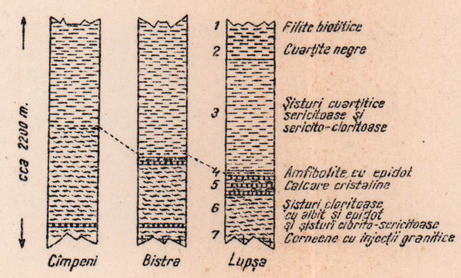






LEGENDA

COLOANE STRATIGRAFICE ÎN CRISTALINUL ARIEȘULUI



1 Cuaternar

SEDIMENTARUL ÎN FACIES DE CODRU

2 Permian superior
3 Porfire cuarțifere
4 Permian inferior
5 Paleozoic metamorfozat

CRISTALINUL ARIEȘULUI

6 Calcare marmoreene
7 Amfibolite cu plagioclaz
8 Șisturi micacee cu granați
9 Șisturi cuarțitice sericitoase și sericito-cloritoase
10 Calcare cristaline
11 Amfibolite cu epidot
12 Șisturi cloritoase cu albit și epidot
13 Granite și granodiorite de Codru, corneene și migmatite

SERIA DE BAIA DE ARIEȘ
SERIA DE MUNCEL
SERIA DE BIHARIA

14 Senonian

SEDIMENTARUL ÎN FACIES DE BIHOR

15 Malm
16 Lias-Dogger
17 Anisian-Ladinian
18 Werfenian

CRISTALINUL GILĂULUI

19 Șisturi cloritoase
20 Șisturi cuarțitice-sericitoase și sericito-cloritoase
21 Granitul de Muntele Mare
22 Linie de încălecare
23 Falie

Imprim. atel. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DE LA RÉGION SITUÉE ENTRE GÎRDA ET LUPȘA (BASSIN SUPÉRIEUR DE L'ARIEȘ)

PAR

RADU DIMITRESCU

(RÉSUMÉ)

I. INTRODUCTION

Le problème que nous nous sommes proposé au début de nos travaux, a été de déchiffrer la structure géologique de la zone cristalline qui constitue le versant S et SW du massif granitique de Muntele Mare et qui, vers l'W, se lie au massif cristallin de Biharia.

La région qui a constitué l'objet de nos recherches est située sur le territoire des communes Gîrda, Albac, Vidra, Cîmpeni, Bistra et Lupșa. Son caractère est montagneux, avec des altitudes comprises entre 600 et 1600 m. Toutes les eaux de la région font partie du bassin supérieur de l'Arieș.

La présente étude est le résultat de quatre campagnes de terrain (1953–1956); les levers géologiques furent exécutés à l'échelle 1:20.000, le texte étant accompagné d'une carte au 75.000-e, ainsi que de sept coupes géologiques. On a étudié environ 250 coupes minces dans les roches éruptives et métamorphiques de la région.

II. HISTORIQUE

Les premières recherches géologiques concernant la région ont été exécutées avant la première guerre mondiale, par M. PÁLFY et P. ROZLOZSNIK; ceux-ci nous ont laissé des informations précieuses, consignées dans une série de notes ou de travaux d'ensemble.

Entre les deux guerres, la région a été étudiée par D. GIUȘCĂ et TH. KRÄUTNER, qui ont établi les traits essentiels de sa structure géologique.

Institutul Geologic al României

III. STRATIGRAPHIE ET PÉTROGRAPHIE

A) FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES

Les recherches des dernières cinq années, faites dans la région des monts de Bihor et de Gilău, nous ont conduit à l'identification de deux grandes unités cristallines, dont l'une a une position autochtone, l'autre étant charriée. Au N, pour les formations cristallines autochtones, nous avons maintenu le nom de Cristallin de Gilău, qui était attribué jusqu'à présent aux roches métamorphiques de l'entier massif de Gilău, au sens géographique. Au S, nous avons dénommé « Cristallin de l'Arieș » l'ensemble des séries cristallines de la Biharia et de la partie S des monts de Gilău, qui appartiennent à la nappe de Codru ou à ses sous-unités supérieures.

1. *Cristallin de Gilău.* Les schistes cristallins qui appartiennent à cette unité constituent une zone continue dans l'extrémité N de la région étudiée, en commençant d'Albac vers l'E. Les roches, en général d'origine sédimentogène, ont subi un métamorphisme de type épizonal. Le type de roche le plus répandu, caractéristique pour cette série, est représenté par des schistes quartzeux-sériciteux blancs, en plaquettes, à texture schisteuse parfaitement plane. Latéralement ceux-ci peuvent passer à des schistes quartzeux à membranes ou à porphyroblastes de muscovite; ils contiennent parfois une faible proportion de granules clastiques d'albite. Dans la masse de ces schistes sériciteux on rencontre de rares intercalations de schistes à muscovite et chlorite, des quartzites noirs, des quartzites blancs, des schistes chloriteux à calcite, des calcaires cristallins et des schistes amphiboliques.

Le granite de Muntele Mare n'a constitué que la limite jusqu'à laquelle nous avons poussé nos recherches, vers le N. Sa forme de gisement est celle d'un « batholite Daly » typique, à limites tranchantes envers les roches avoisinantes; il paraît être un massif post-tectonique.

Les phénomènes de contact du granite sont peu intenses et occupent une bande de terrain d'environ 200 m de largeur, très réduite par rapport aux dimensions du massif éruptif. Les cornéennes se distinguent de la masse des autres schistes par la présence de la biotite ou des petits grenats. À l'E, le long du contact, on observe une mince zone d'imprégnation feldsphatique.

2. *Cristallin de l'Arieș. a)* Les intrusions de Codru. Au S du Cristallin de Gilău, occupant une position supérieure à celui-ci, apparaît une série de schistes cristallins traversés par deux cycles d'intrusions: un cycle de roches basiques et un autre, de roches intermédiaires et acides. La série recoupe la vallée de l'Arieșul Mare, entre Gîrda et Albac, reparaît dans la même vallée

Institutul Geologic al României

entre Albac et Secătura et se continue en direction E—W jusque dans Valea Căldării, au N de Baia de Arieș.

α) Les intrusions basiques (orthoamphibolites) constituent généralement des corps massifs, dont la composition varie entre celle des hornblendites et celle des méladiorites quartzifères. Ce sont les mêmes intrusions qui traversent aussi, comme nous allons le voir plus loin, la série de Biharia dans le massif de Biharia et dans celui de Drăghița.

Le caractère minéralogique commun à toutes ces roches est la prédominance de la hornblende sur les minéraux leucocrates: par transformations insensibles, de variétés exclusivement amphiboliques on arrive à d'autres, à 50% de hornblende.

Les métadiorites mélanocrates sont les roches les plus répandues parmi ces orthoamphibolites. Leur structure est hypidiomorphe-granulaire et la texture massive. Les principaux éléments minéralogiques sont la hornblende ($2V = 73°, 3$; $n_g - n_p = 0{,}021$), le plagioclase (un oligoclase à 10—17 % An) et parfois le quartz et la biotite. Parmi les minéraux accessoires se rencontrent le titanite, l'apatite et le minerai opaque.

Les métagabbros ne diffèrent des roches décrites auparavant que par la proportion plus élevée de hornblende (environ 75 %), le quartz n'apparaissant plus qu'accidentellement.

β) Le deuxième cycle d'intrusions qui traversent les schistes cristallins et les orthoamphibolites est représenté par des roches intermédiaires et acides (diorites quartzifères, granodiorites et granites). Il existe une discontinuité prononcée entre la composition minéralogique de ces roches et celle des orthoamphibolites.

Les granites normaux apparaissent assez rarement. Ce sont des roches à structure hypidiomorphe-granulaire et à texture toujours massive, dans la composition desquelles entrent le feldspath potassique (microcline, parfois perthitique, et orthose), le feldspath plagioclase (albite-oligoclase à 1—13 % An), le quartz, la muscovite et la biotite, parfois transformée en chlorite; comme accessoires l'apatite, le minerai opaque et exceptionellement le grenat.

Les granites plagioclasiques constituent les intrusions les plus répandues. Dans leur composition entrent le plagioclase (un oligoclase acide), la muscovite, la biotite, presque toujours transformée en pennine, l'apatite et le minerai opaque; la texture est parfois faiblement gneissique. Les roches ont souffert parfois des déformations dues au stress.

Les granodiorites ne diffèrent des granites plagioclasiques que par une proportion plus réduite de quartz et par l'abondance de la biotite (chloritisée); la muscovite n'apparaît plus qu'accidentellement. Associés à ces intrusions affleurent aussi quelques filons de pegmatite à plagioclase.

Institutul Geologic al României

Les diorites quartzifères sont des roches dans lesquelles la proportion de feldspath plagioclase (albite à 6 % An) s'élève beaucoup, par rapport à celle du quartz, qui ne dépasse pas 15 %. D'après la nature de l'élément mélanocrate on peut distinguer des diorites quartzifères à biotite et hornblende et des diorites quartzifères à amphibole. Minéraux accessoires: l'apatite, le sphène et exceptionnellement le zircon.

Toutes les intrusions acides et intermédiaires se présentent sous forme d'un grand nombre de filons, en partie concordants avec les schistes cristallins qu'ils traversent, et en partie discordants par rapport à ceux-ci. Les dimensions des masses intrusives sont plus réduites (de l'ordre des mètres et même des décimètres) dans la partie supérieure de la série; vers sa base apparaissent aussi des corps de quelques dizaines de mètres.

Si dans la partie supérieure de la série, l'aspect général des filons est celui d'un réseau anastomosé, vers la base les schistes cristallins sont ceux qui apparaissent sous forme d'enclaves à l'intérieur des corps éruptifs, et parfois même ils semblent partiellement « digérés ». Dans le cas d'une « digestion » plus avancée, ils n'apparaissent plus que sous forme de bandes plus mélanocrates, à l'aspect « nébulitique » dans la masse des roches éruptives. Nous sommes ainsi en présence d'un phénomène classique d'anatexie, lequel, d'après la classification de JUNG et de ROQUES (1952), produit des migmatites hétérogènes typiques: de l'aspect de diadysites (petits filons ramifiés, irréguliers, parfois ptygmatiques, qui traversent les schistes) on passe à l'aspect d'agmatites (« brèches éruptives », les schistes apparaissant sous forme d'enclaves à l'intérieur des granites).

Une série de caractères minéralogiques spéciaux des roches éruptives décrites (basiques, intermédiaires et acides) sont: la richesse en quartz des granites plagioclasiques, la persistance de ce minéral jusque dans des roches gabbroïdes, la composition généralement albitique du plagioclase. Ces caractères, ainsi que la transformation en chlorite de la biotite et ainsi que certaines textures gneissiques, mettent en évidence l'influence du métamorphisme.

Les schistes cristallins traversés par ces intrusions ont été transformés en cornéennes et en migmatites. Les cornéennes thermiques sont caractérisées par la présence de la biotite et plus rarement, par celle du grenat, les roches ayant une structure homéoblastique en mosaïque. Les migmatites sont des roches qui conservent la texture schisteuse originaire, tout en s'approchant d'une composition minéralogique granitique, par l'augmentation de la proportion de plagioclase. Le type le plus commun est formé par des membranes micacées très riches en biotite qui alternent avec des couches quartzofeldspathiques, la roche conservant un aspect gneissique prononcé.

Le caractère primordial des schistes cristallins qui ont été métamorphisés par les intrusions granitiques est difficile à reconstituer. Dans la partie supé-

Institutul Geologic al României

rieure de la série, entre Valea Mare et Valea Dobrei, au N de Bistra, là, où la série de Biharia recouvre normalement la série à intrusions, on peut constater que les filons granitiques traversent des schistes chloriteux à épidote, appartenant à la série de Biharia.

En ce qui concerne les relations avec le granite de Muntele Mare, on constate qu'une petite partie seulement des intrusions de Codru, les granites normaux, présentent des caractères minéralogiques communs avec celui-là. Dans le massif de Muntele Mare on n'observe pas de large variation en composition, évidente dans le cas des intrusions de Codru; de même, les conditions de gisement et de mise en place sont tout à fait différentes.

b) Série de Biharia. La Série de Biharia constitue l'extrémité N de notre région (Cucurbeta Mică), le massif de Drăghița, les environs de la commune de Neagra, ensuite une zone continue dirigée généralement E—W qui passe par Secătura et au N de Cîmpeni, disparaissant ensuite au NE de Bistra; à l'E de cette localité elle reparaît et a été suivie par nous jusqu'au N de Lupșa.

Les roches caractéristiques de la Série de Biharia sont les schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite. Ceux-ci sont accompagnés par des gneiss albitiques, des schistes chloriteux et épidotiques à calcite et, de manière subordonnée, par des micaschistes à muscovite. Une partie des phyllites chloriteuses qui recouvrent la série granitique de Codru, dans valea Bistrei, valea Bistrișoarei et Valea Mare représentent des faciès plus pélitiques. Les paragenèses caractéristiques observées dans la série de Biharia sont les suivantes:

Albite + quartz;
Albite + chlorite ± épidote;
Albite + chlorite + calcite;
Albite + épidote + calcite;
Albite + épidote + hornblende;
Albite + quartz + muscovite + chlorite ± grenat.

Dans le massif de Biharia et dans celui de Drăghița, la série de Biharia est traversée par des corps d'orthoamphibolites, identiques à celles de la série du Codru. Au N, on rencontre seulement des intercalations de dimensions réduites d'amphibolites à épidote et albite. À côté des roches citées, la série de Biharia comprend encore deux niveaux lentiformes de calcaires cristallins, qui forment deux horizons discontinus, l'un à la base de la série (Hoțești, Certeje) et l'autre à la partie supérieure, marquant la transition vers la Série de Muncel (Poteresti, Dealul Muntelui, Valea Lupșa). L'horizon supérieur est souvent associé à des paramphibolites à albite et épidote; les calcaires de cet horizon prennent un développement considérable vers l'E, dans la région de Lupșa. Nous attribuons l'origine de la série de Biharia à un complexe tufogène, à quel-

Institutul Geologic al României

ques intercalations sédimentogènes. La puissance de la série diminue graduellement de l'W vers l'E, étant d'environ 1200 m dans la région de Cîmpeni et se réduisant à environ 700 m dans la région de Lupșa.

On rencontre les mêmes schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite en d'autres régions du Cristallin de l'Arieș, aussi bien dans l'W (les monts du Codru), que vers l'E (Orăști, Băișoara). Nous les considérons comme un élément caractéristique de ce Cristallin.

c) Série de Muncel. Au-dessus de la série de Biharia, en succession stratigraphique normale, suit un complexe de schistes cristallins, en général sédimentogènes, développé typiquement dans la région de Muncel, au S du sommet de Biharia Mare. Il se compose de phyllites quartzo-sériciteux et séricito-chloriteux, auxquels s'associent dans le Muncel de puissantes intercalations de porphyroïdes et de granites cataclastiques (épigranites). La large extension que prennent ces ortoroches dans le massif de Biharia, ne subsiste cependant pas dans notre région. Entre Vidra et Cîmpeni apparaissent quelques rares lentilles de porphyroïdes, de quelques mètres d'épaisseur, et dans un seul point, dans la vallée de l'Arieș, à Mihoești, affleure un gneiss oeillé.

Les roches qui constituent la plus grande partie du complexe sédimentogène de la série de Muncel se composent de schistes quartzeux sériciteux à faibles intercalations graphiteuses, de schistes chloriteux à muscovite et de schistes sériciteux à structure blastopsammitique. On doit souligner le fait que dans la masse des schistes sédimentogènes apparaissent aussi quelques paquets de roches à caractère tufogène, constitués par des schistes à albite, chlorite et épidote.

Dans la vallée de l'Arieș apparaissent sporadiquement, intercalés dans la série de Muncel, des schistes chloriteux à calcite. Les calcschistes constituent une série de lentilles entre Valea Lupșei et Valea Căldării.

Dans la région de Lupșa, entre la vallée de l'Arieș et celle de Lupșa, le complexe décrit plus haut est recouvert par un horizon supérieur de quartzites noirs, analogues à ceux des Carpates orientales. Des quartzites noirs apparaissent aussi au N de Cîmpeni, dans Dealul Copcii, occupant l'axe d'un synclinal couché.

Toutes les roches décrites jusqu'à ce point appartiennent à la « zone à chlorite ». Dans l'extrémité S de la région, entre la vallée du Ponorel et la vallée de Lupșa, l'extrémité supérieure des schistes sériciteux contient des intercalations discontinues de roches appartenant à la « zone à biotite »; celles-ci ne diffèrent des schistes communs de la série de Muncel que par la présence de la biotite. Dans la masse des schistes chlorito-sériciteux à biotite, qui marquent le passage vers les roches à grenats de la série de Baia de Arieș, s'intercalent de faibles lentilles de schistes amphiboliques à albite et à épidote.

Institutul Geologic al României

Des apparitions isolées de biotite peuvent accidentellement être observées aussi dans des porphyroïdes, dans des schistes quartzeux sériciteux à graphite, dans des schistes sériciteux blastopsammitiques et dans d'autres roches de la série de Muncel. En conséquence, nous avons inclus les roches appartenant à la « zone à biotite » dans la série de Muncel, en tenant compte du fait qu'on ne pouvait les séparer sur la carte comme un horizon continu.

La puissance de la série de Muncel, comprise entre la série de Biharia et le niveau des schistes biotitiques, varie de 1000 m dans la région de Cîmpeni, à 1500 m dans la région de Lupșa, en augmentant ainsi vers l'E.

d) Série de Baia de Arieș. Les roches de la série de Baia de Arieș prennent un développement massif dans l'extrémité E de la région, en commençant à une fracture orientée N—S, située à l'E de Valea Lupșa. Cette série est représentée par des roches de la « zone à grenat », qui peuvent être groupés dans les types suivants: phyllites microblastiques à grenats, schistes quartzeux à muscovite et grenat, paragneiss à biotite et grenat, amphibolites à plagioclase et calcaires marmoréens. On remarque aussi des intercalations de quartzites gris blanchâtre.

Au confluent de la vallée de Mușca et l'Arieș, les schistes sériciteux sont recouverts par un mince lambeau de phyllites et de paragneiss à grenats.

De Gura Sohodolului jusqu'au S de Vidra le soubassement des dépôts sénoniens est formé d'un banc de calcaires marmoréens, dirigé E—W, qui recouvre vers le N des schistes sériciteux et des schistes à biotite de la série de Muncel. Ce banc, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, s'étend jusqu'à une ligne parallèle à l'Arieșul Mic, à environ 1 km au S de celui-ci.

La continuité entre les schistes à grenats de la région de Valea Lupșa, ceux de Mușca et les calcaires marmoréens de Cîmpeni—Sohodol, est masquée par les formations sénoniennes du bassin Abrud—Cîmpeni.

On peut lier à la zone de Baia de Arieș toute une série d'apparitions de schistes de mésozone de la partie S du Cristallin des Monts Apuseni. À l'E, la zone des schistes à grenats se prolonge dans l'éperon de Baia de Arieș, qui se lie par-dessous le couloir sénonien d'Ocoliș avec la partie W de l'île cristalline de Trascău et avec l'île d'Oncești. Au SW, la liaison peut être faite avec la série mésozonale de Mădrizești, de l'extrémité E du massif cristallin de Highiș—Drocea.

B) FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Les formations sédimentaires qui recouvrent le Cristallin dans la région du Bihor méridional, appartiennent au Paléozoïque et au Mésozoïque. Les dépôts sont développés sous trois faciès différents, correspondant aux trois

Institutul Geologic al României

domaines de sédimentation des Monts Apuseni: le domaine du Codru, le domaine du Bihor et le domaine des Monts du Mureș. Chaque terme stratigraphique n'apparaît cependant développé entre Gîrda et Lupșa que dans une seule des trois séries sédimentaires, de sorte que dans le cadre limité de notre région, on ne constate que peu de variations latérales de faciès, dignes d'être signalées.

Les formations paléozoïques, aussi bien par leur faciès, que par leur position structurale, appartiennent au domaine du Codru; de même, les dépôts triasiques et jurassiques appartiennent au domaine du Bihor, et ceux crétacés, au domaine des Monts du Mureș. Le domaine du Bihor a comme soubassement le Cristallin de Gilău, tandis que dans les deux autres domaines les sédiments recouvrent le Cristallin de l'Arieș.

1. *Le Paléozoïque métamorphisé* est représenté par le complexe des schistes verts et par le complexe blastopséphitique.

a) Le complexe blastopséphitique apparaît dans un seul point, à l'extrémité W de notre région, sous le sommet de Cucurbeta Mică. Dans la composition de ce complexe entrent des conglomérats métamorphisés gris argenté, à éléments de quartz ou de schistes cristallins de 1 à 3 cm diamètre et à intercalations phylliteuses argentées (sériciteuses), vertes (chloriteuses) ou noires (graphiteuses).

b) Le complexe des schistes verts occupe une zone étendue au S d'Arieșeni, jusqu'à Avram Iancu, sous la Măgura Negrii et à l'E de la commune de Neagra. Il est constitué principalement par des phyllites quartzeuses-chloriteuses, gris verdâtre, faiblement satinées; dans ce paquet très monotone de schistes pélitiques on rencontre de rares intercalations gréseuses ou conglomératiques, et quelques schistes amphiboliques.

Le soubassement des schistes verts est constitué dans la région de Gîrda de Sus par des schistes sériciteux et par des quartzites noirs, au-dessous desquels apparaissent les intrusions de Codru; dans la région d'Avram Iancu, les schistes verts reposent sur le Cristallin de Biharia, qui constitue le massif de Drăghița. À Arieșeni, les schistes verts sont surmontés par les dépôts conglomératiques transgressifs du Permien inférieur. En conséquence, la seule considération que nous pouvons faire en ce qui concerne l'âge du complexe, est qu'il représente probablement un Carbonifère supérieur très faiblement métamorphisé.

2. *Le Permien* affleure dans la région étudiée, à partir de Borlești (NE de Secătura); la bande de terrain occupée par les dépôts permiens se dirige vers l'W, ensuite vers le NW, passant par les localités Secătura, Lăzești et Gîrda de Jos et s'interrompt au N d'Arieșul Mare. Elle reparaît au confluent de celui-ci

Institutul Geologic al României

et de la vallée de Gîrda Seacă et se continue le long de l'Arieș vers l'amont jusqu'à l'embouchure de la vallée du Buciniș. Une deuxième bande de Permien borde vers l'W notre région, traversant la vallée de l'Arieșul Mare, immédiatement à l'W d'Arieșeni, et les vallées de Băjița, du Buciniș et de Iarba Rea.

Le Permien présente de nombreuses variations latérales de faciès, dont une petite partie seulement sera présentée en ce qui suit: ces variations font l'objet des études de M. Bleahu au N de notre région.

Dans la zone orientale, le soubassement des dépôts permiens transgressifs est constitué par les intrusions de Codru, et dans la zone occidentale par les schistes verts.

a) Permien inférieur. La transgression permienne commence partout avec des sédiments pséphitiques, parfois même assez grossiers. Au-dessus du soubassement se dispose un niveau de conglomérats sernifitiques laminés, constitués par des éléments de quartz, (ou plus rarement de schistes cristallins), ayant un diamètre d'environ 3—4 cm, inclus dans un ciment schisteux, argileux, finement sériciteux, violacé. Ces conglomérats alternent avec des schistes argileux, violet foncé, gras au toucher, luisants, et avec des grès microconglomératiques, tachetés, constitués par de rares éléments roulés ayant 1—2 mm, inclus dans un ciment schisteux violet blanchâtre. Dans le secteur situé autour du confluent de l'Arieșul Mare et de la Gîrda Seacă, le conglomérat basal est remplacé par une brèche à éléments angulaires de schistes cristallins atteignant des dimensions jusqu'à 25 cm.

La puissance moyenne de l'horizon basal du Permien est d'environ 500 m.

b) Les porphyres quartzifères. De Neagra jusqu'au N de Gîrda de Jos, les conglomérats laminés sont constamment recouverts par une coulée de porphyres quartzifères, parfois laminés, violacés, blanc verdâtre. L'épaisseur du niveau continu de laves varie entre 30—200 m.

Dans la vallée de l'Arieșul Mare, en amont de Gîrda de Sus, on retrouve les porphyres quartzifères, cette fois-ci intercalés dans la partie supérieure de la brèche. Plus loin vers l'W le porphyre quartzifère reparaît, n'ayant qu'une épaisseur de quelques mètres au confluent de l'Arieșul Mare et de la vallée du Buciniș.

De la vallée de Scorțărița jusque dans la vallée de Lăzești, au-dessus du niveau des porphyres quartzifères suit un horizon ayant une épaisseur de quelques centaines de mètres, de grès blancs tufacés et de tufs porphyriques blanc verdâtre, dans lesquels s'intercalent parfois, surtout à la partie supérieure, des grès et des schistes argileux, de couleur rouge violacé ou rouge brique. Cet horizon disparaît aussi bien vers le SE, étant dépassé par une ligne de chevauchement, que vers le N, en s'effilant par suite de la diminution de l'ampleur des manifestations volcaniques.

Institutul Geologic al României

c) Permien supérieur. À Gîrda de Jos, dans le secteur situé au N de l'Arieș, les porphyres (accompagnés de tufs) sont suivis par des grès sans mica et par des schistes argileux rouges.

En amont de Gîrda de Sus, la brèche à intercalations de porphyres est recouverte par la même série rouge, qui localement revêt l'aspect particulier de grès micacés à hiéroglyphes vermiculaires.

Vers l'W, aux environs du confluent de l'Arieș et de Valea Bucinișului, aux grès micacés se mêlent des grès faiblement tufacés, rouges parsemés de fines taches blanches, qui surmontent les porphyres quartzifères.

3. *Triasique. a)* Le Werfénien apparaît aussi bien dans la série de Codru que dans la série de Bihor, étant constamment développé sous son faciès quartzitique bien connu.

Dans le domaine du Codru, sur l'Arieșul Mare, entre Gîrda de Sus et Arieșeni, le Permien est surmonté par des bancs puissants de conglomérats quartzitiques rouge cerise, à éléments faiblement roulés de quartz blancs. Les conglomérats, qui forment des bancs massifs, alternent avec des quartzites durs saccharoïdes, blancs, jaunâtres, roses ou violets.

Dans le domaine de Bihor, le plus ancien terme sédimentaire qui repose au-dessus du Cristallin de Gilău est le Werfénien, représenté par des quartzites, dans lesquels s'intercalent parfois des schistes argileux micacés, rouge violacé, avec de rares taches vertes. Ils constituent une bande continue à la base du Mésozoïque autochtone à l'W et au S d'Albac, les conglomérats n'apparaissant ici plus que sporadiquement. Dans cette région, la puissance du paquet de quartzites varie entre 350—450 m.

b) Le Triasique moyen, qui ouvre la série de dépôts calcaires du Mésozoïque, surmonte en continuité le Werfénien au SE et à l'W d'Albac; il reparaît à Gîrda de Sus, au confluent de l'Arieș et de Gîrda Seacă.

Au-dessus d'un horizon calcaire, stratifié, ayant une épaisseur de 20 à 30 m, suit un paquet de calcaires dolomitiques, faiblement bitumineux, gris clair, parfois roses, à rares lentilles noirâtres et à altération superficielle gris foncé ou jaunâtre; la stratification manque complètement. Dans l'Arieș, ce paquet atteint environ 700 m.

La série de dépôts triasiques finit par un mince horizon de calcaires microcristallins blancs et de calcaires blancs ou jaunâtres très fins, à petites lentilles schisteuses et à taches marneuses rouge violacé, qui apparaissent sur le versant N de l'Arieș; à leur base, ces calcaires présentent encore de rares dolomitisations.

4. *Jurassique. a)* Liasique. La sédimentation calcaire commencée au Triasique s'interrompt vers la fin de celui-ci et pendant le Liasique intervient

Institutul Geologic al României

un épisode continental détritique. Dans la zone mésozoïque d'Albac les calcaires et les dolomites triasiques sont surmontés par un mince horizon discontinu (20—30 m) de conglomérats constitués généralement par des éléments bien roulés de calcaires noirs du type Guttenstein et de calcaires blancs, d'environ 20 cm de diamètre, inclus dans un ciment marneux rouge violacé. Au-dessus de ces conglomérats, dans Valea Stearpă et à Dieva, suit un horizon constitué par les types de roches suivantes: schistes argilo-marneux rouge violacé, marnes schisteuses vert jaunâtre, grès quartziteux roses, à éléments remaniés de calcaire, grès quartziteux rubannés de nuances rouge clair et blanchâtre et à stratification entrecroisée, schistes marneux et grès brun grisâtre. La puissance de cet horizon est d'environ 75 m.

Au N de Vîrful Tîrșilor et dans Valea Stearpă, près du moulin, les conglomérats calcaires manquent, et les grès et les schistes dépassent le Triasique, reposant directement sur le Cristallin de Gilău, leur transgressivité étant ainsi démontrée.

b) M a l m. Le Liasique décrit est surmonté dans l'Arieș, dans Valea Stearpă, Valea Cutienii et au Vîrful Sobii, par une masse importante de calcaires massifs, fins, blancs ou gris clair, rarement rose. Comme restes fossiles nous avons réussi à récolter de nombreux Coraux.

5. *Crétacé. a)* L e C r é t a c é i n f é r i e u r n'affleure que dans le voisinage de la localité Sohodol et il est représenté par des radiolarites rouge foncé et par des marno-calcaires gris foncé, traversés de diaclases de calcite et ressemblant aux Couches de Sinaia.

b) C r é t a c é s u p é r i e u r. La transgression sénonienne commence dans Dealul Răchiței et dans Hoanca Lungă (W de Sohodol) par des dépôts de bauxite. Dans le bassin de Vidra, l'horizon basal du Crétacé supérieur est représenté par un conglomérat brécheux à éléments de schistes cristallins et à ciment rouge, qui lui donne un aspect verrucanoïde.

Le long de la limite entre le bassin crétacé de Sohodol et les calcaires cristallins, à l'W de Cîmpeni, se trouve une série discontinue de calcaires organogènes de type Gosau, à Hippurites, Coraux et Mélobésiées. Dans Dealul Arsurilor et dans Hoanca Lungă, ces calcaires surmontent l'horizon de bauxites. Au-dessus de ces couches basales, mais reposant souvent aussi directement sur le Cristallin, là où celles-ci manquent, suivent, dans les bassins de Vidra et de Sohodol, des bancs puissants de marnes gréseuses, gris verdâtre, à stratification en plaques minces, qui contiennent des fragments et des impressions d'Inocérames trés grands (10—20 cm).

Les marnes à Inocérames sont suivies dans la série stratigraphique par le Sénonien en faciès de Flysch.

Institutul Geologic al României

Les Banatites. Dans l'W de notre région, les schistes cristallins, les schistes verts et les dépôts sénoniens sont traversés par quelques filons de quelques mètres d'épaisseur, constitués par des andésites et des porphyres dioritiques.

IV. TECTONIQUE

La tectonique de la région n'a pu être déchiffrée que grâce à la présence des formations sédimentaires paléozoïques et mésozoïques entre Gîrda et Secătura. En effet, à partir du méridien d'Albac vers l'E les schistes cristallins constituent apparemment une zone presque monoclinale. Les formations sédimentaires qui commencent à apparaître depuis la ligne Albac—Secătura vers l'W ont permis de lier la tectonique de notre région à celle de la région Scărișoara—Padiș—Băița, située vers le NW, plus facile à étudier à cause du large développement du Paléozoïque et du Mésozoïque.

Le fait essentiel qui détermine le style tectonique de la région est l'existence des charriages mésocrétacés. Le Cristallin de Gilău, recouvert par des formations mésozoïques en faciès de Bihor, supporte la nappe de Codru et ses sous-unités supérieures, constituées par le Cristallin de l'Arieș et des formations paléo-mésozoïques, appartenant au domaines du Codru et des Monts du Mureș. L'âge du charriage, en jugeant d'après les plus récentes formations affectées, est mésocrétacé. Sur les structures ainsi constituées se superpose une tectonique en partie post-sénonienne, consistant presque exclusivement en mouvements radiaux.

Nous allons décrire en cet ordre, les dislocations qui affectent notre région.

A) DISLOCATIONS TANGENTIELLES

1. La *tectonique de l'Autochtone* est apparemment assez tranquille. Généralement, les schistes cristallins ont des directions environ E—W et des pendages de 45°—55° au S; on observe très rarement des variations accidentelles des directions, jusqu'à 45° dans un sens ou dans l'autre. Dans l'extrémité NE de la région, la direction des schistes est environ NE.

Un pli complet, constitué par un anticlinal et un synclinal, a été reconnu sur le cours supérieur de la Bistrișoara, au S de Vîrful Balomireasa; sa direction est toujours E—W.

2. *Nappe de Codru.* Depuis le confluent de l'Arieșul Mare et de Valea Căldării, au SE du sommet de Muntele Mare, l'Autochtone, constitué par le Cristallin de Gilău et par le Mésozoïque en faciès de Bihor (Werfénien-Jurassique supérieur), est chevauché par l'unité de Codru. Le plus ancien terme qui

Institutul Geologic al României

apparaît à la base de celle-ci est constitué par la série granitique de Codru, depuis Gîrda de Jos à l'W jusque dans Valea Căldării à l'E. À Gîrda de Sus, les conglomérats et les grès de la base du Permien chevauchent directement l'Autochtone, représenté ici par des dolomies triasiques; la ligne de chevauchement est parfois masquée par des failles. Depuis Albac et jusque dans Fața Albă (SE du Muntele Mare), la série des intrusions de Codru recouvre directement le Cristallin de Gilău. L'inclinaison du plan de chevauchement de la nappe de Codru varie sur tout ce tracé entre 40°—50° S.

Au NE de Valea Căldării, l'existence du chevauchement commence à devenir incertaine, du fait que la zone d'injection des intrusions de Codru se confond avec la zone des cornéennes du granite de Muntele Mare.

3. *Sous-unités supérieures.* La succession normale du Cristallin de l'Arieș, établie dans la région de Bistra, est la suivante: à la base se trouvent les intrusions de Codru, suivies par la série de Biharia, recouverte par la série de Muncel. À l'W, les schistes verts sont transgressifs sur les granites et sur la série de Biharia, et le Permien est transgressif sur les granites et sur les schistes verts.

La succession normale est dérangée par une série de chevauchements secondaires, qui ont provoqué la formation des sous-unités supérieures de la nappe de Codru.

a) Digitation d'Arieșeni. Le Permien de la nappe de Codru est recouvert par les schistes verts depuis le confluent de Valea Bucinișului et de l'Arieșul Mare jusque dans Valea Negrii (entre les communes de Neagra et de Secătura); parfois (Valea Scorțăriței et Valea Arieșului) dans le soubassement des schistes verts apparaît une bande de schistes sériciteux ou même les intrusions de Codru. La digitation d'Arieșeni recouvre des termes différents, depuis les porphyres quartzifères jusqu'aux conglomérats et aux quartzites werféniens.

Dans Dealul Petricii on rencontre aussi un petit lambeau de recouvrement, formé de schistes verts, qui surmonte le Permien tufacé.

À l'extrémité E de notre région, les schistes verts de cette sous-unité supérieure sont recouverts normalement par les conglomérats situés à la base du Permien.

b) L'écaille de Drăghița est constituée par des schistes cristallins de la série de Biharia, qui chevauchent les schistes verts, depuis le confluent de l'Arieșul Mare et de la vallée de Iarba Rea jusqu'à l'E de la commune de Neagra. Vers le SW, les schistes cristallins de cette écaille sont recouverts normalement par les schistes verts. Dans le prolongement probable de cette écaille, à partir de Secătura vers l'E, on peut suivre un chevauchement du Permien

Institutul Geologic al României

inférieur et des granites de Codru du soubassement par les schistes chloriteux de la série de Biharia; la digitation d'Arieșeni est ainsi dépassée. La situation se normalise seulement dans Valea Bistrișoarei, où les granites traversent la base de la série de Biharia.

c) L'écaille de Lupșa. Dans la région de Bistra, en commençant de Dealul Muntelui, s'amorce une autre écaille supérieure, constituée par la Série de Biharia, recouverte par la série de Muncel, et qui chevauche à son tour la série de Muncel de la sous-unité inférieure de la nappe de Codru. On peut suivre l'écaille jusqu'à l'E de la vallée de Lupșa.

d) Digitation de Biharia. À l'extrémité W de la région, sur le cours supérieur de Valea Bucinișului et de Valea Iarba Rea, les schistes verts et le Permien de la digitation d'Arieșeni sont chevauchés par le complexe blastopséphitique et par les schistes cristallins de la série de Biharia.

Outre le charriage principal et les sous-unités supérieures, nous mentionnons dans la catégorie des dislocations plicatives, un pli constitué par les séries de Biharia et de Muncel, à direction NE—SW, recoupé par l'Arieșul Mare entre Secătura et Mihoești. À partir de Crișeni, ce pli subit une inflexion qui lui imprime la direction E—W et se transforme en pli couché vers le N. Le synclinal couché peut être suivi jusque dans Dealul Muntelui, ayant dans son axe les quartzites noirs de la série de Muncel.

B) DISLOCATIONS RADIALES

Toute la région est sillonnée par un grand nombre de failles, qui peuvent être facilement mises en évidence, surtout là où les dépôts sédimentaires sont présents.

Dans la partie NW de la région nous avons reconnu trois failles principales: 1, la faille de Gîrda, à direction NE—SW, qui peut être suivie sur environ 10 km, depuis Tarnița Ierbii Rele jusque dans Colțul Rădăcești; elle décroche les lignes de chevauchement de la nappe de Codru et de la digitation d'Arieșeni d'environ 4 km; 2, la faille de Dealul Petricii, à direction N—S, qui peut être suivie sur une longueur d'environ 5 km, du N de Dealul Petricii jusqu'au S de Vîrful Cîndrești; elle décroche d'environ 2 km les lignes de chevauchement de la digitation d'Arieșeni et de l'écaille de Drăghița; 3, la faille de Valea Negrii, à direction E—W, qui peut être suivie sur environ 5 km au S de la vallée de Neagra, et qui interrompt la structure orientée N—S de son flanc N.

Ces trois failles principales, dont les deux dernières au moins ont un âge anté-sénonien, du fait qu'elles n'affectent pas les dépôts du bassin de Vidra, délimitent des compartiments de plus en plus élevés vers le S.

Institutul Geologic al României

Dans l'Autochtone, les calcaires triasiques ou jurassiques viennent parfois en contact direct avec le Cristallin de Gilău, ce qui met en évidence l'existence de lignes de fracture.

Vers l'E, nous citons: deux failles orientées N—S, qui déplacent le contact du Cristallin de Gilău avec les granites de Codru et avec le granite de Muntele Mare; une faille orientée N—S le long de Valea Lupșei, qui interrompt la continuité des calcaires cristallins; une faille orientée NE—SW, qui disloque l'écaille de Lupșa.

L'âge de toutes ces failles ne peut être déterminé, en dehors du fait qu'elles sont postérieures aux charriages mésocrétacées.

Une autre série de dislocations radiales est certainement post-sénonienne, appartenant probablement à la phase des mouvements laramiques. Au NE de la localité Valea Lupșa, la série de Baia de Arieș apparaît comme un bloc élevé par rapport aux séries épizonales (Biharia et Muncel); des dépôts sénoniens, qui constituent ici une saillie d'environ 3 km dans le Cristallin, sont pincés le long des failles qui délimitent ce bloc.

C) CONCLUSIONS GÉNÉRALES TECTONIQUES

Des exposés ci-dessus on peut reconnaître dans la région de Gîrda—Lupșa un style de chevauchements (charriages et écailles) d'âge mésocrétacé; leur sens est NE, à l'W de la ligne Albac—Secătura et N, à l'E de cette ligne. Le fait important qui résulte de nos recherches est le prolongement de la nappe de Codru et de ses sous-unités supérieures, avec plus de 30 km vers l'E par rapport au point extrême (sources de l'Arieșul Mare), où elle était connue jusqu'à présent. Ainsi, la ligne frontale de la nappe de Codru s'étend sans interruption depuis Oradea, passant au S du massif Pădurea Craiului, par le massif du Bihor oriental et méridional et par la région méridionale des monts Gilău, jusqu'au N de Lupșa; cette ligne, de plus de 100 km de longueur, représente ainsi une des grandes lignes de contact anormal qui ont affecté les Carpates roumaines à la fin du Mésozoïque.

Dans les Monts du Bihor, l'ampleur maxima du charriage, d'environ 20 km, se trouve entre la vallée du Crișul Negru et celle du Someșul Cald. Dans la partie orientale de la région examinée par nous, le contact anormal n'a lieu qu'entre deux séries de Cristallin à faciès différents; il ne s'agit donc plus que d'un chevauchement d'ampleur réduite, caractéristique pour une zone de racine.

Institutul Geologic al României

EXPLICATION DES FIGURES, DES PLANCHES ET DE LA CARTE

FIGURES

Fig. 1. — Filons granitiques traversant le Cristallin. Vallée de l'Arieşul Mare, entre Albac et Secătura.

Fig. 2. — Bloc lavé par l'Arieşul Mare, entre Albac et Secătura. Injection granitique dans les migmatites.

Fig. 3. — Vallée de Bistra. Injection granitique. Détail à l'échelle 1/2.

PLANCHES

Planche I

Fig. 1. — Granite de Codru. Vallée de l'Arieşul Mare. Nicols croisés. × 30.

Fig. 2. — Métadiorite de la série des intrusions de Codru. Vallée de Bistrişoara. Lumière naturelle. × 30.

Fig. 3. — Métagabbro de la série des intrusions de Codru. Vallée de Bistra. Lumière naturelle. × 9.

Planche II

Fig. 1. — Schiste chloriteux à porphyroblastes d'albite de la série de Biharia. Dealul Drăghiţei. Lumière naturelle. × 30.

Fig. 2. — Schiste chloriteux à porphyroblastes d'albite de la série de Biharia. Dealul Belescilor. Lumière naturelle. × 30.

Fig. 3. — Phyllite à grenats de la série de Baia de Arieş. Dealul Lupşa. Lumiere naturelle. × 10.

Planche III

Fig. 1. — Schiste sériciteux blastopsammitique de la série de Muncel. Vallée de l'Arieşu Mic. Nicols croisés. × 30.

Fig. 2. — Porphyroïde de la série de Muncel. Vidra de Jos. Nicols croisés. × 9.

Fig. 3. — Gneiss œillé de la série de Muncel. Mihoeşti. Nicols croisés. × 6.

Planche IV

Coupes dans la région Gîrda — Lupşa (Monts Apuseni).

Colonnes stratigraphiques dans le Cristallin de l'Arieş; 1, phylittes biotitiques; 2, quartzites noirs; 3, schistes quartzitiques sériciteux et sériciteux-chloriteux; 4, amphibolites à épidote; 5, calcaires cristallins; 6, schistes chloriteux à albite et épidote et schistes chloriteux-sériciteux; 7, cornéens à injections granatitiques.

1, Quaternaire; Sédimentaire, faciès de Codru: 2, Permien supérieur; 3, porphyres quartzifères; 4, Permien inférieur: 5, Paléozoïque métamorphisé. Cristallin de l'Arieş: 6, calcaires marmoréens. Série de Baia de Arieş: 7, amphibolites à plagioclase; 8, schistes micacés à grenats. Série de Muncel: 9, schistes quartzitiques sériciteux et sériciteux-chloriteux. Série de Biharia: 10, calcaires cristallins; 11, amphibolites à épidote; 12, schistes chloriteux à albite et épidote; 13, granites et granodiorites de Codru, cornéennes et migmatites; 14, Sénonien, Sédimentaire, faciès de Bihor: 15, Malm; 16, Lias-Dogger; 17, Anisien-Ladinien; 18, Werfénien. Cristallin de Gilău: 19, schistes chloriteux; 20, schistes quartzitiques-sériciteux et sériciteux-chloriteux; 21, granite de Muntele Mare; 22, ligne de chevauchement.

Institutul Geologic al României

CARTE

Carte géologique de la région Gîrda—Lupşa (Monts Apuseni).

1, Quaternaire; 2, banatites; 3, Sénonien. Sédimentaire, faciès de Codru. Werfénien: 4, conglomérats et quartzites violacés. Permien: 5, grès et schistes argileux rouges et violacés; 6, grès tufacés et tufs blanc verdâtre; 7, porphyres quartzifères; 8, conglomérats laminés violacés (parfois brèches), Paléozoïque métamorphisé; 9, schistes amphiboliques (a); 10, schistes verts, complexe blastopséphitique (b). Cristallin de l'Arieş. Série de Baia de Arieş; 11, calcaires marmoréens; 12, amphibolites à plagioclase; 13, schistes micacés à grenats. Série de Muncel: 14, phyllites biotitiques; 15, quartzites noirs; 16, porphyroïdes; 17, gneiss oeillés; 18, calcaires cristallins; 19, amphibolites à épidote et schistes amphiboliques; 20, schistes quartzitiques sériciteux et sériciteux-chloriteux, Série de Biharia; 21, amphibolites à épidote; 22, schistes chloriteux à albite et épidote; 23, orthoamphibolites (métagabbros, métadiorites); 24, granites, granodiorites et diorites quartzifères de Codru; gneiss granitiques, cornéennes et migmatites. Sedimentaire, faciès de Bihor. Malm: 25, calcaires blancs massifs, Dogger-Lias: 26, grès et schistes rouges, verdâtres; 27, conglomérats calcaires rouges. Ladinien-Anisien: 28, calcaires blancs et calcaires dolomitiques. Werfénien: 29, quartzites roses, violacés et jaunâtres, Cristallin de Gilău; 30, schistes chloriteux; 31, quartzites noirs; 32, schistes amphiboliques; 33, calcaires cristallins; 34, schistes quartzitiques-sériciteux et sériciteux-chloriteux; 35, granite de Muntele Mare; 36, ligne de chevauchement; 37, faille; 38, synclinal; 39, anticlinal; 40, synclinal déversé.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАЙОНА, МЕЖДУ СЁЛАМИ ГЫРДА И ЛУПША (Р-Н ЗАПАДНЫХ ГОР)

Р. ДИМИТРЕСКУ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

I. ВВЕДЕНИЕ

Объектом настоящей работы является уточнение геологического строения зоны кристаллических образований, слагающих южные и юго-западные склоны гранитного массива Мунтеле Маре, который на западе сливается с кристаллическим массивом Бихария.

С административной точки зрения, исследуемая территория относится к районам Кымпень Клужской области и Лунка Вашкэулуй области Орадия, и охватывает территории сел Гырда, Албак, Видра, Кымпень, Бистра и Лупша.

Рельеф района гористый и сложен западными склонами гор Бихария и южными склонами горы Вырфул Мунтеле Маре. Гидрографическая сеть района представлена притоками р. Ариеш.

Настоящий отчет составлен на основании данных полевых кампаний проведенных в 1953—1956 гг.; геологическая съемка выполнена в м-бе 1:20.000. К настоящему тексту прилагается геологическая карта м-ба 1:75.000 и 7 профилей. Исследовано около 250 шлифов изверженных и метаморфических пород.

II. ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ

Геологическое исследование района было проведено впервые до первой мировой войны геол. М. Пальфи и П. Розложник, от которых сохранились ценные сведения, опубликованные в целом ряде статей и трудах общего характера.

Institutul Geologic al României

В период времени между 1-ой и 2-ой мировыми войнами район был изучен геол. Д. Джушкэ и Т. Кройтнер, определившими главные структурные единицы геологического строения района.

III. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА

А). КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В результате исследований проведенных нами в течение последних 5-ти лет установлено, что в районе Бихорских гор и Джилэу развиты две крупные кристаллические структуры, шарьяжно надвинутые одна на другую. Для автохтонных кристаллических формаций, расположенных в северной части района, мы сохранили старое наименование «кристаллического массива Джилэу», которое до настоящего времени сохранилось в силе применительно к метаморфическим породам массива Джилэу, в южной-же части района, под наименованием «кристаллического массива Ариеш» мы подразумеваем комплекс кристаллических пород г. Бихария и южной части г. Джилэу, которые являются составной частью покрова Кодру.

1. *Кристаллические образования типа Джилэу.* Кристаллические сланцы массива Джилэу обнажаются в северной части исследуемого района, начиная от села Албак и распространяются по направлению к Востоку. Характер сланцев эпизональный, происхождение их в основном осадочное. Самой распространенной и характерной разновидностью их являются серицито-кварцитовые плитчатые сланцы белого цвета, с совершенно ровной рассланцованной текстурой. На периферии сланцы постепенно переходят в кварцитовые сланцы с пластинками и порфиробластами мусковита и редкими раздавленными зернами альбита. В толще вышеупомянутых серицито-кварцитовых сланцев встречаются редкие прослойки мусковитовых сланцев с хлоритом, черные и белые кварциты, хлоритовые сланцы с кальцитом, кристаллические известняки и амфиболовые сланцы. Детальное описание свиты эпизональных пород кристаллического массива Джилэу в настоящем отчете не дается — оно составит объект дальнейших наших трудов. Петрографическое изучение свиты мезозональных пород упомянутого массива проведено проф. Клужского Университета Е. Стойкович и А. Триф.

В северной части района наши исследования распространились до границ гранитов горы Мунтеле Маре, которые образуют типичный

Institutul Geologic al României

«батолит Даели» с четким, повидимому пост-тектоническим контактом, резко отделяющим его от вмещающих пород.

Контактовой ареал мало развит сравнительно с размерами изверженного тела и охватывает полосу около 100 м шириной. В приконтактовой зоне развиты роговики с биотитом и мелкими гранатами; к востоку от линии контакта расположена зона обогащения полевым шпатом.

2. *Кристаллические образования типа Ариеш.* К Югу от кристаллического массива Джилэу, занимая более высокое положение, залегает свита кристаллических сланцев, рассеченная интрузиями двух различных циклов извержения: к первому циклу относятся основные разновидности, а ко второму — кислые и промежуточные. Упомянутая свита сланцев пересекает долину р. Ариешул Маре на участке между селами Гырда и Албак, снова обнажается в этой же долине на участке между селами Албак и Секэтура и тянется в широтном направлении вплоть до долины Валя Кэлдэрий, к Северу от населенного пункта Бая де Ариеш.

α) Основные интрузивные породы (ортоамфиболиты) образуют массивные тела с непостоянным составом от горнблендитов до кварцевых меладиоритов; идентичные породы рассекают (как это будет описано ниже) кристаллические породы Бихарской свиты в горах Бихария и Дрэгицей.

Общаия черта минералогического состава вышеописанных пород заключается преобладанием роговой обманки и подчиненным количеством лейкократовых минералов; так например, чисто амфиболовые разновидности переходят в породы, в которых содержание роговой обманки падает до 50%.

Среди ортоамфиболитов самым большим распространением пользуются меладиориты, с гипидиоморфно-зернистой структурой и массивной текстурой. Главные компоненты их: роговая обманка (—2 v 73°, 3; Ng — Np 0,021) и плагиоклаз-олигоклаз, содержащий от 10 до 17% An; местами присутствуют кварц и биотит. В виде акцессорных минералов встречаются титанит, апатит и рудные минералы.

Метагаббро отличаются от вышеописанных пород более высоким содержанием роговой обманки (свыше 75%), сравнительно с плагиоклазом, и спорадическим присутствием кварца.

В связи с основными интрузивными породами, по долине р. Бистра, обнажаются амфиболовые пегматиты. Полное отсутствие полевого шпата обуславливает переход к горнблендитам.

Institutul Geologic al României

β) Второй цикл интрузивной деятельности отмечен образованием промежуточных и кислых пород, представленных различными разновидностями, начиная от кварцевых диоритов, и кончая гранитами. Минералогический состав этих пород сильно отличается от состава амфиболитов, т. к. в них резко преобладают лейкократовые минералы.

Нормальные граниты встречаются сравнительно редко, они представляют собой продукт самых поздних интрузий. Структура их гипидиоморфно-зернистая, а текстура — массивная. Состав их следующий: калиевый полевой шпат (микроклин, иногда пертитовый, и ортоз), фельдшпат-плагиоклаз (альбит-олигоклаз, содержащий от 1—13% An), кварц, мусковит и биотит, местами охлоритизированный; в виде акцессорных минералов встречаются апатит, рудные минералы и, в виде исключения, гранат.

Плагиоклазовый гранит наиболее распространен в виде интрузий; состав его следующий: плагиоклаз (кислый олигоклаз, кварц, мусковит, биотит), почти всегда превращенный в пеннин, апатит и рудные минералы. Текстура его местами гнейсовая. В этих породах наблюдаются следы механического давления.

Гранодиориты отличаются от плагиоклазовых гранитов более низким содержанием кварца и повышенным содержанием биотита (хлоритизированного); мусковит встречается в нем в исключительном порядке. В ассоциации с гранитными интрузиями прослеживаются жилы плагиоклазового пегматита.

Кварцевые диориты отличаются преобладанием полевого шпата плагиоклаза (альбит с содержанием до 6% An) и подчиненным количеством кварца, содержание которого не превышает 15%. В зависимости от содержания темноцветных элементов различаются биотитовые кварцевые диориты с роговой обманкой и амфиболовые кварцевые диориты. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, и, в исключительно редких случаях, цирконом.

По долине Валя Маре обнажаются микродиориты со следующим минералогическим составом: плагиоклаз, роговая обманка, титанит, рудные минералы и эпидот.

Вышеописанные кислые и промежуточные разности интрузивных пород образуют многочисленные жилы согласно и местами несогласованно залегающие в толще кристаллических сланцев. Размеры их в верхней части кристаллической толщи незначительные (порядка нескольких метров и даже нескольких дм), а на глубине они сливаются образуя тела гораздо более крупных размеров. Таким образом, в верхней части кристаллической свиты интрузивные породы образуют развет-

Institutul Geologic al României

вляющуюся жильную сеть, а в основании ее, вследствие увеличения объема интрузивных тел, сланцы представляются в виде отдельных включений в этих последних, местами-же они частично ассимилированы. В местах более продвинутой ассимиляции сланцы образуют в массе изверженных пород меланократовые полосы неясных очертаний. В данном случае речь идет о классических явлениях анатексиса, которые согласно классификации Юнга и Рока (1952 г.) ведут к образованию гетерогенных типичных мигматитов, от диадизитов (разветвляющихся неправильных прожилков, местами пегматитовых, рассекающих сланцы), до агматитов (изверженных брекчий с кристаллическими сланцами в виде включений в граните).

Вышеописанным изверженным породам, как основным, так и промежуточным и кислым, присущи следующие специфические минералогические характеристики: богатое содержание кварца в плагиоклазовых гранитах; постоянство кварца во всех разновидностях вплоть до габброидных; общий альбитовый состав плагиоклаза. Вышеперечисленные отличительные черты, совместно с хлоритизацией биотита и гнейсовой структурой указывают на типичные условия зоны развития магматических пород и влияние метаморфических явлений.

Кристаллические сланцы в которых внедрены интрузии превращены в роговики и мигматиты. Роговики термического происхождения отмечаются присутствием биотита и, реже, граната; структура их гомеобластово-мозаичная. Мигматиты сохраняют первичную сланцеватую структуру, а с точки зрения минерального состава приближаются к граниту вследствие повышенного содержания плагиоклаза. В общем случае они состоят из пластинок слюды, с богатым содержанием биотита, в чередовании с кварцево-полевошпатовыми полосами; аспект породы — гнейсовый.

Первичный характер кристаллических сланцев, измененных под влиянием внедрения интрузивных тел, трудно воспроизвести, но в верхней части кристаллической толщи, на участке между долинами Валя Маре и Валя Добрей, к Северу от р. Бистра, в точке, где породы Бихарской свиты нормально перекрывают толщу пород рассеченную интрузиями, а не надвинуты на эту последнюю, гранитные жилы включены в хлоритовые сланцы с эпидотом, относящиеся к Бихарской свите пород.

С точки зрения взаимоотношений с гранитами горы Мунтеле Маре установлено что только самые тонкозернистые интрузии массива Кодру, а именно нормальные граниты, имеют идентичный минеральный характер. В остальном же граниты Мунтеле Маре обладают более непостоян-

Institutul Geologic al României

ным составом против интрузий массива Кодру; совсем иные также и условия их залегания и внедрения.

б) Бихарская свита. Породы Бихарской свиты распространены на западной периферии исследуемого района (Куркубета Мика), они слагают горный массив Дрэгица, верш. Дялул Белесчилор, к Северу от села Неагра, в виде непрерывной полосы с общим широтным простиранием проходят через село Секэтура и к Северу от села Кымпень, а затем, погружаются к СВ от с. Бистра. К Востоку от этого последнего они снова обнажаются и тянутся к Северу от с. Лупша.

В Бихарской свите пород преобладают хлоритовые сланцы с порфиробластами альбита, затем находятся альбитовые гнейсы, хлоритовые эпидотовые сланцы с кальцитом и, в подчиненном количестве, мусковитовые слюдистые сланцы. Хлоритовые филлиты, перекрывающие местами граниты Кодру, представлены по долинам р. Бистра, р. Бистришоара и Валя Маре более пелитовой фацией с чрезвычайно тонкой зернистой структурой. В Бихарской свите пород наблюдаются следующие парагенетические отношения:

альбит + кварц;
альбит + хлорит + эпидот;
альбит + хлорит + кальцит;
альбит + эпидот + кальцит;
альбит + эпидот + роговая обманка;
альбит + кварц + мусковит + хлорит ± гранат;

Породы Бихарской свиты горных массивов Бихария и Дрэгицей рассечены ортоамфиболитовыми телами, идентичными вышеописанным. В восточной ее части встречаются включения амфиболитов с эпидотом и альбитом незначительных размеров. Кроме вышеперечисленных пород Бихарская свита заключает два горизонта кристаллических известняков, образующих линзевидные прерывающиеся залежи. Первый горизонт, в ее основании, обнажается в местностях Хоцешть, Борлешть и Чертеже, а второй в верхней ее части — на контакте с породами Мунчелской свиты, обнажается в Петрешть, на горе Дялул Мунтелуй и по долине Лупша. В ассоциации с верхним известняковым горизонтом часто наблюдаются параамфиболиты с альбитом и эпидотом; этот горизонт достигает максимального развития к Востоку от района Лупша. Породы Бихарской свиты относятся к туфогенному комплексу, но в их толще включено несколько прослойков осадочных пород. Общая мощность свиты достигает 1200 м (в районе Кымпень) и спадает к Востоку до 700 м (района Лупша).

Institutul Geologic al României

Идентичные хлоритовые сланцы с порфиробластами альбита обнажаются так-же и в западной части (горы Кодру и Хигиш) и в восточной части (местность Орэштъ и Брэишоара) кристаллического массива Ариеш и представляют собой один из самых характерных элементов упомянутого кристаллического массива.

в) Мунчельская свита. Породы Бихарской свиты перекрыты комплексом кристаллических сланцев в основном осадочного происхождения, развитых главным образом в районе Мунчел, к Югу от вершины Бихария Маре. Упомянутый комплекс представлен серицито-кварцитовыми и хлоритосерицитовыми филлитами, с которыми в районе Мунчел ассоциированы мощные пласты порфироидов и катакластических гранитов (эпигранитов). Вышеописанные ортопороды, столь развитые в массиве Бихария гораздо слабее представлены в районе Мунчел; так например, на участке между селами Видра и Кымпень насчитывается только несколько незначительных проявлений порфироидов, мощностью порядка нескольких метров, а единственное обнажение очкового гнейса обнаружено по долине р. Ариеш около села Михаешть.

В Мунчелской свите преобладают серицито-кварцитовые сланцы с тонкими графитизированными прослойками, мусковито-хлоритовые сланцы и бластопсамитовые серицитовые сланцы, среди которых отмечается несколько пачек туфогенных сланцев с альбитом, хлоритом и эпидотом.

По долине р. Ариеш в породах Мунчелской свиты спорадически находятся включения хлоритовых сланцев с кальцитом. Известняковые сланцы образуют ряд обнажений по долине Валя Лупшей почти до слияния с долиной Валя Калдэрий.

В районе Лупша, на участке между долинами р. Ариеш и Лупша вышеописанная свита пород перекрыта горизонтом черных кварцитов, аналогичных кварцитам широко развитым в районе Восточных Карпат. Черные кварциты обнажаются так-же и к Северу от с. Кымпень, на горе Дялул Копчий и в оси опрокинутой синклинальной складки.

Весь комплекс вышеописанных пород относится к «зоне распространения хлорита» .В восточной-же оконечности района, начиная от долины Валя Понорелулуй, по долине р. Ариеш и до долины Валя Лупшей в верхней части серицитовых сланцев залегают непостоянные прослойки относящиеся к «зоне распространения биотита», которые в отличие от сланцев Мунчелской свиты содержат биотит. Толща серицито-хлоритовых сланцев с биотитом, представляющих собою переходную разновидность к гранатовым породам свиты Ариеш, заключает в себе незначительных размеров линзы амфиболовых сланцев с альбитом и эпидотом.

Institutul Geologic al României

Отдельные проявления биотита встречаются также в порфироидах, серицито-кварцитовых сланцах с графитом, в серицитовых бластопсамитовых сланцах и других породах Мунчелской свиты. Следовательно, в эту последнюю мы включили также и породы относящиеся к «зоне распространения биотита» вследствие его невыдержанного характера и невозможности выделить их в виде отдельного горизонта.

Общая мощность пород Мунчелской свиты, включенной между породами Бихарской свиты и горизонтом биотитовых сланцев, колеблется между 1000 м — в районе Кымпень, и 1500 м — в районе Лупша, т. е. постепенно растет в северном направлении.

г) Свита Бая де Ариеш. Породы входящие в состав свиты Бая де Ариеш распространены главным образом в южной оконечности района, начиная от разлома меридионального простирания, проходящего к Востоку от с. Лупша. Эта свита сложена породами относящимися к «зоне распространения граната» и заключает: микробластовые филлиты с гранатом, мусковитокварцитовые сланцы с гранатом, парагнейсы с биотитом и гранатом, амфиболиты с плагиоклазом и мраморные известняки, с прослойками серовато-белых кварцитов.

У слияния долины Мушка с долиной р. Ариеш серицитовые сланцы перекрыты тонкой полосой филлитов и парагнейсов с гранатом.

На участке между Гура Соходолулуй и Видрой и далее к Востоку под сеннонскими отложениями обнажается полоса мраморных известняков широтного простирания, в северной своей части перекрывающая серицитовые и биотитовые сланцы Мунчелской свиты; известняки ограничены линией проходящей параллельно и на 1 км южнее долины р. Ариешул Мик.

Последовательность напластований гранатных сланцев по долины Лупша и в районе Мушка, а также и мраморных известняков, в районе Кымпень—Соходол, замаскирована сеннонскими отложениями бассейна Абруд—Кымпень.

К свите пород Бая де Ариеш можно отнести целый ряд проявлений мезозональных пород, прослеживающихся в южной части Западных гор. На Востоке свита гранатовых сланцев слагает отроги горного массива Бая де Ариеш и, под покровом сеннонских отложений г. Околиш соединяется повидимому с кристаллическими формациями гор Траскэу и Окнешть. На юго-западе, их можно связать со свитой Мэдризешть, расположённой на восточной периферии кристаллического массива Хигиш—Дроча.

Institutul Geologic al României

Осадочные отложения перекрывающие кристаллические породы южной части Бихорских гор, относятся к Палеозою и Мезозою; они представлены тремя различными формациями со ответствующими трем различным зонам осадкообразования Западных гор: зона Кодру, Бихор и Мурешских гор. На площади описываемого нами района, заключенного между селами Гырда и Лупша, каждый стратиграфический горизонт распространен не повсеместно, а только в пределах одной из трех упомянутых выше осадочных зон. При таком незначительном распространении невозможно выделить более значительных фациальных изменений, заслуживающих внимания.

B) ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения Палеозоя, как с фациальной, так и с тектонической-структурной точек зрения относятся к осадочной зоне Кодру, отложения Триасса и Юры — к зоне Бихор, а меловые — к зоне Мурешских гор. Подстилка осадочных формаций в зоне Бихор представлена кристаллическими породами свиты Джилэу, а в остальных двух зонах — кристаллическими породами свиты Ариеш.

1. *Метаморфизованные палеозойские породы* представлены двумя различными комплексами — зеленых сланцев и бласто-псефитовым.

а) Толща зеленых сланцев покрывает значительных размеров площади между селами Ариешень и Аврам Янку, у горы Мэгура Негрий и к востоку от села Неагра. Среди них преобладают хлористо-кварцитовые филлиты, зеленовато-серого цвета, со слабым шелковистым блеском; в этой монотонной пачке пелитовых сланцев изредка встречаются песчанистые и конгломератовые включения, а также прослойки амфиболовых сланцев.

В районе села Гырда де Сус, в подстиле зеленых сланцев залегают кварцито-серицитовые сланцы и черные кварциты, под которыми обнажаются интрузивные породы Кодру; в районе села Аврам Янку зеленые сланцы перекрывают кристаллические породы Бихарской свиты, слагающие горный массив Дрэгицей. В районе с. Ариешень зеленые сланцы в свою очередь трансгрессивно перекрыты конгломератами нижнепермского возраста. Более точных данных о возрасте зеленых сланцев собрать не удалось; их можно отнести к слабо метаморфизованным палеозойским формациям (до-пермского возраста).

б) Бласто-псефитовый комплекс слабо развит, он обнажается на незначительной площади в западной части описываемого района

Institutul Geologic al României

у горы Кукурбета Мика. Представлен он серебристо-серыми метаморфизованными конгломератами с элементами кварца и кристаллических сланцах размером от 1—3 см, с прослойками серебристых (серицитовых), зеленых (хлоритовых) и черных (графитизированных) филлитов.

2. *Пермские отложения* обнажаются полосой, которая проходит около с. Борлешть (северо-западнее с. Секэтура), изгибается к западу, затем к северо-западу, проходит через местности Секэтура Лэзешть и Гырда де Жос и прерывается немного севернее реки Ариешул Маре. Далее, пермские отложения снова обнажаются у слияния долины Гырда Сяка с долиной вышеупомянутой реки, а затем вверх по ее течению до слияния с долиной Бучинишулуй.

Вторая полоса пермских образований обнажается на западной границе описываемого района по долине р. Ариешул Маре, западнее села Ариешень, а также по долинам Дижица, Бучинешулуй и Ярба Ря.

Частые фациальные изменения пермских отложений частично описаны в нижеследующем, но по этому случаю отмечает, что этот вопрос изучен геол. М. Бляху, исследовавшим участок расположенный севернее описанного нами района.

Фундамент трансгрессивно залегающих пермских образований сложен интрузивными породами Кодру — в восточной части района, и зелеными сланцами — в западной его части.

а) Нижнепермские отложения. Пермская трансгрессия повсеместно начинается псефитовыми, сравнительно грубозернистыми отложениями. В основании их залегает горизонт конгломератов с элементами кварца и, реже, кристаллических сланцев, диаметром от 3—4 см, сцементированными глинистым сланцеватым цементом синего цвета. Конгломераты чередуются с темнофиолетовыми сланцами, жирными на ощупь, с филлитовым блеском, и с микроконгломератовыми песчаниками с разноцветными окатанными элементами размером от 1—2 мм, включенными в сланцеватом светлофиолетовом цементе. На участке у слияния р. Ариешул Маре с долиной Гырда Сяка конгломераты заменяются брекчией с угловатыми элементами кристаллических сланцев размером до 25 см. Мощность основного конгломератового горизонта составляет около 500 м.

б) Кварцевые порфиры. На участке между селами Нягра и Гырга де Жос конгломераты перекрыты потоковыми кварцевыми порфирами, местами смятыми, синего и зеленовато-белого цветов, мощностью от 30—200 м.

Institutul Geologic al României

По долине р. Ариешул Маре, вверх по течению от села Гырда де Сус, кварцевые порфиры включены в верхней части брекчиевого горизонта, а далее к Западу у слияния долины Ариешул Маре с долиной Бучинишулуй, они снова обнажаются под верхнепермскими образованиями, но здесь мощность их не превышает нескольких метров.

На участке между долинами Скорцэрицей и Лэзештилор кварцевые порфиры перекрыты мощным в несколько сот метров горизонтом туфовых белых песчаников и порфировых туфов зеленовато-белого цвета, с более частыми в верхней его части прослойками фиолетово-красных и кирпичных песчаников и глинистых сланцев. Этот горизонт погружается на юго-востоке под линию надвига, а на севере, где вулканическая деятельность была менее интенсивной, он выклинивается.

в) Верхнепермские отложения. В окрестностях с. Гырда де Жос, к Северу от р. Ариеш, порфиры перекрыты лишенными слюды песчаниками и красными глинистыми сланцами, отмеченными выше в толще порфировых туфов.

Вверх по течению от с. Гырда де Сус, эти-же красные породы перекрывают брекчии с порфировыми включениями. Здесь, на плоскости слюдистых песчаников местами наблюдаются следы потоков. Западнее, у устья долины Бучинишулуй слюдистые и туфовые разновидности песчаников перемешаны ,причем туфовые разновидности красного цвета с белыми точками залегают непосредственно на кварцевых порфирах.

3. *Триас. а)* Скифские отложения встречаются как в осадочной зоне Кодру, так и в осадочной зоне Бихор: они отличаются постоянством кварцитовой фации.

В зоне Кодру, по долине р. Ариешул Маре, на участке между селами Гырда де Сус и Ариешень, пермские отложения перекрыты мощными напластованиями кварцитовых вишнево-красных конгломератов со слабо окатанными элементами белого кварца, образующими, в чередовании с сахаровидными белыми, желтоватыми, розовыми и фиолетовыми кварцитами, массивные скалистые выступы.

В зоне Бихор самые древние осадочные образования, залегающие непосредственно на кристаллической свите Джилэу, представлены скифскими породами — кварцитами с редкими прослоями глинисто-слюдистых сланцев фиолетово-красного цвета, с редко рассеянными зелеными пятнами. Эти кварциты залегают непрерывной полосой в основании автохтонных мезозойских пород, к западу и югу от с. Албак.

На площади этого участка конгломераты встречаются спорадически, а мощность пачки кварцитов колеблется между 350—450 м.

Institutul Geologic al României

б) Среднетриасовые отложения которыми начинается свита мезозойских известняков, перекрывает скифские отложения к ЮЗ и З от села Албак; они снова обнажаются около с. Гырда де Сус.

Поверх горизонта слоистых известняков мощностью от 20—30 м, следует пачка неслоистых доломитовых слабо битуминозных светлосерых, местами розовых известняков, содержащих редкие линзы черноватого цвета, с темносерой и желтоватой окраской на разрушенных поверхностях; максимальная мощность этой пачки пород достигает (в долине р. Ариеш) около 700 м.

Свита триасовых отложений заканчивается маломощным горизонтом, обнажающимся на северном склоне долины р. Ариеш, сложенным белыми микрокристаллическими и белыми или желтоватыми тонкозернистыми известняками, заключающими мелкие линзы сланца и мергелистые фиолетово-красные пятна; в основании известняков изредка наблюдаются явления доломитизации.

4. *Юра. а)* Лейас. Отложение известняков, начавшееся в Триасе прерывается к концу этого периода и в течение лейаса наступает континентально-детритовый период. В районе с. Албак в мезозойских отложениях под триасовыми известняками и доломитами залегает маломощный (20—30 м) горизонт конгломератов с хорошо окатанными элементами черных известняков типа Гуттенштейн и белых известняков диаметром до 20 см, сцементированными мергелистым фиолетово-красным материалом. По долине Валя Стярпэ и в местности Дева, конгломераты перекрыты горизонтом состоящим из следующих пород: глинисто-мергелистых фиолетово-красных сланцев, рассланцованных зеленовато-белых мергелей, розовых кварцитовых песчаников с рассеянными элементами известняков, полосчатых кварцитовых песчаников светлокрасного и беловатого цвета, с косой слоистостью, мергелистых сланцев и серовато-бурых песчаников. Мощность вышеописанного горизонта составляет около 75 м.

К Северу от верш. Тыршилор и по долине Валя Стярпэ известковые конгломераты отсутствуют, а песчаники и сланцы залегают непосредственно на кристаллических породах Джилэу, что подтверждает их трансгрессивный характер.

б) Мальм. Вышеописанные лейасовые отложения перекрыты по долинам р. Ариеш и Валя Кутиений, а также и на верш. Вырфул Собий, мощными массивными, тонкозернистыми известняками, белого, светлосерого и местами розового цвета.

Institutul Geologic al României

На основании их позиции и по сопоставлению с соседними районами вышеописанные известняки отнесены в мальму; в них обнаружены многочисленные окаменелости

5. *Мел. а)* Нижнемеловые отложения обнажаются исключительно в окрестностях Соходола; они представлены вишнево-красными радиоларитами и темносерыми известковистыми мергелями, рассеченными прожилками кальцита, также как и Синайские слои.

б) Верхнемеловые отложения. На верш. Рэкицей и Хоанка Лунгэ (к западу от Соходола) сенонская трансгрессия начинается бокситоносными отложениями. В бассейне Видра, в основании верхнемелового, залегают брекчиевые конгломераты с элементами кристаллических сланцев, сцементированными красным материалом, что придает им вид веррукано.

На контакте между меловым бассейном Соходола и кристаллическими известняками, залегающими к Западу от Кымпень, обнажается непостоянная полоса органогенных известняков свиты Госсау с Hippurites, Corelia и Melobesieae. На горах Дялул Арсурилор и Хоанка Лунгэ эти известняки перекрывают бокситоносный горизонт. На площади бассейнов Видра и Соходол над основными горизонтами, а местами непосредственно на кристаллической подстилее залегают мощные пласты зеленовато-серых, тонкопластинчатых, песчанистых мергелей с остатками и отпечатками Inoceramus крупных размеров (10—20 см).

Мергели с Inoceramus перекрыты в последовательности напластования флишевыми сенонскими образованиями.

Банатиты. В западной части района кристаллические сланцы, зеленые сланцы и сенонские отложения рассечены жилами андезита и диоритовых порфиров мощностью порядка нескольких метров.

IV. ТЕКТОНИКА

Расшифровать тектонику района Гырда—Лупша удалось только на основании изучения палео-мезозойских отложений, обнажающихся между селами Гырда и Секэтура. К Востоку от меридиана, проходящего около с. Албак кристаллические сланцы образуют повидимому почти моноклинальную зону. Осадочные образования, обнажающиеся к Западу от линии, проходящей через села Албак и Секэтура, дали возможность определить тектоническую связь между описываемым районом и районами расположенными северо-западнее, между селами Скэришоара,

Institutul Geologic al României

Падиш и Бэица, где тектонические условия легче проследить в широко развитых палео-мезозойских формациях.

Основной чертой тектоники описываемого района являются шарьяжи среднемелового возраста. На кристаллические породы свиты Джилэу нормально перекрытые мезозойскими образованиями Бихорской фации, был надвинут покров Кодру с его верхними горизонтами, представленными кристаллическими породами свиты Ариеш, и палео-мезозойскими отложениями осадочной зоны Кодру и Муреш. Судя по самым поздним отложениям, принявшим участие в шарьяже, возраст этого последнего относится к среднему мелу, а именно, к австрийской фазе альпийского орогенеза. На образовавшиеся таким образом структуры наложилась после-сенонская тектоника выразившаяся почти исключительно радиальными движениями. В нижеследующем даем описание нарушений, прослеженных в описываемом районе.

А) ТАНГЕНЦИАЛЬНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

1. *Тектоника автохтона* сравнительно спокойная. Простирание кристаллических сланцев почти широтное, с падением к Югу между 45 и 55°; с редкими отклонениями простирания в одну ли другую сторону до 45°; только в СВ части района сланцы приобретают СВ простирание.

В верхнем течении р. Бистришоара к Югу от верш. Вырфул Баломиряса расположена полная синклинально-антиклинальная складка широтного простирания.

2. *Покров Кодру*. Начиная от слияния р. Ариешул Маре с долиной Гырда Сяка и до истоков долины Валя Калдэрий, к ЮВ от верш. Вырфул Мунтелуй Маре, на автохтонные образования, представленные кристаллическими породами свиты Джилэу и мезозойскими породами Бихорской фации, вплоть до верхнеюрских отложений, надвинуты породы свиты Кодру. В основании этой последней обнажаются самые древние образования, представленные гранитными интрузиями Кодру, которые прослеживаются от села Гырда де Жос до долины Калдэрий. Около села Гырда де Сус конгломераты и песчаники, залегающие в основании пермских отложений, надвинуты по направлению к СВ на автохтонные породы, которые представлены здесь триасовыми доломитами. Местами линия надвига замаскирована сбросами. Начиная от СВ от с. Албак и до Фаца Алба (юго-западнее горы Мунтеле Маре) интрузии системы Кодру залегают непосредственно на кристаллических

Institutul Geologic al României

породах свиты Джилэу. Падение плоскости надвига покрова Кодру колеблется на этом участке между 40 и 50°.

К СВ от долины Калдэрий, налучие надвига становится проблематичным, т. к. зона инъекций интрузий Кодру начинает погружаться совместно с зоной роговиков гранитной горы Мунтеле Маре.

3. *Верхние подединицы.* Нормальная последовательность кристаллических пород свиты Ариеш, в районе Бистра является следующей: в основании — интрузивные породы Кодру, над ними — породы Бихарской свиты, еще выше породы Мурешской свиты. В западной части района зеленые сланцы трансгрессивно перекрывают граниты и породы Бихарской свиты, а пермские отложения трансгрессивно залегают на гранитах и зеленых сланцах.

Нормальная последовательность напластований нарушена рядом вторичных надвигов приведших к образованию новых верхних подединиц покрова Кодру.

а) Чешуя Ариешень. Пермские образования покрова Кодру перекрывают гранитные интрузии и в свою очередь перекрыты зелеными сланцами, начиная от слияния долины Валя Бучинишулуй с долиной Ариешул Маре, до долины Валя Негрий (между селами Нягра и Секэтура); местами (дол. Валя Скорцэрицей и р. Ариеш), в основании зеленых сланцев наблюдается полоса серицитовых сланцев, а в основании этих последних интрузивные породы Кодру. Подединица Ариешень перекрывает различные формации, начиная от кварцевых порфиров и кончая скифскими конгломератами.

На горе Дялул Петричий обнаружен небольшой островок зеленых сланцев опирающийся на пермские туфы.

В западной конечной части района зеленые сланцы этого верхнего горизонта нормально перекрыты конгломератами, залегающими в основании пермских образований.

б) Чешуя Дрэгица сложена кристаллическими сланцами Бихорской свиты, которые перемещены к СВ и надвинуты на зеленые сланцы, начиная от слияния долины р. Ариешул Маре с долиной Ярба Ря и до села Нягра. С ЮВ сторсны упомянутая чешуя кристаллических сланцев нормально перекрывается зелеными сланцами. В продолжение чешуи, начиная от с. Секэтура и по направлению к Востоку прослеживается надвиг хлоритовых сланцев Бихорской свиты на верхнемеловые отложения и граниты Кодру, залегающие под этими последними; таким образом, пальцеобразно разветвленные образования Ариешень остаются позади; нормальное положение восстанавливается в

Institutul Geologic al României

долине Бистришоарей, где граниты обнажаются в основании пород Бихарской свиты.

в) Чешуя Лупша. В районе Бистра, начиная от верш. Дялул Мунтелуй выступает вторая чешуя, сложенная породами Бихарской свиты, перекрытая породами Мунчелской свиты и надвинутая на породы этой же свиты, залегающие в нижней части покрова Кодру. Описанная чешуя прослеживается и по другую сторону долины Валя Лупшей.

г) Чешуя Бихария. В западной окраинной части района, в верхнем течении долин Бучиниш и Ярба Ря, на зеленые сланцы и пермские отложения Ариешень, надвинуты бласто-исефитовый комплекс и кристаллические сланцы Бихарской свиты.

Кроме главного надвига и последующего надвига верхних формаций, в пликативных дислокациях отмечается складка, которую образуют породы свит Бихария и Мунчел, с простиранием СВ—ЮЗ, поперечно прорезанная долиной р. Ариешул Маре на участке между селами Секэтура и Михаешть. Около с .Кришень складка изогнута и приобретает широтное простирание и в северной части образует складчатую синклиналь частично срезанную в районе Чертеже линией надвига чешуи Дрэгица. Складчатая синклиналь прослеживается до горы Дялул Мунтелуй; в ее осевой части обнажаются черные сланцы свиты Мунчел.

Б) РАДИАЛЬНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Вся площадь района Гырда—Лупша рассечена многочисленными сбросами, которые легко прослеживаются на участках распространения осадочных отложений.

В СЗ части района прослежено три главных сброса: 1) сброс Гырда с простиранием СВ—ЮЗ, длиной около 10 км, прослеживается начиная от долины Ярба Ря до выступа Колцул Рэдэчештилор; линия надвига Покрова Кодру и пальцеобразных формаций Ариешень сдвинута этим сбросом на расстоянии около 4 км; 2) сброс Петричий, меридионального простирания, прослеживается на протяжении около 5-ти км, начинается он севернее верш. Дялул Петричий и кончается южнее верш. Вырфул Кындрештилор; этим сбросом линия надвига формаций Ариешень и чешуи Дрэгица перемещена на расстоянии около 2 км; 3) сброс Негий широтного простирания, длиной около 5-ти км, прослеживается к Югу от долины Валя Негрий и поперечно перерезает структуру северного склона упомянутой долины.

Упомянутые выше три главные сброса, среди которых последние два относятся к досенонскому периоду, т. к. они не нарушают отложений

Institutul Geologic al României

бассейна Видра, разрезают район на отдельные блоки возвышающиеся по направлению к юго-востоку.

В автохтонных образованиях отмечается что триасовые и юрские известняки местами соприкасаются с кристаллическими образованиями Джилэу, что также указывает на существование разломов.

В восточной части района отмечается наличие еще двух сбросов меридионального простирания которые смещают линию контакта между кристаллическими породами свиты Джилэу и гранитами Кодру и гранитами горы Мунтеле Маре; сброс меридионального простирания проходящий по долине Лупша срезает кристаллические известняки; сброс ориентированный с СВ на ЮЗ поперечно перерезает чешую Лупша.

Возраст вышеперечисленных бросов установить невозможно, единственно можно отметить что образование их последовало после среднемеловых шарьяжных перемещений.

Другая система радиальных сбросов относится вероятно к послесенонскому периоду, а именно к фазе ларамийских движений. К СВ от местности Валя Лупша, свита пород Бая де Ариеш приподнята в виде отдельного выступающего среди эпизональных (Бихария и Мунчел) свит блока, вдоль же сбросов ограничивающих этот последний захвачены сенонские отложения, которые образуют здесь залив проникающий около 3 км вглубь кристаллических пород.

B) ОБЩИЕ ТЕКТОНИЧЕСИЕ ЗАКЛЮЧЕНИЯ

Из вышеприведенного можно заключить, что тектоника района Гырда—Лупша носит характер надвигов (шарьяжи и чешуи) среднемелового возраста направленных к северо-востоку (к западу от линии проходящей через Албак—Секэтура) и северу (к востоку от вышеупомянутой линии). Следует отметить, что в результате наших исследований было выяснено что покров Кодру и его верхние структуры гораздо более распространены по направлению к Востоку, а именно на 30 км, более чем это было установлено в прошлом. Таким образом линия надвига покрова Кодру непрерывно тянется от точки расположенной к Востоку от г. Орадия до точки расположенной южнее Пэдуря Краиулуй, проходя через западный и южный Бихор, через южную часть гор Джилэу и к северу от Лупши; Общая длина ее составляет около 100 км, и она представляет собою одну из самых крупных дислокационных линий Румынских Карпат конца мезозоя.

Institutul Geologic al României

Максимальных размеров — около 20 км — шарьяж достигает в районе гор Бихор, между долиной р. Кришул Негру и р. Сомешул Калд, а к востоку от описываемого нами района, где приходят в контакт только две различные свиты кристаллических пород, наблюдаются короткие надвиги, характерные для кореной зоны надвига.

Механизм движений и толкование его на всей площади Западиых гор составят предмет наших последующих работ.

ОБЪЯСНЕНИЕ РУСУНКОВ, ЧЕРТЕЖЕЙ И КАРТЫ

РИНУНКИ

Рис. 1. — Гранитовые жилы, пересекающие кристалические сланцы. Река Ариешул Маре (большой Ариеш) между селами Албак и Сэкэтура.

Рис. 2. — Большой обломок, стертый и омытый рекой Ариешул Маре (большой Ариеш) находящийся между селами Албак и Сэкэтура. Гранитовая иньэкция в мигматититах.

Рис. 3. — Река Бистра. Гранитовая иньэкция. Подробности в масштабе 1/2.

ЧЕРТЕЖИ

Чертеж I

Рис. 1. — Гранит типа Кодру. Долина Ариешул Маре. В скрещенных николях. ×30.

Рис. 2. — Метадиорит из свиты включений типа Кодру. Долина Бистри шоара. Естественный свет. ×13.

Рис. 3. — Метагаббро из свиты включенний типа Кодру. Долина Бистра Естественный свет. ×9.

Чертеж II

Рис. 1. — Хлоритовый сланец с порфиробластами албита свиты Бихария. Д. Драгицей. Естественный свет. ×30.

Рис. 2. — Хлоритовый сланец с порфиробластами албита свиты Бихария. Д. Белесчилор. Естественный свет. ×30.

Рис. 3. — Филит с гранатами свиты Бая де Ариеш. Д. Лупша. Естественный свет. ×10.

Чертеж III

Рис. 1. — Серицитовый бластопсамитовый сланец свиты Мунчел. Долина Ариешул Мик. Николи крестообразный. ×30.

Рис. 2. — Порфироид свиты Мунчел. Видра де Жос. Николи крестообразный. ×9.

Рис. 3. — Окулярный гнейс свиты Мунчел. Михоешть. Николи крестообразный. ×6.

Institutul Geologic al României

Чертеж IV

Разрезы района Гырда-Лупша (Западные Румынские Горы).

Стратиграфические колонки кристаллических пород массива Ариеш. 1, биотитовые филлиты; 2, черные кварциты; 3, кварцитовые серицитовые и серицито-хлоритовые сланцы; 4, эпидотовые амфиболиты; 5, кристаллические известняки; 6, хлоритовые сланцы с альбитом и эпидотом и хлорито-серицитовые сланцы; 7, роговики с гранатитовыми инъэкциями.

1, четвертичные отложения; в фации Кодру; 2, верхняя пермь; 3, кварцевые порфиры; 4, нижняя пермь; 5, метаморфизованный палеозой. Кристаллический массив Ариеш; 6, мраморовидные известняки. Свита Бая де Ариеш. 7, плагиоклазовые амфиболиты; 8, слюдистые сланцы с гранатом. Свита Мунчел: 9, кварцевые серицитовые и серицито-хлоритовые сланцы. Свита Бихария: 10, кристаллические известняки; 11, амфиболиты с эпидотом; 12, хлоритовые сланцы с альбитом и эпидотом; 13, граниты и гранодиориты Кодру, роговики и мигматиты; 14, Сенон. Осадочные отложения, бихорская фация: 15, Мальм; 16, Лиас-доггер; 17, анисийский-ладинский ярус; 18, верфенский ярус. Кристаллический массив Джилэу: 19, хлоритовые сланцы; 20, кварцитовые серицитовые и серицито-хлоритовые сланцы; 21, гранит Мунтеле Маре; 22, линия надвига.

КАРТА

Геологическая карта района Гырда-Лупша (Западные Румынские Горы).

1, четвертичные отложения; 2, банатиты; 3, Сенон. Осадочные отложения, в фации Кодру. Верфенский ярус: 4, лиловые конгломераты и кварциты; Пермь: 5, песчаник и красные и лиловые глинистые сланцы; 6, туфовые песчаники и беловато-зеленоватые сланцы; 7, кварцевые порфиры; 8, выклинсенные лиловые конгломераты (иногда брекчии). Метаморфизованный палеоген; 9, амфиболовые сланцы (а); 10, зеленые сланцы, бластопсефитовый комплекс (б). Кристаллический массив Ариеш. Свита Бая де Ариеш: 11, мраморовидные известняки; 12, плагиоклазовые амфиболиты; 13, слюдистые сланцы с гранатом. Свита Мунчел: 14, биотитовые филлиты; 15, черные кварциты; 16, порфировидные породы; 17, очковые гнейссы; 18, кристаллические известняки; 19, эпидотовые амфиболиты и амфиболовые сланцы; 20, кварцитовые серицитовые и серицито-хлоритовые сланцы; Свита Бихария: 21, эпидотовые амфиболиты; хлоритовые сланцы с альбитом и эпидотом; 23, ортоамфиболиты (метагаббро, метадиориты); 24, кварцевые граниты, гранодиориты и диориты Кодру; гранитные гнейссы, роговики и мигматиты. Осадочные отложения, фация Бихор. Мальм: 25, белые массивные известняки. Доггер-лиас: 26, песчаник и красные, зеленоватые сланцы; 27, известняковые красные конгломераты. Ладин-анисий: 28, белые известняки и доломитовые известняки. Верфен: 29, розовые ,лиловые и желтоватые известняки. Кристаллический массив Джилэу: 30, хлоритовые сланцы; 31, черные кварциты; 32, амфиболовые сланцы; 33, кристаллические известняки; 34, кварцито-серицитовые и серицито-хлоритовые сланцы; 35, гранит Мунтеле Маре; 36, линия надвига; 37, сброс; 38, синклиналь; 39, антиклиналь; 40, опрокинутая синклиналь.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDIUL PETROGRAFIC AL FORMAȚIUNILOR ERUPTIVE DIN REGIUNEA SEINI—ILBA—NISTRU (BAIA MARE [1])

DE

DAN P. RĂDULESCU

TABLA DE MATERII

Pag.

Introducere 153
Scurt istoric al minieritului și activității de cercetare geologică în regiunea Baia Mare 153

PARTEA I-A

1. Poziția geografică a regiunii cercetate. Aspecte orografice și hidrografice . . . 156
2. Descrierea rocelor 157
   Rocele sedimentare 157
      Rocele paleogene 157
      Rocele tortoniene 158
      Rocele sarmațiene 158
      Rocele pliocene 159
      Depozitele cuaternare 159
   Rocele vulcanice 160
      Piroclastitele vechi 160
      Andezitul propilitic 161
      Riolitul 161
      Rocele trahitice 167
      Dacitul de tip Șindileu 171
      Andezitul cuarțifer de tip Piscuiatul 173
      Andezitul bazaltoid 175
3. Descrierea hărții 182
   Rocele sedimentare 182
      Eocenul 182
      Tortonianul 182
      Sarmațianul 182

[1]) Lucrare de dizertație, susținută în 1957, la Univ. C. I. Parhon.

Institutul Geologic al României

Pliocenul 182
Cuaternarul 183
Rocele vulcanice 184
Piroclastitele vechi 184
Andezitul propilitic 185
Riolitul şi aglomeratele riolitice 185
Lavele, breciile şi aglomeratele trahitice 186
Dacitul de tip Şindileu 186
Rocele andezitice de tip Piscuiatul 187
Andezitul bazaltoid 188
4. Scurtă descriere a zonelor mineralizate 190
Zona de mineralizaţie din bazinul superior al văii Ilbei 191
Mineralizaţiile din valea Ardeleană 191
Mineralizaţiile din valea Băii 192
Silicifierile din Vf. Ţapului 193
Mineralizaţiile de la confluenţa valea Ilbei — valea Căpitanului 195
Mineralizaţiile din valea Căpitanului 195
Concluzii asupra mineralizaţiilor din valea Ilbei 198
Zona de mineralizaţie din bazinul văii Nistrului 198
Concluzii asupra mineralizaţiilor din valea Nistrului 200

PARTEA II-A

1. Vîrsta activităţii vulcanice 200
2. Poziţia ocupată de regiunea Baia Mare în cadrul provinciei petrografice terţiare carpatice 203
Caracterele magmelor 206
Evoluţia chimismului magmelor 218
3. Geneza rocelor trahitice 226
4. Geneza feldspaţilor plagioclazi zonaţi 233
5. Observaţii asupra rocelor vulcanice propilitice 235
6. Tectonica 237
a) Raporturile Sedimentarului cu Eruptivul 237
b) Dispoziţia principalelor sisteme de fracturi în masa eruptivă 239
c) Structura fundamentului sedimentar 241
d) Mişcarea de basculă N—S a masivului eruptiv 242
e) Separarea masei eruptive în cîteva blocuri şi mişcarea pe verticală a acestora 242
7. Poziţia ocupată de regiunea Baia Mare în cadrul provinciei metalogenetice terţiare carpatice 243
Momentul instalării mineralizaţiei 249
8. Desfăşurarea generală a proceselor vulcanice: succesiunea produselor, fazele de erupţie, evoluţia chimismului magmelor 251
Succesiunea produselor vulcanice şi fazele de erupţie 251
Linia generală a evoluţiei chimice a magmelor 253
Desfăşurarea proceselor vulcanice 254
Bibliografie 256

Institutul Geologic al României

INTRODUCERE

Începută în anul 1950, cercetarea geologică a părți de W a regiunii Baia Mare a fost continuată în anii 1954 și 1955; recoltarea unui bogat material petrografic încă din primul an, a permis însă ca diversele aspecte ale acestei probleme să poată fi, fără întrerupere, studiate în laborator, în tot acest interval.

Activitatea noastră, în acest timp, s-a desfășurat în cadrul Laboratorului de Mineralogie al Universității C. I. Parhon și în cadrul Comitetului Geologic; datorită condițiilor puse la dispoziție de aceste două instituții a putut fi realizată lucrarea de față.

Profesorului DAN GIUȘCĂ îi datorez introducerea metodologică în activitatea de teren și laborator; pentru aceasta și pentru continua îndrumare în toți acești ani, îi exprim sincere mulțumiri.

Mulțumirile mele se îndreaptă în aceeași măsură și către profesorul VIRGIL IANOVICI, al cărui sprijin permanent în activitate și judicioase observații asupra lucrării mi-au fost de un real folos.

Pentru fotografiile care ilustrează lucrarea, mulțumesc colegului S. SEICEANU. Rămîn, de asemeni, îndatorat colegilor C. PĂTROESCU pentru executarea unei analize chimice, ANGELA RAFALET, pentru concursul dat la executarea microfotografiilor, și CLAUDIA CONSTANTINESCU pentru executarea întregului material grafic.

SCURT ISTORIC AL MINIERITULUI ȘI ACTIVITĂȚII DE CERCETARE GEOLOGICĂ ÎN REGIUNEA BAIA MARE

Partea sudică și sud-vestică a masivului Gutăi — actuala regiune minieră Baia Mare — a fost, se pare, recunoscută ca interesantă, prin bogățiile sale miniere, încă de multă vreme; activitatea de extragere a minereurilor aurifere are, aici, o istorie îndelungată.

Primele dovezi ale cunoașterii zăcămintelor aurifere în regiune datează din epoca stăpînirii romane în Dacia; este probabil că acestea erau cunoscute și înainte de venirea Romanilor dar, intensificînd extragerea minereurilor, ei sînt primii despre a căror activitate s-au păstrat informații. Urmele minieritului roman constau, în afară de profilul unora dintre galeriile foarte vechi, în unelte folosite pentru săparea acestora; un opaiț de construcție caracteristică reprezintă una din probele cele mai convingătoare în acest sens. Cele mai vechi lucrări miniere atribuite Romanilor sînt la Baia Sprie și în Dealul Crucii, lîngă Baia Mare; se acceptă anul 100 ca epocă a executării lor. Din acest timp s-au păstrat, poate, denumirile Rivulus Dominarum (Pîrîul Domnițelor), Mons Medius (Muntele Mijlociu), întîlnite în documentele secolelor XII—XIV.

Institutul Geologic al României

Un întreg mileniu se scurge apoi, fără ca activitatea umană în această regiune să se fi înregistrat în documente care să ajungă la cunoștința noastră; este foarte puțin probabil ca zăcămintele să fi fost complet abandonate dar, pînă acum cel puțin, nu se pot face decît ipoteze asupra existenței minieritului în acest interval de timp.

Începînd din sec. al XIII-lea regiunea Baia Mare este amintită în diverse documente scrise în limba maghiară; chiar din cele mai vechi se constată că aici erau cunoscute și exploatate zăcămintele aurifere. Dintr-un document de la jumătatea acestui secol se știe că în anul 1141 regele maghiar Géza II a colonizat regiunea cu populație de origine germană, probabil cu scopul de a determina o intensificare a activității miniere. În 1347 localităților Baia Mare și Baia Sprie li se acordă privilegii speciale; zăcămîntul de la Baia Sprie este amintit în documente din anul 1376. Mărturiile scrise abundă apoi din sec. al XVI-lea. Din toate acestea, se constată că primii proprietari ai zăcămintelor au fost regii maghiari, poloni și biserica catolică.

Cu epoci de mare înflorire sau de accentuată delăsare, activitatea minieră se desfășoară neîntrerupt pînă în zilele noastre.

*

Regiunea Baia Mare este consemnată, pentru prima oară, într-o lucrare științifică la sfîrșitul veacului al XVIII-lea: K. RUPRECHT, Untersuchung des rötlichen Ganggesteins oder sogenannten Feldspaths von Kapnic în Siebenbürgen (Physical. Arbeiten d. einträchtigen Freunde in Wien, I. Wien, 1783); cercetarea științifică propriu-zisă începe însă abia în sec. al XIX-lea și se desfășoară, mai ales, în a doua sa jumătate, datorită importanței economice mereu crescînde a acestei zone.

Pînă la 1850 apar lucrările [1]) lui MATHIAS BRENER [2]), J. JONAS [3]), S. F. BEUDANT [4]), S. SERÉNY [5]); toate acestea sînt fie cu caracter strict minier, referindu-se numai la zonele imediat învecinate zăcămintelor, fie foarte generale, descrieri de excursii.

A doua jumătate a secolului este marcată prin: *a)* apariția lucrărilor cu caracter geologic mai larg, conținînd primele observații stratigrafice la contactul masivului vulcanic cu depresiunea Baia Mare; *b)* lucrări foarte detaliate în zona

[1]) Lucrările citate infrapaginal nu au fost consultate.

[2]) M. BRENER. Über den Zustand des Nagybányaer Bergbaues in alter und neuer Zeit. Nagybánya, 1810.

[3]) J. JONAS. Beschreibung einer im Jahre 1811 durch Oberungarn nach Nagybánya und Kapnik unternommenen Reise. *Leonh. Tasch. f. ges. Min.*, VII Frankfurt, 1814.

[4]) S. F. BEUDANT. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie 1818. Paris, 1822.

[5]) S. SERÉNY. Skizzierte Darstellung der geologischen Verhältnisse des Nagybányaer Bergdistriktes. *Berg.- u. Hüttenm. Ztg.*, VI 1847.

Institutul Geologic al României

eruptivă, urmare a intensei activități de prospectare; *c)* lucrări în legătură cu ridicarea și redactarea hărții 1:75.000.

În prima parte a acestei perioade, B. v. COTTA[1]), G. FALLER și G. GRIMM[2]), J. SZABO[3]) publică lucrări interesante asupra zonelor miniere. În a doua parte își începe activitatea și își publică primele lucrări A. GESELL (21—26), care va dedica cea mai mare parte a timpului său acestei regiuni. Lui i se datorește, în afară de datele geologice, cunoașterea primelor documente asupra regiunii Baia Mare și, în general, stabilirea a numeroase date de ordin istoric, toponimic, etc. (ex. Capnic, de la « cap mic », porecla descoperitorului filoanelor).

În preajma anului 1900 apar primele lucrări de sinteză (25) și monografice[4])

În primele două decenii ale sec. al XX-lea, M. PÁLFY se impune prin cercetările sale în această regiune; într-o bogată serie de lucrări (46 — 50) el prezintă situația geologică și petrografică a unei foarte mari părți din zăcămintele de la Baia Mare. Dintre cercetătorii maghiari, mai trebuie amintit L. TOKODY, care, mai recent, a publicat numeroase date de ordin mineralogic asupra acestor zăcăminte.

După 1918, deși activitatea de extracție se intensifică foarte mult, nu apar decît puține studii asupra regiunii Baia Mare; ele ating numai tangențial problemele ei, fiind lucrări de ansamblu (27, 75, 79, 81). Numai în ultimele două decenii, în legătură cu o susținută activitate de prospectare, zona vulcanică este cercetată cu o deosebită atenție; rezultatele acestei activități sînt, în bună parte, rapoarte manuscrise (5, 13, 15, 28, 39, 40, 41, 42, 68, 69, 74, ș. a.), și, în mai mică măsură, publicații (14, 17, 18, 36, 55, 64, 67). Dintre lucrările manuscrise trebuie menționată harta 1:20.000 a întregii regiuni Baia Mare (1950 și 1951), datorită unui numeros grup de cercetători. Pentru clarificarea problemelor generale ale geologiei regiunii se întreprind și cercetări asupra zonelor sedimentare învecinate; M. PAUCĂ (51, 52, 53) și T. IORGULESCU (33) aduc cele mai interesante contribuții.

* * *

Suprafața pe care s-au executat cercetările noastre nu a constituit obiectul separat decît al cîtorva publicații: lucrările lui B. v. COTTA (c, nota 1) și M. PÁLFY (48) sînt singurele în cadrul cărora se descriu în mod deosebit zonele văilor Ilbei și Nistrului; în lucrări de ansamblu, regiunea este însă mai

[1]) B. v. COTTA. *a)* Über die Erzlagerstätten von Nagybánya, Felsöbánya, etc. *Berg.- u. Hüttenm. Ztg.* 1861.

b) Die Erzlagerstätten von Siebenbürgen. Freiberg, 1861.

c) Die Goldgänge von Iloba in N. Ungarn. *N. Jahrb. f. M. G. P.*, 1866.

[2]) G. FALLER u. G. GRIMM. Gutachten über den Zustand, den Betrieb . . . von Nagybánya u. Klausenburg. Budapest. 1873.

[3]) J. SZABO. Über neue Vorkommen von Mineralien in Nagybánya u. Rezbánya. *Földt. Közl.*, 1876.

[4]) I. WODICSKA. Monografia minelor din regiunea Baia Mare. Cluj, 1896.

Institutul Geologic al României

des considerată (27, 79, ş. a.). Acestora li se adaugă, bineînţeles, numeroase rapoarte manuscrise, recente sau vechi.

M. PÁLFY examinează numai lucrările miniere, consemnînd numeroase date asupra acestora; el abordează foarte puţin problemele petrografice şi geologice ale zăcămintelor, notele sale păstrînd un caracter strict descriptiv. Prin aceasta, ele rămîn însă interesante, în ciuda unor determinări petrografice care, în lumina cunoştinţelor actuale, nu mai corespund în bună parte, sau a atribuirii vîrstei pontice rocelor sedimentare din V. Ilbei (în realitate miocene). Geneza filoanelor este considerată ca fiind legată de rocele riolitice.

Activitatea de exploatare la zăcămintele Ilba şi Nistru este destul de veche. Există informaţii care arată că în sec. al XVI-lea se extrăgea minereu din filoanele Hana şi Fellegváry, la Ilba. Conţinutul în aur al acestor filoane pare să fi fost excepţional, fapt care face ca toată activitatea de aici să capete o amploare deosebită. La Handalul Ilbei s-a construit prima instalaţie de flotaţie din ţară.

PARTEA I-A

1. POZIŢIA GEOGRAFICĂ A REGIUNII CERCETATE. ASPECTE OROGRAFICE ŞI HIDROGRAFICE

Regiunea cercetată se găseşte în partea sud-vestică a munţilor Gutăi, la limita masivului cu cîmpia Someşului (masivul Gutăi este traversat, în partea sa nord-vestică, de meridianul 21° la est de Paris şi paralela 48° latitudine nordică). Suprafaţa, de cca 120 km², are forma unui triunghiu dreptunghi isoscel, a cărui ipotenuză este constituită de linia de contact a celor două unităţi morfologice, iar cele două catete de V. Nistrului la est şi de creasta de cumpănă a apelor spre bazinul Ouaşului, la nord.

Aspectele morfologice ale regiunii sînt destul de simple. Aceasta este alcătuită dintr-o serie de culmi ce diverg în direcţii N—S, NE—SW, E—W, dintr-o zonă corespunzînd aproximativ unghiului drept al triunghiului; ele sînt, în unele cazuri, continue din regiunea vîrfurilor pînă în cîmpie, avînd lungimi pînă la 10 km, dar mai deseori, ca urmare a ramificării văilor, ele se descompun în culmi mai scurte, cu orientare comună. Toate aceste creste au o pantă accentuată în zona lor terminală sudică sau sud-vestică, sînt aproape orizontale în partea lor centrală, iar spre nord altitudinile maxime se obţin treptat. Numai excepţional, şi din motive cu totul speciale, în cadrul acestor creste există proeminenţe importante (aşa ca în Vf. Piatra Mare). Creasta E—W, din care pornesc toate văile, cuprinde vîrfurile Tarda, Comşa, Pleşa, Arşiţa Mare şi Arşiţa Mică; ele nu constituie proeminenţe accentuate, ci se încadrează în creşterea treptată a altitudinii de la W (Vf. Tarda 523 m alt.) spre E (Vf. Arşiţa Mică 863 m alt.).

Institutul Geologic al României

Altitudinea maximă în suprafața cercetată este de 923 m în Vf. Dîmbul Comoarei; altitudinea cîmpiei Someșului variază ușor în jurul cotei 150 m, așa încît diferența de nivel maximă este de cca 750 m.

Regiunea este traversată de trei văi mari — V. Nistrului, V. Cicîrlăului și V. Ilbei — în partea de E, și de mai multe văi mici în partea vestică și nord-vestică. Cursurile tuturor văilor au aceeași orientare ca și culmile care le despart.

Văile din vestul regiunii au lungimi de 2—3 km; ele nu prezintă ramificări importante, primesc însă numeroși afluenți pe ambele părți, dispuși aproape perpendicular pe valea principală. V. Cicîrlăului, în estul regiunii, prezintă aceleași caractere; traseul său este aproape rectiliniu și nici chiar în bazinul de recepție valea nu se ramifică decît foarte puțin. Dimpotrivă, V. Ilbei și V. Nistrului se despart, în cursul lor mijlociu, în ramificații mari, bine individualizate; acestea primesc numeroși afluenți, al căror traseu și orientare pot fi foarte variate, așa cum se poate constata, îndeosebi, la V. Ilbei.

V. Ilbei și V. Nistrului sînt, în general, largi: încă în cursul lor mijlociu ele prezintă zone de aluviuni destul de bine dezvoltate. V. Cicîrlăului prezintă însă un aspect deosebit: ea este mai îngustă, chiar în cursul ei mijlociu și inferior, și numai local prezintă o zonă mai largă de aluviuni, născută probabil din cauze speciale.

Caracterele morfologice ale regiunii examinate sînt, bineînțeles, determinate de rocele eruptive, deoarece cele sedimentare nu intră decît foarte puțin în alcătuirea ei. Cu toate acestea, aspectele generale nu corespund înfățișării clasice a regiunilor vulcanice, din două motive: numărul relativ redus de aparate vulcanice mari (cratere) și eroziunea deosebit de intensă (acest ultim factor a reușit să distrugă aproape complet chiar formele morfologice inițiale foarte bine individualizate). Ca urmare a acestei situații, rezistența rocelor este aceea care a influențat, în primul rînd, crearea reliefului, în timp ce structura inițială a avut consecințe mai puțin importante. Aspectul final obținut este destul de omogen, deoarece numai puține roce s-au detașat din cadrul celorlalte printr-o rezistență deosebită: aglomeratele silicifiate din Vf. Piatra Mare, dacitele din Vf. Șindileu și Piatra Șoimului.

2. DESCRIEREA ROCELOR

ROCELE SEDIMENTARE

ROCELE PALEOGENE

Rocele paleogene au ca principal reprezentant calcarele. Acestea se prezintă în varietăți gresoase, foarte fine, care pot trece însă pînă la gresii calcaroase. Rocele sînt de coloare cenușie, compacte, dar cu o stratificație evidentă și o mare ușurință de separare în plăci; sînt străbătute de diaclaze cu calcit. Lor li se alătură, mai

Institutul Geologic al României

rar, gresii micacee cu ciment silicios, de asemeni foarte fine, de coloare cenușie deschisă. Foarte caracteristice pentru profilul din V. Mesteacănului sînt și marne argiloase, fine, ușor micacee, șistoase, de coloare cenușie.

Întreg complexul este lipsit de macrofosile. Datorită asemănărilor litologice, el este atribuit Eocenului (52). Profilul din V. Mesteacănului îi sugerează lui M. PAUCĂ (52), prin gresiile micacee cuarțoase, faciesul de Tarcău, iar calcarele îi amintesc de Stratele de Cluj.

ROCELE TORTONIENE

Rocele tortoniene constituie un complex ale cărui principale trăsături sînt caracterul șistos și prezența materialului cineritic. Elementele petrografice esențiale sînt marnele de coloare cenușie deschisă pînă la negricioasă, șistoase, ușor detașabile în plăci; ele prezintă, în majoritatea cazurilor, fenomene de metamorfism termic. Lor li se adaugă, destul de rar, gresii grosiere, așa ca în V. Ilbei, la sud de confluența cu V. Colbului, sau argile, ca în P. Toci (afluent al văii Colbului).

Materialul de origine vulcanică se poate individualiza ca intercalații de cinerite sau poate fi dispersat în cuprinsul rocelor marnoase, determinînd aspecte de tufite. Cineritele sînt, de obicei, de coloare albă, dar de multe ori sînt gălbui, cenușii, ca urmare a unei intense alterări. Rocele tufitice sînt constituite, în cea mai mare parte, din material terigen, în timp ce cel cineritic participă în proporții mai reduse; pentru ele este caracteristic un ușor aspect gresos, grosier.

Vîrsta tortoniană a acestor depozite, presupusă numai la început datorită aspectelor litologice, a fost stabilită pentru prima oară de T. IORGULESCU (37), care determină specii de *Bulimina*, *Cibicides*, *Nonion*, *Spirialis*, *Elphidium*, în material din V. Ilbei și P. Puturosul. Ceva mai tîrziu S. SEICEANU (74) citează *Candorbulina universa* (JEDLITSCHKA), *Clavulina communis* (D'ORB.) etc. în rocele de la est de satul Ilba.

Macrofosilele sînt extrem de rare; M. PAUCĂ (52) găsește numai o valvă stîngă de *Ostrea cohlear* (POLI) în V. Băiței (la estul regiunii cercetate de noi) și un mulaj intern, probabil de *Turritella*, în depozitele de la NE de satul Ilba.

ROCELE SARMAȚIENE

Rocele sarmațiene sînt, predominant, gresoase. În axul structurii anticlinale Tăuți-Măgheruș, Sarmațianul este constituit din gresii mai grosiere sau mai fine, cărora li se adaugă marne cenușii și brune, în care se găsesc intercalate gresii fine, în strate cu grosimi de ordinul centimetrilor. În acest complex apar și intercalații subțiri de cinerite albe-cenușii. Vîrsta depozitelor este dată de microfosile și urme de plante. S. JASKO (34) și S. SEICEANU (74) citează: *Elphidium macerum* (FICHTEL și MOLL) var. *aculeatum* (SILVESTRI), *Elphidium aculeatum*

Institutul Geologic al României

(D'ORB.), *Elphidium articulatum* (D'ORB.), *Nonion granosum* (D'ORB.). Urmele de plante găsite la Tăuți indică o vegetație cu caracter subtropical.

În bazinul văii Talna Mică, pe P. Puturosul, T. IORGULESCU (33) a determinat *Spaniodontella intermedia* (ANDRUSOV), *Teinostoma woodi* (HOERNES), otolite de Pești, etc.

Un alt aspect al depozitelor sarmațiene este reprezentat pe dealurile Tarda și Barnici: gresii gălbui, silicioase, ușor micacee, cu elemente de eruptiv (pl. IV, fig. 4). În ele se găsesc urme de plante—nu atît de concludente ca cele de la Tăuți—iar dintr-o intercalație argiloasă în ele, S. SEICEANU citează microfaună sarmațiană.

La NE de satul Ilba, Sarmațianul este constituit din nisipuri fine, albe, în care sînt intercalate lentile de roce silicioase de coloare gălbuie pînă la brună închisă; acestea sînt foarte dure și casante. În unele aspecte ale acestor roce se pot identifica urme de plante.

ROCELE PLIOCENE

Pliocenul este reprezentat în întreaga regiune numai prin Ponțian; nu există indicații asupra prezenței altor etaje.

Ponțianul este alcătuit dintr-o succesiune de roce destul de variate: nisipuri, gresii slab cimentate, marne și argile. Din ele au fost determinate forme de *Congeria marcovicii* (BRUS.), *Congeria czjž ki* (HOERNES), *Melanopsis vindobonensis* (FUCHS), *Melanopsis fossilis*(GMELIN), *Limnocardium secans* (FUCHS), etc.; au fost deasemeni identificate resturi de plante.

Elementul petrografic principal al acestui complex îl constituie nisipurile, care alcătuiesc, uneori în intregime, aparițiile de Ponțian din regiune. În afară de ele, trebuie remarcate intercalațiile argiloase, în care pot să apară lentile de cărbuni; acestea au uneori, în afara regiunii cercetate de noi, o dezvoltare apreciabilă.

DEPOZITELE CUATERNARE

Formațiunile cuaternare sînt de mai multe categorii: sol, terase, aluviuni, conuri de dejecție; lor li se adaugă haldele, care ocupă suprafețe apreciabile în vecinătatea lucrărilor miniere.

Întreaga regiune este acoperită cu un sol, constituit din material argilos, gălbui sau cenușiu, uneori omogen, dar de cele mai multe ori amestecat cu fragmente de roce. Această manta de sol este întreruptă pe fundul văilor și în punctele marilor iviri de roce. Grosimea formațiunii de sol este foarte redusă pe creste, unde poate să și lipsească, dar depășește 1 m la baza pantelor.

Terasele sînt constituite în întregime din pietriș de material eruptiv, reprezentînd principalele roce ale regiunii; în unele puncte, materialul este limoniti-

Institutul Geologic al României

zat, ca urmare a oxidării mineralelor (îndeosebi a piritei) din fragmente. Grosimea acestor formațiuni este de cca 4 m.

Aluviunile sînt constituite și ele numai din material eruptiv; elementele, cu dimensiuni variate, sînt ușor rotunjite. În vecinătatea lucrărilor miniere, acolo unde procesele de oxidare a piritei furnizează cantități mari de hidroxizi de fer, aceștia se pot fixa în aluviuni (în V. Nistrului).

Conurile de dejecție se caracterizează printr-o alcătuire relativ omogenă, deoarece materialul lor aparține unor suprafețe mai reduse, în cadrul cărora constituția petrografică poate fi foarte simplă.

Haldele, alcătuite din materialul specific fiecărui punct, suferă în foarte multe cazuri procesul de cimentare cu limonit. Aspectul caracteristic pentru ele este dat de forma neregulat-angulară a materialului constituent.

ROCELE VULCANICE

PIROCLASTITELE VECHI

Elementul eruptiv cel mai vechi al regiunii îl constituie un complex de cinerite și aglomerate; deși, în majoritatea cazurilor, cineritele pot fi deosebite de aglomerate, există și unele situații în care trecerile de la o formă la alta sînt lente, fragmente mari de rocă sînt prinse într-un ciment cineritic foarte dezvoltat.

Cineritele sînt, de obicei, de coloare albă, stratificate; ele se pot înfățișa sub mai multe aspecte, din cauza diferențelor de porozitate și a conținutului de hidroxizi de fer. Materialul foarte fin este, într-o bună măsură, cristalizat; participarea sticlei poate fi foarte redusă. Fragmentele de cristale aparțin feldspaților și, într-o oarecare măsură, cuarțului. Feldspații sînt în majoritate plagioclazi, dar unele fragmente par a aparține și varietăților potasice. Masa fundamentală, fină, a cineritelor este intens sericitizată, caolinizată sau cloritizată; în acest ultim caz, rocele conțin numeroase impurități feruginoase, care le dau un aspect murdar.

În V. Bocii cineritele se prezintă într-un aspect deosebit, caracterizat prin prezența unor pete negricioase, lenticulare, de 2—3 mm diametru; ele reprezintă mici aglomerări de hidroxizi de fer, care se dispun orientat în masa rocei.

Identificarea tipului petrografic al cineritelor este dificilă. Prezența cuarțului și aceea, mai puțin regulată, a feldspatului potasic, indică, în orice caz, o rocă cu caracter acid, dacitică sau riolitică. Prin aceasta însă, cineritele se dovedesc a fi deosebite, din punct de vedere petrografic, de primele produse efuzive ale activității vulcanice caracteristice regiunii Baia Mare, și a fi de aceeași natură, probabil, cu tufurile dacitice din întreg Bazinul Transilvaniei.

Aglomeratele sînt constituite din fragmente cu dimensiuni de ordinul centimetrilor, mai rar al zecilor de centimetri; conturele lor sînt neregulate, tot-

Institutul Geologic al României

deauna angulare. Materialul cineritic care le cimentează are o dezvoltare variabilă, deși participarea lui nu depășește, de obicei, 20%. Coloarea rocei este albăcenușie sau verde, după cum este sericitizată sau cloritizată; unul din aceste două procese afectează roca întotdeauna.

În fragmentele care constituie aglomeratul se poate totdeauna recunoaște caracterul andezitic al rocei; transformările suferite nu permit însă obținerea de informații suplimentare. Faptul că, în cele mai multe cazuri, cineritele și aglomeratele apar, pe teren, intim asociate, ne-a pus în imposibilitate, așa cum se va vedea mai departe, de a le putea totdeauna separa cartografic.

Aspectele de tufite care se constată în unele cazuri în studiul microscopic, nu sînt suficient de clare și macroscopic, pentru a permite separarea pe teren a cineritelor de tufite; o granulație ceva mai mare este singurul caracter macroscopic care întovărășește prezența materialului detritic. Participarea materialului detritic la alcătuirea rocelor oscilează între 10%—30%; el este reprezentat, aproape în totalitate, prin granule de cuarț cu conture rotunjite; acestora li se adaugă, numai subordonat, fragmente de rocă sau de feldspat, și ele cu conture trădînd originea detritică. Deși, din punct de vedere mineralogic, cele două categorii de material, vulcanic și detritic, sînt identice, există totuși totdeauna posibilitatea de a le deosebi; de altfel, abundența cuarțului este un indiciu sigur pentru prezența materialului detritic.

ANDEZITUL PROPILITIC

Cea mai veche rocă efusivă din regiune se prezintă sub foarte multe aspecte, datorită variatelor procese de transformare pe care le-a suferit după punerea sa în loc; din acest motiv, identificarea rocei poate prezenta, în multe cazuri, serioase dificultăți.

Andezitul propilitic (pl. I, fig. 1), în aspectele sale normale, este compact, de coloare verde închis, cu foarte puțin pronunțată textură porfirică. Alcătuirea sa mineralogică este relativ simplă.

Feldspatul plagioclaz alcătuiește fenocristale larg dezvoltate, care numai foarte rar adoptă forme alungite; de multe ori ele sînt aproape echidimensionale. Conturele sînt foarte regulate. Toate fenocristalele au același ordin de mărime.

Maclele polisintetice sînt obișnuite, în timp ce cele Karlsbad sînt rare; lamelele de maclă sînt atît foarte fine, cît și destul de largi. Structurile zonare apar în mod obișnuit, dar fără a fi atît de frecvente și atît de accentuate pentru a constitui o trăsătură caracteristică a rocei; cristalele cu structură zonară prezintă întotdeauna o maclare mai simplă.

Institutul Geologic al României

Determinarea compoziției a dat totdeauna valori oscilînd ușor în jurul a 45% An (vezi tabela de mai jos); situațiile favorabile determinărilor sînt destul de rare, deoarece majoritatea cristalelor sînt sericitizate.

Nr. determinărilor	Metoda	Rezultatul An %
20	Extincție maximă	34; 36; 38; 38; 38; 39; 40; 40; 40; 41; 41; 43; 45; 45; 45; 48; 49; 49; 49; 50
5	Fedorov	42; 42; 44; 45; 49
2	Köhler	43; 46

Cloritul este singurul mineral care, în afară de feldspații plagioclazi, apare ca fenocristale. Forma și dimensiunile acestora sînt determinate de mineralele melanocrate pe care cloritul le-a înlocuit. În majoritatea cazurilor, el arată a fi înlocuit hornblenda; conturele caracteristice de amfibol, bazale sau prismatice, sînt frecvente. Conturele în care pot fi recunoscuți piroxeni sînt foarte rare.

Cloritul apare fie foarte bine individualizat, fie în aspecte care trădează procesul de înlocuire a mineralului melanocrat anterior. În acest ultim caz, numai unele părți din mineral au fost înlocuite. Este caracteristic faptul că, în asemenea situații, nici vechiul mineral nu-și mai păstrează aspectele caracteristice, dar nici cloritul nu prezintă în mod evident toate proprietățile sale: pleocroismul este mai puțin accentuat, birefringența mai scăzută decît normal.

Compoziția mineralogică cantitativă și dimensiunile mineralelor

Componentul	Limite ale participării %	Dimensiuni în mm
Feldspat plagioclaz . . .	19,6—25,3	1,2/0,3—2/0,7; 0,6/0,2; 0,3/0,1
Clorit	6,4—15,5	1/0,4—1,8/0,8
Pastă	60,1—73 5	

Cloritul se găsește în formele de clinoclor și de pennin. Clinoclorul are pleocroism în verde pal—gălbui incolor, + 2V=32° și valoarea 0,005 pentru birefringență. Penninul n-a fost identificat decît prin prezența colorilor de birefringență anomale; secțiunile în care a fost întîlnit nu erau favorabile măsurării constantelor optice.

Pasta rocei este constituită din bastonașe mici de feldspat plagioclaz și granule opace — atît magnetit cît și pirită — prinse în sticlă. Sticla este puțin dezvoltată, uneori chiar absentă. Dimensiunile microlitelor variază în limite destul

Institutul Geologic al României

de reduse, reușind totuși să determine, în cazurile-limită, aspecte generale ale pastei ușor deosebite. În pastă nu se observă nici elemente melanocrate și nici clorit. În mod normal, structura pastei poate fi apreciată ca intersertal — pilotaxică.

Andezit propilitic (Mina Săsar, galeria Trei Stejari)

Analiza chimică

SiO_2	54,42
Al_2O_3	17,38
Fe_2O_3	4,48
FeO	3,69
MnO	0,21
MgO	2,29
CaO	7,43
Na_2O	3,49
K_2O	1,48
H_2O-	0,78
H_2O+	3,47
TiO_2	0,59
P_2O_5	0,15
SO_3	0,34
Suma	100,20

Normele Niggli

Baza		Katanorma-standard	
Kp	5,6	Or	9,3
Ne	20,0	Ab	33,3
Cal	17,3	An	28,8
Cs	3,1	Wo	4,1
Fo	5,0	En	6,7
Fa	4,8	Hy	3,1
Fs	5,1	Mt	5,1
Ru	0,4	Ru	0,4
Q	38,7	Q	9,2

Valorile Niggli

si	167	k	0,22
al	32	mg	0,35
fm	31		
c	24		
alk	13		

Integrarea

Feldspat plagioclaz	20,4%
Clorit	10,1%
Pastă	69,5%

Tip de magmă: peléeitic

Compoziția plagioclazilor An %:

a) 48—43—41—43—41

b) 45—40

Analiza chimică a andezitului propilitic arată un accentuat caracter bazic. Față de compoziția obișnuită a rocelor andezitice, cele 54 procente SiO_2 reprezintă o situație destul de puțin frecventă, am spune aproape limita inferioară pentru acest grup de roce. Conținutul ridicat de apă (în constituția mineralelor) constituie o a doua trăsătură deosebită a acestui andezit, care fixează caracterul său propilitic; cele peste 3 procente H_2O+ subliniază aspectul principal al deosebirii dintre roca normală și faciesul său propilitic (vezi P. II, cap. 5). În același sens pledează raportul Fe_2O_3: FeO, a cărui valoare este departe de a indica prezența proceselor de oxidare, așa cum ar fi normal dacă propilitizarea ar fi un fenomen secundar.

Caracterul foarte bazic al andezitului propilitic trebuie reținut în mod deosebit, deoarece el dă posibilitatea înțelegerii evoluției magmei pe care acesta o reprezintă.

În forma descrisă, andezitul propilitic se întîlnește în destul de rare puncte; în cele mai multe cazuri, el apare transformat într-una din formele descrise mai jos.

Institutul Geologic al României

Sericitizarea constituie principala formă de prezentare a acestui andezit. Rocele capătă o coloare cenușie deschisă cu nuanțe albăstrui și își pierd complet aspectul porfiric, devenind prin aceasta mai omogene și mai compacte.

Apariția, de cele mai multe ori în mare cantitate, a sericitului constituie caracterul principal al acestui mod de prezentare a rocei. Din examinarea microscopică am putut deosebi două moduri în care se manifestă acest proces. În unele cazuri, sericitul apare numai în interiorul feldspaților, înlocuindu-i în mai mică sau mai mare măsură; se poate urmări desfășurarea fenomenului între cristale cu numai cîteva lamele de sericit și cristale complet transformate.

Alteori, sericitul se găsește în tot cuprinsul rocei, nu numai în cristalele de feldspați; el se dezvoltă și în cadrul pastei, formînd, în felul acesta, o rețea fină care acoperă întreaga rocă.

Avem impresia că aceste două aspecte corespund nu la două etape ale unui aceluiași proces, ci la două moduri deosebite de manifestare a sericitizării. În adevăr, dacă primul aspect ar reprezenta o etapă de început a sericitizării, iar al doilea o etapă mai avansată, cantitățile totale de sericit din roce ar trebui să reflecte și ele această deosebire; am constatat însă numeroase situații în care, deși sericitul era cantonat numai în feldspați, forma cantități mult mai mari decît în cazul în care se găsea în toată roca. În aceste ultime aspecte n-am constatat niciodată ca fenocristalele de plagioclaz să fi fost complet sericitizate, așa cum ar fi fost normal, dacă numai după îndeplinirea unei asemenea etape s-ar fi trecut la sericitizarea întregii roce.

Credem că aceste două moduri de prezentare a sericitizării reflectă importanța participării factorilor endogeni sau exogeni în desfășurarea fenomenului. Dacă apariția de sericit în toată masa rocei, reprezentînd un evident aport de substanță, indică procesele hidrotermale ca factor determinant, menținerea sericitului numai în conturele feldspaților — fiind subliniat în felul acesta mai ales caracterul de transformare a materialului acestora fără aport de substanță — ar putea fi atribuită, mai cu seamă, unei alterații superficiale.

Piritizarea constituie atît un aspect de sine stătător, cît și un însoțitor al sericitizării; în multe cazuri, roca sericitizată este și piritizată. Piritizarea se manifestă prin impregnarea rocei cu pirită, fie omogen în tot cuprinsul ei, fie numai pe anumite zone. Granulele au, în mod obișnuit, dimensiuni sub 0,1 mm, dar uneori ajung să fie vizibile și cu ochiul liber.

Atunci cînd piritizarea este mai accentuată, formarea limonitului, prin oxidarea piritei, determină apariția de pelicule și cruste foarte evidente la suprafața rocelor.

Carbonatarea. În multe cazuri, studiul microscopic arată o puternică îmbogățire a rocelor, în calcit; aceasta nu se evidențiază însă decît prea puțin în

Institutul Geologic al României

aspectul macroscopic, după care o rocă nu poate fi niciodată identificată ca fiind carbonatată.

Și în cazul carbonatării se pot separa două aspecte. Într-un prim caz, calcitul apare numai în cadrul fenocristalelor de plagioclaz, indicînd formarea lui din substanța acestora, prin îndepărtarea celorlalți componenți chimici. În alte cazuri, calcitul apare în tot cuprinsul rocei, în fenocristale și în pastă; totdeauna sînt vizibile diaclaze cu calcit, trădînd un aport de substanță.

Caolinizarea. Rocele caolinizate au totdeauna aspecte foarte caracteristice, care le fac ușor de identificat. Ele sînt de coloare albă, friabile, cu aspect omogen în examinarea macroscopică.

Caolinizarea rocelor este, în majoritatea cazurilor, într-un stadiu foarte avansat, așa încît nu se pot face decît puține observații microscopice asupra acestui material. Caolinitul ia naștere în întreaga rocă, alcătuind fie un pigment mai mult sau mai puțin dezvoltat, fie aglomerări care fac ca preparatul să apară aproape opac. În masa de caolinit rămîn numai cristalele de cuarț, în cazul rocelor cuarțifere, și calcit în cazul în care roca este și carbonatată.

Silicifierea se manifestă, în examinarea macroscopică, prin cîștigarea unei durități extreme și a unor colori variabile, în tonuri de galben și roșu; roca poate să fie compactă sau să prezinte numeroase spații libere. Silicea ajunge să înlocuiască întreaga rocă, adoptînd aspecte variate. De obicei, apar granule foarte mici de cuarț care formează mase compacte; numai în spațiile libere ale rocei cristalele cresc și au forme idiomorfe. În unele cazuri, silicifierea se produce prin apariția de calcedonie.

RIOLITUL

Roca este totdeauna puternic transformată, sericitizată sau caolinizată; n-a fost niciodată găsită în stare proaspătă.

Riolitul (pl. I, fig. 2) apare ca o masă omogenă, de coloare albă, în care numai cristalele de cuarț sînt distincte; ele sînt bipiramide de 2—3 mm înălțime, vizibile cu ochiul liber. Prezența fenocristalelor de cuarț este, de altfel, caracterul care, macroscopic, permite distingerea riolitului de andezitul propilitic, în cazul acelorași forme de alterare.

Fenocristalele rocei sînt numai de cuarț și feldspat potasic; în apariții sporadice, li se adaugă feldspatul plagioclaz. Cuarțul se prezintă, de cele mai multe ori, în cristale cu dimensiuni reduse; cristalele mari sînt mult mai puțin numeroase. Conturele lor prezintă totdeauna aspecte de coroziune. Frecvența cristalelor de cuarț este variabilă și poate determina aspecte ușor deosebite ale rocei.

Institutul Geologic al României

Feldspatul potasic se prezintă în cristale prismatice, de dimensiuni medii, cu conture idiomorfe uneori, dar foarte des și ca fragmente. Totdeauna prezintă cel puțin începuturi de caolinizare. Observarea unghiului axelor optice și a orientării planului axelor optice a permis identificarea sanidinei.

Compoziția mineralogică cantitativă și dimensiunile mineralelor

Componentul	Limite ale participării %	Dimensiuni în mm
Cuarț	3—10	1,5—2
Sanidină	15—25	0,5/0,2—1,2/0,6
Feldspat plagioclaz	1—4	0,5/0,2
Pastă	65—80	

Feldspatul plagioclaz apare mai rar, în cristale cu dimensiuni intermediare între cele ale fenocristalelor de cuarț sau sanidină și cele ale microlitelor; prezintă macle foarte subțiri, care constituie singurul indiciu al unei compoziții mai acide, întrucît nu s-au putut executa determinări din cauza alterării.

Pasta este microcristalină și, mai rar, criptocristalină; sticla lipsește, de cele mai multe ori, complet. Cuarțul și sanidina, primul în cantitate mai mare, formează întreaga pastă.

Riolit (valea Căpitanului, afluent al văii Ilbei)

Analiza chimică

SiO_2	73,10
Al_2O_3	13,90
Fe_2O_3	0,21
FeO	1,45
MnO	0,02
MgO	0,75
CaO	0,22
Na_2O	3,57
Ka_2O	5,85
H_2O^-	0,33
H_2O^+	0,51
TiO_2	0,32
P_2O_5	0,09
SO_3	0,02
Suma	100,34

Normele Niggli

Baza		Katanorma-standard	
Kp	20,9	Or	34,8
Ne	19,5	Ab	32,5
Cal	0,5	An	0,7
Sp	2,3	Cord	4,4
Fo	0,4	En	0,4
Fa	1,7	Hy	2,0
Fs	0,2	Mt	0,2
Ru	0,2	Ru	0,2
Q	54,3	Q	24,8

Valorile Niggli

si	406	k	0,52
al	40	mg	0,46
fm	14		
c	1		
alk	45		

Tip de magmă: engadinitic-aplitgranitic

Integrarea

Cuarț	5,8%
Sanidină	17,3%
Feldspat plagioclaz	2,5%
Pastă	74,4%

Institutul Geologic al României

Compoziția chimică a riolitului se încadrează foarte bine în chimismul normal al rocelor riolitice. N-ar putea fi semnalată decît valoarea ușor ridicată a raportului K_2O: Na_2O.

Transformările pe care le suferă riolitul sînt sericitizarea și caolinizarea. Pentru amîndouă este caracteristic faptul că se produc mai ales în pastă, ca urmare a abundenței microlitelor de sanidină; fenocristalele nu rămîn însă niciodată complet proaspete. Pentru aspectele de sericitizare trebuie reținută dezvoltarea uneori mai largă a micei, pînă la formele normale de muscovit. În ambele cazuri, prezența piritei duce la formarea limonitului.

Aglomeratele riolitice sînt constituite din materialul descris mai sus. Fragmentele au conture neregulat-angulare și dimensiuni de 10—20 cm diametru. Ele sînt, de obicei, cimentate cu silice.

ROCELE TRAHITICE

Rocele trahitice se prezintă ca lave, aglomerate și brecii.

Lavele trahitice (pl. I, fig. 3 și 4). Aspectul macroscopic al rocei este caracterizat prin dimensiunile reduse ale fenocristalelor, care fac ca structura porfirică să fie puțin pronunțată. Coloarea pastei este cenușie-violacee iar fenocristalele sînt albe, așa încît textura fluidală este destul de bine pusă în evidență prin diferența de coloare.

Examenul microscopic arată că singurele fenocristale ale rocei sînt cele de sanidină; ele sînt foarte abundente, cu dimensiuni de 1—2 mm. Maclele Karlsbad reprezintă modul obișnuit de prezentare a sanidinei; cei doi indivizi pot să aibă dimensiuni apropiate, dar pot fi și inegal dezvoltați. În majoritatea cristalelor se constată incluziuni de sticlă. Clivajele sînt greu vizibile. Sanidina a fost identificată prin valoarea mică a unghiului axelor optice (nu a putut fi măsurat), caracterul optic negativ și valorile $n_g = 1{,}524$, $n_p = 1{,}518$ [1]), care conduc la o birefringență $n_g - n_p = 0{,}06$.

Toate cristalele de sanidină prezintă o microstructură caracteristică (pl.II, fig. 1 și 2). Ele se dovedesc a nu fi omogene, ci alcătuite din elemente prismatice sau ușor lamelare, cu dimensiuni de ordinul sutimii de milimetru; în funcție de dezvoltarea acestora, aspectul general poate fi aproape în «tablă de șah».

[1]) Valorile refringenței au fost, aici ca și în toate celelalte determinări, obținute prin metoda dublei variații, folosind o masă de încălzire cu înregistrare a temperaturii cu termometru cu mercur, iar ca sursă luminoasă o lampă cu vapori de Hg care, cu ajutorul unor filtre adecvate, furniza radiațiile monocromatice G 430 μμ, E 527μμ, C 656μμ, și o lampă cu vapori de Na pentru radiația D 589 μμ.

Institutul Geologic al României

Aceste elemente se evidențiază numai prin ușoara variație a colorilor de birefringență, datorită orientării lor diferite.

Cu totul subordonat, pot să apară cristale de plagioclazi, cu dimensiuni intermediare între cele ale fenocristalelor și cele ale microlitelor. Ele sînt constituite din puține lamele de maclă și au compoziția unui oligoclaz (cel mult 25% An).

Excepțional, se pot constata și unele conture de amfiboli, umplute cu limonit; acest aspect se întîlnește și în rocele complet proaspete, așa încît el este anterior celorlalte procese de transformare a rocei.

Compoziția mineralogică cantitativă și dimensiunile mineralelor

Componentul	Limite ale participării %	Dimensiuni în mm
Sanidină	30,5—38,2	1/0,4—2/0,8
Feldspat plagioclaz	1—3,8	0,8/0,3
Pastă	60,6—65,3	

Pasta este formată din microlite de sanidină prinse într-o masă de sticlă; participarea acestor doi constituenți la alcătuirea pastei este variabilă. Microlitele au dimensiuni foarte mici, care nu permit executarea unor măsurători de constante optice.

Atît fenocristalele cît și microlitele se dispun într-o foarte evidentă textură fluidală (pl. I, fig. 3 și 4).

Trahit (Dealul Tarda — Seini)

Analiza chimică

SiO_2	59,72
Al_2O_3	21,34
Fe_2O_3	1,66
FeO	0,76
MnO	0,03
MgO	0,55
CaO	0,31
Na_2O	0,92
K_2O	12,02
H_2O^-	0,35
H_2O^+	1,72
TiO_2	0,50
P_2O_5	0,11
SO_3	0,09
Suma	100,08

Integrarea

Sanidină	32,3%
Feldspat plagioclaz	2,1%
Pastă	65,6%

Normele Niggli

Baza		Katanorma-standard	
Kp	43,6	Or	72,7
Ne	5,3	Ab	8,8
Cal	0,9	An	1,5
Sp	2,4	Cord	4,4
Hz	1,9	FeCord	3,6
C	4,4	Sill	6,7
Fs	1,8	Hm	1,2
Ru	0,3	Ru	0,3
Q	39,4	Q	0,8

Valorile Niggli

si	248	k	0,88
al	52	mg	0,30
fm	11		
c	1		
alk	36		

Institutul Geologic al României

Rocele trahitice au o compoziție chimică cu totul neobișnuită; în literatură nu a fost găsită nici o altă analiză chimică cu care să poată fi comparată (cu excepția rocelor asemănătoare din această regiune). Ele prezintă cel puțin trei trăsături caracteristice esențiale:

1. Conținutul redus de silice, care se plasează la limita inferioară a aciditătii trahitelor;

2. Conținutul ridicat de Al_2O_3, care atinge valorile cele mai mari ce se întîlnesc în rocele vulcanice;

3. Raportul $K_2O : Na_2O$, care ajunge la valori «enorme»; aceste valori sînt determinate atît de abundența potasiului cît și de redusa prezență a sodiului.

Trebuie remarcat faptul că, în timp ce primul caracter nu a putut fi căpătat decît în cursul procesului primar de consolidare, celelalte două pot să fi fost cîștigate în cadrul unor procese secundare; această idee va fi dezvoltată însă în cursul unor capitole următoare.

Aspectul normal al trahitului reprezintă aproape o excepție; de cele mai multe ori roca se prezintă silicifiată și impregnată cu hidroxizi de fer. Impregnarea cu hidroxizi de fer este mai evidentă în aspectul macroscopic, în timp ce silicifierea nu se poate constata, în cele mai multe cazuri, decît în cadrul examenului microscopic. Pigmentarea cu limonit dă rocei aspecte variate; coloarea este galbenă deschisă, uneori pînă la brună.

Primele etape ale procesului de silicifiere se manifestă prin prezența diaclazelor — mai mult sau mai puțin numeroase, de obicei largi — în care cuarțul se dezvoltă în cristale cu dimensiuni mari. Din aceste vinișoare, cuarțul se îndreaptă apoi în deosebi spre fenocristalele de sanidină, pe care ajunge să le înlocuiască complet. Cu cît circulația soluțiilor a fost mai intensă, cu atît diaclazele formează o rețea mai deasă, iar cuarțul apare în elemente cu dimensiuni mai mici, prezentînd tendința de a se localiza în pastă. Se ajunge, în felul acesta, la etape avansate ale silicifierii, caracterizate prin prezența unei mase de cuarț mărunt cristalizat, în mijlocul căreia fenocristalele își mai pot păstra, parțial, aspectul inițial.

Hidroxizii de fer însoțesc totdeauna venirea silicei. Ei pigmentează în deosebi pasta, alcătuind numai coroane în jurul fenocristalelor. Hidroxizii și oxizii de fer se prezintă de obicei ca limonit, dar pot adopta și forma de oligist.

Cel mai adesea, rocele trahitice apar fragmentate; ele se prezintă ca aglomerări de elemente cu dimensiuni de la cîțiva milimetri pînă la zeci de centimetri, cimentate cu silice și puternic impregnate cu oxizi și hidroxizi de fer. Rocele pot fi foarte compacte sau ușor vacuolare. Aspectele macroscopice nu lasă totdeauna să se întrevadă caracterul lor de aglomerat sau de brecie, și,

Institutul Geologic al României

inițial, noi le-am considerat împreună. Cum ele s-au dovedit, ulterior, a acoperi suprafețe foarte mari, nici una din aceste interpretări nu a putut fi considerată ca suficientă; în cazul considerării lor ca aglomerate trebuia arătată existența unor aparate vulcanice capabile să le producă — ori aparatele trahitelor sînt de mici dimensiuni — iar interpretarea lor ca brecii de explozie trebuia exclusă tot din cauza suprafețelor mari, neputînd fi imaginate centre de explozie atît de numeroase.

Această impresie, privind coexistența aglomeratelor și breciilor în cadrul rocelor fragmentare, am putut să o sprijinim apoi cu unele observații microscopice; din examinarea unui însemnat număr de preparate, am ajuns să conturăm, prin suficiente caractere specifice, atît aglomeratele cît și breciile trahitice.

Aglomeratele trahitice (pl. II, fig. 3 și 4; pl. III, fig. 1) sînt constituite din fragmente echidimensionale, cu conture subcirculare în secțiune, cu diametrul în jurul a 10 mm sau pînă la 20 mm; fragmentele sînt foarte asemănătoare între ele din punct de vedere al dimensiunilor. Aspectul general este acela al unui mozaic ușor poros, colorat în tonuri brune și roșcate datorită hidroxizilor de fer. Fragmentele sînt constituite fie dintr-un cristal izolat, fie, cel mai adesea, din porțiuni de rocă cuprinzînd și pastă. Cimentarea lor se face prin silice, care nu formează însă niciodată o masă larg dezvoltată, ci numai pelicule subțiri în jurul fiecărui element, numai atît cît este necesar pentru a le lega între ele; în felul acesta, între fragmente rămîn spații libere, de obicei de mici dimensiuni. Silicea este totdeauna bine cristalizată în mici granule de cuarț.

Breciile de explozie (pl. III, fig. 2) sînt alcătuite din elemente cu forme și dimensiuni mai variate; acest caracter nu este însă totdeauna evident, deoarece o silicifiere mai intensă reușește adesea să șteargă vechile conture, omogenizînd întreaga masă. Roca nu prezintă spații libere ci este foarte compactă.

În examenul microscopic se constată că aspectul de silicifiere este mai pregnant decît cel de fragmentare. Silicea, în mai mare cantitate decît în cazul aglomeratelor, a ocupat toate spațiile dintre fragmente, pătrunzînd chiar și în interiorul acestora; ea se prezintă atît sub formă de cuarț cît și în forme amorfe și criptocristaline.

Uneori, atît în cazul aglomeratelor cît și al breciilor, silicea poate să fie în cantitate atît de mare încît, depășindu-și rolul de liant, să determine formarea de calcedonie și opal în fragmente cu dimensiuni mari; în asemenea cazuri, așa ca pe creasta dintre Vf. Pleșa și Poiana Mesteacănului, calcedonia poate să aibă structuri complexe, determinate de numeroasele pături care o constituie.

Institutul Geologic al României

În separarea aglomeratelor de breciile de explozie am considerat, așa cum s-a văzut, forma și omogenitatea dimensiunilor elementelor componente; pe lîngă aceasta însă, considerînd ca mai probabilă existența unor cantități mari de silice în imediata vecinătate a aparatului eruptiv decît la distanțe mari, precum și faptul că condițiile de răcire trebuie să fi fost mai favorabile cristalizării în masa aglomeratelor decît în interiorul însăși al coșului vulcanic, am introdus și aceste elemente în conturarea celor două tipuri de roce.

DACITUL DE TIP ȘINDILEU

Dacitul de tip Șindileu (pl. III, fig. 3 și 4) este o rocă cu aspecte variate, dar foarte caracteristice. Roca normală a fost supusă unui proces de brecifiere și impregnare cu silice și hidroxizi de fer, care au determinat schimbări de coloare, de structură, de textură și chiar de compoziție mineralogică.

În aspectul normal, roca este de coloare neagră intens, foarte compactă, cu spărtură concoidală; pe fondul negru al pastei, fenocristalele de plagioclaz, albe și cu dimensiuni mari, se dispun într-o evidentă textură fluidală. Păstrînd aceeași înfățișare generală, roca poate să aibă pasta divers colorată, datorită impregnării cu hidroxizi de fer și cu silice; masa fundamentală poate să aibă colori galben deschis, galben-brun, roșu-brun, roșu intens. În aceste situații, pasta rocei este complet sticloasă sau ușor criptocristalină; ea nu prezintă decît ușoare separații, care-i dau un vag aspect granular (pl. IV, fig. 1). Feldspații plagioclazi sînt, în majoritatea cazurilor, singurele fenocristale ale rocei; excepțional de rar, pot să apară cristale de hipersten și de cuarț.

Cristalele de feldspat sînt prismatice, cu conture idiomorfe; în unele cazuri însă, ele se prezintă numai ca fragmente. Au totdeauna structură zonară, dar în aspecte care îi separă net de feldspații din alte roce; zonele sînt puțin numeroase și nu se pot individualiza, deoarece trecerea de la nucleul cristalului pînă la periferie se face totdeauna în mod continuu. Variația de compoziție are loc între 25 % An și 55 % An, de cele mai multe ori numai între 25 % An și 35 % An. Recurențele de compoziție constituie un fenomen rar, necaracteristic acestor cristale; chiar în cazul existenței lor, aspectul de variație într-un singur sens al compoziției este prea puțin modificat.

Compoziția mineralogică cantitativă și dimensiunile mineralelor

Componentul	Limite ale participării %	Dimensiuni în mm
Feldspat plagioclaz	25—33	4/2; 5/2
Hipersten	0—1,5	1/0,3
Cuarț	0—1,0	0,6
Pastă	65—75	

Institutul Geologic al României

Pentru obținerea unor indicații privind compoziția de ansamblu a fiecărui cristal de feldspat plagioclaz, indiferent de variația din cadrul structurilor zonare, s-a utilizat procedeul indicat de W. FOSTER (19); cristale separate din rocă au fost pulverizate, iar pulberea transformată în sticlă, prin topire în arcul voltaic. Determinarea refringenței acestei sticle permite, utilizînd curbe construite anterior de E. LARSEN, stabilirea participării anortitului în compoziția sa, cu aproximație de 0,5 % An. Determinările executate pe cristale din roce din Vf. Șindileu și din V. Cicîrlăului, au dat următoarele rezultate:

Roce din Vf. Șindileu
1. *a)* $n_{sticlă} = 1{,}523$ 40% An
1. *b)* $n_{sticlă} = 1{,}526$ 45% An
2. *a)* $n_{sticlă} = 1{,}520$ 33% An
2. *b)* $n_{sticlă} = 1{,}522$ 38% An

Rocă din V. Cicîrlăului $n_{sticlă} = 1{,}530$ 48% An

Dacit de tip Șindileu (valea Cicîrlăului, filon)

Analiza chimică		Normele Niggli			
		Baza		Katanorma-standard	
SiO_2	61,07	Kp	9,1	Or	15,1
Al_2O_3	17,65	Ne	13,4	Ab	22,1
Fe_2O_3	1,82	Cal	13,1	An	21,6
FeO	3,15	Sp	6,9	Cord	12,4
MnO	0,05	Fs	2,0	Hy	4,2
MgO	1,50	Fa	3,9	Mt	3,0
CaO	4,34	Ru	0,4	Ru	0,4
Na_2O	2,35	Q	51,2	Q	21,2
K_2O	2,43				
H_2O^-	1,06	Valorile Niggli			
H_2O^+	3,26	si	245	k	0,45
TiO_2	0,61	al	42	mg	0,36
P_2O_5	0,17	fm	25		
SO_3	0,47	c	18		
Suma	99,93	alk	15		

Integrarea

Feldspat plagioclaz	27,6%
Hipersten	0,9%
Cuarț	1,0%
Pasta	70,5%

Tip de magmă: granodioritic

Compoziția plagioclazilor An %:

a) 50—40

b) 55—38

c) 55—36

Compoziția de ansamblu:

$n_{sticlă} = 1{,}530$ 48% An

Breciile de explozie (pl. IV, fig. 2 și 3). De cele mai multe ori, dacitul de tip Șindileu a fost puternic fragmentat și cimentat apoi cu silice. Elementele sînt de dimensiuni variabile, de la cîțiva milimetri pînă la blocuri de cîțiva metri cubi; se înțelege că, în felul acesta, se nasc mai multe aspecte ale rocei. În majoritatea cazurilor, rocele au înfățișarea unui mozaic, mai fin sau mai grosier.

Institutul Geologic al României

Cimentarea fragmentelor se face cu diverse forme de silice. Procesul are multe trăsături comune cu acela descris la rocele trahitice; se pot deosebi mai multe momente intermediare în cursul silicifierii, caracterizate atît prin cantitatea de silice venită și prin frecvența și dimensiunile spațiilor libere rămase, cît și prin forma de cuarț, calcedonie sau opal, sub care se prezintă silicea. Pentru unele aspecte, este foarte caracteristică prezența calcedoniei de coloare roșie, care poate să apară în mare cantitate; formele clare, transparente, de opal sînt mai rare. În toate cazurile, odată cu bioxidul de siliciu, pătrund în rocă și hidroxizi de fer din abundență; aceasta face ca totdeauna, indiferent de alte caractere ale lor, breciile să fie de coloare roșie în diverse nuanțe.

ANDEZITUL CUARȚIFER DE TIP PISCUIATUL

Andezitul cuarțifer de tip Piscuiatul (pl. V, fig. 1) se prezintă, în majoritatea cazurilor, complet proaspăt; în cele două puncte principale de apariție, Vf. Piscuiatul și Vf. Arșița Mică, roca prezintă aspecte ușor deosebite.

În zona Vf. Piscuiatul andezitul este de coloare neagră, cu fenocristale foarte puțin evidente, ca urmare a faptului că feldspații, proaspeți, sînt translucizi, iar cuarțul este foarte rar. În Vf. Arșița Mică, roca este de coloare cenușie închisă; feldspații sînt bine vizibili, în cristale prismatice de 7—8 mm lungime. În ambele cazuri nu sînt vizibile, macroscopic, elemente melanocrate.

Fenocristalele de plagioclaz prezintă, în mod regulat, structură zonară; aceasta este însă, în general, simplă, cu zone nu prea numeroase și cu rare fenomene de recurență. Compoziția majorității cristalelor este cuprinsă între 40% An și 50 %An; în cristalele zonate însă, părțile centrale pot să atingă 65 % An, în timp ce cele periferice ajung la numai 35 % An. Iată cum se prezintă variația compoziției la cîteva cristale, cu zone mai bine distincte (de la centru spre exterior, în An %):

60—52—38 56—49—54—46—48—40
55—48—42—40 52—47—45—47—42
55—44—38

Determinarea compoziției de ansamblu a unor cristale din roce provenind din Vf. Arșița Mică a arătat, deasemeni, compoziții foarte anortitice (vezi mai departe).

Cuarțul apare destul de rar ca fenocristale; acestea sînt, de cele mai multe ori, fragmente, cu evidente conture de coroziune.

Elementele melanocrate sînt reprezentate prin hipersten, care are însă o dezvoltare foarte redusă; el nu formează decît rareori fenocristale de talie obișnuită, în majoritatea cazurilor avînd dimensiuni intermediare între fenocristale și microlite. În afară de hipersten, se întîlnesc cu regularitate conture de elemente

Institutul Geologic al României

melanocrate resorbite; este vorba de conture de piroxen, mai mult sau mai puțin umplute cu oxizi de fer.

Compoziția mineralogică cantitativă și dimensiunile mineralelor

Componentul	Limite ale participării %	Dimensiuni în mm
Feldspat plagioclaz	22,3—30,6	1,5/0,8—3/2 0,6/0,3 0,5/0,2
Cuarț	1,2—2,5	1
Hipersten	2,1—3,4	0,4/0,2—0,6/0,2
Elemente resorbite	2,4—3,7	0,4/0,2—1,2/0,8
Pasta	60,8—65,3	

Pasta este constituită din sticlă, microlite de feldspat, hipersten și puține granule opace; adesea, microlitele sînt ordonate într-o textură fluidală, vizibilă numai microscopic.

Andezit cuarțifer de tip Piscuiatul (Vf. Arșița Mică)

Analiza chimică

SiO_2	56,90
Al_2O_3	17,07
Fe_2O_3	8,02
FeO	—
MnO	urme
MgO	3,00
CaO	9,12
Na_2O	2,88
K_2O	0,52
H_2O^-	0,15
H_2O^+	1,35
TiO_2	0,78
P_2O_5	0,25
SO_3	0,16
Suma	100,20

Normele Niggli

Baza		Katanorma-standard	
Kp	1,7	Or	3,9
Ne	16,1	Ab	26,9
Cal	20,1	An	33,5
Cs	3,6	Wo	4,8
Fo	6,4	En	8,5
Fs	8,6	Hm	5,8
Ru	0,5	Ru	0,5
Q	43,0	Q	16,1

Valorile Niggli

si	170	k	0,10
al	30	mg	0,42
fm	32		
c	29		
alk	9		

Integrarea

Feldspat plagioclaz	25,2%
Cuarț	1,3%
Hipersten	2,5%
Elemente rezorbite	3,0%
Pastă	68,0%

Tip de magmă: peléeitic

Compoziția plagioclazilor An %:

a) 60—54—50

b) 55—44

Compoziția de ansamblu:

$n_{sticlă}$ = 1,531 50% An

$n_{sticlă}$ = 1,532 52% An

$n_{sticlă}$ = 1,538 60% An

Institutul Geologic al României

Aglomeratele andezitice de tip Piscuiatul sînt constituite din materialul petrografic descris mai sus. Fragmente, cu diametrul variind între 1 cm și zeci de centimetri, sînt legate printr-un ciment cineritic destul de larg dezvoltat; conturele lor sînt, de cele mai multe ori, angulare. Masa cineritică este, în foarte multe cazuri, caolinizată. Coloarea rocei este, din această cauză, neomogenă cuprinzînd porțiuni cenușii închise pînă la negre și porțiuni cenușii deschise, albicioase.

Lapillii andezitici alcătuiesc o masă ușor friabilă, de coloare cenușie, elementele în tonuri închise, liantul în tonuri foarte deschise. Elementele constituente sînt rotunjite și au diametre de ordinul milimetrilor, în general foarte asemănătoare între ele. Ele sînt cimentate, destul de slab, cu o cenușă foarte fină, care, în preparate microscopice, se dovedește complet amorfă. Elementele componente reprezintă porțiuni din masa andezitului cuarțifer; periferia lor nu este decît foarte puțin afectată de alterare.

ANDEZITUL BAZALTOID

Andezitul piroxenic bazaltoid este totdeauna proaspăt, cu același aspect pe mari suprafețe de teren. Roca este de coloare neagră închisă, uneori în tonuri violacee metalice, foarte compactă, cu spărtură concoidală. Structura porfirică este puțin evidentă, datorită faptului că fenocristalele, feldspații și piroxenii, sînt greu vizibili: primii sînt translucizi, ceilalți de coloare neagră.

Feldspații plagioclazi, piroxenii rombici și cei monoclinici constituie fenocristalele rocei; primele două grupe de minerale ne-au reținut în mod deosebit atenția, atît prin faptul că reprezintă elemente caracteristice pentru rocă, cît și pentru că se pretează la determinări de detaliu.

Feldspații plagioclazi apar în cristale scurt prismatice, în majoritatea cazurilor complete, mai rar numai ca fragmente. Prezintă totdeauna structuri zonare cu aspecte variate (pl. V, fig. 4.), foarte caracteristice pentru rocă. Asupra variației compoziției în diversele zone ale unui aceluiași cristal ne-am oprit în special, reușind să punem în evidență cîteva aspecte deosebite ale acestora (65). Deoarece în această problemă ne interesa mai ales raportul dintre compoziția diverselor zone, și mai puțin valoarea absolută a acesteia, am ales metode de determinare cu o limită a erorii ceva mai ridicată, dar cu o largă aplicabilitate și rapidă execuție: metoda zonelor (RITTMANN) și metoda unghiului de iluminare comună în cristalele zonate maclate albit. Rezultatele obținute ne-au permis să grupăm cristalele, și prin aceasta și rocele cărora le aparțineau, în patru categorii.

Într-o primă serie de roce, fenocristalele de plagioclazi sînt alcătuite dintr-un nucleu mai dezvoltat și cîteva zone periferice, puține la număr. Variația

Institutul Geologic al României

compoziției se desfășoară într-un singur sens, cu foarte rare recurențe (fig. 1). În ultimul moment al evoluției compoziției magmei apar microlitele, cu cel mai scăzut procent de An. În ansamblu, variația compoziției se desfășoară în cadrul a 20—25 % An.

În alte roce, plagioclazii sînt constituiți din numeroase zone, largi sau înguste, în care compozițiile se repetă în mod periodic; deși trăsătura lor principală este caracterul de recurență, în ansamblu se constată totuși și o ușoară tendință de trecere spre compoziții mai albitice. Variația compoziției zonelor unui aceluiași cristal nu depășește 20 %, dar, în ansamblul rocei, ajunge la 35 %. Compoziția microlitelor, accentuat variabilă, se încadrează în limitele valabile și pentru zonele fenocristalelor (fig. 2).

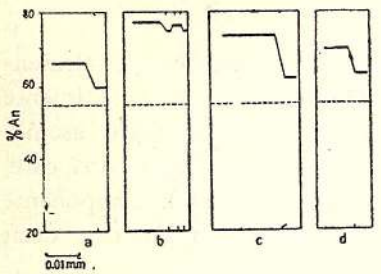


Fig. 1. — Reprezentarea cristalelor din grupul I de roce. Linia întreruptă reprezintă compoziția microlitelor.

Într-o a treia serie de roce, au fost puse în evidență relații mai complexe, caracterizate prin prezența a două tipuri de fenocristale, cu evoluții inițiale deosebite. Fenocristalele, cu slabă structură zonară sau cu recurențe numeroase, avînd tendință generală de trecere spre acid sau spre bazic, prezintă o ultimă zonă cu compoziție apropiată de aceea a microlitelor (fig. 3); acestea din urmă au o compoziție bine delimitată, deosebită de aceea a tuturor zonelor fenocristalelor (cu excepția zonei periferice). Aceste aspecte sugerează ajungerea, la un moment dat, a fenocristalelor în condițiile de compoziție a magmei reflectate de microlite — deosebite de cele în care se dezvoltaseră inițial — și încercarea de a se adapta la ele.

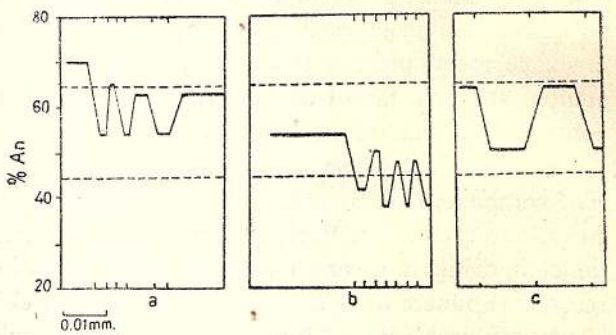


Fig. 2. — Reprezentarea cristalelor din grupul II de roce. Spațiul determinat de cele două linii întrerupte indică limitele de variație a compoziției microlitelor.

Alteori, cele două categorii de material arată a nu fi convietuit timp suficient pentru a se stabili un echilibru. O asemenea situație este reprezentată în fig. 4. Într-o aceeași rocă au fost găsite cristale fără structură zonară prea dezvoltată, cu compoziție de 45—70 % An, și cristale cu zone numeroase, cu recurențe de compoziție între 55 și 68 % An și cu conturele foarte corodate (pl. V, fig. 4).

Institutul Geologic al României

Aceste aspecte sugerează un caracter allohton, pentru cristalele zonate, în magma din care s-a consolidat roca.

Pentru a obține date mai exacte asupra compoziției feldspaților plagioclazi, s-au executat o primă serie de determinări prin considerarea poziției relative a elementelor optice în lamelele de maclă (KÖHLER). Această metodă este însă dificil de utilizat în cazul cristalelor zonate, așa încît rezultatele obținute privesc numai cazurile în care ea a putut fi aplicată. Determinările executate au condus la valori minime de 40 % An și valori maxime de 72% An.

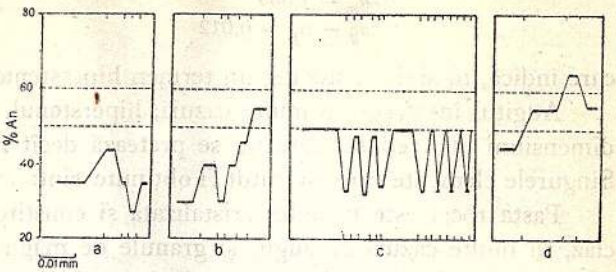


Fig. 3. — Reprezentarea cristalelor din grupul III de roce. Spațiul determinat de cele două linii întrerupte indică limita de variație a compoziției microlitelor.

În cadrul unui aceluiași cristal au fost constatate variații cuprinse între:

40% An — 61% An	54% An — 73% An
42% An — 67% An	50% An — 65% An
45% An — 56% An	55% An — 68% An

iar în cadrul aceluiași eșantion au fost, aproape totdeauna, atinse limitele maxime ale variației compoziției.

Determinările de compoziție globală a unui cristal, prin determinarea refringenței sticlei sale, au dat următoarele rezultate, în diverse eșantioane:

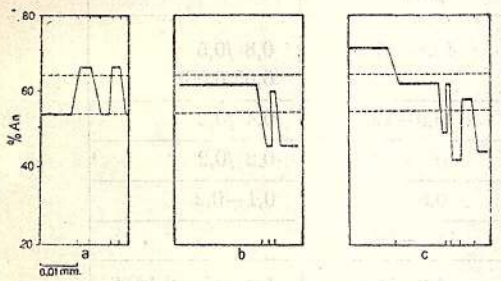


Fig. 4. — Cristale zonate de două tipuri (*a* și *b* + *c*) într-o aceeași rocă. Spațiul determinat de cele două linii întrerupte indică limita de variație a compoziției microlitelor.

A	*a)*	$n_{sticlă} = 1{,}539$	60% An
	b)	$n_{sticlă} = 1{,}542$	64% An
B	*a)*	$n_{sticlă} = 1{,}540$	61% An
	b)	$n_{sticlă} = 1{,}544$	65% An
C	*a)*	$n_{sticlă} = 1{,}542$	64% An
	b)	$n_{sticlă} = 1{,}545$	67% An

Determinări ale compoziției plagioclazilor au fost executate și de E. STOICOVICI (79), care a constatat, deasemeni, participarea importantă a anortitului. În roce din D. Comșa, fundul văii Cicîrlăului și partea inferioară a văii Ilbei au fost determinate compoziții de, respectiv, 80—87% An, 70—76% An, 68—80% An.

Institutul Geologic al României

Piroxenul rombic apare în cristale prismatice de 2—3 mm lungime; este, în preparate microscopice, de coloare roz pal și ușor pleocroic. Măsurarea constantelor optice a dat următoarele rezultate:

$n_p = 1{,}681$ calculat: $n_g = 1{,}693$
$n_m = 1{,}688$
$n_g - n_p = 0{,}012$

care indică, în seria enstenite, un termen hiperstenic cu cca 20% $FeSiO_3$.

Augitul însoțește, în multe cazuri, hiperstenul. El se prezintă în cristale cu dimensiuni mai reduse, care nu se pretează decît rareori la determinări exacte. Singurele elemente care au putut fi obținute sînt: $c:n_g = 41°$ și $n_g - n_p = 0{,}032$.

Pasta rocei este complet cristalizată și constituită din microlite de plagioclaz, în multe cazuri de augit, și granule de magnetit. Microlitele sînt aproape totdeauna de dimensiuni care permit determinarea compoziției lor prin metodele care folosesc unghiurile de extincție. Uneori, elementele pastei se dispun mai mult sau mai puțin ordonat, fără a ajunge însă să determine texturi fluidale propriu-zise.

Dimensiunile elementelor și participarea lor la alcătuirea rocei variază în limite destul de largi; se pot separa chiar, din acest punct de vedere, două aspecte deosebite ale rocei. În unele cazuri, dimensiunile fenocristalelor sînt reduse, dar participarea lor la alcătuirea rocelor este aproape egală cu aceea a pastei. În alte cazuri, fenocristalele au dimensiuni mai mari și variabile, dar iau parte numai în proporție de 1: 4 la alcătuirea rocei.

Compoziția mineralogică cantitativă și dimensiunile mineralelor

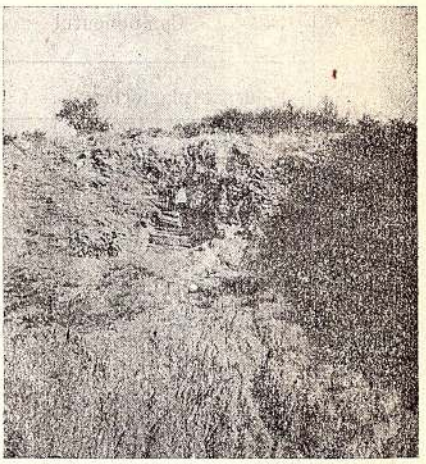
	Componentul	Limite ale participării %	Dimensiuni în mm
I	Feldspat placioclaz; microlite	40,8—49,5	0,8 /0,5 0,05/0,002
	Hipersten	5,9—12,2	0,4 /0,2
	Augit	0 — 3,3	0,2 /0,2
	Minereu	0,8	0,1—0,2
	Pastă	48 —56	
II	Feldspat plagioclaz; microlite	24,8—30,1	1,2 /0,5—2,1/0,8 0,05/0,002
	Hipersten	3,8 — 4,2	0,4 /0,2—2,5/0,6
	Augit	0 — 3,3	0,2 /0,2
	Minereu	0,8	0,1—0,2
	Pastă	61,2—75,0	

Institutul Geologic al României

Uneori, elementele melanocrate formează separații în masa rocei, în cadrul cărora sînt acumulate cristale de mici dimensiuni; asemenea separații nu sînt niciodată vizibile cu ochiul liber, deși diametrul lor poate atinge 10 mm.

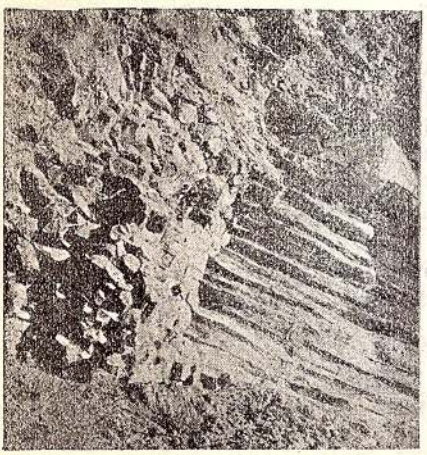
În cadrul diverselor apariții de andezite bazaltoide, s-au putut deosebi două moduri speciale de prezentare: lavele poroase și separațiile în coloane. Ambele aspecte apar pe suprafețe reduse și strict delimitate: primul pe marginea sudică a pînzei de lave andezitice dintre V. Ilbei și V. Cicîrlăului, al doilea, la vest de gura văii Ilbei la confluența acesteia cu V. Porcului și în V. Nistrului.

În toate carierele din V. Ilbei și V. Porcului, în vecinătatea localității Ilba, ca și în cel mai sudic dyk din V. Nistrului, se constată că andezitele bazaltoide prezintă separații în formă de coloane (fig. 5 și 6); aceastea sînt prismatice, de 1—3 m lungime, 15—20 cm diametru, cu secțiune hexagonală sau aproape hexagonală. Ele sînt dispuse în fascicole, uneori accentuat divergente, orientate perpendicular sau sub un unghi oarecare față de suprafața corpului magmatic. În V. Nistrului, frontul carierii,

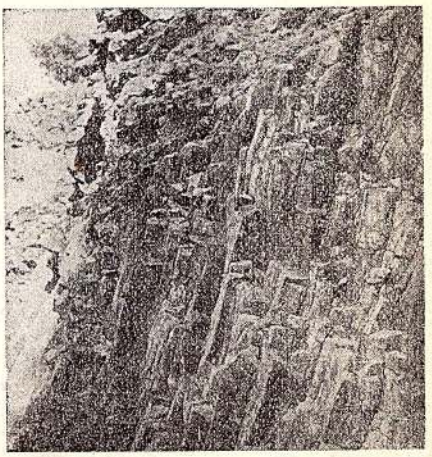


Clișeu S. Seiceanu

Fig. 5. — Carieră în andezite bazaltoide cu separații în coloane (la W de satul Ilba).



Clișeu S. Seiceanu



Clișeu S. Seiceanu

Fig. 6. — Separații în formă de coloane în cariera de la SW de satul Ilba.

Institutul Geologic al României

înalt de cca 30 m, lasă să se vadă marea dezvoltare în profunzime a acestor formațiuni. Examenul microscopic nu arată nici un caracter deosebit al acestor roce.

În aspectele vacuolare (pl. V, fig. 3), andezitul bazaltoid își păstrează coloarea neagră dar pe pereții vacuolelor se dezvoltă în mod obișnuit oxizi de fer bruni. Componenții mineralogici rămîn aceiași, dar participarea lor este ușor deosebită:

Componentul	Limite ale participării%	Dimensiuni în mm
Feldspat plagioclaz	18,3—25,1	0,4/1,6
Piroxen	9,3—12,5	0,2/1,5
Sticlă	48,0—58,5	
Vacuole	15,5—18,0	0,4—3

Andezit bazaltoid cu hipersten și augit (cursul inferior al văii Bocii)

Analiza chimică

SiO_2	55,03
Al_2O_3	14,23
Fe_2O_3	6,17
FeO	2,62
MnO	0,89
MgO	3,70
CaO	8,65
Na_2O	2,90
K_2O	1,05
H_2O^-	0,52
H_2O+	2,03
TiO_2	1,80
P_2O_5	0,20
SO_3	0,25
Suma	100.04

Normele Niggli

Baza		Katanorma— standard	
Kp	3,9	Or	6,3
Ne	16,5	Ab	26,2
Cal	14,4	An	24,0
Cs	6,1	En	10,7
Fs	6,5	Hy	1,5
Fo	8,1	Wo	7,9
Fa	4,4	Mt	9,7
Ru	1,4	Ru	1,4
Q	38,7	Q	12,3

Valorile Niggli

si	161	k	0,19
al	25	mg	0,42
fm	38		
c	27		
alk	10		

Tip de magmă: normal dioritic

Compoziția de ansamblu a cristalelor de feldspat plagioclaz:

Integrarea	
Feldspat plagioclaz	26,2%
Hipersten	4,0%
Augit	1,8%
Magnetit	0,8%
Pastă	67,2%

a) $n_{sticlă} = 1,539$ 60% An

b) $n_{sticlă} = 1,542$ 64% An

Institutul Geologic al României

Compoziția mineralogică — în cadrul căreia trebuie subliniată prezența feldspaților foarte bazici — structura și textura, prezența separațiilor în formă de coloane, ca și compoziția chimică a acestor roce le dau cîteva trăsături caracteristice, sensibil deosebite de acelea ale andezitelor normale. Andezitele piroxenice reprezintă un material cu și mai pregnante caractere de bazicitate decît andezitul propilitic. Analiza de mai sus se referă la una din rocele cu caractere intermediare, care sînt, în realitate, și cele mai frecvente; dar, așa cum se poate constata din tabelul de analize chimice din partea a II-a, cap. 2, participarea SiO_2 poate să scadă pînă la 50,52%. Față de valoarea medie 60% pentru SiO_2 în andezite, această situație reprezintă o evidentă asemănare cu rocele bazaltice, care, chiar atunci cînd conțin olivină, pot avea 54% SiO_2, iar fără olivină ating 56—57% SiO_2; andezitele piroxenice se plasează deci în limita acidității bazaltelor, în vecinătatea valorii superioare a acesteia.

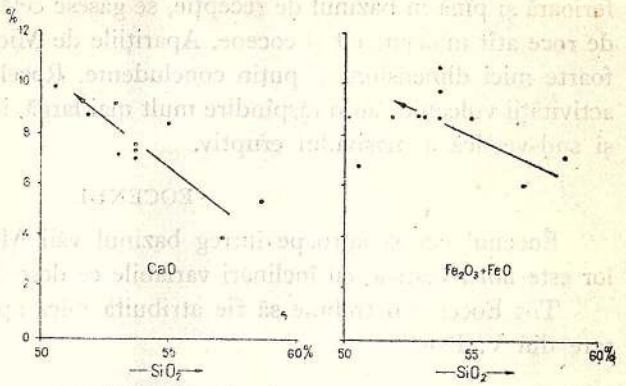


Fig. 7. — Variația conținutului de CaO și Fe_2O_3+FeO în cadrul andezitelor bazaltoide.

Calciul este al doilea principal constituent a cărui participare depășește cadrul obișnuit al rocelor andezitice; valori de 8,05 % și 9,87% CaO sînt excepționale pentru andezite, normale pentru bazalte. La fel se prezintă suma Fe_2O_3 + FeO. Această situație este tot atît de evidentă și în considerarea valorilor Niggli.

Toate aceste considerații ni se par suficiente pentru justificarea calificativului «bazaltoid», cu care am socotit necesar să conturăm mai exact aspectele și proprietățile acestor roce.

În masa rocelor bazaltoide se găsesc, probabil, și forme pur bazaltice, așa cum arată de altfel analizele chimice; ele nu pot fi separate însă cartografic, fiind legate prin treceri continue de masa rocelor bazaltoide. Asemenea forme se găsesc pe proeminențe ale reliefului (roca cu 50,52% SiO_2 din Vf. Sărmașul Mare, roca cu olivină din Vf. Pietrosul), dovedindu-se a fi produsele cele mai noi.

Considerarea variației participării unor oxizi ca Fe_2O_3 + FeO și CaO, în cadrul compoziției andezitelor piroxenice bazaltoide, arată o evidentă tendință de acumulare a acestora, de trecere spre forme bazaltice (fig. 7); această problemă, a terminării activității vulcanice prin forme bazaltice, o vom examina însă într-un capitol următor.

Institutul Geologic al României

3. DESCRIEREA HĂRŢII

ROCELE SEDIMENTARE

Prezența rocelor sedimentare, care constituie fundamentul regiunii, este restrînsă, aproape strict, la regiunea văii Ilbei. Aici, începînd din partea sa inferioară și pînă în bazinul de recepție, se găsesc cele mai mari suprafețe acoperite de roce atît miocene cît și eocene. Aparițiile de Miocen din V. Nistrului sînt de foarte mici dimensiuni și puțin concludente. Rocele sedimentare contemporane activității vulcanice au o răspîndire mult mai largă, în deosebi pe marginea sudică și sud-vestică a masivului eruptiv.

EOCENUL

Eocenul ocupă aproape întreg bazinul văii Mesteacănului; direcția stratelor este nord-vestică, cu înclinări variabile ce descriu un anticlinal.

Tot Eocenului trebuie să fie atribuită mica apariție de depozite sedimentare din V. Băii.

TORTONIANUL

Tortonianul este foarte bine deschis în cursul mijlociu al văii Ilbei și pe afluenții săi din această zonă. El este totdeauna legat de depozite piroclastice. În V. Porcului rocele tortoniene și cele piroclastice par a forma o cută anticlinală.

În V. Bocii, pe o întindere foarte redusă, de sub cinerite apar depozite sedimentare tortoniene.

SARMAȚIANUL

Rocele sarmațiene apar la marginea sudică a masivului eruptiv, între V. Nistrului și V. Cicîrlăului, constituind axul anticlinalului decelat încă de multă vreme în regiunea Tăuți—Măgheruș. Anticlinalul este vizibil spre W pînă la V. Negruței, unde se afundă sub depozitele cuaternare din bazinul Baia Mare; prezența Sarmațianului la W de V. Nistrului a fost pusă în evidență foarte recent (74). La NW de satul Ilba se găsește un mic petec de roce sarmațiene, stînd, probabil, orizontal (sau aproape orizontal) peste fundament.

Pe dealurile Tarda și Barnici se găsesc două petece de Sarmațian, în aspectul de gresii silicioase.

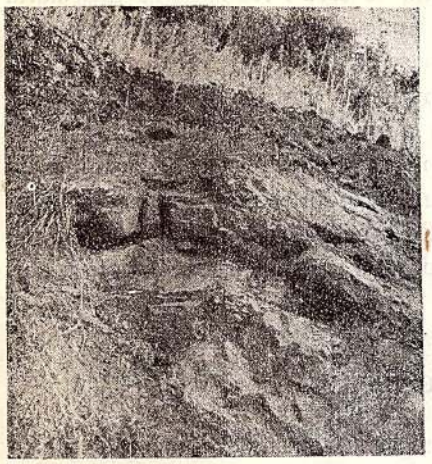
PLIOCENUL

Rocele pliocene apar pe întreaga margine sudică a masivului eruptiv și într-un singur punct pe V. Nistrului; începînd de la Ilba și pînă la Tăuți-Măgheruș, ele alcătuiesc o bandă continuă. Raporturile lor cu rocele eruptive sînt deosebite în partea estică și în cea vestică a regiunii.

Institutul Geologic al României

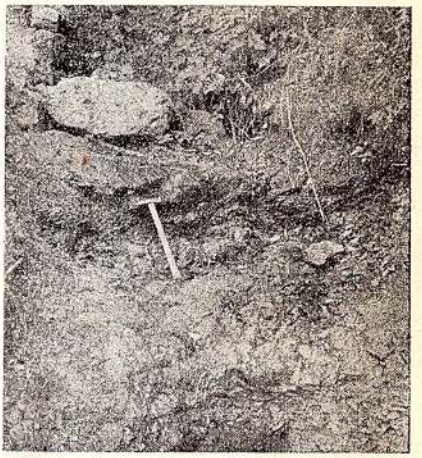
În partea vestică, raporturile andezitelor bazaltoide cu rocele pliocene sînt variabile, constatîndu-se uneori o intercalare a celor dintîi în masa celor din urmă. Aceste raporturi sînt cele mai evidente în vecinătatea satului Ilba (partea vestică), unde se constată și fenomene de contact termic în rocele pliocene (fig. 8).

În partea estică, rocele pliocene apar ca strate constituente ale anticlinalului Tăuți-Măgheruș. Pînă în zona Dealului Crucii și Dealului Viilor sînt vizi-



Clișeu S. Seiceanu

Fig. 8. — Curgere de andezit bazaltoid peste marne ponțiene, ușor metamorfozate termic (la W de satul Ilba).



Clișeu S. Seiceanu

Fig. 9. — Andezit bazaltoid încălecat peste marne ponțiene; la contact, efecte mecanice (Valea lui Taloș).

bile ambele flancuri ale acestui anticlinal, constituite din roce pliocene. De la D. Crucii spre W, pînă la V. Cicîrlăului, nu mai apare decît banda nordică de Pliocen, reprezentînd flancul nordic al anticlinalului. În toată zona în care se manifestă această structură, eruptivul încalecă peste sedimentar, de obicei pe distanțe reduse (fig. 9).

În V. Nistrului, imediat la E de Vf. Șindileu, se găsește o mică suprafață acoperită cu nisipuri pliocene, mărturie a unei mai largi dezvoltări a acestor roce în trecut.

DEPOZITELE CUATERNARE

Acestea conturează masivul în partea sa sudică, sub formă de terase și aluviuni ale bazinului Baia Mare, apar pe cele trei văi principale ca aluviuni și se găsesc ca sol în întreaga regiune.

Începînd din dreptul localității Cicîrlău spre W se poate identifica o zonă continuă de terasă, în cadrul căreia S. Seiceanu (74) separă o formațiune supe-

Institutul Geologic al României

rioară și una inferioară, dezvoltate în mod caracteristic însă numai în zona de la W de V. Nistrului.

În V. Ilbei, de la confluența cu V. Colbului spre S, aluviunile formează o zonă continuă, foarte bine dezvoltată. Pîraiele din dreapta văii, care străbat roce tortoniene și piroclastite, formează mici conuri de dejecție.

În V. Cicîrlăului zona aluvionară este mult mai puțin dezvoltată; numai pe o distanță de cca 500 m la N de V. Runcului, ea atinge o lărgime ceva mai mare. Lucrurile se prezintă ca și cum stîlpul riolitic pe care-l străbate V. Cicîrlăului ar fi determinat, prin îngustarea văii în acest punct, datorită unei mai mari rezistențe a rocelor, o aluvionare mai intensă în amonte.

În V. Nistrului, zona de aluviuni începe de la confluența cu V. Bancotei și, cu unele mici întreruperi, se continuă pînă la ieșirea văii în cîmpie.

Haldele cele mai mari se găsesc în zona coloniei Nistru, provenind de la exploatările filoanelor Sofia și Domnișoara. De dimensiuni importante sînt și haldele recente de la Ilba, de la filonul Firizan și transversala Vf. Țapului; în rest, în regiune se găsesc numeroase halde mici, în majoritate foarte vechi.

ROCELE VULCANICE

PIROCLASTITELE VECHI

Piroclastitele vechi apar, în cele mai multe cazuri, în mod evident deasupra rocelor tortoniene, în poziții normale. Ele constituie porțiunile cele mai joase ale reliefului, menținîndu-se la o altitudine scăzută, chiar cînd alcătuiesc coaste ale dealurilor. Deschiderile cele mai bune și suprafețele cele mai mari acoperite de aceste roce, se găsesc în V. Ilbei, V. Porcului și V. Zugăului. În V. Zugăului unele din aceste roce au caracter tufitic.

În V. Nistrului, în regiunea confluenței cu V. Bancotei, se găsește o altă zonă constituită din piroclastite vechi. Vîrful Piatra Mare este alcătuit din aglomerate complet silicifiate; acest aspect al rocei este foarte strict circumscris în spațiu și determină caractere morfologice specifice. La adăpostul acestei mase de roce foarte dure s-au păstrat mici zone de aglomerate și cinerite în aspecte normale.

O ultimă zonă de mai largă dezvoltare a cineritelor vechi o constituie V. Bocii, al cărei ax este alcătuit pe o distanță apreciabilă din astfel de roce.

În partea vestică a regiunii, în V. Zugăului și pe D. Tarda, se poate uneori observa o stratificație a piroclastitelor; înclinarea stratelor este aproape totdeauna conformă cu aceea a formelor morfologice. În V. Bocii, în partea sa nord-estică, se schițează o mică cută sinclinală.

În regiunea Vf. Dealul Înalt, aglomeratele andezitice au suferit o silicifiere, în cadrul unui fenomen mai general, care a afectat atît andezitul propilitic, cît

Institutul Geologic al României

și rocele trahitice. Fragmentele de andezit sînt cimentate, aici, cu calcedonie de coloare roșie, care poate ajunge să alcătuiască elemente foarte mari, corespunzătoare spațiilor libere în care au luat naștere.

ANDEZITUL PROPILITIC

Andezitul propilitic formează partea principală a întregii regiuni, «fondul» pe care apar toate celelalte roce; el constituie o masă enormă, cu care numai andezitul bazaltoid poate fi, într-o oarecare măsură, comparat. În masa andezitului propilitic nu se mai pot face astăzi nici un fel de separații structurale; el are aspectul (numai aspectul, nu și structura) unei «plăci», care stă peste piroclastitele vechi. Această placă a fost erodată intens în unele puncte, lăsînd să se vadă fundamentul sedimentar și piroclastitic, și a fost străbătută în numeroase altele, de aparate vulcanice, care au eliberat material efusiv și exploziv ce s-a așezat deasupra ei.

Repartiția pe suprafața cercetată a zonelor care au suferit sericitizări și silicifieri este complet neregulată. Cele mai bine individualizate zone de sericitizare se găsesc: la S de V. Zugăului, între V. Cetății și V. Seinelului, în bazinul de recepție al văii Sebeșului, în mai multe puncte din regiunea văii Colbului, în versantul stîng al văii Căpitanului, în mai multe puncte din V. Cicîrlăului, în V. Bancotei, la S de filonul Sofia.

Silicifierea este un proces care pare să fi avut loc mult mai tîrziu decît punerea în loc a andezitului propilitic; în unele puncte — așa ca în V. Zugăului, V. Ungurului, în unul din afluenții vestici ai văii Colbului — zonele de silicifiere se întind atît în andezit, cît și în trahit, care constituie o venire mult mai tîrzie. Zonele silicifiate constituie, de cele mai multe ori, din cauza durității ridicate a rocelor, creste de dealuri (creasta dintre V. Cicîrlăului și V. Bancotei, creasta dintre V. Căpitanului și V. Cicîrlăului, creasta dintre V. Băii și V. Roșie).

RIOLITUL ȘI AGLOMERATELE RIOLITICE

Cu o singură excepție, riolitul este prezent numai în zona mediană a regiunii, între V. Cicîrlăului și V. Băii; această rocă nu acoperă decît suprafețe foarte reduse.

Riolitul are forme structurale foarte caracteristice; el nu formează niciodată curgeri, ci numai dykuri, stîlpi, filoane-strat, în general de mici dimensiuni. În V. Băii, V. Colbului, V. Ilbei și V. Cicîrlăului, au putut fi conturați cîțiva stîlpi cu secțiune circulară sau eliptică, al căror diametru, sau axă mare, nu depășește 600 m. Tot cu dimensiuni reduse se prezintă seria de filoane-strat din V. Roșie. Dimpotrivă, dykurile sînt foarte larg dezvoltate; cele două asemenea formațiuni,

Institutul Geologic al României

din V. Cicîrlăului și V. Căpitanului, ating lungimi de 2000 m și grosimi aparente de 200 m.

În fundul văii Mesteacănului, partea superioară a crestei dintre aceasta și P. Puturosul este constituită din aglomerate riolitice. Ele se sprijină pe aglomeratele andezitice, pe andezitul propilitic și pe rocele eocene, în același timp.

LAVELE, BRECIILE ȘI AGLOMERATELE TRAHITICE

Rocele trahitice se dezvoltă în partea vestică și nordică a regiunii; ele alcătuiesc aici, fără excepție, crestele dealurilor, suprapunîndu-se piroclastitelor vechi, andezitului propilitic și aglomeratelor riolitice, suportînd gresiile silicioase sarmațiene și andezitul bazaltoid. Deși această repartizare ar părea că indică o structură de pînză, de placă, motivele pentru care rocele trahitice se prezintă în această situație sînt cu totul altele. Grosimea pe care o au rocele trahitice, între andezitul propilitic și cel bazaltoid, relativ ușor de apreciat, este de cca 60 m.

Rocele trahitice au numai excepțional caracter efusiv; așa cum se constată pe hartă, numai în regiunea Vf. Comșa și în creasta dintre V. Zugăului și V. Seinelului au putut fi separate trahite cu aspecte normale. În cea mai mare parte a lor, rocele trahitice sînt aglomerate sau brecii; și, deasemeni în cea mai mare parte a lor, ele sînt puternic silicifiate. Durității căpătate în cursul acestui proces i se datorește conservarea rocelor trahitice pe crestele dealurilor.

Această situație face foarte dificile aprecierile asupra elementelor structurale pe care le formează trahitul. Folosind observațiile de detaliu asupra microstructurii rocei s-au putut separa, așa cum s-a văzut, breciile de aglomerate; identificarea zonelor de prezență a breciilor simplifică într-o oarecare măsură problema, permițînd să se presupună, în aceste puncte, existența unor aparate vulcanice. Principalele domenii de prezență a breciilor trahitice sînt dealurile Tarda și Barnici, în care credem a identifica două aparate vulcanice de dimensiuni modeste; este posibil ca situația să fie asemănătoare în dealul dintre V. Ilbei și V. Porcului. Cît despre rocele trahitice care constituie creasta din fundul văii Colbului, este posibil ca ele să provină din aparate vulcanice situate undeva mai la nord.

DACITUL DE TIP ȘINDILEU

Dacitul de tip Șindileu apare numai în cursul inferior al văii Nistrului, constituind aici, de o parte și de alta a văii, regiunea vîrfurilor Șindileu și Piatra Șoimului. Repartiția celor două aspecte ale rocei, normal și brecie, este foarte sugestivă. Roca brecifiată se găsește foarte strict cantonată în zona vîrfului; odată cu depărtarea de vîrf, caracterul de brecie se atenuează, iar la periferia suprafeței acoperite de dacit, sînt foarte evidente curgerile de lave. În felul acesta, se conturează foarte net o zonă centrală, în care prin explozie s-a produs brecifierea

Institutul Geologic al României

rocei, și care apoi, datorită cimentării cu silice a fragmentelor, a rămas reliefată.

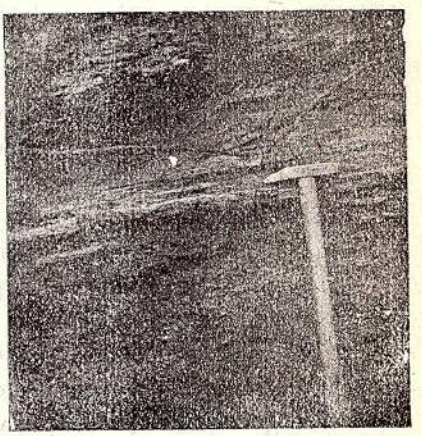
În Vf. Piatra Șoimului situația este mai puțin clară; aici domină rocele cu aspect de lave, care se întind pînă în zona vîrfului. Excepțional, se găsesc însă și roce brecifiate; prezența acestora ne face să credem că și în regiunea vîrfului Piatra Șoimului a existat un centru de explozie, cu o activitate mult mai redusă însă.

Atît la Șindileu cît și la Piatra Șoimului dacitul se găsește în aspectele sale de transformare, puternic impregnat cu silice și oxizi de fer. Într-un singur punct al regiunii, în cursul mijlociu al văii Cicîrlăului, a fost găsit un mic filon de rocă dacitică proaspătă, care reprezintă un produs mai îndepărtat al cuptorului magmagtic de la Șindileu. În aceeași stare proaspătă ne-au fost prezentate eșantioane de dacit de către N. Gherasi, din V. Borcutului.

Rocele dacitice se dispun, atît la Șindileu cît și la Piatra Șoimului, deasupra andezitului propilitic și au cîteva puncte de contact cu andezitul bazaltoid.

ROCELE ANDEZITICE DE TIP PISCUIATUL

Rocele andezitice de tip Piscuiatul se caracterizează, și ele, printr-o delimitare foarte strictă a zonei de apariție; ele sînt prezente numai între văile Ilbei și Nistrului, în extremitatea sudică a masei eruptive, avînd dezvoltarea cea mai mare în regiunea văii Cicîrlăului și în nordul regiunii, în Vf. Arșița Mică. Rocele de acest tip au contacte cu andezitul propilitic și piroclastitele vechi, cu rocele de tip Șindileu și cu andezitul bazaltoid; pe toată partea lor sudică, și numai într-un singur punct și în marginea estică, andezitele de tip Piscuiatul sînt în contact cu roce pliocene. În vecinătatea satului Ilba andezitele cuarțifere au contacte cu rocele sarmațiene (fig. 10). În regiunea vîrfului Piscuiatul și mai spre W, rocele sedimentare pliocene se dispun în mod normal peste andezite, în timp ce în regiunea Dealului Viilor andezitele acoperă pe mici porțiuni rocele pliocene.



Clișeu S. Seiceanu

Fig. 10.— Marne sarmațiene intercalate în roce piroclastice de tip Piscuiatul (V. Bisericii, la NE de satul Ilba).

Rocele de tip Piscuiatul sînt reprezentate, în măsură aproape egală, prin produse efusive și piroclastice, cu o ușoară predominare a celor din urmă. Aparatul vulcanic care a eliberat aceste produse se găsea în regiunea văii Cicîrlăului; astăzi, se mai recunoaște partea sa centrală, canalul de alimentare, reprezentat

Institutul Geologic al României

de Vf. Piscuiatul. Eroziunea pare să fi fost foarte activă în această zonă, distrugînd întreaga parte superioară a aparatului.

În zona din jurul vîrfului Piscuiatul se poate recunoaște o succesiune de lave și aglomerate, care trădează structura de stratovulcan. Spre E, între V. Cicîrlăului și V. Nistrului, atît lavele cît și aglomeratele se dispun în pături ce înclină spre SE, dovedindu-se a proveni tot din aparatul din Vf. Piscuiatul.

O situație asemănătoare se recunoaște la Arșița Mică, unde zona centrală a suprafeței acoperite de andezite cuarțifere, este constituită din roce normale, iar periferia din aglomerate. În Vf. Priporului sîntem în prezența unui petec, reprezentînd probabil un rest din curgerile aparatului vulcanic de la Arșița Mică.

Formațiunile de tip lapilli apar în masa de aglomerate, la marginea sudică a masivului eruptiv, între V. Ilbei și V. Negruței. Ele formează un orizont destul de bine individualizat, care a fost recunoscut în V. Mică, V. Cicîrlăuțului și în malul stîng al văii Cicîrlăului, în coasta dealului Orzoaia.

ANDEZITUL BAZALTOID

Andezitul bazaltoid ocupă suprafețe foarte mari în regiunea cercetată. El apare mai ales în zona central-sudică și nord-estică a regiunii, și este puțin reprezentat în partea vestică a acesteia. Andezitul bazaltoid are contacte cu toate rocele eruptive prezentate anterior, față de care se dovedește totdeauna mai nou. În partea sudică a regiunii, la limita masivului eruptiv cu bazinul sedimentar, andezitul are cîteva puncte de contact cu rocele pliocene.

Din examinarea hărții se constată că andezitul bazaltoid are două moduri de prezentare net deosebite. În unele cazuri, el acoperă suprafețe întinse, constituind, de cele mai multe ori, porțiunile proeminente ale reliefului și, mai rar, porțiunile joase; în alte cazuri, el constituie formațiuni de mici dimensiuni, alungite, a căror repartiție este îndependentă de relieful actual.

În primul caz, sîntem fie în prezența unor curgeri de lave, rămase ca petece, uneori foarte largi, pe creste, fie în prezența unor aparate vulcanice. Un aparat de mici dimensiuni poate fi recunoscut în partea inferioară a văii Hotarului, reprezentat prin partea sa centrală — canalul de alimentare — și reduse curgeri de lave. Este probabil ca tot unui aparat vulcanic de tip central să i se datorească andezitele bazaltoide din partea de nord a regiunii, în cursul superior al văii Nistrului. Dimpotrivă, în partea central-sudică, deși este vorba de o suprafață foarte mare acoperită de aceste roce, nu există indicații despre o erupție de tip central; avem impresia că întreaga masă de lave din regiunea vîrfului Purcărețul provine dintr-o serie de dykuri, neaparente însă.

Formele de zăcămînt minore, dykuri, filoane-strat, sînt caracteristice pentru această rocă. În zona centrală și estică a regiunii, acolo unde andezitul bazaltoid are o mai largă dezvoltare, au putut fi identificate numeroase dykuri, iar spre nord

Institutul Geologic al României

și filoane-strat. Dykurile conturate au lungimi de ordinul sutelor de metri, depășind uneori 1000 m; grosimea lor aparentă oscilează între 50—100 m. În măsură mai redusă au fost întîlnite filoane. Toate dykurile prezintă o dispoziție foarte regulată, asupra căreia vom reveni în continuare.

În V. Talna Mică și P. Cărpinișului au fost conturate cîteva filoane-strat, intercalate în masa de piroclastite, care se suprapun, aici, sedimentarului din zona pîrîului Puturosul; grosimea lor este de 10—20 m. Prezența lor aici pare a trebui legată de aparatul vulcanic a cărui existență a fost presupusă în partea superioară a văii Nistrului.

* * *

Repartiția rocelor pe suprafața cercetată prezintă o serie de aspecte foarte interesante, concludente pentru multe din problemele care se ridică aici.

Chiar numai din enumerarea rocelor care apar în regiune, s-a putut constata numărul mare și varietatea tipurilor, lăsîndu-se să se întrevadă faptul că harta este foarte complexă. De obicei, repartiția rocelor în regiunea eruptivă de la Baia Mare este apreciată — în legătură și cu varietatea lor — ca avînd aspectul unui mozaic. Păstrînd ca valabilă această observație și pentru zona cercetată, trebuie să subliniem caracterele de regularitate pe care le prezintă, din multe puncte de vedere, repartiția rocelor.

Un prim caracter care trebuie menționat, privește posibilitatea de separare a două zone, în care vîrsta rocelor este diferită (considerînd situația în ansamblu): partea estică a regiunii este constituită din roce mai noi, în timp ce în partea vestică sînt mai frecvente rocele mai vechi. Această apreciere privește mai puțin andezitul propilitic, care alcătuiește un «fond» al întregii regiuni, cît, mai ales, rocele piroclastice anterioare și rocele andezitice cuarțifere și andezitice bazaltoide, posterioare lui.

Aglomeratele și cineritele vechi apar numai în axul văilor mai adînc săpate, de obicei nu mai sus de cota 260 m; în partea vestică a regiunii ele sînt mai abundente și ajung să formeze chiar pantele unor dealuri, pînă la altitudinea 300 m. Exceptînd un singur punct — Piatra Mare, în V. Nistrului — V. Porcului poate fi considerată ca limita estică a apariției cineritelor și aglomeratelor. Prezența piroclastitelor vechi în Vf. Piatra Mare este, cu siguranță, urmarea intensului proces de silicifiere suferit, fapt care nu numai că le-a conservat, dar le-a făcut să se manifeste și în morfologia regiunii într-un mod foarte caracteristic.

Alte două tipuri de roce care contribuie la creearea acestei diferențe în ceea ce privește vîrsta, între cele două părți ale regiunii, sînt trahitele și andezitele de tip Piscuiatul. Trahitele fac parte, în mare vorbind, dintre rocele vechi ale regiunii, în timp ce andezitele cuarțifere aparțin unor momente mai tîrzii. V. Porcului poate fi considerată, și de data aceasta, ca limită a celor două zone: în timp

Institutul Geologic al României

ce rocele trahitice nu o depășesc în repartiția lor spre est, andezitele cuarțifere de tip Piscuiatul nu se dezvoltă decît la E de ea.

Și, în sfîrșit, andezitele bazaltoide subliniază și ele această separație; ele sînt, în mod evident, mai abundente în regiunea văilor Nistrului, Cicîrlăului și Ilbei, decît spre W.

Mai puțin concludent, intermediar am spune, este modul de repartiție a riolitelor; ele sînt concentrate aproape total (o singură excepție, în V. Nistrului), în regiunea văilor Colbului, Ilbei și Cîcîrlăului.

O altă observație care se poate face în urma examinării hărții privește dispunerea lineară a mai multor aparate vulcanice în direcția NW—SE, în imediata vecinătate a limitei eruptiv-sedimentar. Centrele de erupție din dealurile Tarda și Barnici — trahit — cele din D. Bujorul — andezit bazaltoid — și, în sfîrșit, cel din Vf. Piscuiatul — andezit cuarțifer — par a marca zona de contact a blocului eruptiv cu bazinul sedimentar.

Un ultim aspect, foarte interesant, al hărții privește orientarea pe care o prezintă formațiunile de tip dyk ale andezitului bazaltoid. În toată partea estică a regiunii, dykurile andezitului bazaltoid se dispun, cu regularitate, după direcția NE—SW; această orientare se menține pînă în zona văii Ilbei, de unde aceleași formațiuni se dispun, în mod evident, în direcție NW—SE. În regiunea văii Căpitanului pare să se găsească, așa cum o indică forma dykului riolitic, zona de schimbare a orientărilor.

Exact aceleași observații pot fi făcute și asupra orientării principalelor filoane din regiune.

4. SCURTĂ DESCRIERE A ZONELOR MINERALIZATE

În regiunea dintre V. Nistrului și Seini se pot distinge două zone principale de mineralizație, la Nistru și la Handalul Ilbei. La W de V. Ilbei nu se cunosc mineralizări; de asemenea, în nici una din zonele de silicifiere și sericitizare existente aici nu s-au constatat indicații ale prezenței minereului. În multe puncte ale regiunii, abundența piritei în cadrul fenomenelor de sericitizare și piritizare a andezitului propilitic, cu limonitizările obișnuite, a trezit interesul localnicilor, care au executat șanțuri, mici galerii, etc.

În regiunea dealului Tarda, silicifierile rocelor trahitice, deși fără vreo urmă de mineralizație, au făcut obiectul unor cercetări prin șanțuri, pe creastă, și printr-o galerie din V. Zugăului; rezultatele obținute au fost negative, după cum se poate conchide din abandonarea lucrărilor.

Institutul Geologic al României

În regiunea văilor Cetății și Seinelului se găsește o zonă de sericitizare, în care prezența unei piritizări generale a reținut atenția unor prospectori. Zona este dezvoltată pe un larg sistem de fisuri cu dimensiuni reduse, care se încadrează într-o fîșie orientată NW—SE. Se pot recunoaște gurile a două galerii foarte scurte.

O situație asemănătoare se găsește în V. Rodinii și V. Bradului, unde sericitizarea andezitului propilitic este însoțită și de piritizare.

ZONA DE MINERALIZAȚIE DIN BAZINUL SUPERIOR AL VĂII ILBEI

În bazinul superior al văii Ilbei[1],) în văile Căpitanului, Colbului, Ardeleană, Fătățoaiei, sînt cunoscute numeroase filoane localizate în cîteva cîmpuri. Lucrările miniere executate pentru cercetarea lor sînt atît foarte vechi cît și recente.

MINERALIZAȚIILE DIN VALEA ARDELEANĂ

În V. Ardeleană sînt cunoscute cca 10 filoane cu dimensiuni mici, toate cercetate prin galerii vechi, inaccesibile. Mai importante par a fi filoanele Erdely I și II, Mureșan și Fața Mare I și II.

Filoanele Erdely I și *Erdely II* se găsesc în cursul mijlociu al văii Ardeleana. Ele sînt orientate NW—SE. Cele două galerii deschise în versanții opuși ai văii au urmărit filoanele pe cca 70 m, interval în care ele prezintă grosimi de 0,1—0,4 m; filoanele se efilează în ambele sensuri.

Mineralizația este constituită din pirită, calcopirită, blendă și galenă în gangă de cuarț. Analizele executate au arătat conținuturi de 0,4 gr/t Au, 26,3 gr/t Ag, 3,55% Zn, 0,27% Pb, 0,91% Cu.

Filonul Mureșan, în versantul drept al văii, are poziția N30° — 40°E/50° — 60°N. Pe cca 20 m spre NE prezintă grosimi de 0,3—0,4 m, dar apoi este faliat și dispare.

Mineralizația este constituită din pirită, calcopirită, blendă, galenă, și prezintă conținuturi variabile de metale nobile; ganga este cuarțoasă.

Filoanele Fața Mare I și II. În partea superioară a văii Ardeleană se găsesc cele două filoane Fața Mare. Ele sînt orientate aproape E—W și înclină către S; au fost urmărite pe 8 și 25 m, după care s-au efilat. Mineralizația este obișnuită, pirită, calcopirită, blendă, galenă în cuarț.

Deoarece, așa cum s-a constatat din descriere, V. Ardeleană străbate aproape transversal o zonă cu numeroase filoane, s-a pus problema dacă, în ciuda di-

[1]) În întreagă această zonă, numai lucrările miniere de pe filonul Firizan erau accesibile în timpul vizitelor noastre în regiune. Pentru toate celelalte filoane folosim date din literatură, și rapoarte manuscrise vechi.

Institutul Geologic al României

mensiunilor mici determinate pentru acestea, ele nu se dezvoltă mai mult în direcție, revenind la grosimi interesante. Pentru aceasta s-a executat un profil geochimic[1]) pe creasta dintre V. Ardeleană și V. Mesteacănului (fig. 11). După

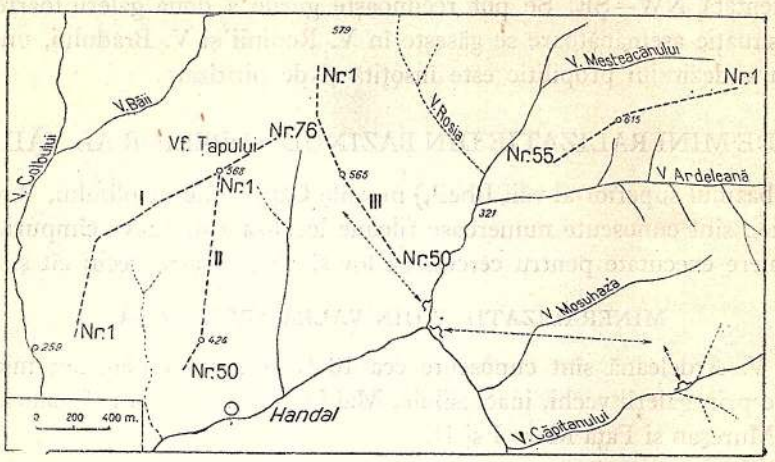


Fig. 11. — Orientarea profilelor geochimice și geologice în bazinul superior al văii Ilbei.

cum se constată din fig. 12, a fost pus în evidență un maximum în partea vestică a crestei, care ar putea reprezenta prelungirea filonului Erdely spre N.

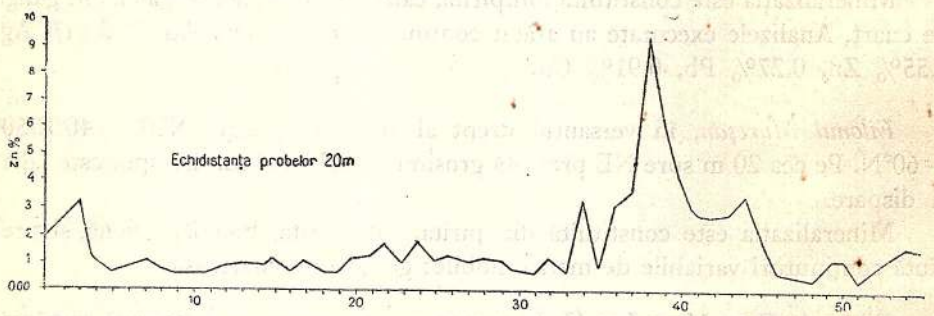


Fig. 12. — Profil geochimic pe creasta dintre V. Ardeleană și V. Mesteacănului.

MINERALIZAȚIILE DIN VALEA BĂII

Pe V. Băii, afluent al văii Colbului, la cca 500 m de confluența cu aceasta din urmă, se cunoaște filonul Karoly, deschis în ambii versanți ai văii prin galeriile Karoly I și Karoly II; el a fost urmărit 70 m spre NW și 60 m spre

[1]) Probele pentru profilele geochimice au fost recoltate din sol, imediat sub suprafață, din 20 în 20 m. Analizele privind conținutul de Zn au fost executate în laboratoarele Comitetului Geologic.

Institutul Geologic al României

SE. Spre N, direcția filonului este aproape N—S, în timp ce spre S el este N60°W; este cantonat în andezit propilitic.

Forma filonului este foarte neregulată; grosimea medie de 0,3 — 0,6 m ajunge la 0,1 m în zonele de îngustare și depășește 1 m în îngroșări. Atît spre N cît și spre S, filonul se efilează, suferind și intense fasciculări.

Mineralizația este alcătuită din pirită, calcopirită, blendă, galenă în gangă de cuarț. Conținuturile de metale sînt însemnate în probele analizate: Au 2,0 gr/t, Ag 28—66 gr/t, Pb 0,37—1,60%, Zn 2,7—7,8%, Cu 0,1%.

SILICIFIERILE DIN VÎRFUL ȚAPULUI

Pe toată creasta dintre V. Băii și V. Ilbei — zona Vîrfului Țapului — andezitul propilitic este puternic silicifiat; deoarece pe ambele părți ale acesteia se cunosc mineralizări, s-a urmărit dacă ele nu alcătuiesc, traversînd creasta, o singură zonă.

Pe principalele culmi pornind din Vf. Țapului, au fost executate profile geochimice. Profilul I (fig. 13), pornind din vecinătatea cotei 259 spre N, a pus în evidență un puternic maximum în zona cotei 568. Aceeași zonă de maximum a fost sezisată și de profilul II (fig. 14), din cota 568 spre S; primele 10 probe se mențin la valori ridicate. Profilul III (fig. 15), trecînd prin cota 565, prezintă un aspect neregulat, fără a indica vreo zonă mai interesantă.

Pe baza prezenței silicifierilor și a sugestiilor date de profilele geochimice, s-a executat o galerie în malul drept al văii Ilbei, la cca 150 m în amonte de confluența cu V. Căpitanului, cu direcție N70°W, pentru a deschide eventualele filoane din această zonă. Formațiunile străbătute de galerie au fost (fig. 16):

0 m — 153 m	andezit propilitic cu numeroase vine de mineralizație, care determină o caolinizare a aproape întregii mase a rocei;
153 m — 478 m	șisturi argiloase, uneori cărbunoase, alternînd cu tufuri, cu poziție N15°—50°W/50°—55°S;
478 m — 620 m	riolit;
620 m — 635 m	șisturi argiloase;
635 m — 725 m	andezit propilitic.

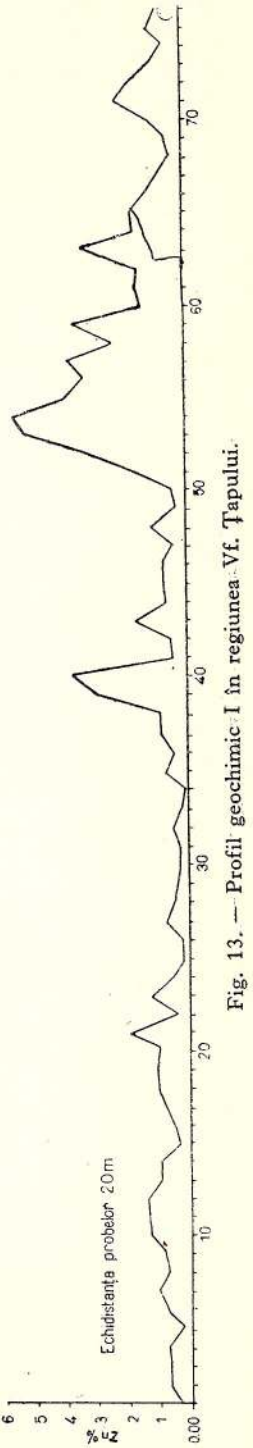


Fig. 13. — Profil geochimic I în regiunea Vf. Țapului.

Institutul Geologic al României

La m 480 a fost străbătută o zonă de mineralizație difuză, de 5 m grosime; la m 517 a fost interceptat un filon gros de 0,30 m cu orientare N80°W; la m 600 a fost întîlnit un cuib de mineralizație.

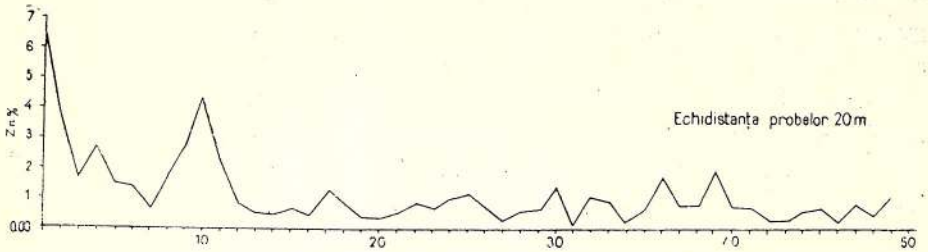


Fig. 14. — Profil geochimic II în regiunea Vf. Țapului.

Este probabil că toate aceste puncte mineralizate reprezintă ramificații ale filonului Alexandru (vezi mai departe). Componența mineralogică este cea obișnuită, pirită, calcopirită, galenă, blendă, cu reduse conținuturi de Au și Ag.

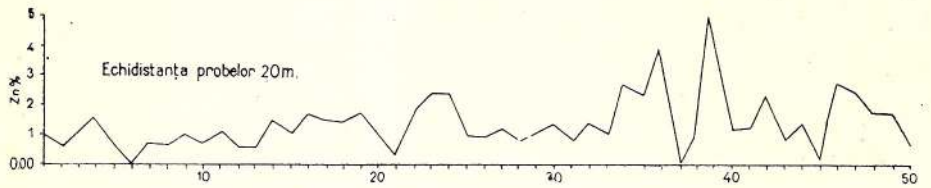


Fig. 15. — Profil geochimic III în regiunea Vf. Țapului.

Galeria executată în zona Vf. Țapului a furnizat două informații: prima, privește apropierea fundamentului sedimentar de suprafața morfologică, în această

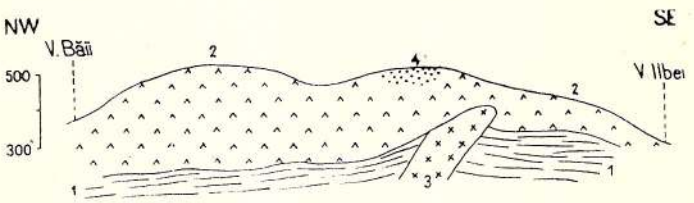


Fig. 16. — Profil în lungul galeriei executate în regiunea Vf. Țapului.

1, sedimentar miocen; 2, andezit propilitic; 3, riolit; 4, silicifieri.

regiune, concluzie corespunzătoare și observațiilor de suprafață; a doua, lipsa de legătură a silicifierilor din Vf. Țapului cu procese de mineralizație mai importante.

Institutul Geologic al României

MINERALIZAȚIILE DE LA CONFLUENȚA VALEA ILBEI – VALEA CĂPITANULUI

La confluența văilor Ilbei și Căpitanului au fost, încă de mult, descoperite mai multe filoane mici, cercetate prin două lucrări miniere principale: galeriile Hana și Petru și Pavel.

Galeria Hana, în malul stîng al văii Ilbei, a deschis un grup de trei filoane, cu orientare nord-estică și înclinare sudică; acestea, deși cu grosimi ajungînd la 1,2—1,3 m, se efilează toate spre SE. Filonul principal a fost urmărit pe 146 m. În compoziția mineralogică obișnuită, filoanele prezintă reduse conținuturi de aur.

În versantul drept al văii Ilbei, galeria Petru și Pavel a urmărit un filon orientat N50°W 65°—70°S, cantonat în andezit propilitic; în ambele sensuri filonul se efilează. Pe o grosime de 0,1—0,4 m se dezvoltă mineralizația de pirită, calcopirită, blendă și galenă, în care conținuturile medii de Au și Ag sînt 0,27 gr/t și 8,75 gr/t.

MINERALIZAȚIILE DIN VALEA CĂPITANULUI

În V. Căpitanului, în apropierea confluenței cu V. Ilbei, se cunosc cele mai bine dezvoltate filoane din această regiune; ele apar în ambii versanți ai văii — filonul Firizan de o parte, iar grupul de filoane Mihai de cealaltă parte.

Grupul filoanelor Mihai, în partea stîngă a văii Căpitanului, este constituit din filoanele Mihai, Nepomuk, Anton I și Anton II.

Filonul Mihai este orientat N30°—40°W/40°—50°S și se dezvoltă, în profunzime, chiar pe contactul dykului riolitic cu andezitul. Este vorba, în realitate, nu de o fractură mineralizată, ci de o zonă de mineralizație foarte neregulată, constituită dintr-o masă fragmentată și cimentată cu pirită, în deosebi; ea a fost urmărită pe 250 m, lungime pe care prezintă uneori îngroșări importante.

Filonul Nepomuk se găsește la cca 40 m spre SW cu aceeași orientare nord-vestică; după M. PÁLFY, el reprezintă partea sudică, faliată, a filonului Mihai.

Mineralizația este constituită din pirită, calcopirită, blendă și galenă în gangă de cuarț. Conținutul în Au este sub 1 gr/t iar cel în Ag de ordinul a 20 gr/t. M. PÁLFY menționează că orizonturile superioare ale filonului Mihai, complet exploatate, aveau 5—8% Cu.

Filoanele Anton I și Anton II se găsesc la cca 100 m spre NW de capătul nord-vestic al filonului Mihai, în poziție N30°—40°E/50°—70°S. Ele sînt paralele, distanțate unul de altul cu cca 50 m; lungimea cunoscută este de 140 m pentru Anton I și 35 m pentru Anton II. Grosimea variabilă, în general scăzută, ajunge totuși în îngroșări la 1 m.

Institutul Geologic al României

Compoziția mineralogică este caracterizată prin absența aproape totală a calcopiritei și prezența calcitului în gangă. Orizonturile superioare au fost exploatate.

Filonul Firizan, în versantul drept al văii Căpitanului, a constituit obiectul celor mai recente explorări. El are orientare nord-estică și cădere vestică, și apare în evidentă legătură cu ramura estică a dykului riolitic.

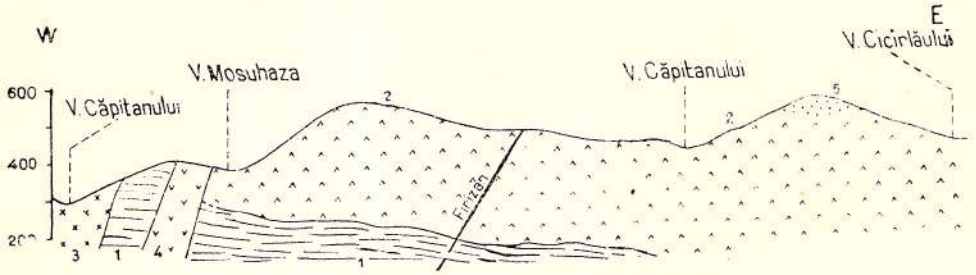


Fig. 17. — Profil în lungul galeriei de bază Firizan.
1, sedimentar miocen; 2, andezit propilitic; 3, riolit; 4, andezit bazaltoid; 5, silicifieri.

Filonul Firizan este deschis la patru orizonturi, pe o diferență de nivel de cca 200 m; cele două galerii superioare sînt anterioare anului 1927, iar cea mai de jos, pornind din malul drept al văii Căpitanului, la cca 200 m de confluența cu V. Ilbei, este foarte recentă. La cele patru orizonturi au fost deschise porțiuni diferite — pe direcție — ale filonului.

Lucrările executate pînă acum în această zonă au reușit să clarifice, într-o oarecare măsură, condițiile geologice ale zăcămîntului. Ele au arătat că filonul se găsește în imediata vecinătate a dykului riolitic, dar nu pe contactul acestuia, ci în masa andezitului propilitic, între el și dyk interpunîndu-se și un pachet de roce miocene din fundament (fig. 17 și 18). Numeroasele falii întîlnite în galerii, unele afectînd și filonul, subliniază caracterul de intensă dislocare a acestei zone.

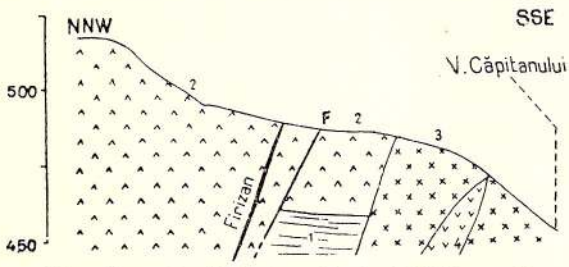


Fig. 18. — Profil în lungul galeriei Firizan II.
1, sedimentar miocen; 2, andezit propilitic; 3, riolit; 4, andezit bazaltoid; F, falie.

Grosimea filonului, variabilă la diverse orizonturi, poate fi apreciată, în medie, la 0,8 m în partea centrală. Filonul se bifurcă între orizonturile I și II, dînd o ramură de acoperiș; spre SW filonul se efilează, iar spre NE se pierde într-o zonă de brecie.

Institutul Geologic al României

Mineralizația primară este constituită din pirită, calcopirită, blendă, galenă, cărora li se adaugă oligistul (62). Pirita și calcopirita apar fie diseminate în gangă, fie formînd plaje; pentru cea din urmă, este caracteristică prezentarea ca incluziuni în blendă. Blenda și galena, dezvoltate în cuiburi, apar, în suprafețe lustruite, ca plaje foarte bine individualizate. Oligistul apare numai idiomorf, inclus în cristalele de pirită. Relațiile dintre aceste minerale indică succesiunea oligist — pirită — blendă — calcopirită + galenă.

Formațiunile secundare sînt reprezentate prin limonit, covelină, calcozină, bornit, malachit, azurit. Ele sînt dezvoltate pe planele de dislocație a filonului și în imediata lor vecinătate. Prezența limonitului este legată de aceea a piritei, în timp ce celelalte patru minerale se formează pe seama calcopiritei.

Ganga este constituită din cuarț; prezentarea acestuia în cristale fie idiomorfe, fie xenomorfe, precum și parțiala pseudomorfoză a cristalelor de pirită de către cele din urmă, arată că materialul de gangă s-a format în două etape.

Importanța cantitativă a mineralelor primare este diferită, atît în ansamblu cît și la diverse nivele ale filonului. Pirita este mineralul cel mai abundent și cu repartizarea cea mai largă și regulată. Blenda și galena par a-i urma ca frecvență, deși această apreciere este afectată de faptul că orizonturile superioare, unde ele erau mai abundente, sînt în cea mai mare parte exploatate. Repartizarea lor este neregulată, cuiburile cu dimensiuni variate fiind abundente. Calcopirita se găsește mai ales în părțile inferioare ale filonului, unde participarea sa devine importantă. Oligistul reprezintă o apariție neînsemnată din punct de vedere cantitativ.

Variația mineralizației pe verticală pare deci a constitui o realitate, dînd celor două porțiuni — superioară și inferioară — ale filonului caractere sensibil diferite: pirită + calcopirită în profunzime, pirită + blendă + galenă spre suprafață.

Conținuturile medii de metale, în întreg filonul, sînt: Au 3,23 gr/t, Ag 40,20 gr/t, Zn 3,35%, Pb 2,46%, Cu 1,44%.

Filonul este complet exploatat la cele două orizonturi superioare pînă la suprafață, și parțial dedesubt.

Filonul Alexandru. Pe V. Fătățoaiei, la cca 600 m de confluența cu V. Ilbei, se găsește filonul Alexandru; el a fost deschis la patru orizonturi, pe o diferență de nivel de 110 m.

Filonul este dispus N70° W/70°S; grosimea sa este variabilă, de obicei între 0,4—1,2 m, dar pe alocuri putînd depăși 2 m. Lungimea maximă determinată este 190 m; el se efilează în ambele sensuri. Filonul este localizat în riolite, dar galeriile străbat însemnate porțiuni de roce sedimentare, punîndu-se astfel în evidență apropierea fundamentului în această zonă; riolitul constituie un stîlp.

Institutul Geologic al României

Mineralizația este neuniformă; este constituită din pirită, calcopirită, blendă și galenă, în care conținutul de Ag poate ajunge pînă la 21 gr/t, în timp ce aurul apare numai ca urme. Toată partea centrală și superioară a filonului a fost exploatată.

CONCLUZII ASUPRA MINERALIZAȚIILOR DIN VALEA ILBEI

Bazinul superior al văii Ilbei reprezintă o zonă intens mineralizată; o suprafață de cca 10 km² prezintă numeroase mărturii ale circulației soluțiilor hidrotermale, fie ca fracturi mineralizate, fie ca zone de silicifiere și caolinizare, mai mult sau mai puțin bine delimitate. Existența unei circulații atît de largi aici, este rezultatul numeroaselor linii de dislocație în această zonă de «nod tectonic», așa cum se va vedea într-un alt capitol. Această situație determină, de altfel, și aspectul general al mineralizației. Ea se caracterizează, așa cum s-a văzut, prin formațiuni de dimensiuni mici, foarte numeroase — filoanele mai mari sînt excepționale — împrăștiate pe toată suprafața; efilările rapide, fasciculările, zonele de brecii mineralizate constituie o regulă pentru filoanele din această regiune.

Intensitatea silicifierilor și dimensiunile acestor zone nu sînt proporționale cu dezvoltarea mineralizațiilor metalifere de care apar legate.

Mineralizația tuturor filoanelor din această regiune este asemănătoare, dovedindu-se unitară ca geneză.

ZONA DE MINERALIZAȚIE DIN BAZINUL VĂII NISTRULUI

Mineralizațiile din V. Nistrului se pot împărți, spațial, în trei grupe: grupul filonului Sofia, în V. Bancotei, grupul filonului Domnișoara, în apropierea confluenței V. Nistrului — V. Bancotei și grupul de filoane de la confluența V. Nistrului—V. Limpejoara [1]).

Grupul filonului Sofia se găsește între cele două pîraie ale văii Bancotei, între Vf. Priporului și Vf. Piatra Mică. Sînt cunoscute pe lîngă filonul Sofia, încă 30—40 mici fisuri mineralizate, toate cantonate într-un complex de lave andezitice propilitice, sericitizate, cu orientare N65°E/45°S. În subteran, în partea nord-estică a filonului Sofia, apar roce sedimentare.

Filonul Sofia este orientat N70°—80°E/40°—50°N, dar prezintă numeroase ondulații, care-l fac să ajungă atît la direcția E—W, cît și foarte apropiat de N—S, în unele puncte. A fost urmărit pe o distanță de 600 m, în cadrul căreia grosimea atinge valorile-limită 0,4 și 4 m. Variația grosimii pare să prezinte o oarecare legătură cu variația orientării: grosimile cele mai mari sînt în porțiunile E—W.

[1]) În zona de mineralizație din bazinul văii Nistrului au fost cercetate lucrările miniere de pe filoanele Sofia și Domnișoara.

Institutul Geologic al României

Filonul este deschis la șase orizonturi, pe o diferență de nivel de 132 m (este cunoscut însă, pînă la suprafață, pe cca 300 m), prin două galerii de coastă, una de 800 m și alta de 1500 m lungime.

În partea nord-estică filonul se ramifică și apoi este faliat; fasciculare filonului se produce la trecerea lui din roca eruptivă în marne. În partea sud-vestică filonul se desparte în mai multe ramuri, care devin sterile.

Alte cca 40 filoane mici se dispun paralel cu filonul Sofia: Felix, Matei, Carolina, etc., cu lungimi pînă la 200 m și grosimi de ordinul centimetrilor, excepțional de ordinul zecilor de centimetri; cele mai bine dezvoltate, filoanele Matei și Ștefan, au fost parțial exploatate.

Mineralizația filonului Sofia este complexă: pirită, calcopirită, blendă, galenă, marcasită, wurtzit într-o gangă de cuarț, calcit, baritină; la orizonturile superioare marcasita este mai abundentă iar la cele inferioare apare melanterit. Textura filonului este rubanată și în cuiburi. Dintre celelalte filoane, numai cele mai mari au o mineralizație asemănătoare, în timp ce în rest este vorba mai mult de o impregnație cu cuarț și pirită.

Conținutul în elemente utile, la fel ca și mineralizația, prezintă o deosebită constanță în masa filonului; în cei peste 100 m înălțime cunoscută, conținuturile variază în limite reduse: Au 1.75 — 13,12 gr/t, Ag 29,29 — 51,61 gr/t, Pb 1,38—2,50%, Zn 3,56—4,10%, Cu 0,75—1,09%.

Filonul Sofia a fost, la început, exploatat la suprafață, în cariere. În subteran, orizontul V, cel superior, este epuizat, exploatarea continuîndu-se cu intensități variabile la cele cinci orizonturi inferioare.

Grupul filonului Domnișoara. Pe V. Nistrului, la cca 1 km în amonte de confluența cu V. Bancotei, se găsesc filoanele Domnișoara, Iosif și Arthur. Ele sînt cantonate în andezit propilitic sericitizat, în apropierea masei de aglomerate silicifiate din Vf. Piatra Mare.

Filonul Domnișoara este dispus N50°E/75°S. El este deschis la cinci orizonturi, pe o diferență de nivel de peste 160 m. Lungimea maximă cunoscută este 560 m, la orizontul I. Grosimea medie este de 0,6—1 m, dar limitele de variație sînt mult mai largi. Limitele filonului sînt destul de puțin clare, deoarece la ambele capete prezintă ramificații; în adîncime, atît cît este cunoscut, nu se subțiază. Filonul este în bună parte epuizat.

Filonul Iosif se găsește în imediata vecinătate a filonului Domnișoara, aproape paralel cu el, orientat N30°—35°E/70°—80°S. Este cunoscut pe cca 300 m lungime și cca 150 m înălțime; în adîncime se efilează iar lateral se fasciculează. Este aproape complet epuizat.

Filonul Arthur se desparte din extremitatea nord-estică a filonului Domnișoara. Este urmărit pe o lungime de cca 160 m, după care se fasciculează; grosimea poate depăși 1 m.

Institutul Geologic al României

Elementele principale ale mineralizației acestor trei filoane sînt pirita și calcopirita într-o gangă de cuarț. Conținutul de Au și Ag este apreciabil iar Cu poate depăși 2 %.

Grupul de filoane de la confluența V. Nistrului—V. Limpejoara. În această zonă se cunosc cca 10 filoane, dintre care cel mai important este Nepomuk. Filonul Nepomuk se găsește într-un dyk riolitic caolinizat. El este orientat NNE și înclină către S. Prezintă mai multe ramificații; grosimea este de ordinul zecilor de centimetri. Este complet epuizat.

Alte filoane, cu dimensiuni mai mici, Antoniu de Sus și Antoniu de Jos, Anonim, Florian, au fost urmărite pe distanțe variind între 50 și 200 m, cu grosimi medii de 0,5—0,6 m. Ele sînt, toate, cantonate în andezit propilitic cu sericitizări și au orientare nord-estică.

Mineralizația acestor filoane este constituită din pirită, calcopirită și subordonat galenă și blendă; ganga este cuarțoasă. Conținuturile de metale au atins 4 gr/t Au în filonul Nepomuk, 23 gr/t Ag în filonul Florian, 2,46 % Cu în filonul Nepomuk și s-au menținut în jurul a 1 % pentru Zn.

CONCLUZII ASUPRA MINERALIZAȚIILOR DIN VALEA NISTRULUI

Cu o singură excepție, filonul Nepomuk, toate filoanele din bazinul văii Nistrului sînt cantonate în andezit propilitic; orientarea lor este nord-estică, ușor variabilă. Dintre celelalte caractere comune, amintim constanța grosimii și mineralizării, ca și menținerea lor în adîncime. Numai componența mineralogică prezintă oarecari deosebiri: ea este complexă în filonul Sofia și preponderent auriferă în celelalte grupe de filoane; acesta este, de altfel, argumentul principal care îi face pe unii dintre ultimii cercetători (94) să afirme că aceste două sectoare reprezintă zăcăminte genetic deosebite. Recunoscînd o oarecare variație în compoziția lor mineralogică, noi nu avem însă nici o altă indicație în acest sens. Constatînd unitatea sistemului de fracturi, credem, dimpotrivă, că este vorba de același proces genetic, același moment de mineralizare.

PARTEA II-A

1. VÎRSTA ACTIVITĂȚII VULCANICE

Problema vîrstei activității vulcanice neogene la interiorul arcului carpatic poate fi considerată astăzi ca elucidată în liniile ei principale, după ce, multă vreme, a prezentat numeroase incertitudini.

Cele mai vechi indicații asupra vulcanismului neogen din țara noastră sînt constituite de intercalațiile de cinerite din rocele miocene din Bazinul Transil-

Institutul Geologic al României

vaniei și de la exteriorul lanțului carpatic; determinarea pe criterii paleontologice a vîrstei acestor roce permite fixarea, destul de exactă, a începutului activității vulcanice. Principalele orizonturi de cinerite din Bazinul Transilvaniei sînt:

Cineritele de Dej, considerate ca reprezentînd baza Mediteraneanului II;
Cineritele de Ghiriș, care marchează limita Mediteranean II—Sarmațian;
Cineritele de Bazna, care constituie ultimul nivel al Sarmațianului;
Cineritele de Voromloc, situate în Pliocenul inferior.

Vulcanismul din regiunea Baia Mare nu pare a fi contribuit însă la creearea acestor cinerite; caracterul activității vulcanice de aici n-a fost în nici un moment exploziv, de intensitatea corespunzătoare dezvoltării în suprafață și grosime a acestor orizonturi. Aparițiunile rocelor de fundament în zona vestică a masivului Gutăi, cercetată de noi, sînt printre cele mai importante din întreaga regiune Baia Mare, așa încît concluziile obținute din examinarea lor pot servi pentru interpretarea situației generale a fenomenelor vulcanice.

Cele mai vechi roce de fundament sînt, așa cum s-a văzut, cele eocene, dar ele nu prezintă nici o indicație privind desfășurarea unei activități vulcanice în timpul sedimentării lor. Primele indicii de această natură se găsesc în rocele tortoniene: cineritele intercalate în masa lor și efectele de metamorfism termic. Începuturile activității vulcanice în regiune par astfel destul de bine precizate: în timpul sedimentării Tortonianului.

Aceste prime produse cineritice nu se pot încadra însă în nici unul din orizonturile-reper menționate mai sus. Singura apropiere care s-ar putea face, este aceea cu cineritele dacitice, superioare cineritelor de Dej, care formează intercalații subțiri în Mediteraneanul II (2); ea este însă îndoielnică, deoarece — în lumina informațiilor de pînă acum — ar fi singurul moment de participare a activității vulcanice din regiunea Baia Mare, la creearea acestor depozite.

În partea ultimă a Tortonianului, probabil, dar mai cu seamă în cursul Sarmațianului inferior și mediu, au fost puse în loc andezitul propilitic, riolitul, trahitul și dacitul de tip Șindileu; rocele trahitice sînt acoperite de roce sarmațiene (probabil Sarmațian superior) pe dealurile Tarda și Barnici. Tot în Sarmațian, la sfîrșitul său, a apărut andezitul cuarțifer de tip Piscuiatul.

Menținerea activității vulcanice în Pliocen, în regiunea Baia Mare, constituie o problemă mult discutată în majoritatea lucrărilor. Păreri net deosebite au fost exprimate, dar, din păcate, puține observații de teren au fost aduse în sprijinul lor. În urma ultimelor sale cercetări, M. Paucă (52) ajunge la concluzia că nu există erupțiuni mai noi decît limita Meoțian-Pontian. În 1954 (69) noi ne-am exprimat convingerea că desfășurarea fenomenelor vulcanice a depășit limita Sarmațian-Pliocen, dar nu a ajuns pînă la sfîrșitul acestuia din urmă.

Conform tuturor părerilor, Pliocenul este reprezentat numai prin Pontian în regiunea Baia Mare. Aspecte concludente ale relațiilor dintre andezitul bazal-

Institutul Geologic al României

toid și Pontian — în sensul existenței unor efusiuni mai noi decît acest sedimentar — a găsit, în ultima vreme, S. Seiceanu în zona satului Ilba (74). Date privind continuarea activității vulcanice în Pliocen există și în alte puncte ale regiunii Baia Mare. S. Năstăseanu (39) citează aglomerate andezitice care stau peste depozite pliocene — ponțiene — pe V. Gordanului, la Baia Mare, și alternanță de aglomerate și argile cu cărbuni pe V. Sf. Ioan.

Trebuie să presupunem deci, în lumina acestor observații, că în tot cursul Meoțianului activitatea vulcanică a continuat, iar cele mai noi roce vulcanice ale regiunii, andezitele bazaltoide, și-au continuat apariția și după începutul sedimentării Pontianului. Deoarece se pare că andezitele bazaltoide cu hipersten nu sînt ultimele produse ale vulcanismului neogen din regiune — andezitele cu hornblendă și cele cu olivină, identificate în alte puncte, sînt considerate mai tinere — încetarea activității vulcanice trebuie plasată, credem, cel puțin spre sfîrșitul Pontianului. Principalele argumente ale lui M. Paucă pentru fixarea limitei Meoțian-Pontian ca ultim moment de manifestare a vulcanismului în regiunea Baia Mare, sînt: *a)* absența relațiilor de superpoziție, în acest sens, între eruptiv și rocele ponțiene și *b)* lipsa cineritelor în Pontian.

Observațiile lui S. Seiceanu, în deosebi, aducînd date noi în prima problemă, fac să nu mai fie justificată menținerea acestei limite. În ceea ce privește al doilea argument, considerăm, ca și I. Atanasiu (2), că lipsa cineritelor în Pontian nu poate fi interpretată în sensul încetării activității vulcanice; în toate regiunile vulcanice de vîrstă neogenă din țara noastră, și mai ales la Baia Mare, ultimele manifestări au avut caracter aproape exclusiv efusiv, ceea ce a făcut ca ele să nu mai poată fi consemnate prin cinerite, în complexele sedimentare.

Identificarea existenței manifestărilor vulcanice în Pliocen — mai ales în Pontian — în regiunea Baia Mare, subliniază unitatea modului de desfășurare a vulcanismului neogen în toată zona intracarpatică a țării noastre. În lanțul munților Călimani—Gurghiu—Hărghita, ca și în munții Apuseni, desfășurarea vulcanismului pe aproape întreaga întindere a Pliocenului fusese încă de mult stabilită; o situație mai puțin favorabilă pentru aceste observații la Baia Mare, făcuse ca existența vulcanismului de vîrstă pliocenă să fie mult timp incertă. Observațiile cele mai recente par să clarifice definitiv însă această problemă.

Concluziile expuse, asupra vîrstei vulcanismului în regiunea Baia Mare, concordă și cu vederile geologilor maghiari asupra desfășurării proceselor vulcanice neogene în Ungaria; făcînd abstracție de vulcanismul paleogen, desfășurat la W de Dunăre, formarea tuturor rocelor vulcanice poate fi considerată ca începînd în Mediteraneanul II și ajungînd pînă în Panonian. M. Pálfy, V. Szekyne Fux (82), J. Noszky, M. Hermann, N. Varga (44) B. Mauritz, V. Tolnay,

Institutul Geologic al României

(37), pentru a cita numai cîțiva autori, sînt unanimi în a plasa erupțiunile din diverse regiuni ale Ungariei în intervalul de timp menționat.

Întreaga activitate magmatică terțiară desfășurată la interiorul arcului carpatic pe teritoriul țării noastre aparține subciclului magmatic recent, ulterior cutărilor savice (H. STILLE, 78); ea reprezintă etapa de subsecvență desfășurată în cursul Miocenului și, probabil, unele aspecte ale magmatismului final bazaltic, în Pliocen (vezi mai departe).

Formațiunile subsecvente de la interiorul lanțului alpino-carpato-balcanic, considerat în întregul său, par a fi de vîrste diferite, față de aceea a vulcanitelor terțiare din Romînia; spre NW, în Ungaria, ele sînt ceva mai vechi, spre SE, în Rodopi, ele sînt ceva mai noi. Deși este posibil ca această situație să fie legată de o avansare progresivă a mișcărilor de cutare din zona alpină spre cea balcanică (în cadrul unei întregi evoluții nesimultane a zonei orogene), trebuie reținută și posibilitatea ca unele din produsele vulcanice terțiare vechi să aparțină primului subciclu magmatic, desfășurat în legătură cu mișcările austrice și laramice (78).

2. POZIȚIA OCUPATĂ DE REGIUNEA BAIA MARE ÎN CADRUL PROVINCIEI PETROGRAFICE TERȚIARE CARPATICE

P. NIGGLI este primul cercetător care, în anul 1922, a recunoscut unitatea provinciei petrografice eruptive de la interiorul arcului alpino-carpatic; ceva mai tîrziu, se adaugă studiul lui DE QUERVAIN (63), iar în 1928 H. SCHNEIDERHÖHN (72) conturează în sud-estul Europei provincia metalogenetică legată de magmatismul cretacic și terțiar. Atît P. NIGGLI cît și DE QUERVAIN leagă dezvoltarea magmatică de principalele faze de cutare, dar această problemă se clarifică în mod complet abia mai tîrziu, cînd H. STILLE stabilește legăturile cauzale și de timp între orogeneză și magmatism. H. STILLE consideră că, într-o regiune geosinclinală, magmatismul are patru momente principale de manifestare:

Inițial, ca vulcanism simatic, mai ales submarin, înaintea cutărilor;

Sinorogen, ca plutonism sialic, în timpul cutărilor principale;

Subsecvent, ca vulcanism sialic, în timpul ultimelor mișcări ale zonei geosinclinale;

Final, ca vulcanism simatic, după încetarea completă a cutărilor.

Succesiunea acestor patru momente de activitate magmatică, completă pentru unitățile mari privite în ansamblu, poate prezenta, local, unele lacune, fără ca prin aceasta să-și piardă valabilitatea.

Institutul Geologic al României

Magmatismul « neoidic » carpatic se grupează, după H. STILLE (78), în două subcicluri:

a) Un subciclu vechi, dominat de mișcările austrice și laramice, ce se desfășoară pînă la începutul Miocenului, cuprinzînd forme sinorogene și subsecvente;

b) Un subciclu recent, desfășurat în Miocen și Pliocen, constituit din formele sinorogene, subsecvente și finale ale magmatismului legat de cutările savice.

Vulcanismul terțiar de la interiorul arcului carpatic reprezintă magmatismul subsecvent — și, în parte probabil, final — al cutărilor savice. El constituie unul

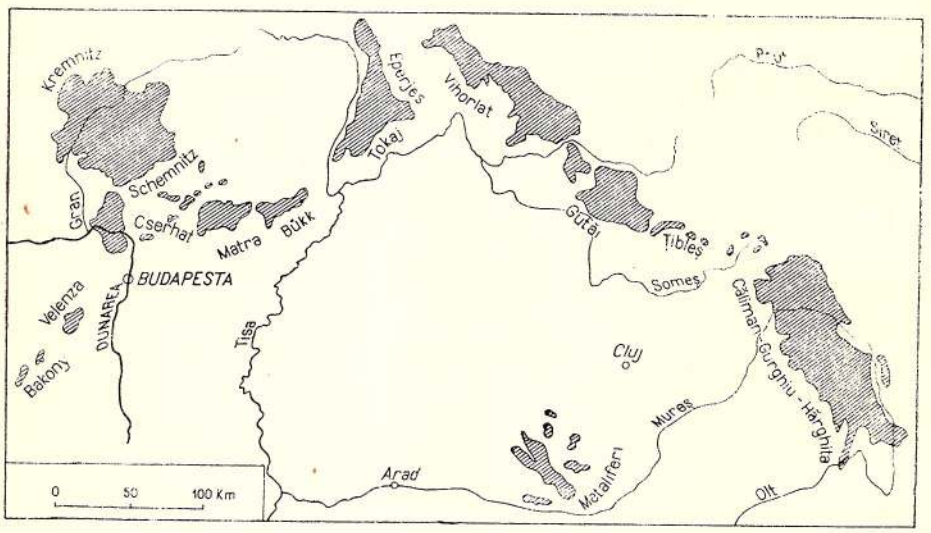


Fig. 19. — Vulcanismul neogen la interiorul arcului carpatic.

din momentele cele mai unitare, cel mai bine individualizate din desfășurarea magmatismului în această zonă. Deși produsele vulcanismului subsecvent pot fi comparate pe toată întinderea regiunii alpino-carpato-balcanice (ST. BONCEV, spre ex., aseamănă încă din 1896 rocele din Rodopi cu cele din Transilvania), vulcanismul de la interiorul arcului carpatic reprezintă partea cea mai bine conturată.

Bazinul Transilvaniei este, după L. MRAZEC (38), o depresiune interioară, care a început să se contureze spre sfîrșitul Oligocenului, poate chiar în Miocen, continuîndu-și, fără întrerupere, scufundarea pînă la sfîrșitul Pliocenului. Scufundarea a creeat la periferia sa zone de redusă rezistență, care au constituit principala cale de acces spre suprafață a magmelor vulcanismului subsecvent. Regiunile în care au apărut acestea sînt reprezentate în fig. 19.

Vulcanismul subsecvent a început să se manifeste pe marginile depresiunii transilvane și panonice în Miocen, în cele mai multe cazuri în Mediteraneanul II,

Institutul Geologic al României

dar uneori chiar din partea inferioară a Miocenului; din acest punct de vedere, situația este foarte clară și unitară.

Produsele vulcanismului au fost examinate comparativ, din punct de vedere petrografic și chimic, în mai multe lucrări, și înrudirea lor este astăzi un fapt bine dovedit; noi nu vom face decît să precizăm caracterele materialului cercetat, pentru a arăta cum se încadrează el în acest ansamblu.

Rocele andezitice de la Baia Mare prezintă asemănări, pînă la identitate, cu andezitele din multe puncte eruptive terțiare. Andezitele cu piroxen rombic și augit par a fi un produs reprezentativ, foarte comun în această provincie petrografică; cum, pe de altă parte, trăsăturile principale ale chimismului lor se regăsesc și la andezitul propilitic, se înțelege că toate constatările pot fi referite la întreg ansamblul rocelor andezitice, chiar în eventualitatea unor neconcordanțe în ceea ce privește determinarea rocelor andezitice ca vechi sau noi.

Andezitele din Masivul Cserhat par a fi cele mai apropiate; ele sînt reprezentate prin termeni cu augit, cu hipersten, cu amîndouă aceste minerale, cu olivină. Din punct de vedere chimic, ca și rocele de la Baia Mare, ele se caracterizează prin participări reduse ale SiO_2; valorile sale oscilează în jurul a 55 %, găsindu-se mult mai des sub și mai rar peste această valoare. Conținuturile de Al_2O_3 prezintă, în ambele regiuni, o largă variabilitate (14—23 %), dar participarea CaO, importantă, cu valori asemănătoare, reflectă în ambele cazuri bazicitatea rocelor, în special compoziția anortitică a feldspaților plagioclazi. O foarte ușoară deosebire se poate constata la raportul Na_2O: K_2O; pe lîngă valori asemănătoare acelora ale andezitelor de la Baia Mare, cca 3, rocele din masivul Cserhat prezintă și participări aproape egale ale celor doi oxizi alcalini.

Față de rocele andezitice din lanțul Călimani—Gurghiu—Hărghita, asemănările nu sînt așa de evidente, pentru că acestea nu sînt atît de omogene; uneori participările oxizilor de fer, alteori participarea CaO, și în alte cazuri raportul Na_2O: K_2O, reprezintă principalele deosebiri.

Andezitele din Munții Metaliferi sînt totdeauna mai acide.

Asemănări, mai importante uneori, se constată față de andezitele din Munții Țibleș (54); la conținuturi apropiate ale celorlalți oxizi, acestea sînt însă, de obicei, mai sărace în calciu.

Rocele dacitice au, cel puțin cantitativ, o importanță mai redusă în cadrul vulcanismului terțiar intracarpatic. În alcătuirea diverselor zone eruptive ele participă mai rar și din această cauză sînt și mai variate. Tot în masivul Cserhat apar roce care pot fi comparate cu dacitele de la Baia Mare; valorile tuturor componenților concordă. Cu aceeași corespondență chimică de ansamblu, se găsesc unele roce și în masivul Eperjes—Tokaj; uneori ele pot prezenta însă

Institutul Geologic al României

o cantitate ceva mai mare de CaO și MgO. Atît în Cserhat cît și în Eperjes — Tokaj, aceste roce sînt determinate ca andezite.

În lanțul Călimani—Gurghiu—Hărghita rocele corespunzătoare sînt uneori mai calcice și, în general, mult mai aluminoase; ele pot fi însă considerate ca avînd un chimism de aceeași natură cu rocele de la Baia Mare.

În Munții Metaliferi, la o aceeași participare a silicei, corespunde în mod aproape constant, o mai mare cantitate de CaO, ceea ce subliniază caracterul mai bazic al acestor roce, care sînt în realitate niște andezite.

Riolitele de la Baia Mare își regăsesc omologii în masivele Eperjes—Tokaj, Matra și în Munții Apuseni. Riolitele din partea sudică a masivului Eperjes —Tokaj sînt aproape identice cu cele de la Baia Mare; singura deosebire constă în faptul că, în timp ce la primele, participarea celor doi oxizi alcalini este aproape egală, în rocele de la Baia Mare K_2O predomină net asupra Na_2O, punînd în evidență în felul acesta, caracterul general mai potasic al magmei. În riolitele din masivul Matra această diferență este mult atenuată, deși raportul K_2O: Na_2O nu atinge valorile caracteristice rocelor de la Baia Mare.

În sfîrșit, în Munții Metaliferi se găsesc roce riolitice al căror chimism prezintă aceeași ușoară nepotrivire privind valoarea raportului K_2O: Na_2O. În lanțul Călimani — Ghurghiu — Hărghita nu există produse de această aciditate.

Exceptînd regiunea Baia Mare, roce cu caracter trahitic și ultrapotasic se mai găsesc în masivele Cserhat, Selmec—Körmöc, Eperjes—Tokaj, la Sajohidveg (toate în Ungaria) și sînt amintite și la Roșia Montană în Munții Apuseni. Singura trăsătură comună a acestor roce este abundența potasiului; în rest, nu numai că trahitele de la Baia Mare nu-și găsesc corespondenții chimici în nici una din aceste roce, dar nici acestea între ele, nu prezintă decît parțiale concordanțe.

CARACTERELE MAGMELOR

Materialul pe baza căruia au fost făcute considerațiile chimice asupra rocelor de la Baia Mare, provine din lucrarea lui M. VENDEL (90) (în care sînt strînse analizele executate pînă la acea dată) și lucrările romînești recente (14, 17, 64); în felul acesta au fost adunate 31 analize chimice, cărora le-am adăugat o analiză nouă (nr. 13), reprezentînd:

18 andezite (+1 dacit — andezit STOICOVICI), dintre care 12 bazaltoide unul propilitic, unul cuarțifer, și 4 neprecizate, dar aparținînd probabil formelor bazaltoide;

5 dacite, dintre care 3 în mod sigur și unul probabil aparțin tipului Șindileu;

Institutul Geologic al României

4 trahite, dintre care două sînt prezentate ca riolite în literatura anterioară; 4 riolite [1]).

ROCELE ANALIZATE

1.	Andezit bazaltoid cu amfibol	Vf. Sărmaşul Mare
2.	Andezit bazaltoid cu hipersten	Pîrîul Feciorului
3.	Andezit bazaltoid cu hipersten şi augit	V. Colbului, Băiţa
4.	Andezit bazaltoid cu hipersten şi augit	V. Limpede
5.	Andezit bazaltoid cu hipersten	Vf. Gutăi [2])
6.	Andezit bazaltoid cu hipersten şi augit	V. Bervincioara
7.	Andezit bazaltoid cu hipersten	Dealul Negru—Lacul Zînelor
8.	Andezit propilitic.	Mina Săsar, gal. Trei Stejari
9.	Andezit (bazaltoid?) cu piroxen	Negreşti
10.	Andezit bazaltoid cu hipersten şi augit	V. Bocii
11.	Dacit	Pîrîul Bărbunaculuí
12.	Andezit (bazaltoid?) cu piroxen	Baia Mare
13.	Andezit cuarţifer de tip Piscuiatul	Vf. Arşiţa Mică
14.	Andezit bazaltoid cu hipersten şi augit	V. Cicîrlăului
15.	Andezit (bazaltoid?)	Ferneziu
16.	Andezit cuarţifer cu piroxen	Vf. Murgău
17.	Trahit	V. Frumuşeaua, Murgău
18.	Andezit	Herja
19.	Andezit bazaltoid cu hipersten şi augit	Vf. Gutăi
20.	Trahit	Dealul Tarda, Seini
21.	Andezit	Rozsálytetö (?)
22.	Dacit de tip Şindileu	V. Cicîrlăului
23.	Dacit-andezit	Muntele Ouţ
24.	Riolit (= trahit)	Baia Mare
25.	Dacit de tip Şindileu	Vf. Şindileu
26.	Riolit (= trahit)	Murgău
27.	Dacit de tip Şindileu	V. Borcutului
28.	Dacit	V. Bărarului, mina Wilhelm
29.	Riolit	V. Limpede, Băiţa
30.	Riolit	V. Ilbei
31.	Riolit	V. Băiţei
32.	Riolit	V. Ilbei
A.	Trahit	Sajohidveg
B.	Trahit	Sajohidveg
C.	Trahit	Sajohidveg

[1]) În lucrarea noastră anterioară (64) proveniența acestei probe a fost greşit indicată.

[2]) Datele tuturor analizelor au fost prelucrate folosind tabelele de greutăţi moleculare recalculate de C. Burri şi P. Niggli (11). În toate diagramele, punctele reprezentative ale rocelor din suprafaţa cercetată au fost marcate prin numerele corespunzătoare din tabelul de analize chimice. Pentru a pune în evidenţă relaţiile dintre trahite, riolite şi dacitele de tip Şindileu (vezi mai departe cap. 7), punctele reprezentative ale acestor roce au fost notate cu semne deosebite.

Institutul Geologic al României

TABE

Nr. crt	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	50,52	22,90	4,39	2,44	0,28	3,20	9,87	3,06	0,85
2	51,98	19,56	5,25	3,63	0,13	3,55	8,74	2,30	1,05
3	52,87	17,67	7,11	1,78	0,23	4,86	9,36	2,74	0,66
4	53,04	21,05	3,56	5,14	3,90	0,18	7,24	3,22	0,52
5	53,68	17,73	4,29	5,57	0,14	3,83	7,04	3,30	1,28
6	53,70	19,95	7,18	1,47	0,23	3,52	7,58	3,05	0,91
7	53,70	17,47	5,54	5,23	0,04	3,57	7,47	3,22	0,85
8	54,42	17,38	4,48	3,69	0,21	2,29	7,43	3,49	1,48
9	54,94	22,20	1,23	6,30	nedet.	0,81	9,71	2,66	0,36
10	55,03	14,23	6,17	2,62	0,89	3,70	8,65	2,90	1,05
11	55,63	17,93	4,33	2,90	0,20	1,88	6,68	3,25	0,96
12	56,89	18,13	6,28	1,52	0,05	4,28	7,54	2,18	1,10
13	56,90	17,07	8,02	—	urme	3,00	9,12	2,88	0,52
14	57,07	23,56	1,93	4,07	0,14	3,35	3,94	3,21	0,88
15	57,48	17,61	—	7,81	nedet.	2,41	7,22	3,35	2,50
16	57,75	17,45	4,37	2,18	0,06	1,40	7,52	2,61	1,25
17	57,78	21,16	3,06	1,60	0,03	0,50	0,51	1,96	9,78
18	58,03	17,71	1,89	4,40	0,18	3,36	7,00	2,78	1,84
19	59,71	16,75	3,83	3,30	2,78	0,11	5,44	3,96	1,73
20	59,72	21,34	1,66	0,76	0,03	0,55	0,31	0,92	12,02
21	59,85	15,24	2,72	4,09	0,13	3,03	5,33	2,83	1,88
22	61,07	17,65	1,82	3,15	0,05	1,50	4,34	2,35	2,43
23	61,27	20,04	2,11	2,63	nedet.	2,06	8,17	2,42	1,19
24	63,51	17,73	4,05	1,00	0,04	0,42	urme	0,59	9,81
25	66,04	15,16	3,37	0,63	0,05	0,70	3,40	3,68	2,58
26	66,22	15,58	5,29	0,33	0,01	0,17	0,27	0,39	10,02
27	66,54	14,81	0,89	2,83	abs.	0,67	3,03	3,83	2,00
28	67,16	14,89	2,24	1,02	nedet.	0,42	2,88	4,21	3,85
29	70,94	15,64	0,24	0,49	0,02	0,15	0,56	4,43	5,31
30	73,10	13,90	0,21	1,45	0,02	0,75	0,22	3,57	5,85
31	74,52	12,65	0,92	0,74	nedet.	0,20	0,41	2,49	7,56
32	76,06	12,18	0,03	1,71	abs.	0,15	0,17	1,31	7,15
A	62,59	16,62	2,88	1,88	0,10	0,44	2,10	7,60	4,80
B	66,01	16,11	0,73	2,71	0,06	0,37	0,33	3,85	7,17
C	70,06	14,21	2,71	0,62	0,01	0,19	0,13	5,12	5,34

[1]) Numele analistului comunicat de autorul lucrării (16).

Analizele nr. 1, 2, 4, 6, 7, 8, 10, 13, 16, 18, 19, 21, 24, 26, 29, 31 sînt luate 22, 27, 30 din (86), analizele nr. 3, 11, 28 din (16), analiza nr. 5 din (18)

Institutul Geologic al României

LUL I

H_2O^-	H_2O^+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Suma	Obs.	Analist
0,89	0,48	0,98	0,14	0,19	100,19		S. Lupan
1,49	1,65	0,39	0,14	0,24	100,10		F. Popea
0,89	1,10	0,88	nedet.	—	100,35	0,09% S	C. Vasiliu [1])
0,88	0,23	0,77	0,28	0,10	100,51		C. Bărcănescu
1,01	0,75	1,09	0,16	0,26	100,13		S. Lupan
1,07	0,08	0,77	0,23	0,17	99,91		C. Bărcănescu
1,08	0,33	0,65	0,20	0,25	99,60		S. Lupan
0,78	3,47	0,59	0,15	0,34	100,20		F. Popea
1,09		0,80	nedet.	nedet.	100,10		E. Stoicovici
0,52	2,03	1,80	0,20	0,25	100,04		F. Popea
1,76	2,12	0,89	nedet.	abs.	99,84	1,30% CO_2	—
2,24		0,51	nedet.	nedet.	100,72		K. Emszt
0,15	1,35	0,78	0,25	0,16	100,20		C. Pătroescu
1,04	0,31	0,50	0,20	0,08	100,28		F. Popea
2,18		nedet.	nedet.	nedet.	100,56		K. v. Hauer
4,70		0,52	urme	nedet.	99,82		K. Emszt
0,75	1,12	1,26	0,09	0,59	100,19		F. Popea
0,53	0,63	0,88	nedet.	nedet.	99,24	0,01% CO_2	F. Brugger
0,75	0,59	0,76	0,14	0,18	100,03		S. Lupan
0,35	1,72	0,50	0,11	0,09	100,08		F. Popea
1,04	2,01	0,68	nedet.	nedet.	100,09	1,26% CO_2	F. Brugger
1,06	3,26	0,61	0,17	0,47	99,93		F. Popea
0,68		nedet.	nedet.	nedet.	99,97		E. Stoicovici
2,05		0,42	urme	nedet.	99,62		K. Emszt
1,28	1,66	1,39	0,10	abs.	100,04		F. Popea
1,05		0,37	0,07	nedet.	99,77		K. Emszt
0,97	3,61	0,38	1,08	1,11	99,75		F. Popea
1,40		nedet.	nedet.	—	100,07	2% S	E. Stoicovici
0,27	1,25	0,34	nedet.	nedet.	99,77	0,12%S; urme CO_2	A. Kizyk [1])
0,33	0,51	0,32	0,09	0,02	100,34		F. Popea
0,21		nedet.	nedet.	—	99,88	0,16% S	E. Stoicovici
0,39	0,77	0,38	0,04	0,05	100,39	0,12% ZrO	F. Popea
0,38	0,63	0,41	0,04	nedet.	100,53	0,06% CO_2	V. Tolnay
0,63	1,44	0,44	0,10	nedet.	100,29	0,34% CO_2	V. Tolnay
0,57	0,76	0,47	0,03	nedet.	100,33	0,11% CO_2	V. Tolnay

din (71), analizele nr. 12, 14, 15, 17, 20, 23, 25 din (98), analizele nr. 9, iar analizele A, B, C din (43).

Institutul Geologic al României

TABE

Nr. crt	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	Q	L	M	α	Fe
1	137	36	25	29	10	0,15	0,51	37	49	14	0,93	27,0
2	144	32	34	26	8	0,23	0,43	40	42	18	2,00	39,0
3	140	27,5	38	26,5	8	0,14	0,50	36	39	25	1,20	34,5
4	145	34	35	21	10	0,11	0,45	38	42	20	1,50	36,0
5	150	29	39	21	11	0,11	0,41	37	41,5	21,5	1,30	36,7
6	155	32	34	24	10	0,17	0,43	40	42	18	2,00	35,5
7	150	29	39	22	11	0,15	0,38	37	41,5	21,5	1,30	40,0
8	167	32	31	24	13	0,22	0,35	39	43	18	1,70	34,5
9	163	39	22	31	8	0,09	0,16	44	45	11	3,80	47,0
10	161	25	38	27	10	0,19	0,42	39	35	26	1,80	36,0
11	180	34	28	23	15	0,12	0,32	41	44,5	14,5	2,30	36,0
12	168	32	36	24	8	0,25	0,51	43	40	17	2,90	33,0
13	170	30	32	29	9	0,10	0,42	43	38	19	2,80	36,0
14	180	44	31	13	12	0,16	0,50	47	26	27	3,30	29,0
15	175	32	30	23	15	0,34	0,35	40	44,5	15,5	2,00	33,0
16	200	36	25	28	11	0,23	0,28	47	41	12	4,70	37,0
17	227	49	17	2	32	0,77	0,17	40	49	11	2,00	17,5
18	180	32	32	24	12	0,30	0,50	43	44	13	3,10	29,0
19	196	33	32	19	16	0,22	0,42	42,5	42,5	15	3,00	29,0
20	248	52	11	1	36	0,88	0,30	39	50	11	1,50	9,0
21	222	28	37	21	14	0,30	0,45	47	35	18	4,00	31,0
22	245	42	25	18	15	0,40	0,36	51	36	13	6,20	28,5
23	198	40	22	28	10	0,24	0,45	48	41,5	10,5	5,80	29,0
24	292	48	21	0	31	0,91	0,15	48	40	12	5,30	21,0
25	303	41	18	17	24	0,32	0,25	52	41	7	10,60	21,0
26	320	44	22	1	33	0,94	0,05	50	40	10	7,00	23,0
27	319	41	19	17	23	0,25	0,25	54	39,5	6,5	12,70	21,5
28	312	41	14,5	14,5	30	0,37	0,20	50	44	6	10,30	16,0
29	385	50	5	3	42	0,44	0,28	52	45	3	22,00	4,0
30	406	40	14	1	45	0,52	0,46	54	41	5	16,00	8,0
31	447	45	9	3	43	0,66	0,19	56	41,5	2,5	34,00	8,0
32	511	48	12	1	39	0,78	0,15	62	34	4	29,50	11,0
A	233	36	16	9	39	0,29	0,15	35,5	53,5	11	0,05	15,0
B	307	44	16	2	88	0,55	0,17	46	47,5	6,5	6,60	14,0
C	358	43	14	0	43	0,41	0,11	68	28	4	37,00	13,0

[1]) La calcularea acestei valori din O_{tot} nu s-a scăzut O în OH^- deoarece în analiză

Institutul Geologic al României

LUL II

Mg	K + Na	$\frac{100\ Mg}{Mg + Fe}$	$\frac{100\ Ca}{Ca+Na+K}$	$\frac{O_{tot} - O\ în\ OH^-}{Si + Al\ (coord.\ 4)}$	$\frac{Na_2O}{CaO}$	$\frac{SiO_2}{MgO}$
29,5	43,5	51,29	60,27	20,00	0,31	15,79
29,0	32,0	43,35	61,90	21,45	0,26	14,64
35,5	30,0	51,28	62,0	22,34	0,29	10,67
29,5	34,5	45,54	52,87	21,90	0,43	13,60
26,6	36,7	41,94	48,45	22,00	0,48	14,51
27,0	37,5	44,16	53,54	22,18	0,40	15,25
25,0	35,0	38,43	52,16	22,56	0,43	15,04
18,5	47,0	34,76	48,36	20,90	0,47	23,70
9,5	43,5	16,26	65,04	21,63 [1])	0,27	67,80
28,0	36,0	45,54	55,20	22,28	0,33	14,87
18,0	46,0	33,33	48,97	20,75	0,47	29,60
36,0	31,0	51,69	58,77	21,93 [1])	0,29	13,30
27,0	37,0	42,52	61,13	22,60	0,31	18,90
28,0	43,0	50,61	36,46	20,54	0,81	17,03
18,0	49,0	34,97	44,63	21,56 [1])	0,47	23,85
15,0	48,0	29,16	55,36	21,37 [1])	0,34	41,25
3,5	79,0	16,66	3,21	20,18	3,84	111,56
28,0	43,0	50,00	49,21	21,43	0,40	17,27
21,0	50,0	42,33	37,19	21,51	0,73	21,48
5,0	86,0	30,43	1,72	19,55	3,00	108,58
25,0	44,0	45,30	42,34	21,55	0,53	19,75
16,5	55,0	40,66	55,00	19,55	0,54	40,71
24,0	47,0	45,13	58,63	20,82 [1])	0,30	29,70
3,5	75,5	14,66	0,00	20,50 [1])	∞	151,21
7,0	72,0	25,27	25,75	20,21	1,08	94,34
1,0	76,0	5,40	2,17	20,57 [1])	1,44	389,53
7,0	71,5	24,24	29,31	20,00	1,26	99,31
3,5	80,5	19,23	19,33	20,74 [1])	1,46	16,00
1,5	94,5	28,57	3,77	19,83	8,00	472,93
7,0	87,0	48,78	1,28	20,08	16,23	97,46
1,5	90,5	19,23	2,82	20,90 [1])	6,07	377,60
2,0	87,0	14,29	1,52	19,86	7,70	507,70
3,0	82,0	14.93	9,56	20,77	3,62	142,25
3,0	83,0	17,85	2,12	19,86	11,70	178,40
1,5	85,5	10,64	0,72	20,22	39,38	368,75

H^2O+ nu a fost determinat separat.

Institutul Geologic al României

TABELUL III

Valorile Zavariţki

Nr. crt	*a*	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*a'*
1	9,1	12,7	12,6	65,6	44,4	47,0	6,1	84,7	—
2	7,0	10,7	16,1	66,2	53,6	40,8	5,5	77,1	—
3	7,3	8,8	20,1	63,8	41,5	42,5	16,0	86,2	—
4	8,1	9,2	18,7	64,0	46,2	38,0	—	90,4	15,7
5	9,6	7,9	17,2	65,3	54,3	38,8	7,0	79,7	—
6	8,7	8,9	15,8	66,6	52,6	40,5	7,0	83,1	—
7	8,8	7,9	18,2	65,1	56,0	35,0	9,1	85,2	—
8	10,6	7,2	14,8	67,4	54,4	28,2	17,3	77,9	—
9	7,1	13,0	9,5	70,4	82,4	16,0	1,6	92,4	—
10	8,1	5,7	20,3	65,9	43,5	31,7	25,0	80,8	—
11	12,0	6,4	12,8	68,8	56,0	27,0	17,7	63,1	—
12	6,7	9,3	15,2	68,8	74,4	50,7	1,9	75,5	—
13	7,4	8,3	15,8	68,5	45,4	33,6	34,5	90,3	—
14	8,0	4,6	24,1	63,3	22,4	22,7	—	84,4	54,8
15	11,4	6,4	14,4	67,8	53,0	29,1	18,1	66,6	—
16	8,2	8,7	10,4	72,7	62,0	25,2	13,0	76,3	—
17	18,6	0,6	13,6	67,2	30,3	6,1	—	23,2	63,6
18	9,2	7,7	13,4	69,7	46,8	44,4	8,5	70,0	—
19	10,2	6,5	12,0	71,3	56,2	40,8	3,0	88,8	—
20	19,6	0,3	11,0	69,1	30,0	8,7	—	1,1	71,2
21	9,2	4,3	14,4	72,1	45,8	37,3	17,0	70,3	—
22	8,9	5,6	12,6	72,9	42,1	20,8	—	59,5	37,1
23	7,3	10,4	9,2	73,1	48,0	39,5	—	75,7	12,4
24	15,3	0,0	13,1	71,6	32,8	5,6	—	8,3	61,5
25	12,6	4,2	5,0	78,2	70,4	28,0	—	68,2	5,6
26	15,2	0,4	9,8	74,6	48,0	2,7	—	5,8	49,3
27	11,7	3,7	6,1	78,5	58,1	1,1	—	74,5	23,1
28	15,8	2,6	4,6	77,0	63,6	15,1	21,2	62,2	—
29	17,2	0,6	3,1	79,1	21,7	8,3	—	56,1	70,0
30	15,6	0,2	4,5	79,7	32,0	27,5	—	48,1	40,5
31	15,9	0,2	1,9	82,0	72,4	17,2	10,3	33,6	—
32	13,0	0,2	4,6	82,2	36,3	6,1	—	21,6	59,1
A	22,1	0,8	6,1	71,0	46,6	12,2	41,1	27,3	—
B	18,8	0,4	5,7	75,1	54,7	11,9	—	22,5	33,3
C	18,4	0,1	3,2	78,3	87,5	10,4	2,1	59,4	—

Din aceste 32 analize, 9 reprezintă roce din suprafaţa cercetată de noi. Caracterele chimice ale rocelor de la Baia Mare constau în:

a) Participarea importantă a aluminiului, ceea ce determină valori *al* foarte ridicate; caracterul magmelor este isofalic şi salic (fig. 20), în acest din urmă domeniu plasîndu-se toate rocele trahitice, riolitice şi dacitele de tip Şindileu.

Institutul Geologic al României

Formele cele mai bazice ale rocelor andezitice se găsesc însă în afara cîmpului isofal, aproape în cîmpul semifemic, indicînd, și în acest fel, caracterul bazaltoid al rocelor.

b) Participarea relativ scăzută a alcaliilor, la marea majoritate a rocelor; punctele reprezentative ale celor mai multe roce cad, în diagrama *al—alk* (fig. 21), în domeniul $alk < 1/2\ al$, cu alcalinitate relativ redusă.

Participarea alcaliilor este, dimpotrivă, foarte importantă în rocele trahitice, riolitice și în dacitele de tip Șindileu; punctele lor reprezentative se găsesc, în aceeași diagramă, în cîmpurile $alk > 2/3\ al$ și $alk > al$, rocele dovedindu-se a fi bogate și foarte bogate în alcalii. Valorile *alk* foarte ridicate corespund însă totdeauna și unor valori *al* ridicate. Interesantă este, din acest punct de vedere, poziția trahitelor; deși foarte bogate în alcalii (respectiv K_2O), ele prezintă valori *al* excepțional de mari, fapt care face ca raportul *alk: al* să fie mai mic decît la riolite.

c) În rocele bogate în alcalii domină totdeauna potasiul, situație care se reflectă în valorile *k* excepțional de mari.

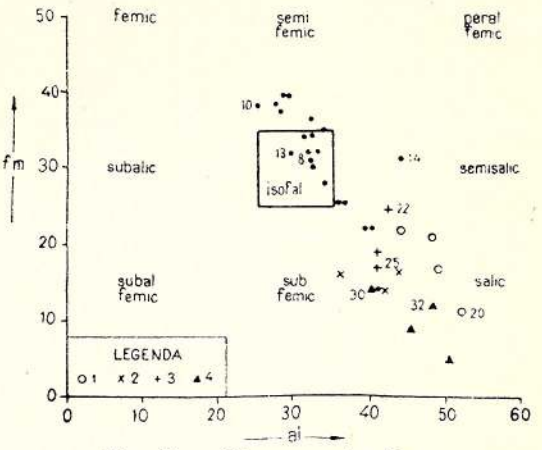


Fig. 20. — Diagrama *al — fm*.

1, trahite la suprafață; 2, trahite în profunzime (Sajohidveg); 3, dacite tip Șindileu; 4, riolite.

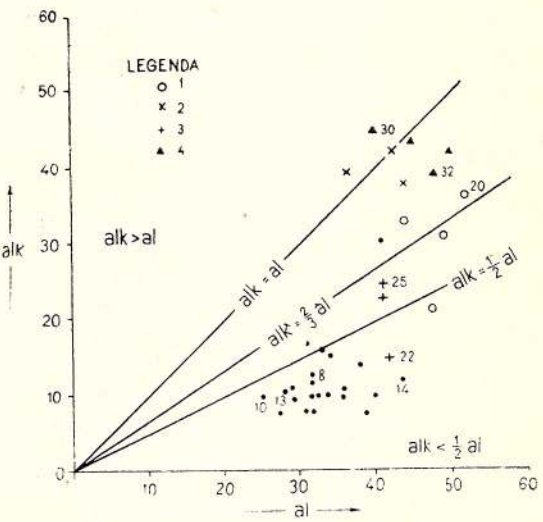


Fig. 21. — Diagrama *al — alk*.

1, trahite la suprafață; 2, trahite în profunzime (Sajohidveg); 3, dacite tip Șindileu; 4, riolite.

Rocele cuprinse în tabelele alăturate (I—III) reprezintă, în vederile lui P. Niggli (43), următoarele tipuri de magme:

Andezitele, atît cele propilitice cît și cele bazaltoide, se încadrează în grupul magmelor dioritice. Tipul normal-dioritic este cel mai bine reprezentat,

Institutul Geologic al României

cea mai mare parte a andezitelor bazaltoide aparținînd acestui tip; formele cele mai bazice se încadrează aproape exact în tipul gabbrodioritic, în timp ce alte forme aparțin tipului peléeitic. Magma andezitului propilitic este de tip peléeitic, ca și aceea a andezitului cuarțifer de tip Piscuiatul.

Dacitele reprezintă, în majoritatea cazurilor, magme din grupul granitic, de tip granodioritic; acesta prezintă treceri spre tipul yosemititic și chiar spre cel trondhjemitic din grupul magmelor dioritice.

Riolitele reprezintă magme granitice de tip aplitgranitic pînă la engadinitic.

Trahitele nu pot fi, bineînțeles, încadrate în nici un tip de magme, considerînd chimismul formelor de suprafață. Trahitele de la Sajohidveg par a aparține seriei sodice, tipurilor de magme foyaitice, nordmarkitice și alcaligranitice.

Tipurile de magme fundamentale sînt deci: tipul normal dioritic, cu treceri spre cel gabbrodioritic și cel peléeitic; tipul peléeitic; tipul granodioritic, cu treceri spre cel yosemititic și cel trondhjemitic; tipul aplitgranitic, cu treceri pînă la cel engadinitic.

Acestora li se adaugă tipul alcaligranitic și nordmarkitic din grupul magmelor alcaligranitice, și tipul normal-foyaitic din grupul magmelor foyaitice, seria de magme sodice.

Este interesant de remarcat că rocele trahitice par a reprezenta seria de magme sodice, în ciuda formelor ultrapotasice pe care ajung să le adopte în cele mai multe cazuri.

Situații asemănătoare, uneori numai parțial, se găsesc în regiunile Cserhat și Tokaj—Eperjes, acolo unde și rocele prezintă, fiecare în parte, cele mai multe asemănări.

EVOLUȚIA CHIMISMULUI MAGMELOR

În alcătuirea diagramelor care reprezintă evoluția chimismului magmelor din regiune am ținut seama de două fapte:

a) Compoziția chimică a trahitelor nu reprezintă alcătuirea lor inițială, ci este rezultatul unor procese secundare;

b) În dezvoltarea vulcanismului din regiune s-au putut separa mai multe faze, în cadrul cărora evoluția magmatică a constituit, probabil, mai multe cicluri, mai mult sau mai puțin complete.

Din aceste motive, în trasarea curbelor din diagrame nu au fost folosite punctele reprezentative ale trahitelor; ele au fost introduse — ca și acelea reprezentînd rocele de la Sajohidveg — numai pentru comparație. Pentru a obține o idee asupra mersului real al evoluției chimismului magmatic, am schițat și diagrame în care în abscisă este notat timpul. Valoarea unor asemenea diagrame depinde însă, bineînțeles, de exactitatea succesiunii stabilite pentru producerea

Institutul Geologic al României

rocelor. În situația noastră, poziția termenilor extremi este sigură; pentru cei intermediari, considerăm că modul în care sînt grupați prezintă cele mai multe șanse de a reprezenta succesiunea reală. O a doua condiție pentru valabilitatea diagramelor este însă și apartenența rocelor la un același cuptor magmatic, considerarea rocelor dintr-o aceeași linie de evoluție; deși, din acest punct de vedere, situația pare nesigură, deoarece este foarte probabil că în regiune au existat mai multe camere magmatice mici, în realitate, pentru materialul la care ne referim — în deosebi din prima fază de erupție și cantonat pe o suprafață foarte redusă — și această condiție pare asigurată. Bineînțeles însă că aceste diagrame nu au decît o valoare informativă.

Partea bazică a tuturor diagramelor apare totdeauna mai complexă, din cauza numărului mai mare de puncte reprezentative care se plasează aici (cele mai multe analize reprezintă roce andezitice); această situație este mai accentuată în diagramele valorilor Niggli, unde punctele sînt ceva mai aglomerate, deoarece esența acestora, raportarea participării unor oxizi la suma oxizilor bazici, face ca trăsăturile comune ale rocelor să iasă și mai bine în evidență.

Diagrama de variație a oxizilor (fig. 22 și 23) are înfățișarea normală a unei diferențieri calcoalcaline; ea cuprinde intervalul 50—75 % SiO_2. Trăsăturile care caracterizează această diagramă sînt:

a) Alura descendentă, cu pantă accentuată, a curbei Al_2O_3 în tot acest interval;

b) Intersecția curbelor Na_2O și K_2O are loc în jurul valorii 70 % SiO_2, datorită tendinței de scădere a participării sodiului în rocele acide;

c) Curbele MgO și CaO converg în domeniul acid, datorită dispariției aproape totale a acestor componenți;

d) Curba FeO + Fe_2O_3 (am preferat să reprezentăm fierul total, deoarece pentru o bună parte dintre roce nu avem indicații exacte asupra stării de oxidare a componenților) intersectează curba CaO în domeniul bazic;

e) Curbele K_2O și MgO se intersectează sub valoarea 60 % SiO_2.

Diagramele de variație a valorilor Niggli (fig. 24 și 25) se pot alcătui cu suficientă exactitate. Ele reprezintă aspectul caracteristic unei diferențieri de tip calcoalcalin: curbele *c* și *fm* cu alură accentuat descendentă, mai mult sau mai puțin paralele; curba *alk* accentuat ascendentă, intersectîndu-le pe primele două; curba *al* ușor ascendentă, la partea superioară a celor precedente, intersectînd curba *fm* în porțiunea sa bazică. Diagrama prezintă însă cîteva trăsături care fixează caracteristicile diferențierii magmatice în această regiune:

a) curba *alk* are o pantă foarte pronunțată, deoarece valorile *alk* depășesc 45; ea ajunge în domeniul acid aproape la intersecție cu curba *al*;

Institutul Geologic al României

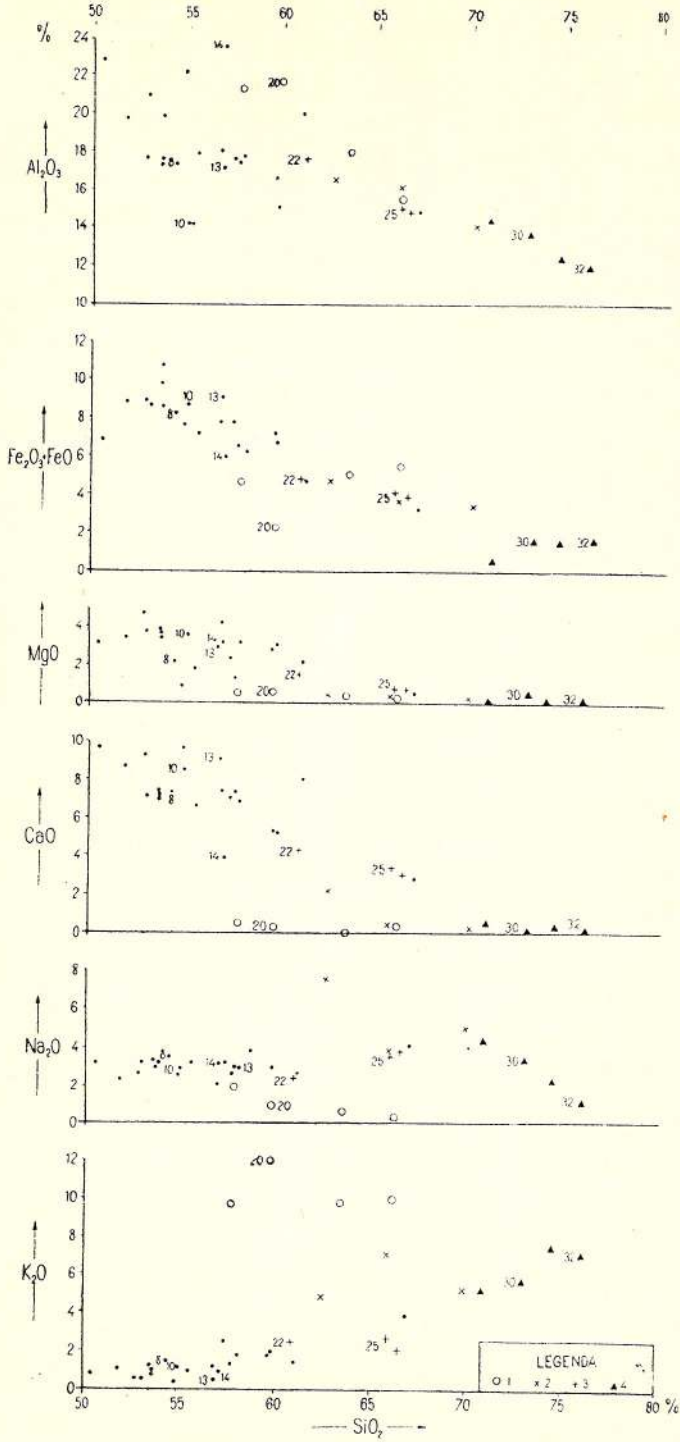


Fig. 22. — Diagrama de variație a oxizilor.
1, trahite la suprafață; 2, trahite în profunzime (Sajohidveg); 3, dacite tip Șindileu; 4, riolite.

Institutul Geologic al României

b) curbele *c* și *fm* nu se ating: după un moment de maximă apropiere în domeniul *si* = 300—320, ele prezintă o ușoară tendință de divergență; în domeniul bazic ele nu diverg ci se mențin aproape paralele;

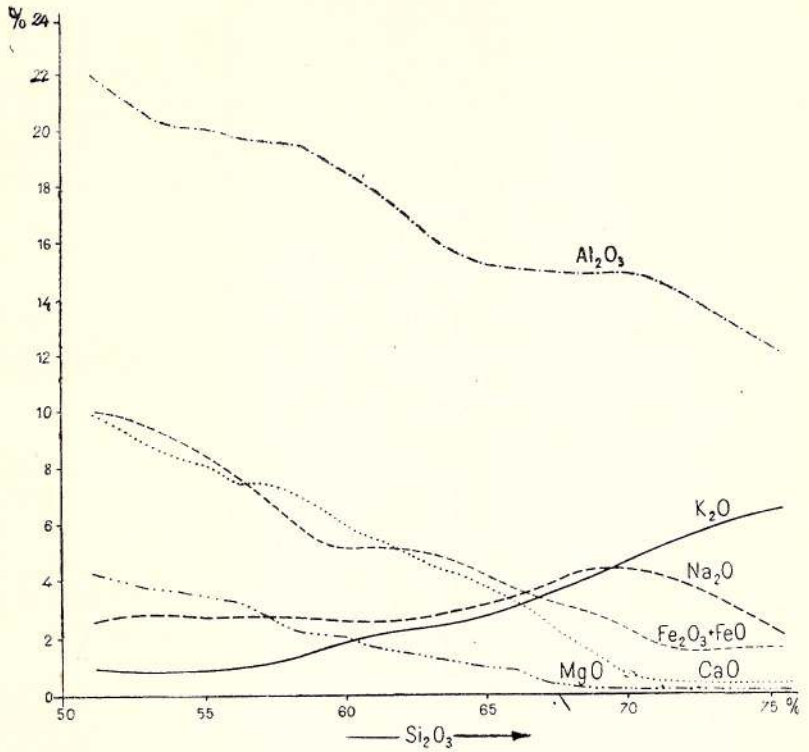


Fig. 23. — Diagrama de variație a oxizilor (idealizată).

c) curba *al* nu interesectează curba *c*, deoarece, chiar în domeniul bazic, valorile *al* se mențin superioare valorilor *c*, datorită conținutului ridicat de Al_2O_3 în toate rocele.

Punctul isofal se găsește în regiunea *si* = 180.

Diagramele *si—k* și *si—mg* (fig. 26 și 27) sînt foarte concludente. Diagrama *si — k* arată că, odată cu creșterea acidității, se produce nu numai o îmbogățire în alcalii, ci și o ridicare enormă a valorii raportului K: Na. Aceasta se datorește nu numai intervenției potasiului, ci și unei scăderi a participării sodiului în domeniul acid. Egalizarea valorilor Na_2O și K_2O, și inversarea valorii raportului se produce în jurul acidității 70 % SiO_2 (ceea ce determină în aceeași zonă, valori de cca 0,5 pentru *k*, corespunzînd deci unor valori 0,5 pentru raportul Na : Na+K, analog celui dintîi).

Institutul Geologic al României

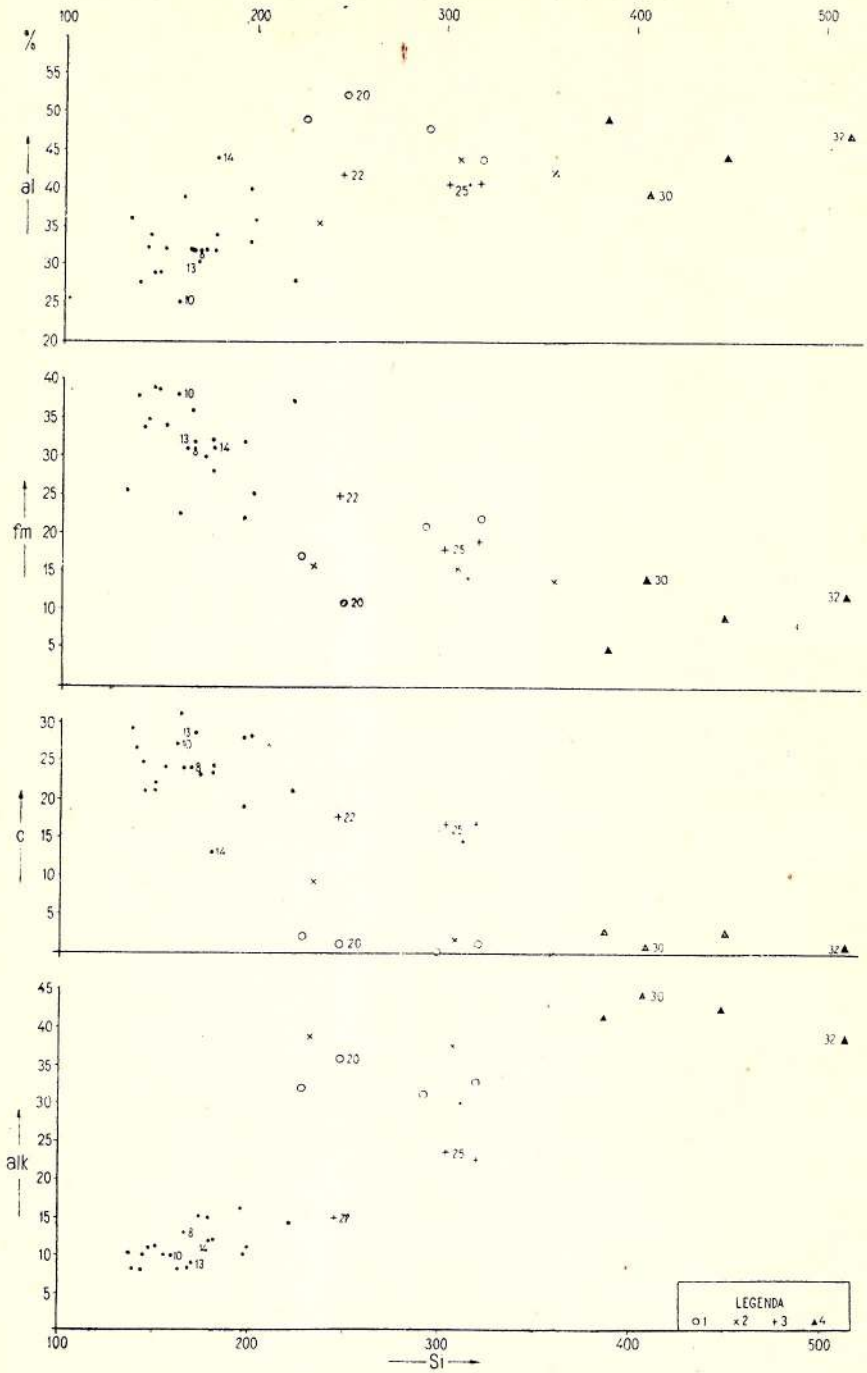


Fig. 24. — Diagrama de variație a valorilor Niggli.

1, trahite la suprafață; 2, trahite în profunzime (Sajohidveg); 3, dacite tip Șindileu; 4, riolite.

Institutul Geologic al României

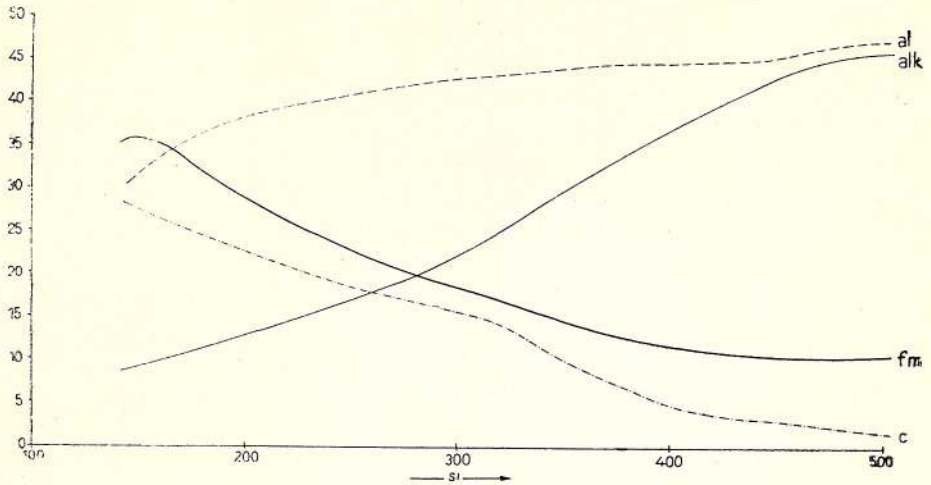


Fig. 25. — Diagrama de variație a valorilor Niggli (idealizată).

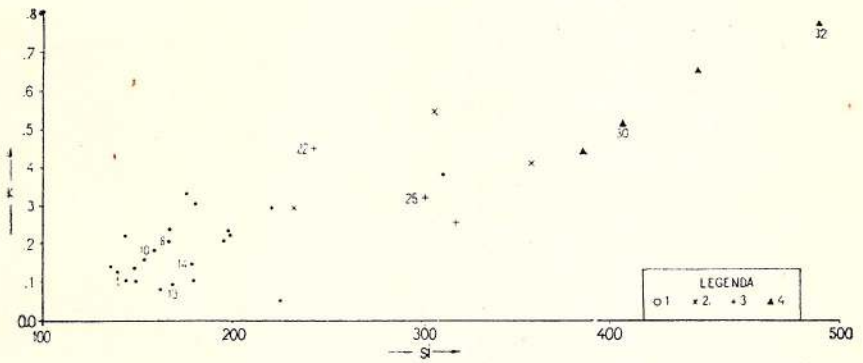


Fig. 26. — Diagrama *si* — *k*.

1, trahite la suprafață; 2, trahite în profunzime (Sajohidveg); 3, dacite tip Șindileu; 4, riolite.

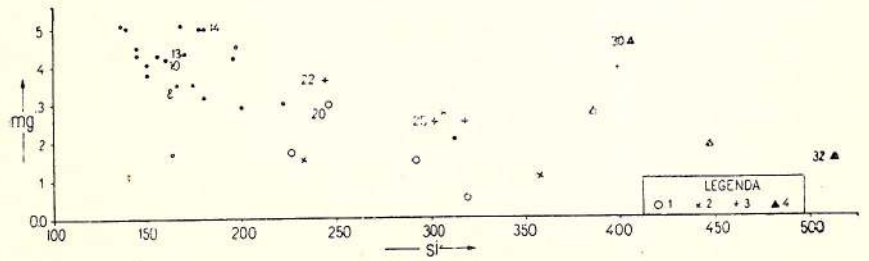


Fig. 27. — Diagrama *si* — *mg*.

1, trahite la suprafață; 2, trahite în profunzime (Sajohidveg); 3, dacite tip Șindileu; 4, riolite.

Institutul Geologic al României

Diagrama *si—mg* reprezintă o altă oglindire a schimbării raporturilor principalilor oxizi odată cu creșterea acidității.

În diagrama *k—mg* (fig. 28) punctele reprezentative ale rocelor se plasează în jumătatea ei sud-vestică; depășesc diagonala NW—SE sau sînt în imediata ei apropiere, rocele trahitice și unele riolite. Este interesant de subliniat concentrarea acestor roce în colțul sud-estic al diagramei, situație care indică, pentru ele, caractere cu totul speciale; cu această excepție, diagrama *k—mg* are aspectul normal pentru o provincie calcoalcalină.

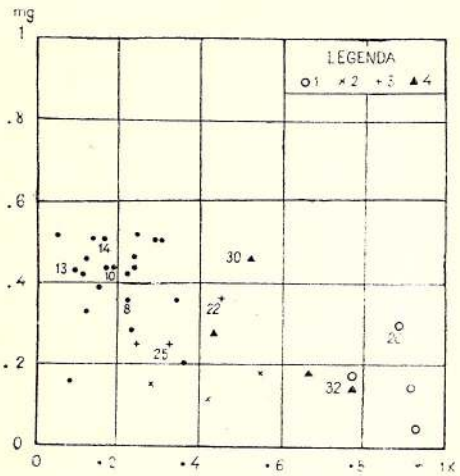


Fig. 28. — Diagrama *k— mg*.

1, trahite la suprafață; 2, trahite în profunzime (Sajohidveg); 3, dacite tip Șindileu; 4, riolite.

Aspecte caracteristice pentru evoluția unor magme calcoalcaline prezintă și diagramele $\frac{O_{tot} - O \text{ în } OH^-}{Si + Al(coord.\ 4)} - \frac{100\ Ca}{Ca + Na + K}$ (fig. 29), $\frac{O_{tot} - O \text{ în } OH^-}{Si + Al\ (coord.\ 4)} - \frac{100\ Mg}{Mg + Fe_{tot}}$ (fig. 30), $Fe_{tot} - Na + K - Mg$ (fig. 31).

În primele două diagrame, deși cîmpurile în care se proiectează punctele reprezentative ale rocelor sînt destul de largi, este evidentă proporționalitatea directă dintre cele două valori. A treia diagramă arată creșterea continuă a participării alcaliilor în cursul evoluției magmei. Datorită caracterelor specifice fiecăror valori, numai în diagrama din fig. 29 trahitele ocupă o poziție net deosebită față de celelalte roce (exceptînd, bineînțeles, riolitele).

Diagrama QML (fig. 32) arată și ea, caracterele calcoalcaline ale provinciei, prin plasarea tuturor punctelor reprezentative ale rocelor (cu o singură excepție) deasupra liniei PF ($\alpha = 1$). Aceleași aspecte, poate și mai caracteristice pentru o provincie calcoalcalină, le prezintă diagrama 100-M — α (fig. 33).

Diagrama valorilor Zavarițki (fig. 34) subliniază caractere deja cunoscute din alte reprezentări, dar pune în evidență și alte aspecte specifice ale chimismului rocelor de la Baia Mare. Se pot face trei observații cu caracter general asupra acestei diagrame și asupra valorilor:

a) Toate rocele se încadrează în seria compozițiilor normale și seria compozițiilor suprasaturate în alumină; nici chiar trahitele, cu excepționalele lor

Institutul Geologic al României

valori pentru K_2O, nu sînt suprasaturate în alcalii, din cauza menținerii participării importante a Al_2O_3;

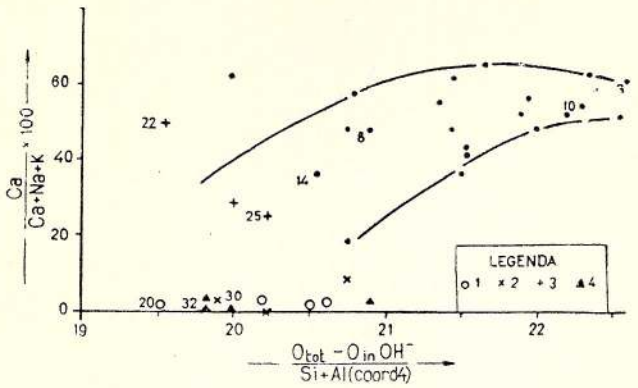


Fig. 29. — Diagrama $\frac{O_{tot} - O \text{ în } OH^-}{Si + Al \text{ (coord. 4)}} - \frac{100\ Ca}{Ca + Na + K}$

1, trahite la suprafață; 2, trahite în profunzime (Sajohidveg); 3, dacite tip Șindileu; 4, riolite.

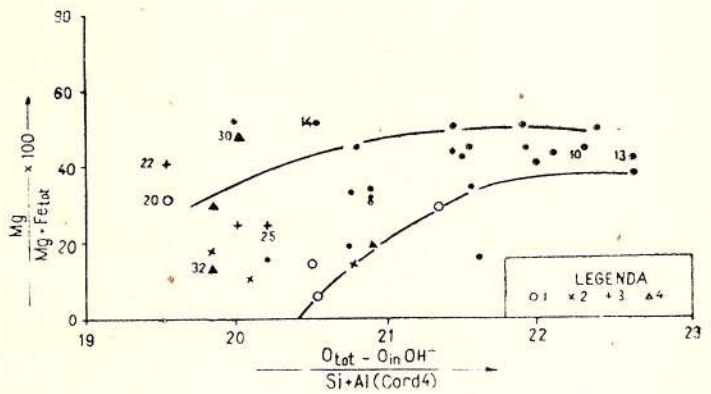


Fig. 30. — Diagrama $\frac{O_{tot} - O \text{ în } OH^-}{Si + Al \text{ (Coord. 4)}} - \frac{100\ Mg}{Mg + Fe_{tot}}$

1, trahite la suprafață; 2, trahite în profunzime (Sajohidveg); 3, dacite tip Șindileu; 4, riolite.

b) Cîmpul pe care se repartizează punctele reprezentative ale rocelor, în partea stîngă a diagramei, este foarte larg, corespunzînd unor diferențe apreciabile ale valorilor *c* ;

Institutul Geologic al României

c) Cîmpul ocupat de punctele reprezentative ale rocelor în partea dreaptă a diagramei prezintă, în porțiunea sa superioară, o accentuată inflexiune spre dreapta, ca urmare a valorilor *a* foarte mari în domeniul acid.

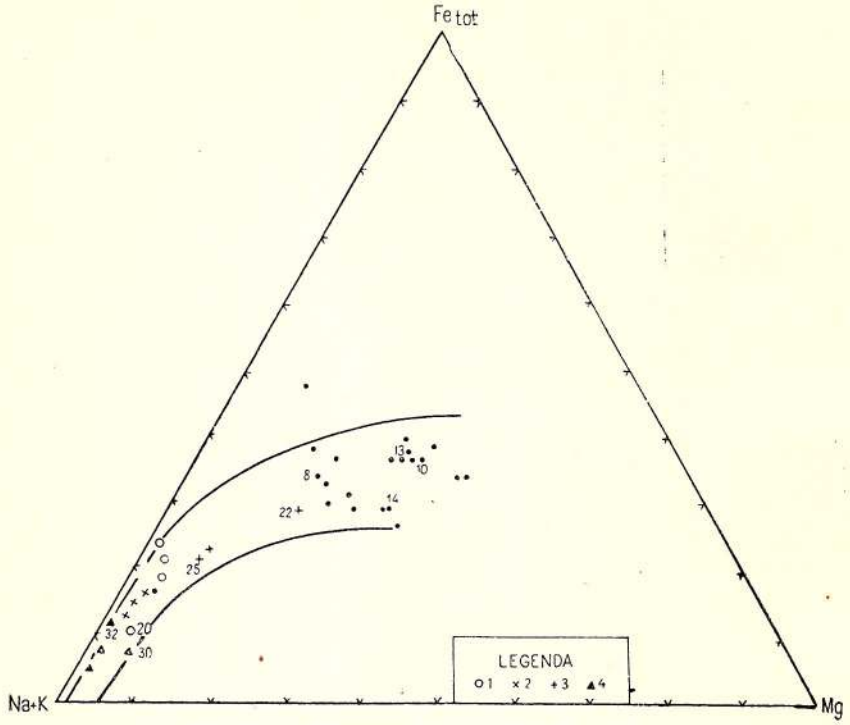


Fig. 31. — Diagrama Fe_{tot} — Na+K — Mg.

1, trahite la suprafață; 2, trahite în profunzime (Sajohidveg); 3, dacite tip Șindileu; 4, riolite.

Prin această ultimă caracteristică, aspectul diagramei se apropie de acela al diagramelor prezentate de ZAVARIȚKI (93) pentru rocele de tip Sierra-Nevada și San Francisco.

Variația largă a valorilor *c* revine, în cea mai mare parte, andezitelor bazaltoide; aceasta constituie o altă sugestivă reprezentare a trecerii chimismului acestor andezite spre bazalte. Această situație, ca și alte caracteristici ale andezitelor bazaltoide, trahitelor și riolitelor, sînt discutate însă în cadrul altor capitole.

Diagramele $SiO_2 - \frac{Na_2O}{CaO}$ (fig. 37) și $SiO_2 - \frac{SiO_2}{MgO}$ (fig. 38) au fost construite îndeosebipentru a pune în evidență trăsăturile specifice ale trahitelor și vor fi discutate în capitolul privind geneza acestor roce; ele prezintă, dealtfel, în rest, aspecte normale.

Institutul Geologic al României

Diagramele în care chimismul rocelor este prezentat în funcție de timp, (fig. 35 și 36) au toate același aspect: valorile se situează în lungul unei linii frînte, cu un singur și foarte accentuat unghi. Ele permit următoarele două observații, care coincid, dealtfel, și cu concluziile considerațiilor de altă natură:

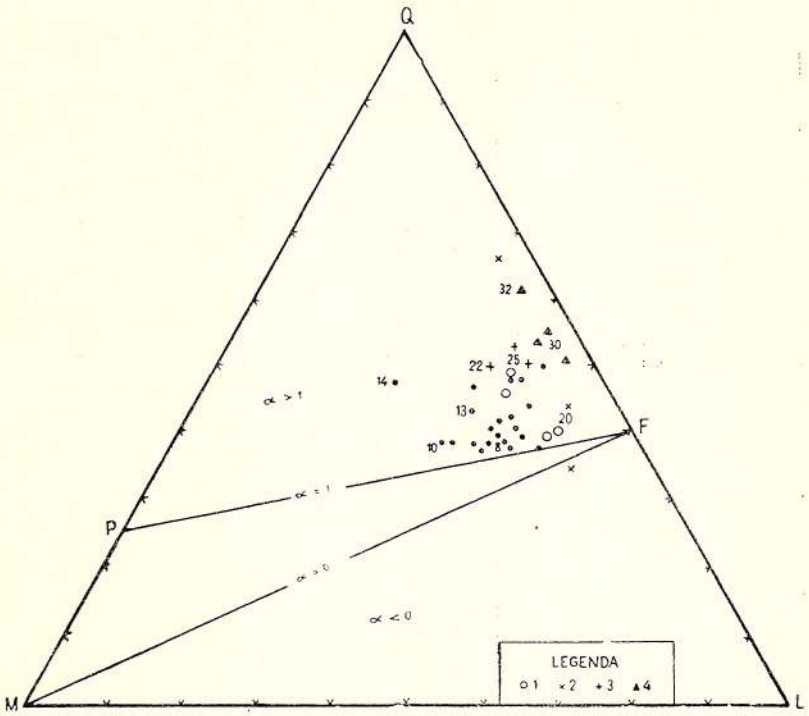


Fig. 32. — Diagrama QML

1, trahite la suprafață; 2, trahite în profunzime (Sajohidveg); 3, dacite tip Șindileu; 4, riolite.

a) Rocele existente în regiunea cercetată reprezintă cel puțin două cicluri magmatice. Andezitele bazaltoide reprezintă probabil o reîmprospătare a materialului magmatic, după desăvîrșirea ciclurilor de evoluție anterioare.

b) Rocele trahitice și dacitele de tip Șindileu constituie un « accident » în evoluția magmatică; ele nu reprezintă un produs final al creșterii acidității magmei, ci o situație specială, născută lateral față de linia normală de evoluție.

Foarte recent, H. Stille (77, 78) a arătat că porțiunile profunde ale scoarței corespunzînd regiunilor vulcanice legate de marile orogene reprezintă, foarte probabil, nu numai zone de migrare a magmelor ci și de naștere a lor. Deoa-

Institutul Geologic al României

rece, în cursul cutărilor, pătura de *Sial* se îngroașă, întregul bloc se afundă, conform principiului isostasiei, și nivelul de bază al *Sial*-ului ajunge în regiuni în care are loc topirea sa. Formarea de astfel de magme palingene (litogene) trebuie să se fi produs deci, mai ales, în zonele în care astăzi se constată structuri în pînze (H. STILLE examinează, din acest punct de vedere, zona Carpaților răsăriteni).

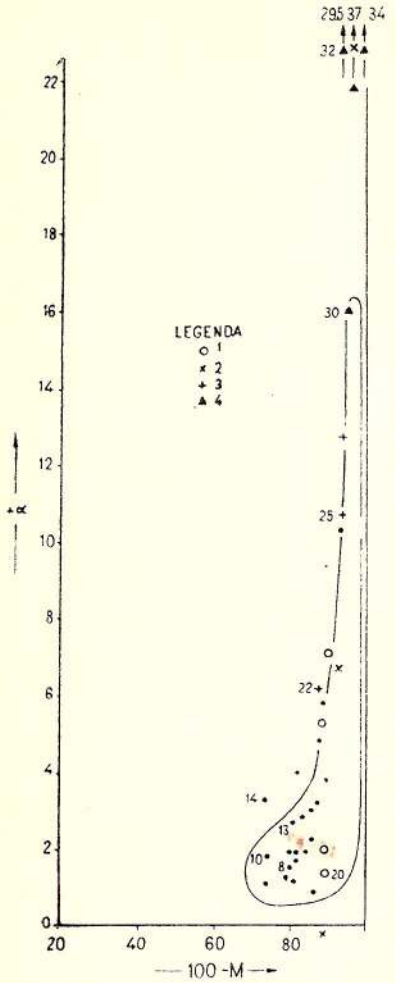


Fig. 33. — Diagrama 100-M — α. 1, trahite la suprafață; 2, trahite în profunzime (Sajohidveg); 3, dacite tip Șindileu; 4, riolite.

Dacă principalul moment de formare a magmelor din regiunea intern carpatică ar fi legat, în această ipoteză, de cutările savice — aceasta explicînd intensitatea excepțională a vulcanismului în Miocen — este normal să presupunem că procese asemănătoare au avut loc și în cursul cutărilor ulterioare. Observațiile noastre privind posibilitatea existenței mai multor cuptoare magmatice, și deci a mai multor subcategorii de magme (observații menționate în diverse capitole), pot fi încadrate deci, în bună măsură, în vederile lui H. STILLE asupra originii magmelor în zonele orogene.

3. GENEZA ROCELOR TRAHITICE

Roce cu caracter alcalin au fost identificate în puține puncte ale lanțului vulcanic de la interiorul arcului carpatic: în Ungaria, în regiunile Tokaj și Sajohidveg (în acest ultim punct, în foraje adînci) și în țara noastră, în regiunea Baia Mare (o rocă cu caracter ultrapotasic este citată și la Roșia Montană, în Munții Apuseni).

Mențiuni asupra prezenței rocelor trahitice în țara noastră au fost făcute de foarte multă vreme, dar ele nu s-au referit niciodată, sau numai cu totul întîmplător, la adevăratele trahite; în majoritatea cazurilor, determinările de roce nu mai corespund actualei dezvoltări a petrografiei (vechile trahite sînt în

Institutul Geologic al României

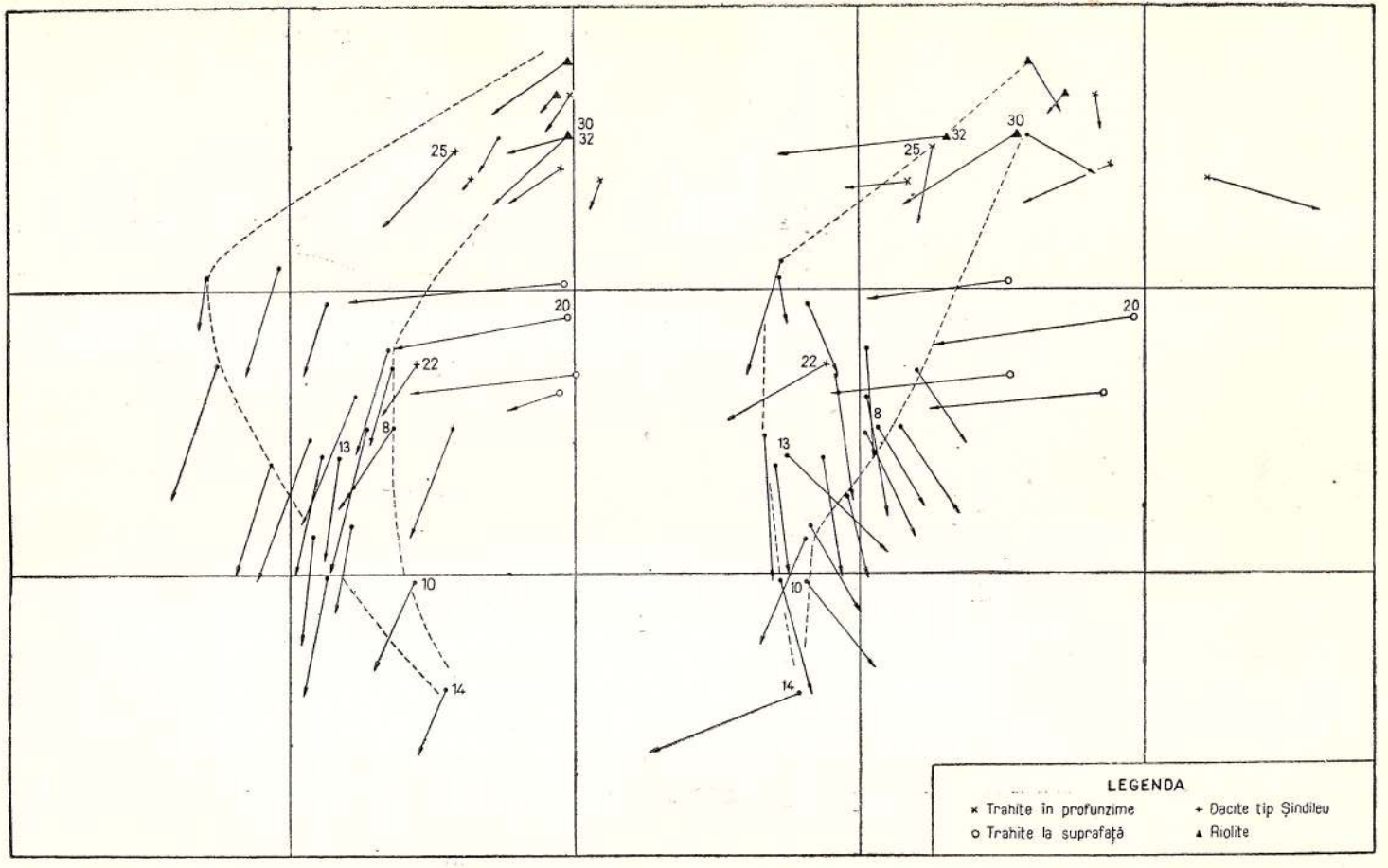


Fig. 34. — Diagrama valorilor Zavariţki.

Institutul Geologic al României

realitate roce dacitice sau riolitice); pe de altă parte, realele trahite au fost totdeauna considerate drept riolite. Prezența rocelor trahitice, în sensul modern

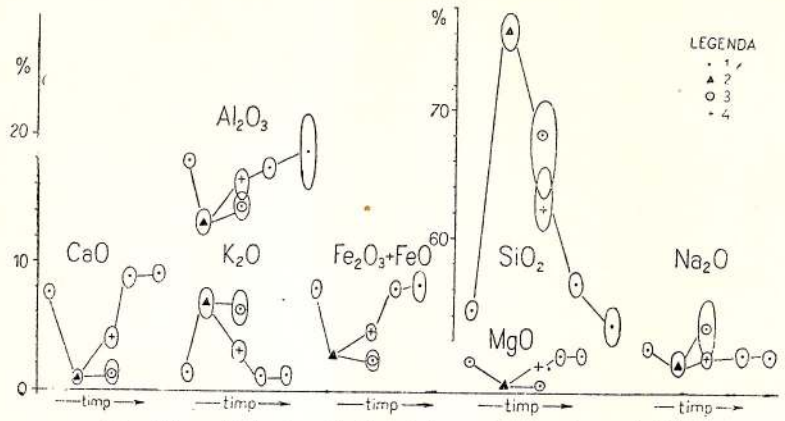


Fig. 35. — Variația chimismului rocelor în timp (oxizi).
1, andezite propilitice, cuarțifere de tip Piscuiatul și bazaltoide; 2, riolite; 3, trahite la suprafață; 4, dacite de tip Șindileu.

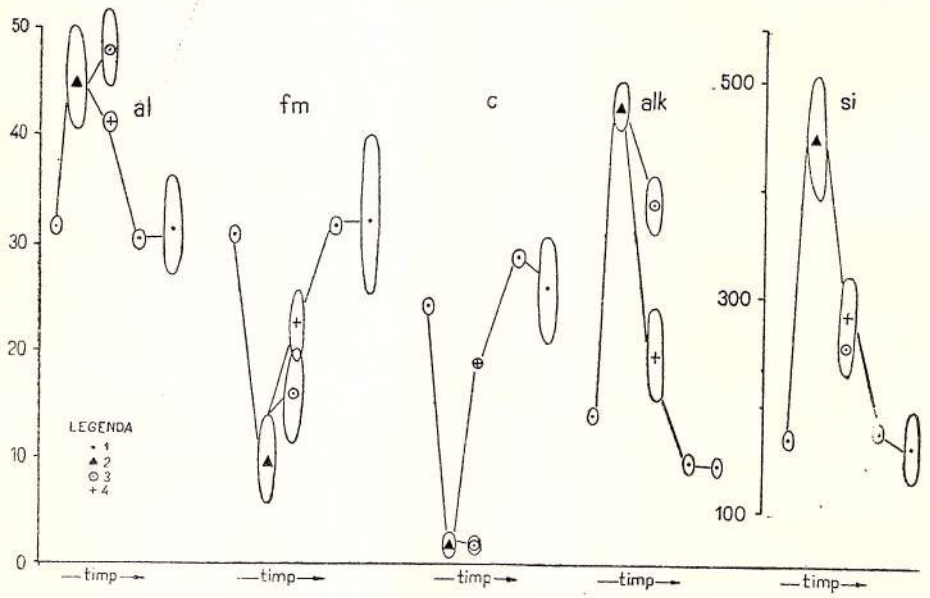


Fig. 36. — Variatia chimismului rocelor în timp (valori Niggli).
1, andezite propilitice, cuarțifere de tip Piscuiatul și bazaltoide; 2, riolite; 3, trahite la suprafață; 4, dacite de tip Șindileu.

al acestui termen, între produsele vulcanismului neogen din țara noastră, nu a fost stabilită cu certitudine decît de puțină vreme (67); M. PÁLFY este sin-

Institutul Geologic al României

gurul care, într-una din lucrările sale asupra regiunii Baia Mare (46), descrie în mod just roca trahitică de la Murgău, subliniază caracterul ei potasic, dar o determină cînd ca riolit, cînd ca trahit.

Rocele trahitice constituie produse aparte — aberante, am spune — ale vulcanismului terțiar de la interiorul arcului carpatic; în masa de roce cu caracter calcoalcalin, care formează cea mai mare parte a lanțului vulcanic terțiar, trahitele reprezintă niște petece izolate și lipsite de importanță din punct de vedere al participării lor la alcătuirea regiunilor.

Cele trei puncte în care am menționat prezența trahitelor se pot grupa în două categorii fundamental diferite, din punct de vedere al modului de apariție a acestora: la Baia Mare și în Masivul Tokaj rocele apar în condiții normale, în timp ce la Sajohidveg ele sînt cunoscute numai în profunzime, prin foraje. Acestor două categorii de roce le corespund însă — și aceasta este partea interesantă — și caractere chimice deosebite.

Trahitele de la Baia Mare și din regiunea Tokaj se caracterizează, în primul rînd, prin caracterul lor potasic: unor conținuturi de SiO_2 de 57,98 %, 59,72 %, 61,57 % le corespund participări de 9,78 %, 12,02 %, 11,07 % K_2O și numai 1,96 %, 0,92 %, 0,97 % Na_2O. Cantitatea foarte mare de alcalii, corespunzînd unor valori *alk* 32, 36, 33, se repartizează în mod inegal între cei doi termeni, sodiu și potasiu, determinînd, în felul acesta, o trăsătură deosebită pentru aceste roce în însăși grupul rocelor trahitice; chimismul lor nu poate fi comparat cu al nici unuia dintre trahitele tipice, normale. Punctele reprezentative ale compoziției lor chimice nu se încadrează în mod mulțumitor în nici una din diagramele de variație; ele se plasează, totdeauna, mult în afara curbelor.

Rocele de la Sajohidveg prezintă, dimpotrivă, o compoziție chimică normală: ele corespund unor trahite, mergînd pînă la riolite, cu caracter sodic, obișnuit. Unor procente de 62,59 % și 66,02 % SiO_2 le corespund valori de 7,60 % și 3,85 % pentru Na_2O și 3,80 % și 7,77 % pentru K_2O. Punctele reprezentative ale chimismului acestor roce au fost introduse cu caracter informativ, în diagramele de variație a chimismului rocelor de la Baia Mare. Ele se încadrează, în marea majoritate a cazurilor, perfect în curbe, ocupînd o poziție normală (*al*, *fm*, Al_2O_3, FeO, Na_2O); foarte sugestivă, din acest punct de vedere, este diagrama valorilor Zavarițki, în care riolitele de la Baia Mare și trahitele de la Sajohidveg ocupă poziții foarte apropiate. În alte cazuri, deși sînt în afara curbelor, punctele corespunzătoare lor sînt mult mai apropiate de acestea decît cele ale trahitelor de suprafață. O situație concludentă, din acest punct de vedere, o prezintă valoarea *alk*; deși punctele reprezentative ale trahitelor de la Sajohidveg se găsesc la fel de distanțate față de curbe, ca și trahitele de la Baia Mare, situația lor este totuși mai normală, deoarece valoarea mare *alk* se datorește ambelor elemente alcaline și nu numai potasiului, ca la acestea din urmă. Caracterul acesta

Institutul Geologic al României

reiese foarte clar din diagrama *si—k* (fig. 26), în care trahitele de la Sajohidveg se încadrează în curbă, în timp ce rocele de la Baia Mare se situează mult în afara cîmpului în cadrul căruia se produce variația chimismului rocelor normale.

În legătură cu caracterul ultrapotasic al trahitelor de suprafață, trebuie menționat faptul că el este totdeauna însoțit și de un caracter puternic aluminos, așa cum reiese foarte clar din diagrama valorilor Zavarițki.

Geneza rocelor alcaline, și în deosebi a celor ultrapotasice, constituie o problemă intens dezbătută, nerezolvată încă în mod complet. Rocele ultrapotasice sînt considerate, de obicei, ca termeni aberanți, separațiuni finale obținute în urma cristalizării unor magme normale, dar nu pot fi niciodată încadrate în mod satisfăcător în procesul de diferențiere. Aceasta ne face să credem, împreună cu alți autori (85), că, în foarte multe cazuri, caracterul ultrapotasic nu este primar, ci a fost obținut după consolidarea rocei. Au fost prezentate pînă acum numeroase date, care confirmă faptul că, în cursul transformărilor pe care le sufăr rocele magmatice în urma circulației ulterioare de soluții și a alterării superficiale, valoarea raportului K : Na se schimbă în mod radical. În cursul acestor procese, rocele pot pierde cea mai mare parte din sodiul și calciul pe care-l conțin, acestea fiind înlocuite prin cantități corespunzătoare de potasiu. R. TERZAGHI (85) prezintă o foarte sugestivă serie de analize ale unor sticle vulcanice care, în cursul devitrificării, au suferit schimbări de această natură. MUILENBERG și GOLDICH (cit. în TERZAGHI, 85) descriu diabaze din Munții Devon, în care actualele fenocristale de feldspat, cu un conținut de 4,52 % K_2O, provin din plagioclazi cu compoziția inițială 65 % An.

Diferențele de chimism pe care le prezintă cele două grupe de roce trahitice descrise de noi, par a fi urmarea situațiilor diferite în care se prezintă, abundența potasiului la unele dintre ele fiind, probabil, datorită unor procese asemănătoare cu cele menționate mai sus. La Sajohidveg trahitul și-a păstrat caracterul inițial; apărat de agenții de alterare, și nesupus, probabil, unei circulații de soluții hidrotermale, el și-a conservat intact chimismul primar. Dimpotrivă, la Baia Mare și în masivul Tokaj, rocele au avut de suferit influențe, atît ale soluțiilor hidrotermale cît și ale apelor meteorice; rezultatul a fost spălarea sodiului și o enormă îmbogățire în potasiu. Este posibil ca buna dezvoltare a microstructurii descrise la sanidină, ca și frecvența cristalelor la care se constată, să fie un aspect care să reflecte tocmai procesul de schimbare a chimismului cristalelor — și rocelor, în general — să se datorească acestei schimbări.

Argumentul principal, pentru a considera chimismul trahitelor ca datorindu-se unor procese secundare, este larga lui variabilitate. Trahitele se dispun pe un foarte larg interval de participare a SiO_2, 57,78—66 %, iar dacă considerăm și rocele de la Sajohidveg, pînă la 70 % SiO_2. Ele nu reprezintă deci, o individualitate petrografică bine conturată, ci, din punct de vedere al parti-

Institutul Geologic al României

cipării SiO_2, ocupă întreg spațiul de la andezite pînă la riolite. Variabilitatea chimismului se menține însă chiar la termenii cu valori apropiate ale acidității. Cele două trahite cu 57,78 % și 59,72 % SiO_2, prezintă o variație de peste 2 % în participarea K_2O, 1 % la Na_2O și peste 2 % la $Fe_2O_3 + FeO$. Deosebirile se mențin și se accentuează în valori Niggli; diferențele sînt de 4 pentru *alk*, 6 pentru *fm*, 3 pentru *al* și 0,11 pentru *k*. O situație foarte sugestivă se

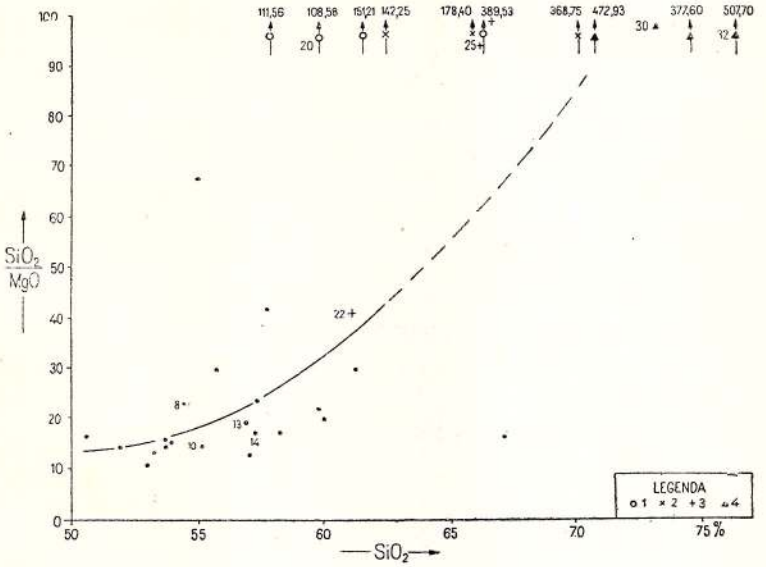


Fig. 37. — Diagrama $SiO_2 - \frac{Ca_2O}{NaO}$

1, trahite la suprafață; 2, trahite în profunzime (Sajohidveg); 3, dacite tip Șindileu; 4, riolite.

constată în diagrama $SiO_2 - \frac{Na_2O}{CaO}$ (fig. 37), care, pentru trahite, dă o ideie asupra raportului în care s-a produs înlocuirea sodiului și calciului; punctele reprezentative ale celor patru trahite de suprafață ocupă poziții foarte deosebite între ele, vădind neregularitatea procesului în cadrul căruia s-a făcut înlocuirea.

În acest mod de a vedea lucrurile, noi credem că, în toate considerațiile care se fac asupra trahitelor din aceste regiuni, trebuie să se aibă în vedere nu actualele roce accesibile observațiilor — roce care nu mai au compoziția inițială, din momentul consolidării — ci niște roce al căror chimism ar corespunde aproximativ, trahitelor de la Sajohidveg. Lucrul acesta este dovedit, în mod suficient, de încadrarea mulțumitoare a chimismului acestor roce în diagramele de variație.

Institutul Geologic al României

Faptul că în aceste trei cazuri (Baia Mare, Tokaj, Sajohidveg) este vorba de o aceeași categorie de roce o dovedește între altele, vîrsta lor. La Sajohidveg trahitul și tuful său sînt interstratificate în Miocenul mediu; în masivul Tokaj ultimii cercetători (82, ș. a.) stabilesc vîrsta sarmațiană a trahitului, iar la Baia Mare a fost stabilită poziția lui de ultim produs al primei faze eruptive, care se încheie în cursul Sarmațianului. Se poate constata din aceste observații, că, deși disparate și în cantități mici, trahitele au apărut într-un același moment în dezvoltarea vulcanismului terțiar intracarpatic, ca urmare, probabil, a unor condiții de evoluție asemănătoare pe toată întinderea acestei zone.

Toate considerațiile făcute pînă acum arată că problema genezei trahitelor, în aceste regiuni, se simplifică într-o bună măsură, deoarece trebuie acceptat că numai în cursul unor procese ulterioare ele și-au căpătat caracterul ultrapotasic anormal. Dacă în cadrul acestui mod de a vedea lucrurile, se reconsderă compoziția chimică a trahitelor de la Baia Mare și, corectînd valorile pentru K_2O și Na_2O, se ajunge la o compoziție asemănătoare aceleia a rocelor de la Sajohidveg, se impune, încă din primul moment, o observație importantă asupra chimismului lor în această formă: pregnanta asemănare cu chimismul riolitelor. În adevăr, dacă procentele de Na_2O și K_2O se aduc la valorile normale, se constată că între compoziția trahitelor și aceea a riolitelor există o singură deosebire esențială: cantitatea de SiO_2. Celelalte diferențe sînt foarte mici și nesemnificative; astfel, repartizarea ferului în formele feroasă și ferică este inversă în cele două categorii de roce, ca urmare a faptului că trahitele prezintă totdeauna limonitizări. Oxidul de aluminiu este ceva mai abundent în trahite; această situație se poate explica prin frecvența sanidinei, mult mai mare în cadrul trahitelor. Valorile pentru SiO_2 sînt net deosebite, diferențele de la trahit la riolit întrecînd, de obicei, 20 procente.

Înrudirea trahitelor cu riolitele se reflectă în toate diagramele care reprezintă chimismul acestor roce; în liniile lor esențiale, riolitele au trăsături comune cu toate trahitele, iar din alte puncte de vedere, numai cu unele din ele. Una dintre cele mai concludente situații o prezintă diagrama $SiO_2 - \frac{SiO_2}{MgO}$ (fig. 38). Ambele valori reprezentate pe abscisă și ordonată fiind independente de schimbările de chimism suferite ulterior de roce (Na, K, Ca), riolitele și trahitele se separă net de toate celelalte roce, grupîndu-se împreună. Aceeași observație se poate face în diagrama *al—fm* (fig. 20). Riolitele și toate rocele trahitice prezintă un același caracter al magmelor, independent de participarea alcaliilor și calciului. Participarea importantă a alcaliilor grupează însă destul de bine aceste roce în diagrama *al—alk* (fig. 21), arătînd că, în orice caz, magma inițială a fost bogată în alcalii.

Institutul Geologic al României

Esența schimbării chimismului trahitelor reiese însă din diagrama *si—k* (fig. 26). Impresia care s-ar putea obține din examinarea diagramei *al—alk*, că toate rocele trahitice sînt înrudite cu riolitele, este desmințită de faptul că trahitele de la suprafață prezintă valori anormale pentru *k*, în timp ce rocele de la Sajohidveg se încadrează în creșterea normală a valorii *k* odată cu *si*.

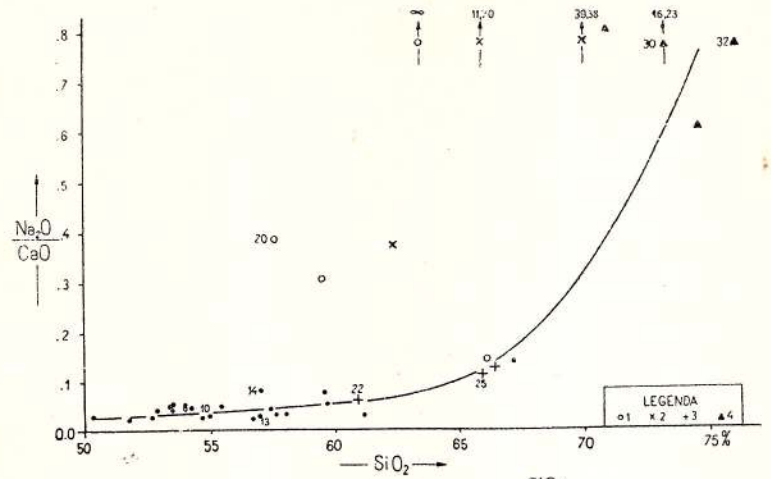


Fig. 38. — Diagrama $SiO_2 - \frac{SiO_2}{MgO}$

1, trahite la suprafață; 2, trahite în profunzime (Sajohidveg); 3, dacite tip Șindileu, 4, riolite.

Această comparație a compozițiilor chimice, din care se constată identitatea majorității componenților, ne conduce la concluzia că trahitele de profunzime și riolitele reprezintă, în esență, același material, că trahitele de profunzime corespund unor riolite din care lipsește cuarțul. Înrudirea genetică apare, în acest mod de interpretare, deosebit de strînsă.

O altă observație este deasemeni concludentă, pentru considerarea în acest mod a situației: existența rocelor trahitice cuarțifere (la suprafață). Prezența accidentală a cuarțului în rocele potasice a făcut pe numeroși cercetători să considere multă vreme aceste roce drept riolite; această determinare, pornind de la considerarea prezenței cuarțului, neglija însă neconcordanțele dintre chimismul acestor roce și cel al riolitelor propriu-zise, în ceea ce privește conținutul de alcalii și raportul lor. Considerarea rocelor trahitice ca provenind din riolite, datorită pierderii silicei, arată posibilitatea menținerii cuarțului — în cantități variabile, dar în general mici — în diverse puncte; aceste forme de trahite cuarțifere reprezintă cea mai bună dovadă a înrudirii trahitelor cu riolitele. Este locul aici să precizăm că, pentru o parte din rocele vulcanice ultrapotasice de la interiorul arcului carpatic, nu considerăm denumirea de trahit decît ca fiind

Institutul Geologic al României

cea mai apropiată caracterelor rocei (caracterelor structural-texturale uneori, celei mai mari părți a caracterelor chimice și mineralogice, alteori); ele prezintă însă și trăsături ale riolitelor, atunci cînd este vorba de formele cuarțifere, o parte din caracterele de chimism trahitic nefiind cîștigate decît în mod secundar.

În toate diagramele prezentate, valorile reprezentînd dacitele de tip Șindileu au fost reprezentate prin semne deosebite pentru a se sublinia înrudirea lor cu trahitele, și deci și cu riolitele.

Procesul genetic al rocelor riolitice și trahitice ar fi avut deci, schematic, următoarea desfășurare:

Prin consolidarea andezitului propilitic, magma — inițial foarte bazică — a căpătat un accentuat caracter acid; procesul de consolidare a riolitelor din această magmă pare să fi consumat întreaga cantitate de silice existentă, separînd în felul acesta un material care nu s-a mai deosebit decît prin absența bioxidului de siliciu de cel consolidat. Acesta este materialul din care s-au format trahitele normale, de tipul celor de la Sajohidveg. Prin procese secundare, acestea capătă, în cele mai multe cazuri, un caracter ultrapotasic, îmbrăcînd aspectul trahitelor de suprafață de la Baia Mare și Tokaj.

Din descrierile făcute pînă acum, s-a putut constata că atît trahitele, în aspectele lor normale, cît și riolitele, reprezintă niște produse puternic diferențiate. Credem că este interesant să menționăm că asemenea aspecte de intensă diferențiere pot fi considerate ca urmare, nu numai a unei separări în timp, ci și a unei separări în spațiu a materialului magmatic (70); situația pare să fi fost deci favorabilă unei asemenea desfășurări a procesului de diferențiere în regiunea Baia Mare, unde numeroase observații pledează pentru o separare a magmei în mai multe porțiuni, care s-au consolidat independent.

Împotriva acestui mod de interpretare, se pot, bineînțeles, ridica obiecțiuni; cea mai însemnată dintre ele ni se pare aceea privind formele mineralogice născute în urma schimburilor dintre Ca, Na, K. În adevăr, în situații ca cele prezentate de noi, este foarte obișnuită prezența adularului și nu a sanidinei, care reprezintă o formă caracteristică pentru temperaturile înalte. Este deci imposibil de susținut că fenocristalelor de sanidină le revine, în întregime, potasiul de natură secundară; este probabil că prezența microstructurii acestora — în cazul în care este într-adevăr o urmare a schimbării de chimism — trebuie să dea o indicație asupra intensității, destul de reduse, a acestui proces. Dimpotrivă, întregului ansamblu al pastei rămîne să i se atribuie rolul principal în fixarea potasiului, în forme care au scăpat observației noastre microscopice. De altfel, nici din punct de vedere cantitativ, fenocristalele de sanidină nu pot cuprinde întreaga cantitate de K_2O pe care o indică analizele chimice. Dacă pe baza măsurătorilor planimetrice se calculează conținutul de K_2O corespun-

Institutul Geologic al României

zător, se constată că el poate atinge cel mult 6,1 %, valoare mult deosebită de 9,78 %, conținutul minim de K_2O al analizelor chimice ale trahitelor. Considerîndu-se roca a fi constituită din 38,2 % sanidină și 63,8 % pastă și socotindu-se valoarea 2,60 pentru greutatea specifică a acesteia din urmă, se obține:

$38{,}2 \times 2{,}57 = 98{,}17$ 36,16% greutate 6,12% K_2O
$62{,}8 \times 2{,}60 = 173{,}28$ 63,84% greutate

Interpretarea prezentată de noi are însă și un alt neajuns: lipsa unor indicații mai precise asupra mecanismului separării porțiunilor de magmă care au generat trahitele. Cum însă, asemenea cazuri de apariție a unor produse cu o aciditate mai scăzută după unele cu o aciditate mai ridicată, ca urmare a utilizării întregii cantități de silice în primele momente ale consolidării, au mai fost constatate și în alte regiuni, credem că o astfel de desfășurare a procesului de consolidare poate fi acceptată și pentru rocele trahitice de la Baia Mare.

4. GENEZA FELDSPAȚILOR PLAGIOCLAZI ZONAȚI

Examinarea feldspaților plagioclazi zonați a făcut obiectul a numeroase lucrări pînă acum (12, 20, 31, 65, ș. a.), dar discuțiile asupra genezei lor n-au reușit încă să ducă la concluzii unanim acceptate. Descrierile făcute pînă acum au permis separarea următoarelor trei aspecte principale ale structurilor zonare la plagioclazi:

a) N o r m a l ă, caracterizată prin creșterea continuă a acidității compoziției de la interiorul cristalului spre periferie.

b) I n v e r s ă s i m p l ă, caracterizată prin scăderea continuă a acidității de la centru spre periferie.

c) O s c i l a t o r i e, caracterizată prin recurențe de compoziție, fie în cadrul unei dezvoltări generale normale, fie într-o dezvoltare generală inversă.

Formarea cristalelor cu structură zonară normală este, așa cum se știe, un aspect obișnuit și normal al cristalizării unei topituri de doi componenți care formează cristale mixte; diagrama cristalizării sistemului A_b-A_n prezintă foarte sugestiv variația compoziției, atît a fazei solide cît și a fazei lichide, în funcție de temperatură. Formarea structurii zonare normale a feldspaților plagioclazi trebuie considerată deci ca fenomen obișnuit al cristalizării unei magme în condițiuni normale, cristalizare care se produce destul de rapid pentru a nu permite obținerea unui echilibru chimic, prin reacții între cristalul separat și topitură.

Îndepărtarea de la condițiunile ideale de cristalizare duce la complicarea structurilor zonare. Structurile oscilatorii se caracterizează, toate, prin schimbări bruște de compoziție a zonelor; acestea se datoresc, bineînțeles, schimbărilor

Institutul Geologic al României

de compoziție a topiturii, din cristalizarea căreia se adaugă pături noi de substanță pe cristalul în curs de creștere. Pentru realizarea acestei situații s-au emis mai multe ipoteze, care consideră:

a) Fie mișcarea cristalelor în cadrul magmei — prin cădere gravitațională sau prin curenți de convecție — și transportarea lor periodică în porțiuni cu compoziție chimică deosebită a acesteia;

b) Fie mișcarea magmei în întregime, schimbarea condițiilor de presiune și temperatură și deci schimbarea mersului cristalizării;

c) Fie amestecul de magme cu compoziții chimice diferite.

d) O explicație deosebită încearcă Ed. Wenk (92), care consideră că structura zonară este determinată nu de factori externi generali ci, fiind legată de roce cu o anumită compoziție chimică și mineralogică (roce neutre cu hornblendă), se naște sub influența unor factori locali, acționînd pe spații de milimetri.

Cele două situații de la punctele *b)* și *c)* se pot realiza ca urmare a degajării elementelor volatile, prin scăderea presiunii, care determină ascensiunea magmei în părți superioare ale rezervoriilor magmatice. F. Homma (31) vede în aspectul general al structurii zonare — regularitatea sau neregularitatea sa — posibilitatea de a se obține informații privind caracterul perioadei, de activitate sau de repaus vulcanic, în care s-au format cristalele.

În cadrul ultimelor cercetări (20) se sugerează posibilitatea ca structurile zonare, chiar oscilatorii, să provină din reacția dintre cristalele separate și magmă; în cursul acestor reacții, prin procese de schimb a ionilor, asemănătoare celor de metasomatoză, s-ar putea obține individualizarea zonelor.

Așa cum s-a constatat din descrierile prezentate, cu excepția tipului de structură inversă simplă, toate celelalte aspecte de structuri zonare au fost identificate în andezitul bazaltoid de la Baia Mare (P. I, cap. 2).

Recunoscînd valabilitatea principială a interpretărilor enunțate mai sus, noi am încercat să examinăm situația feldspaților plagioclazi zonați dintr-un punct de vedere mai larg, încadrîndu-i în întreg procesul de consolidare a rocei, fără a pune accentul numai pe tipul de zonare, și fără a încerca interpretări pe baza acestor singure date. Am apelat pentru aceasta la determinarea compoziției microlitelor și la examinarea unui cît mai mare număr de cristale din fiecare rocă. Determinarea compoziției microlitelor — ca reprezentînd un ultim moment al consolidării — a permis considerarea variației chimismului feldspaților într-un interval de timp mai larg decît acela reprezentat prin formarea unui singur cristal; în acest fel, chiar în cazul recurențelor de compoziție, s-a putut sezisa aspectul g e n e r a l al variației compoziției feldspaților plagioclazi (fig. 1—4).

Examinarea a cît mai multe cristale din fiecare rocă a permis, pe de altă parte, alcătuirea unei vederi de ansamblu asupra gradului de omogenitate a

Institutul Geologic al României

structurilor zonare din rocă. S-au putut pune, astfel, în evidență cazuri de amestec de magme, prin repercusiunile acestuia asupra dezvoltării cristalelor.

Diverse observații menționate în alte capitole ne-au dus la concluzia că în regiunea Baia Mare, cel puțin în zona cercetată de noi, au existat mai multe rezervorii magmatice de dimensiuni mici, sau mai multe camere destul de bine separate din rezervoriile principale, care au furnizat materialul pentru consolidarea rocelor eruptive în general, și a andezitului bazaltoid în special. Această situație arată imposibilitatea acceptării ipotezei migrării cristalelor în interiorul cuptorului magmatic (din cauza dimensiunilor reduse ale acestuia) ca factor determinant în formarea structurilor zonare oscilatorii. În cadrul aceluiași mod de a vedea lucrurile, credem ca mai probabilă apariția acestora ca urmare a variațiilor de temperatură și presiune — situație ușor de imaginat în cazul rezervoriilor magmatice mici — și mai ales ca urmare a amestecurilor de magme, fenomen a cărui prezență a fost deja dovedită în cadrul acestor roce.

5. OBSERVAȚII ASUPRA ROCELOR VULCANICE PROPILITICE

Problema rocelor vulcanice propilitice am examinat-o și cu o altă ocazie (66). Arătam atunci care sînt principalele observații care ne fac să credem că propilitizarea este un proces primar, independent de circulația soluțiilor hidrotermale, ca și de întreg ansamblul fenomenelor postvulcanice; observațiile priveau într-o bună măsură și andezitul propilitic de la Baia Mare, întrucît el a constituit o parte din materialul cercetat atunci. Revenim asupra acestei probleme, deoarece, pentru regiunea cercetată, cunoașterea fenomenului are o deosebită importanță.

Cea mai veche rocă andezitică din regiune este propilitică. Așa cum s-a văzut din descrierea ei, acest caracter este însă, în majoritatea cazurilor, mascat de transformările suferite ulterior; în puține puncte ale regiunii, roca, lipsită de aceste transformări, păstrează trăsăturile caracteristice, în timp ce în rest ele sînt vizibile numai parțial. În legătură cu andezitul propilitic de la Baia Mare, trebuie subliniat îndeosebi unul din aspectele importante în discutarea acestei probleme: dezvoltarea în suprafață a acestor roce.

În regiunea cercetată, andezitul propilitic acoperă suprafețe foarte mari, constituind fondul pe care se dezvoltă toate celelalte roce. Existența unor mase atît de importante de rocă propilitică, pledează, încă de la început, împotriva interpretării fenomenului ca fiind legat de circulația soluțiilor pe fracturi. Deși în regiunea cercetată sînt cunoscute numeroase filoane, și există încă desigur numeroase alte fracturi pe care au circulat soluții, nu se poate accepta ca aceste fenomene strict locale, să fi avut influențe atît de depărtate și omogene.

Institutul Geologic al României

În întreaga rocă se pot, cu regularitate, constata parte din caracterele propilitice; numai în imediata vecinătate a filoanelor, acolo unde transformările rocelor au fost foarte intense, s-a distrus complet aspectul propilitic. Nu au fost niciodată constatate elemente care să sugereze o relație de determinare între circulația soluțiilor pe fracturi și propilitizare.

Autohidratarea magmei în cursul procesului de cristalizare apare — în lumina cunoștințelor de pînă acum — ca cel mai probabil proces genetic al rocelor propilitice. Două observații vin în sprijinul acestei ipoteze: caracterul mineralogic al rocelor propilitice și legătura lor cu procesele de mineralizație.

Constituția mineralogică a rocelor propilitice se caracterizează prin prezența cloritului în conturele elementelor melanocrate existente anterior — amfiboli în majoritatea cazurilor și numai foarte rar piroxeni. Materialul chimic din care este alcătuit cloritul este, în esență, același cu cel care constituie piroxenii și amfibolii; intervenția apei reprezintă singura diferență importantă. Deși trecerea de la amfiboli și piroxeni la clorit este, în majoritatea cazurilor, un proces secundar, cu caracter de alterare, nu există, teoretic, piedici pentru a imagina acest proces ca putîndu-se produce și în cursul cristalizării magmei. De altfel, dovezi asupra desfășurării acestui proces au fost deja prezentate (66); în conturele cristalelor de amfiboli și piroxeni se găsește, de cele mai multe ori, clorit, dar au fost constatate și aspecte intermediare ale transformării, înlocuiri parțiale ale elementelor melanocrate.

Influența apei numai asupra elementelor melanocrate, poate fi explicată fie prin intervenția acesteia înaintea cristalizării feldspaților (dacă ordinea normală de cristalizare a fost respectată), fie prin completa imposibilitate de creeare în domeniul lichid magmatic a zeoliților, mineralele corespunzătoare adăugirii apei la substanța feldspaților.

Autohidratarea magmei în timpul cristalizării este un proces care nu poate avea loc decît în cazul unei deosebite abundențe a elementelor volatile; în asemenea situații, ele se manifestă în momente mai timpurii ale consolidării, ducînd la formarea rocelor propilitice. Magmele bogate în elemente volatile sînt însă și acelea care, principial, îndeplinesc condițiile necesare pentru desfășurarea proceselor de mineralizație și duc, în mod obișnuit, la nașterea formațiunilor filoniene hidrotermale. Legătura dintre rocele propilitice și filoane apare, în felul acesta, sub un cu totul alt aspect decît cel presupus la început; nu este vorba de determinarea procesului de transformare a rocelor de către circulația de soluții hidrotermale, ci de coexistența acestor două situații, ca urmare a identității condițiilor necesare pentru declanșarea lor. În acest mod se explică, în realitate, observația că rocele propilitice se găsesc în aceleași regiuni cu zăcămintele filoniene hidrotermale.

Institutul Geologic al României

Această situație este foarte clară în zona cercetată din regiunea Baia Mare. Aici, întreg procesul de mineralizație este legat de cea mai veche fază eruptivă, în care roca propilitică este cel mai de seamă reprezentant. Deși filoanele apar, în foarte multe cazuri, cantonate în roce riolitice, această situație pare a se datora mai mult unor condiții tectonice decît unor legături genetice, deoarece geneza acestora trebuie considerată în cadrul mai larg, al întregii faze de activitate vulcanică.

6. TECTONICA

Suprafața cercetată în regiunea Baia Mare se găsește la limita dintre două mari unități tectonice: masivul eruptiv și bazinul sedimentar. În evoluția lor, aceste unități s-au influențat reciproc, așa încît istoria fiecăreia, ca și situația lor actuală, nu poate fi înțeleasă decît în ansamblu, prin considerarea simultană a datelor care le privesc. Din păcate însă, acest lucru nu a fost posibil decît foarte recent, și încă în mod incomplet. Cercetările efectuate pînă acum au privit, în cea mai mare parte, masivul eruptiv, în care observațiile privind tectonica au fost destul de puține; dimpotrivă, bazinul sedimentar, care putea furniza mai numeroase date de această natură, nu a făcut obiectul studiilor geologice (în partea sa nordică) decît în ultimul timp.

Din ansamblul problemelor privind tectonica masivului eruptiv, considerăm necesară discutarea următoarelor aspecte, care determină trăsăturile esențiale ale poziției tectonice a acestuia:

a) Raporturile sedimentarului cu eruptivul;

b) Dispoziția principalelor sisteme de fracturi în masa eruptivă;

c) Structura fundamentului sedimentar;

d) Mișcarea de basculă N—S, a masivului eruptiv;

e) Separarea masei eruptive în cîteva blocuri și mișcarea pe verticală a acestora.

a) RAPORTURILE SEDIMENTARULUI CU ERUPTIVUL

Raporturile rocelor eruptive cu sedimentarul par a fi destul de bine cunoscute, astăzi. Din acest punct de vedere, rocele sedimentare se pot grupa în trei categorii:

α) Rocele din fundament, anterioare sau contemporane primelor manifestări vulcanice: eocene și tortoniene;

β) Rocele intercalate în masa eruptivului: sarmațiene;

γ) Rocele mai noi decît eruptivul, sau contemporane ultimelor erupțiuni: pliocene.

α) Fundamentul regiunii este reprezentat în V. Ilbei prin aparițiile de roce eocene și miocene. Cele mai vechi roce, cele eocene, constituie, în fundul văii

Institutul Geologic al României

Mesteacănului, un anticlinal foarte clar exprimat, orientat NW—SE; pe flancul său sudic se dispun curgerile andezitului propilitic, iar pe cel nordic pachetul de roce tortoniene și piroclastice din bazinul văii Talna Mică, în concordanță geometrică. Contactul Eocenului cu Tortonianul este mascat de aglomerate riolitice, care se dispun orizontal, formînd creasta dintre V. Mesteacănului și P. Puturosul. Rocele eocene apar deci, în acest punct, într-o spărtură a masei eruptive; apariția lor a fost favorizată de poziția mai înaltă pe care o ocupă. Tortonianul din P. Puturosul reprezintă golful cel mai sudic al bazinului Ouașului.

În lungul văii Ilbei și văii Porcului se dispun mai multe zone constituite din roce tortoniene. Ele reprezintă porțiuni în care eroziunea — datorită poate tot unei situații de ridicare — a reușit să facă vizibil fundamentul. În V. Porcului, considerînd atît pozițiile rocelor sedimentare cît și cele ale cineritelor care le acoperă, se schițează un anticlinal orientat, și aici, NW—SE. La o distanță foarte mică spre W însă, în versantul drept al văii Ilbei, această structură nu se mai poate identifica; direcția stratelor este, aici, perpendiculară pe aceia din V. Porcului, sugerînd o schimbare bruscă în lungul văii Ilbei.

Apariția de Tortonian din V. Limpejoara este prea redusă ca întindere și complet izolată, pentru a putea fi interpretată. Stratele sînt ridicate la verticală, părînd a indica un accident important. Faptul că în imediata vecinătate a sedimentarului se găsesc și cinerite, ne face să credem că și aici sîntem în prezența unei porțiuni mai ridicate a fundamentului.

β) Sarmațianul este reprezentat în sud-estul regiunii — în D. Crucii — și în W — pe dealurile Tarda și Barnici — ca și la NE de satul Ilba.

În D. Crucii, Sarmațianul alcătuiește partea cea mai vestică a axului anticlinalului Tăuți-Măgheruș. Flancul său sudic intră sub depozitele mai noi ale bazinului sedimentar, în timp ce cel nordic intră, împreună cu depozitele pliocene, sub masa eruptivă. Anticlinalul Tăuți-Măgheruș marchează limita actuală între masivul eruptiv și bazinul sedimentar; el dovedește că la contactul dintre aceste două unități există unele complicații tectonice, nu totdeauna însă la fel de evidente.

În ceea ce privește rocele sedimentare dispuse orizontal, ca mici petece, pe dealurile Tarda și Barnici, deși datate fără argumente paleontologice, sînt foarte multe șanse ca ele să reprezinte în adevăr Sarmațianul. Asupra lor trebuie făcută în primul rînd remarca privind deosebirea de poziție față de Sarmațianul din anticlinalul Tăuți-Măgheruș; ele se găsesc la altitudini între 400—500 m, situație cu totul diferită de aceea a Sarmațianului din anticlinal. Două concluzii importante decurg din existența rocelor sarmațiene pe dealurile Tarda și Barnici:

Între cele două zone menționate există o denivelare accentuată;

Deformarea depozitelor din zona Tăuți-Magheruș este posterioară mișcării care a produs denivelarea și conservarea în poziție orizontală a rocelor sarmațiene în vest

Institutul Geologic al României

γ) Rocele pliocene furnizează și ele date interesante privind evoluția tectonică a regiunii. Într-un alt capitol s-a arătat că relațiile masivului eruptiv cu rocele pliocene, care constituie marginea sa sudică, sînt deosebite în zona estică și în cea vestică. În partea estică a regiunii, Pliocenul apare drept constituent ultim al structurii anticlinale Tăuți-Măgheruș. Pliocenul din flancul nordic al anticlinalului intră sub rocele eruptive, care îl încalecă pe distanțe reduse; absența oricărui fenomen de contact, ca și prezența efectelor mecanice în aceste puncte, arată că este vorba de un contact anormal (fig. 9).

Această situație nu se menține în partea vestică; aici, pozițiile lavelor și ale rocelor pliocene concordă; mai mult, uneori lavele au determinat fenomene de contact în rocele pliocene (fig. 8). Din aceste observații se pot desprinde două concluzii foarte importante: prima privește vîrsta erupțiunilor, a doua, localizarea efectului împingerii către S a blocului eruptiv.

Prezența petecelor de roce pliocene pînă în partea mijlocie a văii Nistrului constituie o măsură a intensității scufundării bazinului Băii Mari în timpul Pliocenului, subliniază amploarea întinderii apelor în acest moment.

În problema raporturilor eruptivului cu sedimentarul mai trebuie menționat un ultim fapt: contactul dintre cele două unități se face de-a lungul unei importante linii de dislocație. Ea este marcată, în primul rînd, de prezența anticlinalului Tăuți-Măgheruș, al cărui flanc nordic este strîns și cutat, încălecat de masa eruptivă în urma mișcărilor de la sfîrșitul Pliocenului. Linia de dislocație pare a avea însă o istorie mult mai veche, prezența ei putînd fi constatată înainte de Sarmațian. Cu ocazia descrierii hărții, s-a remarcat prezența mai multor aparate vulcanice dispuse în lungul unei linii NW—SE, în imediata vecinătate a limitei sudice a masivului eruptiv. Este vorba de centrele de erupție a trahitelor, cu activitate presarmatică sau sarmatică, de aparatul din Vf. Piscuiatul, cu activitate sarmatică, și cel din D. Bujorul, cu activitate pliocenă. Noi credem că, în toate aceste cazuri, calea de acces spre suprafață a magmei a constituit-o linia de dislocație NW—SE; în lungul aceleiași linii se găsesc și izvoarele cu bioxid de carbon de la Tăuți-Măgheruș. Aceasta însemnează că, încă de la sfîrșitul Mediteraneanului II, a existat în această regiune o linie de redusă rezistență, care s-a manifestat apoi în mai multe momente. Această dislocație se încadrează în ansamblul structurii NW—SE a Carpaților răsăriteni.

b) DISPOZIȚIA PRINCIPALELOR SISTEME DE FRACTURI ÎN MASA ERUPTIVĂ

O regularitate a orientării liniilor de fractură în masivul eruptiv de la Baia Mare, exprimată în regularitatea orientării filoanelor, a fost constatată și de alți autori și folosită în unele interpretări. Cercetările pe care le-am executat

Institutul Geologic al României

în partea vestică a acestui masiv au reușit să aducă date noi în această problemă, fixînd în mare măsură aspectul ei real.

Așa cum s-a subliniat într-un alt capitol, formele de dyk sînt foarte caracteristice pentru structura regiunii; îndeosebi andezitele bazaltoide au ca principală formă de zăcămînt dykul. Prezența liniilor de dislocație se concretizează astfel nu numai în orientarea filoanelor, ci și în aceea a dykurilor. Orientarea dykurilor de andezit bazaltoid constă în dispunerea lor NW—SE în partea vestică a regiunii și NE—SW în partea estică. În aceeași orientare se încadrează și filoanele din această zonă: NE—SW la Nistru și, în parte, la Ilba, NW—SE în partea de vest a cîmpului filonian de la Ilba.

În afară de aceste două manifestări ale structurii de care ne ocupăm, menționăm încă un fapt demn de a fi reținut. În V. Căpitanului a putut fi conturat un dyk de riolit, care nu se dezvoltă rectiliniu, ci este constituit din două fragmente ce alcătuiesc un unghi obtuz. Exact același aspect, dar cu unghi de aproape 90°, îl prezintă însăși V. Căpitanului, în lungul căreia se dispune aproape complet dykul riolitic. Aceste două aspecte par a sublinia faptul că în regiunea văii Căpitanului, ne găsim în zona centrală a structurii masivului eruptiv, în zona în care se produce schimbarea orientării fracturilor. În același sens pledează și numeroasele falieri care se constată în această zonă, îndeosebi în mina Firizan.

În sfîrșit, o altă observație privind dispoziția liniilor de fractură în masa eruptivă. Dintre văile mari care drenează masivul în regiunea cercetată, una prezintă aspecte foarte caracteristice: V. Cicîrlăului. Această vale este aproape rectilinie (în eruptiv), orientată NNE—SSW; ea prezintă afluenți laterali mici și își păstrează acest caracter pînă în bazinul de recepție, fără a prezenta nici o ramificație a văii principale. Din acest punct de vedere, deosebirea față de celelalte văi este evidentă. În lungul văii Cicîrlăului, aproape exact în axu ei, se plasează un mare dyk și un stîlp de riolit. Această observație sugerează că V. Cicîrlăului are o origine tectonică și nu de eroziune, ca celelalte văi.

Să rezumăm faptele prezentate în cadrul acestor două prime probleme. La limita cu masivul eruptiv, depozitele bazinului Baia Mare sînt cutate; contactul se face pe o linie de falie, de-a lungul căreia, în unele zone, eruptivul încalecă peste sedimentar. În masivul eruptiv se constată cele două direcții NW—SE și NE—SW, pe care se orientează filoanele și dykurile, vechi linii de fractură; acestora li se adaugă unele fracturi NNE—SSW.

Toate aceste aspecte (cu excepția ultimului, parțial) pot fi explicate prin eforturile la care a fost supus întreg masivul, în cursul deplasării sale de la NNE spre SSW. În cursul acestei mișcări rocele sedimentare și cele eruptive au reacționat în mod deosebit, datorită diferențelor de plasticitate. Rocele sedimentare au fost destul de intens cutate în imediata vecinătate a blocului eruptiv, și chiar

Institutul Geologic al României

faliate. În interiorul blocului eruptiv însă, rigiditatea rocelor face ca ele să reacționeze casant: pe direcții, constituind unghiuri egale de o parte și de alta a direcției de împingere, iau naștere două sisteme importante de fracturi.

Momentul principal al deplasării blocului eruptiv se plasează în Pliocen, în cursul mișcărilor valahice; acest lucru este dovedit prin cutarea depozitelor pliocene din marginea bazinului Baia Mare și prin încălecarea eruptivului peste rocele acestuia. Acțiunea forțelor de împingere a început însă mai devreme, chiar dacă nu s-a manifestat prin deplasarea masivului; sistemele de falii pe care s-a insinuat magma andezitului bazaltoid și soluțiile hidrotermale sînt mărturia acestui fapt. Dacă pentru liniile de dislocație pe care s-au format dykurile de andezit bazaltoid — și poate chiar filoanele metalifere — este suficientă vîrsta pliocenă, pentru acelea pe care au luat naștere dykurile riolitice din V. Căpitanului și V. Cicîrlăului este necesar să admitem că au existat cel puțin în timpul Sarmațianului.

În felul acesta deci, efortul la care a fost supus blocul eruptiv de la Baia Mare, trebuie privit ca începînd aproximativ din partea inferioară a Sarmațianului — cînd influențele sale s-au manifestat, îndeosebi, în însăși masivul — și continuîndu-se pînă în Pliocenul superior, cînd întreg blocul se deplasează spre SSW, iar în interiorul său are loc redeschiderea vechilor linii de dislocație.

c) STRUCTURA FUNDAMENTULUI SEDIMENTAR

Impingerea blocului eruptiv către SSW a avut, și alte urmări mai puțin evidente, în afară de cele menționate. Din examinarea hărții se constată că în însăși blocul eruptiv, în «ferestre», s-au găsit unele indicații privind structura fundamentului peste care se dispun rocele vulcanice.

În partea superioară a văii Bocii se schițează un mic sinclinal, iar în V. Mesteacănului este foarte clară structura anticlinală; dacă la acestea se adaugă indicațiile din V. Porcului și anticlinalul Tăuți-Măgheruș, se poate alcătui o imagine de ansamblu a fundamentului, în care depozitele sedimentare care-l formează apar ondulate într-o serie de cute dispuse NW—SE, așa ca întreaga structură a Carpaților răsăriteni.

Cutarea fundamentului se datorește acelorași mișcări spre SSW a masei eruptive; ea dovedește însă, așa cum spuneam și mai sus, că eforturile s-au făcut simțite cu mult înaintea principalei deplasări. La creearea reliefului peste care s-au așezat rocele vulcanice a contribuit și această cutare; faptul acesta este sugerat între altele, și de accentuata apropiere a fundamentului de suprafață în unele puncte din interiorul masivului (aceasta este situația din zona confluenței V. Ilbei—V. Căpitanului, unde fundamentul apare atît în mina Firizan, ca roce sedimentare, cît și pe afluenții sudici ai văii Căpitanului, ca aglomerate).

Institutul Geologic al României

d) MIȘCAREA DE BASCULĂ N—S A MASIVULUI ERUPTIV

Încă de multă vreme, cercetătorii acestor regiuni au deosebit pozițiile diferite pe care le ocupă marginea nordică și marginea sudică a blocului eruptiv. M. PAUCĂ a exprimat cel mai bine, în ultima vreme (52, 53), această situație, calificînd «de basculă» mișcarea pe care a suferit-o masa eruptivă. Există două observații cu caracter general, care justifică această interpretare:

a) Tendința de încălecare a blocului eruptiv peste marginea bazinului sedimentar;

b) Eroziunea mult mai înaintată în partea de S, care a scos la suprafață produsele mai vechi ale activității vulcanice.

Ambele aceste situații se întîlnesc și în zona cercetată de noi. Relațiile anormale dintre eruptiv și sedimentar se limitează aici, la partea estică, în legătură cu structura anticlinală Tăuți-Măgheruș.

Intensificarea proceselor de eroziune în partea sudică este foarte evidentă; am remarcat cu o altă ocazie, aspectul deosebit de variat pe care-l prezintă regiunea, din punct de vedere al alcătuirii petrografice; că aceasta este urmarea îndepărtării prin eroziune, a produselor vulcanice noi, care acopereau o bună parte din regiune, o arată prezența numeroaselor petece de andezit bazaltoid pe proeminențele reliefului, ca și punerea în evidență foarte bine, a stîlpilor și dykurilor diverselor roce.

e) SEPARAREA MASEI ERUPTIVE ÎN CÎTEVA BLOCURI ȘI MIȘCAREA PE VERTICALĂ A ACESTORA

Tot M. PAUCĂ (52) este acel care subliniază diferența de poziție între partea estică și cea vestică a blocului eruptiv al Gutăiului. Pornind de la observația că în est depozitele pliocene se găsesc la altitudini mai mari decît în vest, că tot aici rocele din fundament apar mult mai des și că, în sfîrșit, în vest rocele neogene au o mai largă dezvoltare, el presupune existența unei denivelări de cca 500 m între aceste două părți ale masivului, denivelare produsă în Pliocenul superior sau în Cuaternar. În zona cercetată se pot face unele observații și asupra acestei probleme.

Menționăm, în primul rînd, poziția mai ridicată pe care o ocupă Sarmațianul din dealurile Tarda și Barnici, față de cel din structura Tăuți-Mărgheruș. Concluzia că regiunea Tarda—Barnici este ridicată față de suprafața învecinată la SE, am expus-o deja mai sus.

Reamintim, în al doilea rînd, că, în zona parcursă, spre W apar roce din ce în ce mai vechi, piroclastitele ajungînd aci la altitudini pînă la 300 m.

Aceste două observații pledează pentru acceptarea unei mișcări de ridicare a regiunii Seini—Ilba, în comparație cu părțile învecinate la E, mișcare produsă,

Institutul Geologic al României

probabil, înaintea cutării depozitelor din marginea nordică a bazinului. Această situație nu se încadrează însă în vederile lui M. PAUCĂ, deoarece acesta acceptă o mișcare de ridicare în bloc, a întregii aripi estice a masivului, față de aripa sa vestică. Se pare însă că mișcările pe verticală din munții Gutăi au avut o desfășurare mai complexă. Ele par a nu fi afectat masivul în bloc, ci este mai probabil că în interiorul acestuia s-au separat mai multe compartimente, care au fost antrenate atît în mișcări ascendente cît și descendente. Indicații în acest sens sînt fracturile orientate N—S, dintre care, în zona cercetată de noi, se desenează cea de pe V. Cicîrlăului, iar în rest cele de pe V. Băiței și V. Firizei, așa cum acceptă S. SEICEANU (74). M. PAUCĂ (52) identifică și el, în rocele sedimentare, un sistem de falii orientate N—S, reprezentînd liniile de scufundare care au dus la formarea depresiunii panonice. Ca urmare a acelorași considerații, trebuie să se accepte începerea acestor mișcări, mai devreme decît Pliocenul superior.

7. POZIȚIA OCUPATĂ DE REGIUNEA BAIA MARE IN CADRUL PROVINCIEI METALOGENETICE TERȚIARE CARPATICE

Metalogeneza reprezintă unul sau mai multe momente din evoluția magmatică a unei regiuni; ideea de provincie metalogenetică a urmat astfel, în mod normal, aceleia de provincie petrografică. În 1928 H. SCHNEIDERHÖHN (72) consideră, pentru prima oară, zăcămintele legate de magmatismul cretacic și terțiar din sud-estul Europei ca aparținînd unei aceleiași provincii metalogenetice. Generalizări de această natură se fac apoi asupra zăcămintelor din Alpi și din Carpați.

Fenomenele vulcanice reprezentînd magmatismul subsecvent din geosinclinalul alpino-carpatic au fost însoțite de un larg cortegiu de mineralizări; producerea lor poate fi, cu inerentele deosebiri locale, paralelizată în toată această zonă.

Vulcanismul subsecvent s-a manifestat în tot lungul zonei alpino-carpatice, lateral față de partea principală, cutată, a catenei, produsele lui alcătuind bordura interioară a acesteia; numai excepțional, vulcanismul s-a întins pînă în zonele centrale.

Trăsătura cea mai caracteristică pentru desfășurarea fenomenelor magmatice în lanțul carpatic este absența unui magmatism cretacic și paleogen; aici, abia în Miocen se instalează vulcanismul sialic, care se va continua apoi pînă spre sfîrșitul Pliocenului. Lipsesc complet fenomenele plutonice, atît cele sinorogene cît și cele mai tîrzii, așa încît, în Carpații răsăriteni și nordici, metalogeneza este legată numai de produsele vulcanice miocene.

Institutul Geologic al României

În situații asemănătoare din punct de vedere al desfășurării fenomenelor magmatice, alte regiuni nu se bucură însă de prezența mineralizațiilor. Procesele de mineralizație legate de vulcanismul de la interiorul arcului alpino-carpatic au avut cîteva zone de maximă dezvoltare, pe lîngă zone de completă absență. W. E. PETRASCHECK (59) a încercat să explice această situație prin prezența for-

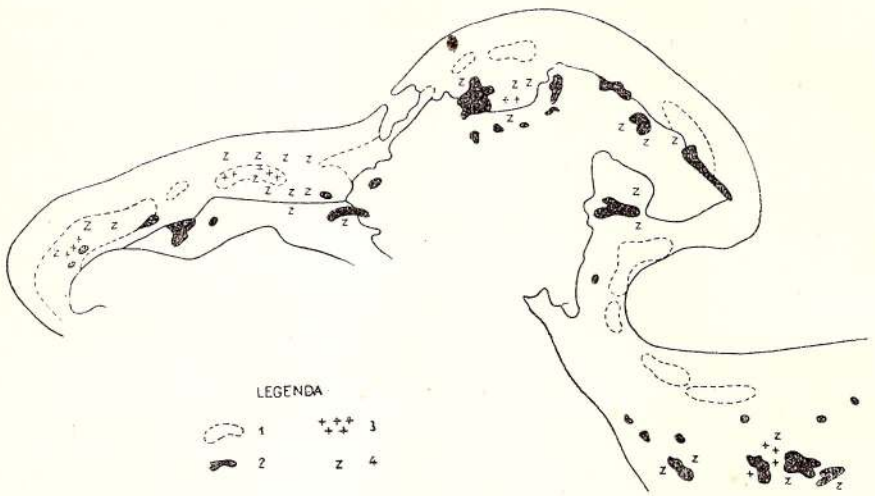


Fig. 39. — Principalele zone de mineralizație în zona alpino-carpato-balcanică (după W. E. PETRASCHECK).

mațiunilor plutonice în culminațiile tectonice ale zonei axiale a catenelor muntoase; el presupune că existența acestora a favorizat acumularea, aici, a elementelor volatile, determinînd o mineralizație peri- și apomagmatică în regiunile imediat învecinate, iar absența lor a făcut ca elementele volatile să se concentreze în cursul vulcanismului de la partea interioară a arcului muntos (fig. 39).

Aceste deosebiri în desfășurarea magmatismului subsecvent și a proceselor de mineralizație legate de el în arcul alpino-carpatic (și în continuare în Munții Dinarici și Balcani) ridică bineînțeles problema realității acestei provincii metalogenetice, a unității diferitelor ei sectoare. Dacă răspunsul la această chestiune este, în partea sa generală, net afirmativ — o separare genetică a metalogenezei alpine de aceea carpatică (dinarică și balcanică) nefiind întru nimic justificată — împărțirea întregii zone în mai multe sectoare cu trăsături specifice, cu o linie de evoluție mai mult sau mai puțin independentă în detaliile ei, apare ca o necesitate, chiar numai ca urmare a considerațiilor expuse mai sus (W. E. PETRASCHECK). Discutarea problemelor de metalogeneză are mai multe șanse de a fi fructuoasă dacă ea se referă, parțial, la regiunile cu dezvoltare naturală specifică: alpină, carpatică, dinarică, balcanică.

Institutul Geologic al României

Diferențe constînd în intensitatea proceselor de mineralizare, și chiar în prezența sau în totala lor absență, se constată însă și în aceste sectoare mai restrînse; odată cu discutarea acestei probleme se intră însă în considerarea însăși a procesului de mineralizare.

Metalogeneza carpatică de vîrstă terțiară este reprezentată prin formațiuni extrusiv-hidrotermale conținînd Hg, Au, Ag, Pb, Zn, Cu și se caracterizează printr-o largă variație a distribuției mineralizării; asupra ei există cîteva lucrări de ansamblu, de generalizare a informațiilor existente (27, 90).

La interiorul arcului carpatic, pe teritoriul țării noastre, cele trei regiuni de dezvoltare a vulcanismului terțiar se caracterizează prin aspecte diferite ale proceselor de mineralizare.

În lanțul Călimani—Gurghiu—Hărghita nu se cunosc decît puține puncte, slab mineralizate; absența mineralizațiilor importante în această zonă este considerată: *a)* a fi urmare a foarte slabei eroziuni, care nu a deschis încă nivele la care acestea să fie evidente, sau *b)* a reprezenta absența a însuși procesului de mineralizare. Prima ipoteză este acceptată în deosebi în lucrările geologilor romîni, în timp ce a doua se întîlnește în literatura maghiară.

În Munții Metaliferi mineralizația are un fond aurifer, căruia i se adaugă zăcăminte de cinabru și pirită; ea reprezintă zonele superficiale de mineralizare în concepția lui DE LAUNAY, SPURR și EMMONS. Aurul se prezintă, în cele mai multe cazuri, în stare nativă; se mai găsește în lamprite și în telururi.

În Munții Gutăi — regiunea Baia Mare — aspectul mineralizației este mai variat deoarece sînt reprezentate mai multe zone metalogenetice: a aurului, a argintului, a plumbului, a zincului și chiar a cuprului; mineralizația pare a fi «telescopată» (27). În orice caz, formațiunile cunoscute reprezintă nivele de mineralizație mult mai adînci decît în celelalte zone.

Modul deosebit în care se prezintă aceste trei regiuni din punct de vedere al mineralizației, a atras atenția încă de multă vreme; cauzele pentru care unele porțiuni ale lanțului vulcanic intracarpatic sînt mineralizate iar altele nu, au fost încă insuficient discutate. Trecînd, deocamdată, peste problema nivelului pe care l-a atins eroziunea în zona mineralizată, ne vom opri asupra încercărilor de a găsi explicații de ordin genetic pentru prezența sau absența mineralizațiilor.

Într-o serie de lucrări publicate de-a lungul a aproape 30 ani, K. v. PAPP (1914, 1919, 1940) s-a străduit să clarifice problema enunțată, prin prisma ipotezei secreției laterale; legînd prezența mineralizațiilor de aceea a șisturilor cristaline în fundament (paralelism care nu ni se pare deloc concludent, cel puțin pentru provincia carpatică), ca și de zone foarte adînci ale scoarței — de palingeneză — K. v. PAPP nu a reușit să explice totuși în mod mulțumitor repartiția mineralizațiilor în aceste regiuni.

Institutul Geologic al României

Pornind de la identitatea factorilor care determină gradul de cristalinitate a rocelor și repartizarea minereurilor — în deosebi modul în care se produce răcirea magmei — E. SZÁDECZKY-KARDOSS conchide că gradul de cristalinitate a rocelor poate constitui o măsură a gradului lor de mineralizare (80, 81). El examinează, din acest punct de vedere, principalele masive vulcanice intracarpatice, alcătuind o hartă a gradelor de cristalinitate. Lăsînd la o parte dificultățile de a stabili cristalinitatea unor roce efuzive — dificultăți care continuă să existe, în ciuda tuturor precizărilor și precauțiilor prescrise de E. SZÁDECZKY- KARDOSS — noi nu considerăm suficient de fundamentată teoretic această idee. Deși modul de răcire a magmei face parte, indiscutabil, dintre factorii care determină distribuția mineralizației, aceasta constituie, în realitate, rezultatul interacțiunii unui ansamblu foarte complex de factori, în care modul de răcire a magmei poate chiar, la un moment dat, să aibă un rol subordonat.

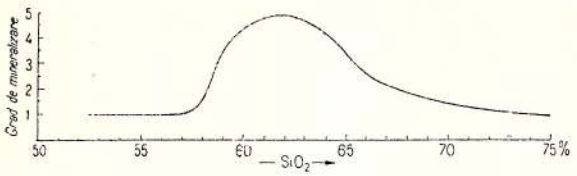


Fig. 40. — Relația dintre aciditatea magmelor și intensitatea mineralizației (după M. VENDEL).

Într-o lucrare recentă, M. VENDEL (90) își propune să găsească legătura dintre aciditatea rocelor — și deci și a magmei — și gradul de mineralizare. Utilizînd numeroase analize chimice ale rocelor efusive din provincia carpatică, el stabilește valori medii ale participării bioxidului de siliciu în ansamblul de roce al fiecărei regiuni în parte; comparînd aceste valori cu gradul de mineralizare, pentru care stabilește o scară cu cinci trepte, el ajunge să contureze foarte bine diversele regiuni și să pună în evidență sectoarele mineralizate. Așa cum se constată din diagrama reprodusă (fig. 40), proporționalitatea dintre «aciditatea medie» a rocelor și mineralizație este o realitate. Ceea ce nu se subliniază însă în lucrare [1]) este faptul esențial că relația amintită nu este decît reflectarea unor aspecte ale proceselor genetice și nu o relație de strictă dependență, de determinare. Această idee ni se pare fundamentală, singura capabilă să explice liniile generale ale procesului de mineralizare.

Relația reală dintre rocele magmatice și mineralizația unei regiuni a fost sezisată de P. NIGGLI încă din 1925 și apoi foarte clar exprimată de H. SCHNEIDERHÖHN în 1941: «într-o provincie metalogenetică, roca învecinată minereului (zăcămîntului) nu trebuie considerată ca reprezentînd «magma inițială» a acestuia; ea este un produs înrudit mai vechi — o rudă îndepărtată pe linia laterală, pentru

[1]) Nu am avut la dispoziție, din nefericire, decît partea I-a din lucrarea lui M. VENDEL, apărută în 1946.

Institutul Geologic al României

a utiliza această comparație. Consanguinitatea lor este neîndoielnică. Liniile lor de dezvoltare converg însă foarte lent și se întîlnesc la mari adîncimi, în produse pe care nu le vom vedea nicăieri și niciodată la suprafață» (73). Diferențierea apare deci, ca fiind procesul cel mai important pentru metalogeneză; examinarea intensității diferențierii magmatice în diverse regiuni eruptive mineralizate este concludentă. Posibilitatea de separare a minereurilor, posibilitatea de metalogeneză, este — cel puțin în domeniul zăcămintelor de tipul care ne preocupă — o funcție directă a intensității diferențierii magmei. Cum sensul normal al diferențierii este de la bazic la acid, se înțelege că, în cele mai multe cazuri, aciditatea rocelor constituie un indiciu pentru posibilitatea prezenței minereurilor, curbele lui M. VENDEL fiind foarte concludente. Legătura dintre mineralizație și valoarea medie SiO_2 a rocelor (a magmei) nu este deci decît indirectă, nu de determinare; este mai important să se cunoască gradul de diferențiere a magmei decît valoarea absolută a participării SiO_2.

Diferențele între cele trei zone vulcanice din țara noastră sînt sensibile din acest punct de vedere. În timp ce lanțul Călimani—Gurghiu—Hărghita reprezintă o masă enormă de andezite — cu foarte rare roce determinate ca dacite — Munții Metaliferi și regiunea Baia Mare a munților Gutăi, oferă o imagine foarte variată din punct de vedere petrografic, o imagine de proces «desăvîrșit» și repetat din punct de vedere al diferențierii. Intensitatea proceselor de diferențiere se poate aprecia chiar numai pe suprafața foarte redusă care a făcut obiectul cercetărilor noastre în regiunea Baia Mare; aici a putut fi separat un ciclu de diferențiere complet — cu produse finale în linie directă și laterală — ca și reprezentanți ai altor cicluri; este de maximă importanță, în discutarea acestei probleme, observația că mineralizația este, în întregime, legată aici — iar în ansamblul regiunii Baia Mare, în cea mai mare parte — tocmai de ciclul magmatic cu dezvoltarea cea mai completă.

Materialul magmatic inițial nu poate să nu joace și el un rol determinat în metalogeneză. Fără a intra în amănuntele acestei probleme — a cărei discutare întrece limitele lucrării noastre — amintim numai rolul esențial pe care-l are, în această privință, cantitatea de mineralizatori pe care o conține magma, bogăția în apă a acesteia. În urma a numeroase lucrări cu caracter contradictoriu, s-a ajuns totuși la o interpretare judicioasă a fenomenului de propilitizare; considerarea lui ca un proces de autohidratare a magmei (49, 66, 72, 73) arată legătura sa genetică cu mineralizația și permite a-i socoti prezența ca un indiciu al posibilității de existență a mineralizației.

Munții Metaliferi și regiunea Baia Mare prezintă, din punct de vedere al prezenței rocelor propilitice, o situație net deosebită de aceea a munților Călimani — Gurghiu — Hărghita. Excursiile făcute în toate aceste trei regiuni ne-au

Institutul Geologic al României

permis să considerăm această problemă prin prisma interpretării moderne a fenomenului de propilitizare (49, 66, 72, 73), determinarea rocelor propilitice, avînd în acest fel, un caracter unitar[1]). În timp ce în lanțul vulcanic estic rocele propilitice lipsesc cu desăvîrșire — cel puțin la nivelul accesibil astăzi observațiilor noastre — regiunile Munților Metaliferi și Gutăi reprezintă două zone de largă, masivă prezență a acestora; localizarea lor corespunde totdeauna, în mare, cu aceea de dezvoltare a mineralizației.

Stilul tectonic al regiunii și modul de punere în loc a rocelor reprezintă un ultim factor care contribuie la stabilirea repartiției mineralizației; pentru zăcămintele hidrotermale, în deosebi, aceste elemente sînt de maximă importanță. Legătura lor spațială și genetică cu formațiunile plutonice sau extrusive este, de cele mai multe ori, foarte bine pusă în evidență, așa încît datele privind cele mai favorabile zone de dezvoltare a mineralizației pot fi ușor observate și generalizate. F. I. VOLFSON (91) recunoaște trei zone în care se localizează de preferință mineralizația hidrotermală:

a) În zonele de flexură a marilor fracturi tectonice;

b) În zonele de intersecție a fracturilor;

c) În zonele de dezvoltare a dykurilor.

Așa cum s-a arătat într-un capitol precedent, erupțiunile de la interiorul arcului carpatic s-au produs după cutările din faza savică, probabil pe liniile de minimă rezistență născute în acest timp. În cele trei principale regiuni la care ne referim, formele de manifestare a vulcanismului au fost însă diferite. Informațiile de această natură, ce se pot obține din examinarea situației actuale a acestor regiuni — în care sînt deschise nivele deosebite — permit caracterizarea lor în modul următor.

În munții Metaliferi activitatea vulcanică s-a manifestat de-a lungul unor mari linii de redusă rezistență, pe care se dispun numeroase aparate vulcanice; acestea sînt uneori suficient de bine conservate pentru a fi recunoscute, dar de cele mai multe ori au rămas reprezentate numai prin stîlpii centrali. Curgerile de lave sînt foarte larg deszvoltate.

În lanțul Călimani — Gurghiu — Hărghita se cunosc aparate vulcanice de dimensiuni mari destul de bine conservate, cu structură, și deci cu activitate, mixtă. Ele sînt dispuse în lungul unei linii paralele cu axul zonei cutate a Carpaților răsăriteni.

În regiunea Baia Mare vulcanismul s-a manifestat în mod deosebit; așa cum s-a văzut din descrierile anterioare, aparatele vulcanice de tip central au fost subordonate aici, față de formele minore de manifestare a activității vulcanice; între acestea din urmă, dykurile sînt cele mai frecvente.

[1]) Rocele propilitice menționate în lanțul Călimani—Gurghiu—Hărghita (89) sînt în realitate, foarte probabil, roce transformate hidrotermal.

Institutul Geologic al României

Din punct de vedere al formelor de manifestare a vulcanismului, cele trei regiuni nu numai că nu se individualizează atît de net ca în celelalte cazuri, dar între regiunile mineralizate şi cele nemineralizate există unele asemănări (Munţii Metaliferi şi Călimani—Gurghiu—Hărghita); ne vom mulţumi, din acest motiv, cu sublinierea existenţei condiţiilor foarte favorabile pentru mineralizaţie în regiunea Baia Mare. Aşa cum s-a văzut într-unul din capitolele anterioare, suprafaţa cercetată în regiunea Baia Mare prezintă ca trăsături caracteristice formele de dyk şi abundenţa liniilor de dislocaţie, cu schimbarea orientării lor în zone de «nod tectonic»; în felul acesta, au existat numeroase căi pe care soluţiile hidrotermale s-au putut îndrepta către suprafaţă. Frecvenţa liniilor de dislocaţie a făcut chiar ca, în unele situaţii, mineralizaţia să se disperseze în formaţiuni de mici dimensiuni, pierzîndu-şi astfel din importanţă.

Din cele expuse, s-a putut constata că regiunea Baia Mare a Munţilor Gutăi a prezentat toate condiţiile favorabile pentru instalarea unei bogate mineralizaţii. Ea reprezintă una din situaţiile cele mai clare, din acest punct de vedere, în întreg arcul carpatic. Îmbinarea condiţiilor de chimism iniţial al magmei cu modul ei de evoluţie şi cu condiţiile tectonice a făcut ca aici să se producă unul din cele mai interesante şi importante aspecte ale metalogenezei provinciei carpatice.

La creearea situaţiei actuale a contribuit însă, în cea mai mare măsură, eroziunea, care a făcut posibilă observarea nivelelor mai profunde, la care s-a produs mineralizaţia. De altfel, acestui factor trebuie să i se acorde totdeauna importanţa cuvenită în consideraţiile de această natură. Este evident astfel, că în prezentarea comparativă a celor trei regiuni vulcanice din ţara noastră au fost considerate, datorită eroziunii puţin înaintate în zona Călimani — Gurghiu — Hărghita, nivele diferite; toate concluziile expuse mai sus asupra acestei zone trebuie privite deci prin această prismă, reţinîndu-se că este perfect posibil ca atît roce propilitice cît şi roce mai variate şi cu aciditate ridicată să existe sub învelişul de andezite, care reprezintă suprafaţa actuală a Munţilor Călimani—Gurghiu—Hărghita.

MOMENTUL INSTALĂRII MINERALIZAŢIEI

Aşa cum s-a văzut, vîrsta magmatismului extrusiv în provincia carpatică este, în cele mai multe cazuri, miocenă, unele variaţii constatîndu-se însă în ambele sensuri; liniile de redusă rezistenţă pe care magmele s-au insinuat spre suprafaţă fiind, în majoritate, urmarea mişcărilor din faza savică, punerea în loc a mineralizaţiei trebuie considerată a fi posterioară acestui moment. Crearea fracturilor pe care s-a instalat mineralizaţia, sau redeschiderea celor vechi, trebuie atribuită uneia din grupele de mişcări steirice, atice sau chiar rhodanice.

Institutul Geologic al României

Pentru regiunea Baia Mare, începerea activității vulcanice în Tortonian ridică, bineînțeles, limita inferioară a timpului în care s-ar fi putut produce mineralizația. S-a remarcat cu altă ocazie, paralelismul perfect dintre orientarea filoanelor, pe de o parte, și dykurile de andezit bazaltoid și de riolit, pe de altă parte, în zona vestică a regiunii Baia Mare; această situație sugerează unitatea sistemului de fracturi pe care s-au consolidat aceste produse. Cum punerea în loc a andezitului bazaltoid este de vîrstă meoțiană și pontiană, pare a se impune o vîrstă destul de tînără și pentru mineralizație. În același sens pledează și faptul că primul ciclu magmatic — de care este legată mineralizația — nu și-a desăvîrșit evoluția, prin punerea în loc a riolitelor și trahitelor, decît în timpul Sarmațianului, probabil spre sfîrșitul său; separarea soluțiilor mineralizante este deci, și ea, de vîrstă sarmațian-superioară. Migrarea acestora către suprafață nu a putut avea loc deci, decît după mișcările atice — probabil imediat după ele — mișcări care redeschid fracturile vechi și creează altele noi, ce se încadrează în același sistem.

Desfășurarea procesului de mineralizație în momente mai recente, deși posibilă, ni se pare puțin probabilă, cel puțin în zona cercetată de noi. În Meoțian și Pontian apare andezitul bazaltoid; mineralizarea fracturilor în cursul Pontianului, sau după mișcările rhodanice, n-ar fi putut să nu aibă o cît de slabă influență asupra acestei roce, care se prezintă însă totdeauna în stare complet proaspătă. De altfel, astăzi este, în general, complet acceptată părerea că procesul de mineralizație se desfășoară în timpul în care corpurile de roce își mai păstrează încă o temperatură ridicată; încercarea de a plasa procesul de mineralizare în momente foarte recente ar fi împiedicată și de nesatisfacerea acestei condiții, absolut necesare, se pare, în majoritatea cazurilor. Această ipoteză apare însă ca foarte puțin probabilă și datorită faptului că, după punerea în loc a trahitelor și dacitelor de tip Șindileu, după desfășurarea primului ciclu de evoluție, caracterele magmelor se schimbă în întregime; este greu de presupus că, în aceste profunde și generale modificări, n-ar fi fost afectate și soluțiile mineralizante, dacă ele s-ar mai fi găsit ca atare, la nivelul rezervoriilor magmatice.

În legătură cu aceasta, trebuie să ne exprimăm îndoiala față de ipoteza desfășurării metalogenezei în mai multe faze (14, 28); în regiunea cercetată de noi nu există nici o indicație în acest sens, iar considerațiile generale expuse mai sus fac să fie foarte puțin probabilă producerea mineralizației în mai multe momente. Există, este drept, o serie de observații care pot fi interpretate în sensul existenței mai multor etape de mineralizare. Astfel, se poate vorbi de două aspecte principale ale mineralizației — uneori auriferă, alteori complexă—aspecte cărora se încearcă a li se atribui vîrste diferite; dacă prima formă a mineralizației este evident legată de prima fază vulcanică, indicațiile pentru atribuirea celeilalte unui alt moment de mineralizare sînt, credem, insuficiente, mai ales că însăși

Institutul Geologic al României

vîrsta corpurilor de roce vulcanice corespunzătoare nu este exact stabilită în multe asemenea cazuri. O altă observație folosită pentru gruparea mineralizațiilor în două (sau mai multe) categorii de vîrste este prezența pirotinei la Herja, și în general, existența formațiunilor de temperatură mai ridicată; dacă acest prim fapt este foarte evident, sînt mai puțin clare însă situațiile care i se opun: prezența formațiunilor de temperatură scăzută nu este tot atît de caracteristică. De altfel, chiar în cazul existenței acestor două categorii de zăcăminte, nu vedem necesitatea absolută a atribuirii lor la două etape ale mineralizației, deosebite în timp.

Este destul de dificil de hotărît, dacă aceste observații sînt mai concludente decît considerațiile expuse de noi mai sus; credem însă, că ele nu sînt, în nici un caz, suficiente pentru acceptarea ipotezei existenței mai multor momente de metalogeneză. Dacă în ansamblul regiunii Baia Mare, s-ar putea totuși accepta două asemenea etape, este greu de presupus că fiecare din cele trei cicluri magmatice — dintre care, este drept, că două nu le-am putut sezisa decît parțial în suprafața cercetată — a fost urmat de o fază de metalogeneză (14).

Nu posedăm date de detaliu asupra vîrstei proceselor de mineralizație în celelalte regiuni ale arcului carpatic, așa încît nu putem face precizări de această natură; se poate totuși presupune că momentele de desfășurare a metalogenezei la interiorul arcului carpatic, au păstrat un paralelism general, cu desfășurarea fenomenelor vulcanice, fiind, conform cu vîrsta acestora din urmă, ceva mai noi sau ceva mai vechi decît acela al mineralizării regiunii Baia Mare.

8. DESFĂȘURAREA GENERALĂ A PROCESELOR VULCANICE: SUCCESIUNEA PRODUSELOR, FAZELE DE ERUPȚIE, EVOLUȚIA CHIMISMULUI MAGMELOR

SUCCESIUNEA PRODUSELOR VULCANICE ȘI FAZELE DE ERUPȚIE

Din cuprinsul capitolelor precedente s-a înțeles, desigur, care este ordinea în care au fost produse diversele roce vulcanice; rămîne să prezentăm acum argumentele care ne-au permis aceste concluzii. În majoritatea cazurilor, au putut fi observate raporturi geometrice concludente pentru stabilirea succesiunii; numai în puține cazuri au fost utilizate considerații de altă natură.

Poziția piroclastitelor vechi este ușor determinabilă; ele apar totdeauna, în mod evident, direct peste depozitele tortoniene sau intercalate în ele, și sînt acoperite de andezitul propilitic. Asemenea raporturi pot fi observate în V. Ilbei sau în P. Puturosul.

Andezitul propilitic este străbătut de riolit, trahit și andezit bazaltoid (în zona văii Ilbei, spre exemplu); poziția lui, imediat după piroclastite, este, în felul acesta, bine determinată.

Institutul Geologic al României

Între rocele riolitice și cele trahitice se pot observa contacte în creasta de cumpănă a apelor între V. Ilbei și P. Puturosul; aici, lave trahitice stau peste aglomerate riolitice.

Rocele trahitice au contacte, în afară de rocele anterioare lor, cu andezitul bazaltoid; față de acesta ele se dovedesc totdeauna mai vechi (relații foarte clare în această privință se pot observa în regiunea Vf. Comșa).

În afară de rocele menționate, a căror poziție relativă a fost stabilită, în regiune mai apar încă două tipuri de roce, dacitul de tip Șindileu și andezitul cuarțifer de tip Piscuiatul, ambele anterioare andezitului bazaltoid. Dacitul de tip Șindileu are contacte cu andezitul propilitic, față de care se dovedește mai nou, cu andezitul bazaltoid, față de care se dovedește mai vechi, și cu rocele de tip Piscuiatul, cu care are raporturi neclare. Rocele de tip Piscuiatul, lave și aglomerate, au contacte cu andezitul propilitic, cu andezitul bazaltoid, cu rocele din regiunea Șindileu și cu rocele sarmațiene de la NE de satul Ilba. Andezitele cuarțifere de tip Piscuiatul sînt mai vechi decît andezitul bazaltoid, mai noi decît andezitul propilitic și au raporturi neconcludente cu rocele de tip Șindileu. În piroclastitele lor se găsesc intercalate marne sarmațiene (fig. 10).

Andezitul bazaltoid este, în mod evident, mai nou decît toate rocele eruptive din regiune; aceasta se constată atît din faptul că alcătuiește cele mai mult proeminențe ale reliefului — resturi ale unor curgeri mai larg dezvoltate — cît și prin prezența numeroaselor dykuri care străbat toate formațiunile eruptive anterioare.

Separarea activității vulcanice dintr-o regiune în mai multe faze, gruparea proceselor care au dat naștere rocelor, se poate face pe baza a două criterii:

a) Prezența depozitelor sedimentare intercalate în rocele eruptive, ca reprezentînd momentele de calm, sau cel puțin de încetare a activității subaeriene;

b) Considerații privind evoluția chimică a magmei din consolidarea căreia s-au format rocele.

Utilizarea ambelor categorii de observații permite separarea a trei faze eruptive, în regiunea cercetată de noi.

Între momentul primelor manifestări vulcanice din Tortonian și acela al sedimentării Sarmațianului peste trahite, se individualizează o primă fază eruptivă, conturată atît prin depozitele sedimentare de la începutul și sfîrșitul său, cît și prin coincidența acestui interval de timp cu îndeplinirea unei etape în evoluția magmei. Acestei prime faze îi aparțin piroclastitele vechi (în măsura în care ele reprezintă același material ca al andezitului propilitic), andezitul propilitic, riolitul, rocele trahitice și dacitele de tip Șindileu. Considerăm că dacitele de tip Șindileu reprezintă, în restul regiunii, o formațiune sincronă roceler trahitice din vest. Aceste două categorii de roce prezintă pregnante asemănări prin procesele pe care le-au suferit ulterior punerii lor în loc. Brecifierea și cimentarea cu silice, caracteristică amîndorura, reprezintă niște fenomene cu totul deosebite

Institutul Geologic al României

în regiune, fenomene care nu se mai întîlnesc în legătură cu alte roce; este puțin probabil deci, ca aceste procese să se fi produs în momente diferite. Dacitele de tip Șindileu trebuie deci considerate ca ultime produse ale primei faze eruptive în zona estică a regiunii cercetate. Această ipoteză, a apariției sincrone a două tipuri de roce în puncte foarte apropiate, poate fi sprijinită de constatarea că în regiunea Baia Mare aparatele vulcanice sînt numeroase, și totdeauna de dimensiuni mici, situație care, foarte probabil, este o urmare a existenței mai multor rezervorii magmatice; în cadrul acestora, evoluția magmelor a putut urma drumuri deosebite.

În cursul Sarmațianului s-a desfășurat activitatea vulcanilor andezitici de tip Piscuiatul; în felul acesta se conturează o a doua fază eruptivă, reprezentată, probabil, numai prin unele din produsele sale în această parte a regiunii Baia Mare.

Andezitul bazaltoid aparține unei ultime faze eruptive; el prezintă caractere chimice care-l separă complet de rocele anterioare. Această a treia fază s-a desfășurat în cursul Pliocenului, probabil în prima sa jumătate.

LINIA GENERALĂ A EVOLUȚIEI CHIMICE A MAGMELOR

Fixarea succesiunii proceselor eruptive și a fazelor de activitate în modul expus mai sus, permite înțelegerea trăsăturilor generale ale evoluției magmatice în această zonă.

În cursul primei faze vulcanice, pornind de la o compoziție chimică intermediară cu ușoare caractere bazice, corespunzînd andezitelor propilitice, magma evoluează în mod normal, căpătînd un caracter din ce în ce mai acid, corespunzînd riolitelor și dacitelor de tip Șindileu; o oarecare complicație a procesului de evoluție o reprezintă formarea trahitelor.

A doua fază de erupție produce numai roce andezitice cuarțifere, iar a treia numai andezite bazaltoide cu un pronunțat caracter bazic. Examinînd schimbarea de chimism a magmelor în cursul întregii activități vulcanice, iese ușor în evidență revenirea la condițiile bazice inițiale, după trecerea printr-un stadiu de accentuată aciditate. Cauzele acestei situații nu pot fi deocamdată cunoscute; de altfel, aceasta constituie problema evoluției magmatice în general, ea însăși incomplet clarificată pînă astăzi. Dintre factorii considerați a putea determina asemenea situații — de generală sau parțială evoluție inversă — trebuie să amintim prezența rocelor calcaroase, în alcătuirea fundamentului; asimilarea acestora ar fi putut influența caracterul chimic al magmelor. În discutarea acestei probleme poate fi luată în considerare însă și probabilitatea ca materialul magmatic să fi fost repartizat în scoarță în mai multe rezervorii de mici dimensiuni. Evoluția acestora putîndu-se face pe căi deosebite, se înțelege că aprecierile asupra varia-

Institutul Geologic al României

ției generale a chimismului magmelor trebuie făcute numai cu multă circumspecție.

Prezența andezitelor bazaltoide ca ultimi termeni ai vulcanismului în întreaga regiune, ne arată însă că apariția lor trebuie să se datorească unor fenomene cu caracter general, independente de factori locali, cu importanță minoră. Foarte recent H. STILLE (78) a completat schema sa asupra desfășurării proceselor magmatice în regiuni orogene, precizînd că, în cadrul produselor finale, se pot identifica unele forme h i p o g e n e, care, reprezentînd Sima profundă, indică revenirea la condițiile magmatismului inițial, și alte forme l i t o g e n e, produse de diferențiere ale magmelor subsecvente, direct legate de ele.

În andezitele piroxenice bazaltoide și formele lor foarte bazice — pînă la bazaltele propriu-zise — din regiunea Baia Mare, credem deci că trebuie să se identifice aspectul litogen al magmatismului final, poate incomplet dezvoltat.

DESFĂȘURAREA PROCESELOR VULCANICE

Întreaga regiune ocupată de masivul eruptiv al Băii Mari pare să fi format un uscat în timpul Mediteraneanului I. TH. IORGULESCU (33) presupune că scufundarea acestei zone s-a produs în Tortonianul superior, moment în care a început și activitatea vulcanică; tot atunci s-au născut și unele zone de redusă rezistență, foarte importante pentru desfășurarea ulterioară a activității vulcanice. Aceastui proces i se datoresc, probabil, liniile de dislocație orientate N—S, care au făcut apoi ca regiunea să se separe în cîteva blocuri ce s-au deplasat ascendent și descendent, ca și linia de redusă rezistență de la limita bazinului sedimentar cu eruptivul, de-a lungul căreia s-a produs încălecarea.

Primele momente ale vulcanismului în regiunea Baia Mare au avut un caracter intens exploziv. Produsele piroclastice corespunzătoare acestui moment par a fi acoperit aproape întreaga regiune a actualului masiv eruptiv; cel puțin în partea vestică cercetată de noi, fundamentul tortonian apare totdeauna acoperit de piroclastite. Produsele fine pot fi recunoscute și la distanțe mai mari, intercalate în depozitele Tortonianului. În acest timp, regiunea avea aspectul unui arhipelag de natură vulcanică; prezența tufitelor, chiar în interiorul actualului masiv vulcanic, dovedește această situație.

Caracterul activității vulcanice se schimbă însă repede; sînt puse în libertate mase imense de lave, care acoperă întreaga suprafață pe care se așezaseră anterior piroclastitele. Nu există nici o posibilitate de a se face aprecieri asupra caracterelor aparatelor vulcanice care activau în acel timp.

Evoluția chimică a magmelor se desăvîrșește în această vreme, ducînd la separarea unor produse foarte acide și alcaline. Punerea în loc a riolitelor, în forme de zăcămînt mici, indică un moment de reducere a activității vulcanice.

Institutul Geologic al României

La marginea sudică a zonei eruptive, în lungul liniei de minimă rezistență apărută anterior, se individualizează o serie de mici aparate vulcanice, cu o activitate mai mult explozivă, care pun în libertate ultimele separații magmatice: trahitele în partea vestică și dacitele de tip Șindileu în partea estică. Acestora le urmează, venite pe aceleași căi de acces, mari cantități de silice. În aceste momente s-a desfășurat, probabil, și o activitate geyseriană, localizată în partea sudică și sudvestică a actualului masiv eruptiv, căreia i se datoresc rocele silicioase de la Ilba. Întreagă această activitate s-a desfășurat în Tortonianul superior și în Sarmațianul inferior și mediu; spre sfîrșitul acestui interval regiunea suferă o scufundare de scurtă durată, care permite sedimentarea Sarmațianului peste rocele trahitice.

Acestei perioade de relativ calm îi urmează activitatea cu caracter mixt, explosiv și efusiv, a unor aparate de tip central, bine individualizate, Piscuiatul și Arșița Mică; aceasta pare să se fi desfășurat în partea superioară a Sarmațianului pînă la limita cu Pliocenul.

În cursul Meoțianului, caracterul vulcanismului se schimbă; sînt puse în libertate, în mod efusiv, mase importante de magme foarte bazice — andezitele bazaltoide — reprezentînd produsele finale ale întregii activități magmatice de aici. Ele acoperă cea mai mare parte a regiunii, pînă la marginea bazinului sedimentar.

Deplasarea spre SW a blocului eruptiv se accentuează în această vreme; rama nord-estică a bazinului sedimentar se cutează, iar eruptivul încalecă peste depozitele din bazin.

Activitatea vulcanică încetează în cursul Pontianului, probabil spre sfîrșitul său.

Primit: februarie 1957.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Abdulaev A. M. Contribuții la problema importanței metalogenetice a formațiunilor de tipul dykurilor. Zap. Uzb. Otd. Vses. Min. 6, 1954. *Ref. Rev. ref. geol.-geogr.* nr. 2. București, 1956.
2. Atanasiu I. Cineritele din Neogenul romînesc și vîrsta erupțiilor vulcanice corespunzătoare. *An. Comit. Geol.* XXV. București, 1953.
3. — Curs de Geologie generală. Part. I-a: Fenomene magmatice. București, 1946.
4. Barber C. T. The Tertiary igneous rocks of the Pakokku District. *Mem. of Geol. Surv. of India*, LXVIII, p. 2. Calcutta, 1936.
5. Barbu I. și Popescu M. Raport de activitate 1953. *Manuscris Comit. Geol.* București, 1953.
6. Becke F. Über Zonenstruktur der Kristalle in Erstarrungsgesteinen. *Tsch. Min. Petr. Mitt.*, XVII. Wien, 1898.
7. Brun A. Quelques recherches sur le volcanisme. Action de la vapeur d'eau à haute température sur les roches éruptives. *Arch. d. Sc. physiques et naturelles.* T. XLI. Paris, 1916.
8. Bürg G. Charakteristik der grünsteinartigen Andesitfacies. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* 39, H. 11. Haale, 1931.
9. Burri C. Kritische Zusammenfassung unserer Kenntnisse über die Differentiationstypen, postmesozoischer Vulkangebiete. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, VII. Zürich, 1927.
10. — Bemerkungen zur Anwendung der Niggli-Werte. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Zürich, 1956.
11. Burri C. und Niggli P. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Teil. I. Zürich, 1945.
12. Carr J. M. Zoned plagioclases in layered gabbros of the Skaegaard intrusion, east Greenland. *Min. Mag.*, XXX, 225. London, 1954.
13. Cioflica G. Raport asupra regiunii Băița-nord (Baia Mare). *Manuscris Comit. Geol.* București, 1954.
14. — Studiul geologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Băița (Baia Mare). *Anal. Univ. C. I. Parhon.* Ser. Șt. Nat., vol. 11. București, 1956.
15. — și Pauliuc S. Raport geologic minier asupra regiunii Băița (Baia Mare). *Manuscris Comit. Geol.* București, 1951.
16. Ciupagea T. D. Nouvelles données sur la structure du bassin transylvain. *Bull. Soc. Rom. Geol.* II. București, 1935.
17. Dimitrescu R. Cercetări geologice în regiunea Capnic — Jereapăn (Baia Mare). *D. de S. Comit. Geol.* XXXVIII, (1950—1951). București, 1954.
18. — și Bleahu M. Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). *D. de S. Comit. Geol.*, XXXIX (1951—1952). București, 1955.

Institutul Geologic al României

19. Foster W. Simple method for the determination of the plagioclase feldspars. *Am. Mineral.*, vol. 40, nr. 3—4. London, 1955.
20. Fuster J. M. Formaçion de las plagioclasas zonales en las rocas volcanicas. *Estud. Geol.* 22, 1954. Ref. *Zbl. f Min.*, Teil. II, H. 1—2. Stuttgart, 1955.
21. Gesell A. Montageologische Aufnahme des Erzdistriktes von Nagybánya. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R. A. f. 1890.* Budapest, 1892.
22. — Geologische Verhältnisse des Felsöbányaer Erzbergbau-Gebietes. *Jahresber. d. kgl., ung. geol. A. f.* 1891. Budapest, 1893.
23. — Die montangeologischen Verhältnisse von Kapnikbánya. *Jahresber. d. k. ung geol. A. f. 1892.* Budapest, 1894.
24. — und Koch A. Die Gegend von Nagybánya. *Erl. z. geol. Spezialkarte herausg. v. d. kgl. geol. Anst.* Budapest, *1891.*
25. — und Böchk J. Lagerstätten von Edelmetallen . . . und andere Mineralien. *Public. der kgl. ung. geol. Anst.* Budapest, 1898.
26. Gesell A. und Böchk I. Karte der Fundorte der im Bereiche der Länder der ungarischen Krone . . . Edelmetalle etc. *Public. der kgl. ung. geol. Anst.* Budapest, 1898.
27. Ghiţulescu T. P. Distribution de la minéralisation dans les gîsements d'âge tertiaire de Transylvanie. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, II. Bucureşti, 1935.
28. Giuşcă D. Raport geologic preliminar asupra regiunii miniere Baia Mare. *Manuscris Comit. Geol.* Bucureşti, 1950.
29. Helke A. Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbogens. *Preuss. geol. Landesanst. Arch. f. Lagerstättenforschung.* H. 66. Berlin, 1938.
30. Hermann M. Pétrographie et pétrochimie des rhyolites et des andésites du sud de Telkibanya. *Földt. Közl.*, LXXXII, 10—12. Budapest, 1952.
31. Homma F. Über das Ergebniss von Messungen an zonaren Plagioklasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrehtisches. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, XII. Zürich, 1932.
32. Inkey B. De la relation entre l'état propylitique des roches andésitiques et leurs filons. *Congr. Int. Géol. Mexico*, 1906.
33. Iorgulescu T. Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D. de S. Comit. Geol.* LXIX (1951—1952). Bucureşti, 1955.
34. Jasko S. Geology of the basin of Nagybanya. *Jahresber. ung. geol. Anst. f. 1941—1942.* Teil II. Budapest, 1950.
35. Kiss J. Andesite from Szabadbattyan and its importance concerning the genesis of ores. *Földt. Közl.* LXXXIV, 3. Budapest, 1954.
36. Manilici V. şi Lupei N. Studiul geologic al sectorului Baia Sprie—Capnic (Reg. Baia Mare). *D. de S. Comit. Geol.* XXXVIII (1950—1951). Bucureşti, 1954.
37. Mauritz B. et Tolnay V. Le trachyte et son tuf de Sajohidveg. *Föld. Közl.* LXXXIII, 10—12. Budapest, 1953.
38. Mrazec L. Considérations sur l'origine des dépressions internes des Carpates Roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.* I. Bucureşti, 1932.
39. Năstăseanu S. Raport geologic asupra regiunii Baia Mare — Tăuţi-Măgheruş. *Manuscris Comit. Geol.* Bucureşti, 1954.
40. Nichita O. Raport asupra geologiei şi mineralizaţiei regiunii Heria (Baia Mare). *Manuscris Comit. Geol.* Bucureşti, 1951.
41. — Raport asupra lucrărilor pe teren din vara anului 1954. Muntele Dealul Crucii (Baia Mare). *Manuscris Comit. Geol.* Bucureşti, 1954.
42. — Raport asupra lucrărilor pe teren din vara anului 1956, în regiunea Chiuzbaia (Baia Mare). *Manuscris Comit. Geol.* Bucureşti, 1956.

Institutul Geologic al României

43. NIGGLI P. Gesteins- und Mineralprovinzen. B. I. Berlin, 1923.
44. NOSZKY J., HERMANN M. et VARGA N. Volcanologie, géologie et pétrochimie des andésites de la partie l'est de comitat Nógrád. *Föld. Közl.* LXXXII, 1—3. Budapest, 1952.
45. OSANN A. Beiträge zur chemischen Petrographie. Teil II. Stuttgart, 1905.
46. PÁLFY M. Die geologischen Verhältnisse des Nagybányaer Bergrevieres. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R. A. f. 1914.* Budapest, 1915.
47. — Die Montangeologischen Verhältnisse von Nagybánya, Borpatak Felsöbánya und Kisbánya. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R. A. f. 1915.* Budapest, 1917.
48. — Geologische Verhältnisse von Ilobabánya, Miszbánya und Laposbánya. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R. A. f. 1916.* Budapest, 1918.
49. — Über die Propylitisierung der Eruptivgesteine. *Földt. Közl.* XLVI. Budapest, 1916.
50. — Die geologischen Verhältnisse des Goldvorkommens im Siebenbürgischen Erzgebirge und in der Umgebung von Nagybánya. *Math. term. Ert. ung. Akad. d. Wiss.* XXXIV. Budapest, 1916.
51. PAUCĂ M. Cercetări geologice în bazinele neogene din NW Ardealului. *D. de S. Comit. Geol.* XXXVII (1949—1950). Bucureşti, 1953.,
52. — Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N şi E de Baia Mare. *D. de S. Comit. Geol.* XXXIX (1951—1952). Bucureşti, 1953.
53. — Neogenul din bazinele externe ale Munţilor Apuseni. *An. Comit. Geol.*, XXVII. Bucureşti, 1954.
54. PAVELESCU L. Studiul geologic şi petrografic al masivului Ţibleş. *An. Comit. Geol.*, XXVI. Bucureşti, 1953.
55. — Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Capnic. *D. de S. Comit. Geol.*, XXXVIII. (1950—1951). Bucureşti, 1954.
56. PETRASCHEK W. Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrade. *Jahrb. d. geol. Staatsanst.* B. 70, H. 3—4, 1920. Wien, 1921.
57. — Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. *C. R. XIVe Congr. Géol. Int. 1926.* Madrid, 1928.
58. — Die alpine Metallogenese. *Jahrb. d. geol. Bundesanst.* H. 3—4. Bonn, 1945.
59. PETRASCHECK W. E. Gebirgsbildung, Vulkanismus und Metallogenese in den Balkaniden und Südkarpathen. *Fortschr. d. Geol. u. Pal.*, XIV, 47. Berlin, 1942.
60. — Zu Schneiderhöhn's neuer Auffassung der alpinen Metallogenese. *Berg.- u. Hüttenm. Monatsh.*, 97. 1952. *Ref. Zbl. f. Min.* Teil II. H. 2—3. Berlin, 1955.
61. POLDEVAART A. and ELSTON W. The calc-alkaline series and the trend of fractional crystallisation of basaltic magma: a new approach at graphic representation. *Journ. of Geol.*, vol. 62, nr. 2. Chicago, 1954.
62. POPP I. Studiul calcografic al filonului Firizan. *Manuscris Comit. Geol.* Bucureşti, 1955.
63. QUERVAIN F. de. Die jungen Eruptivgesteine der pannonischen Senke und ihrer Umrandung. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, VII. Zürich, 1927.
64. RĂDULESCU D. Cercetări petrografice în partea de vest a regiunii Baia Mare (între V. Băiţei şi Seini). *D. de S. Comit. Geol.* XXXIX (1951—1952). Bucureşti, 1955.
65. — Observaţii asupra variaţiei compoziţiei feldspaţilor plagioclazi zonaţi. *Bul. Şt. Ac. R.P.R. Sec. Şt. biol., agr., geol.* IV, 2. Bucureşti, 1952.
66. — Contribuţii la cunoaşterea fenomenului de propilitizare a rocilor vulcanice. *Rev. Univ. C. I. Parhon. Ser. Şt. Nat.* 3. Bucureşti, 1953.

Institutul Geologic al României

67. RĂDULESCU D. Asupra rocilor trahitice din regiunea Baia Mare. *Com. Ac. R.P.R.* III, 11—12. București, 1953.
68. — Raport asupra cercetărilor geologice executate în anul 1954 în regiunea Seini-Ilba (Baia Mare). *Manuscris Comit. Geol.* București, 1954.
69. — Raport asupra cercetărilor geologice executate în regiunea Ilba—Nistru (Baia Mare). *Manuscris Comit. Geol.* București, 1955.
70. RITTMANN A. Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart, 1936.
71. ROMWALTER A. Platin und Palladium in den Erzen der Nagybänyaer Gegend. *Univ. Sopron, Mitt. d. berg-u. hüttenm. Abt.* XIV. Sopron, 1942.
72. SCHNEIDERHÖHN H. Die jungeruptive Lagerstättenprovinz in Serbien, Siebenbürgen, Ungarn und in dem Banat. *Centralbl. f. Min.* Abt. A. Stuttgart, 1928.
73. — Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, I. Jena, 1941.
74. SEICEANU S. Raport asupra prospecțiunii geologice pentru hidrocarburi în regiunea Baia Mare—Seini. *Manuscris Comit. Geol.* București, 1955.
75. SELAGIAN V. Erupțiunile terțiare din Bazinul Transilvaniei. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* VIII (1919—1920). București, 1926.
76. STANCIU V. Provinciile minerale ale Romîniei. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, III, 2. Cluj, 1930.
77. STILLE H. Unterschiebungs-Palingenese. *XIXe. Congr. Géol. int. Alger*, 1952. Sect. XV. fasc. XVII.
78. — Der geotektonische Werdegang der Karpathen. *Geol. Landesanst. Bundesrep. Deutschl. Beihefte z. Geol. Jahrb.* H. 8. Bonn, 1953.
79. STOICOVICI E. Separațiuni și cuccesiuni magmatice în masivul eruptiv din regiunea cuprinsă între « Țara Oașului » și « Țara Chioarului ». *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj* VI, 1—2. Cluj, 1937.
80. SZÁDECZKY-KARDOSS E. Vorläufiges über den Kristallinitätsgrad der Eruptivgesteine und seine Beziehungen zur Erzverteilung. *Univ. Sopron, Mitt. d. berg- u. hüttenm. Abt.* XIII. Sopron, 1941.
81. — Erzverteilung und Kristallinität der Magmagesteine im innenkarpatischen Vulkanbogen. *Univ. Sopron Mitt. berg. u. hütt. Abt.* XII. Sopron, 1941.
82. SZÉKINÉ FUX V. és HERMANN M. Telkybánya-Alsökéked környékének Petrogenezise. *Földt Közl.* LXXXI, 7—9. Budapest, 1951.
83. — és BARABAS A. Les phénomènes volcaniques à l'Éocène supérieur en Transdanubie. *Földt. Közl.*, LXXXIII 7—9. Budapest, 1953.
84. ȘTEFAN R. și MARTINIUC G. Raport geologic minier asupra regiunii Nistru—Baia Mare. *Manuscris Comit. Geol.* București, 1951.
85. TERZAGHI R. D. The Origin of Potash-Rich Rocks. *Am. Jour. of Sc. XXIX*, 172, 176. New Haven. Connecticut, 1935.
86. TOKODY L. Einige Mineralien von Kisbánya. *Centralbl. f. Min., Geol., Pal.* Abt. A. Stuttgart, 1938.
87. — Zinkfauserit, eine neues Mineral von Felsöbánya. *Földt. Közl.* LXXXIX, 1—4. Budapest, 1949.
88. — Eine geochemische Regel. *Földt. Közl.* LXXIII. Budapest, 1943.
89. TÖRÖK Z. Vulcanologia și stratigrafia Călimanilor de NE și tectonica întregului masiv. *D. de S. Comit. Geol.* XXXIX (1950—1951). București, 1955.
90. VENDEL M. Studien aus der jungen Karpatischen Metallprovinz. *Univ. Sopron. Mitt. berg. u. hüttenm Abt.* XVI, 1944—1947. Sopron, 1947.
91. VOLSON F. I. Cîteva legi ale răspîndirii zăcămintelor endogene de diverse tipuri. *Tr.*

Institutul Geologic al României

Inst. Gheol. Nauk. Fasc. 62, ser. Rud. mest. nr. 17. Ref. *Rev. ref. geol. geogr. nr.* 2. Bucureşti, 1956.

92. WENK E. Koexistenzbeziehungen zwischen Hornblende, Biotit und Feldspäten und die Bedeutung der oszillierenden Zonarstruktur. *Schw. Min. Petr. Mitt.* XXV. Zürich, 1945.
93. ZAVARIŢKI A. N. Vvedenie v petrohimiu izverjenîh gornîh porod. Moscova, 1950, ed. II-a.
94. * * * Zăcămintele de minereuri complexe din regiunea Baia Mare şi Cîrlibaba. Expediţia geologică sovietică. *Manuscris*, 1951.
95. * * * Zur Geologie der Erzlagerstätten des Balkans und der Karpathen. Ref. über d. Vortrag Prof. W. E. Petrascheck. *Berg.- u. Hüttenm. Monatsh.*, 90. Jahrg., H. 12. Wien, 1942.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Fig. 1. — Andezit propilitic. Incluziuni zonare în fenocristalele de feldspați; clorit în conturele elementelor melanocrate. N +, 35 ×.
Fig. 2. — Riolit. N +, 10 ×.
Fig. 3. — Trahit. Fenocristale cu orientare comună. N +, 20 ×.
Fig. 4. — Trahit (detaliu în pastă). Microlite cu orientare comună. N +, 125 ×.

Institutul Geologic al României



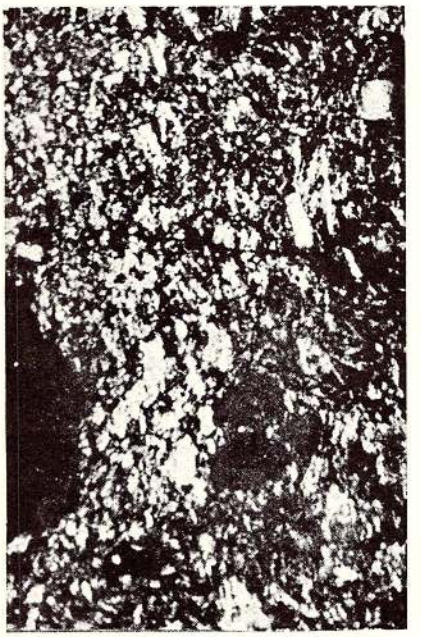
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Fig. 1. — Trahit. Microstructura cristalelor de sanidină. N +, 150 x.

Fig. 2. — Trahit. Microstructura cristalelor de sanidină. Cristalul este parțial sericitizat. N +, 65 x.

Fig. 3. — Aglomerat trahitic. Granule cu conture subcirculare. Cimentul este foarte puțin dezvoltat: multe spații libere. N +, 20 x.

Fig. 4. — Aglomerat trahitic. Cimentul formează numai pelicule în jurul fragmentelor. N ||, 35 x.

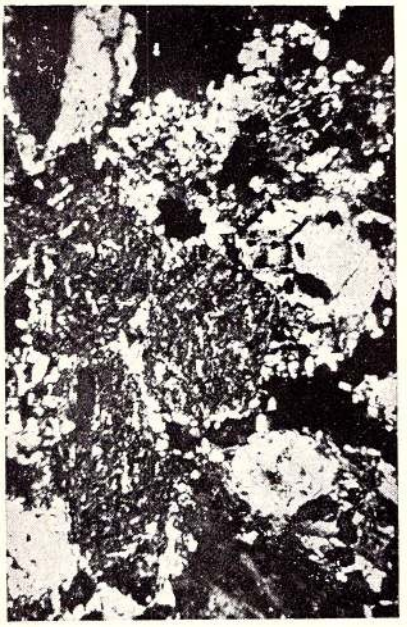
Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANŞA III

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

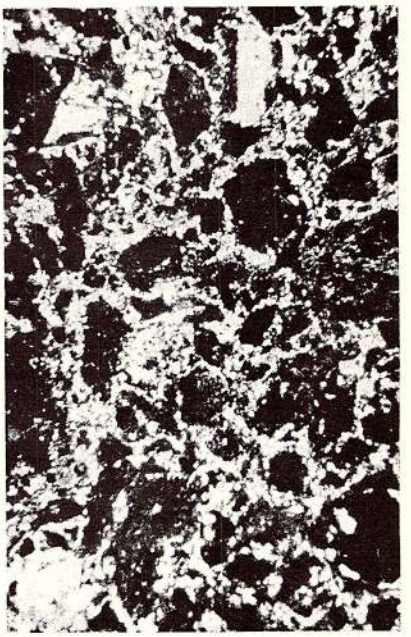
Fig. 1. — Aglomerat trahitic. N +, 35 ×.

Fig. 2. — Brecie trahitică. Fragmente cu dimensiuni variate și conture neregulate. Spațiile albe reprezintă opal, iar cele negre, hidroxizi de fer. N ||, 10 x.

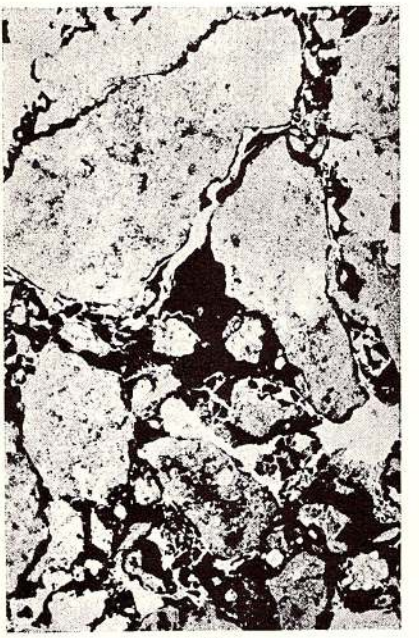
Fig. 3. — Dacit de tip Șindileu. Cca 1/3 din mărimea naturală.

Fig. 4. — Dacit de tip Șindileu. Textură fluidală foarte accentuată. Pasta este impregnată cu hidroxizi de fer. N, 10 ×.

Institutul Geologic al României



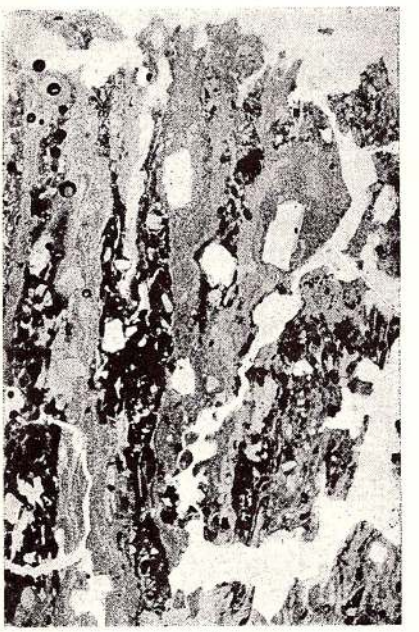
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

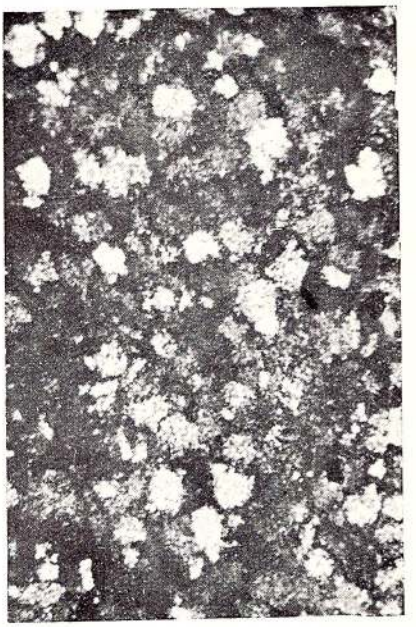
PLANŞA IV

Institutul Geologic al României

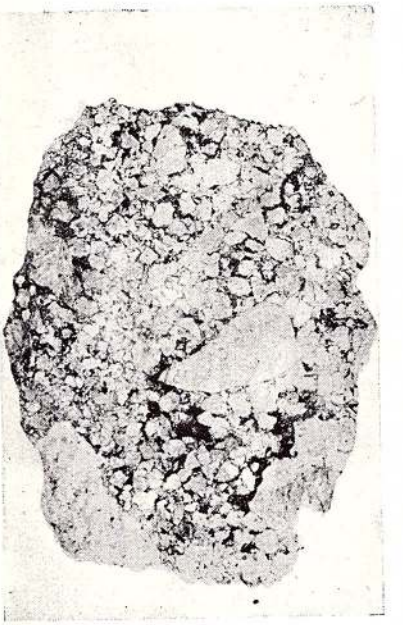
PLANȘA IV

Fig. 1. — Dacit de tip Șindileu (detaliuî n pastă): începuturi de cristalizare. N +, 50 x.
Fig. 2. — Dacit de tip Șindileu, brecifiat. Cca 1/3 din mărimea naturală.
Fig. 3. — Dacit de tip Șindileu, brecifiat. Cca 1/3 din mărimea naturală.
Fig. 4. — Gresie sarmatică cu elemente de roce vulcanice (pe Dealul Tarda). N +, 50 x.

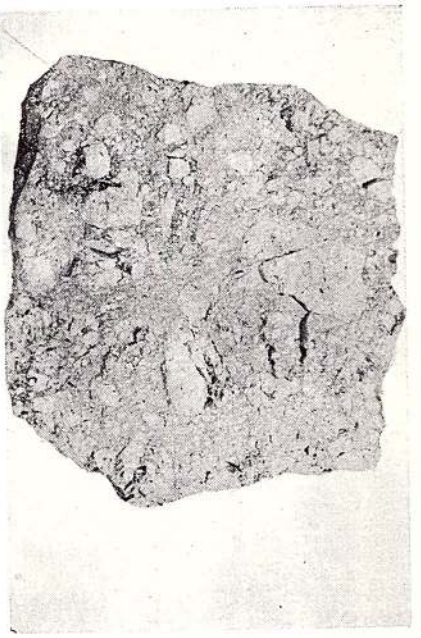
Institutul Geologic al României



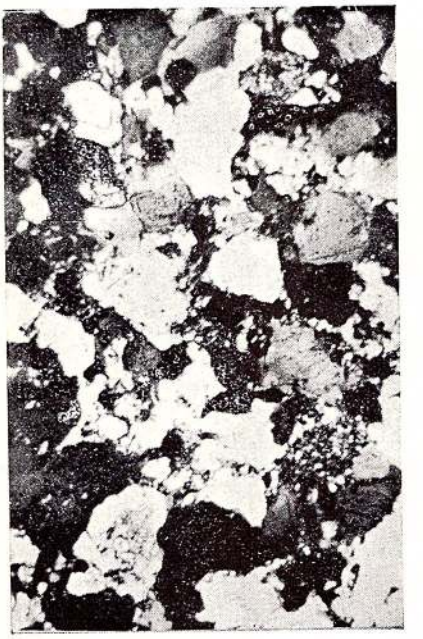
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

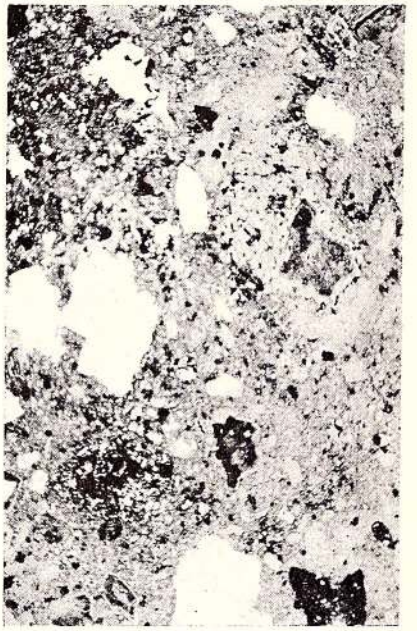
PLANŞA V

Institutul Geologic al României

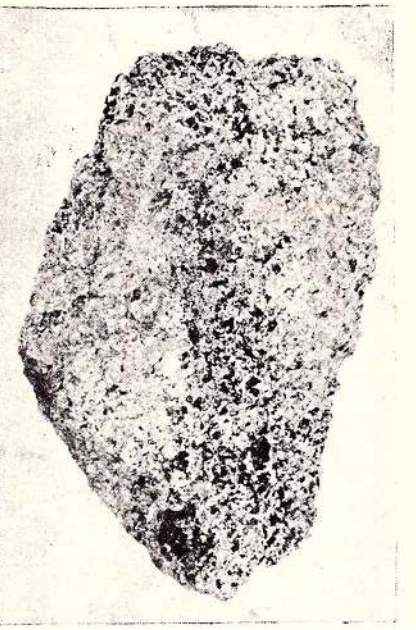
PLANȘA V

Fig. 1. — Andezit cuarțifer de tip Piscuiatul. N ||, 10 x.
Fig. 2. — Lapilli ai andezitului cuarțifer de tip Piscuiatul. Cca 1 3 din mărimea naturală.
Fig. 3. — Lave poroase ale andezitului bazaltoid. Spațiile albe cu conture rotunjite reprezintă spațiile libere din rocă. N ||, 15 x.
Fig. 4. — Cristal de feldspat plagioclaz corodat, în andezitul bazaltoid. N ||, 50 x.

Institutul Geologic al României



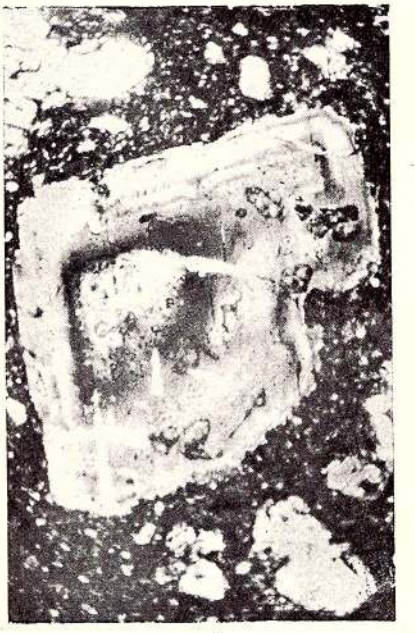
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

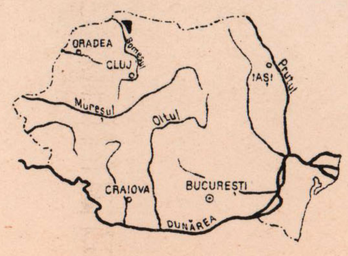
DAN P. RĂDULESCU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII SEINI-ILBA-NISTRU (BAIA MARE)

D. RĂDULESCU: Petrografia eruptivului din regiunea Baia Mare

Viile Apa
D. Tarda
V. Zugăului
D. Comșa
553
Vf. Plesa
V. Băii
V. Puturoasă
V. Talna mică
V. Cârpinișului
D. Comorii
Vf. Piatra Tisei
V. Mesteacănului
FAȚA MARE F.
Vf. Arșița Mică
Vf. Măgura Mare
V. Seinelului
V. Cetății
Dealul Cetății
D. Înalt
Seini
D. Barnici
Piciorul Obîrșiei
Vf. Țapului
RĂPOLY F.
V. Ardeleană
NEGRESAN F.
EPPERJESY F.
ALEXANDRU F.
FELLEGHÁZY F.
HANA F.
V. Mosuhaza
FIRIZAM F.
Handal
ANTON F.
MIHAIL F.
NEPOMUC F.
V. Căpitanului
837
D. Bujor
V. Bocii
D. Purcărețul
Vf. Priporului
SOFIA F.
D. Plopăt
V. Bancotei
MATEI F.
Vf. Piatra Mică
FLORIAN F.
ANDRIAN F.
V. Hotarului
317
Vf. Dealul Înalt
125
Vf. Piatra Mare
Nistru Vechi
ȘTEFAN F.
MIHAI F.
IOSIF DOMNIȘOARA F.
ANTON CAPRA F.
CORDANA DE AUR F.
ANA AURORA F.
CAROLINA F.
V. Sebeș
D. Înalt
V. Cosașului
V. Lupului
471
V. Baba Grigă
Săbișa
V. Rodinii
Podul Cohului
V. Vîlcei
V. Roncului
D. Porcului
Nistru
MIHAI F.
SIGISMUND F.
V. Roșie
V. Tîrzei
Vf. Tîrzei
V. Cicîrlăului
V. Poenei
V. Nistrului
V. Runcului
Ilba
530
Vf. Sindileu
Vf. Piscuiatul
Vf. Mare
Vf. Piatra Șoimului
R. Someș
Cicîrlău
V. Tătului
Birgău
V. Neagrutei
D. Vîlor
D. cu Peri
V. Nistrului
D. Crucii
Tăuții Măgheruș

POZIȚIA REGIUNII CERCETATE

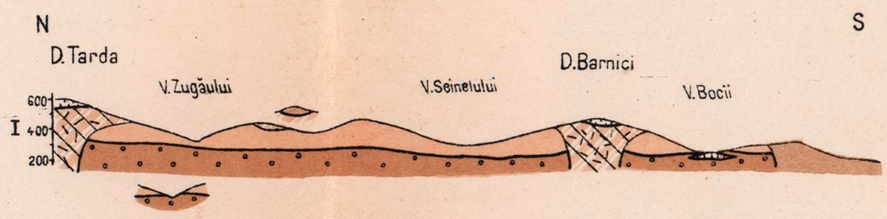


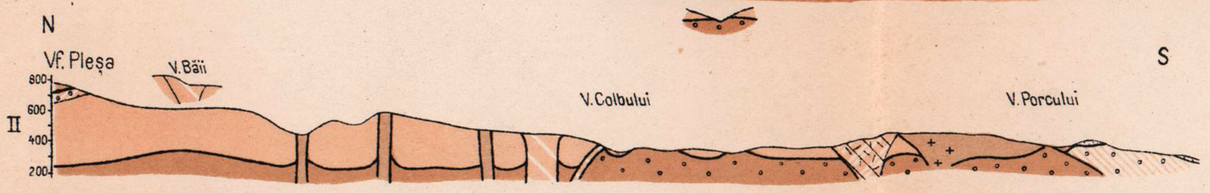
LEGENDA

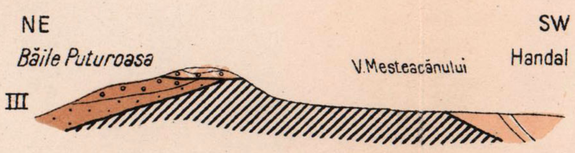
SEDIMENTAR
1. Pornituri
2. Con de dejecție
3. Aluviuni
4. Terase
5. Pliocen — Nisipuri, marne, argile
6. Sarmațian — Gresii silicioase cu urme de plante, nisipuri, marne
7. Tortonian — Marne cu intercalații cineritice
8. Eocen — Calcare grezoase, marne șistoase

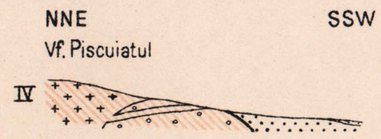
ERUPTIV
ERUPTIV PLIOCEN
9. Andezit bazaltoid
ERUPTIV SARMAȚIAN
10. Andezit cuarțifer
11. Dacit
12. Trahit
13. Riolit
14. Andezit propilitic
ERUPTIV TORTONIAN
15. Piroclastite andezitice și dacitice

16. a. Silicifiere b. Sericitizare
17. Coș, dyk; lave; aglomerate
18. Cinerite; lapilli; brecii
19. Filon
20. Poziția stratelor și a curgerilor de lavă
21. Direcție profilelor
22. Falie
23. Linie de contact anormal











SCARA 1:50.000

Des. Ghiragosian C.

Imprim. atel. Comit. Geol.

Institutul Geologic al României

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES FORMATIONS ÉRUPTIVES DE LA RÉGION SEINI—ILBA—NISTRU (BAÏA MARE)

PAR
DAN P. RĂDULESCU

Dans la région de Baïa Mare l'extraction du minerai a commencé depuis l'antiquité; on connaît ici les traces de l'activité des Romains.

Les recherches scientifiques de la région datent du XIX-ème siècle; les géologues hongrois et autrichiens ont une riche activité dans cette région d'exceptionnelle importance économique. De cette époque on peut retenir l'oeuvre de A. GESELL et de M. PÁLFY, dont les travaux ont apporté de précieuses informations pour la connaissance géologique de la région.

Après 1918, bien que l'activité d'extraction soit intensifiée, les études géologiques restent sporadiques. Depuis 1950, la région de Baïa Mare est l'objet de l'attention du Comité Géologique qui, par un collectif de géologues, réussit à rédiger une carte au 20.000-e, comprenant toute la région.

Deux articles seulement, ceux de B. COTTA et de M. PÁLFY contiennent des informations plus détaillées, concernant la région étudiée.

I-ÈRE PARTIE

1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE OROGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE

La région de Baïa Mare se trouve dans la partie SW des Monts Gutăi, à la limite du massif avec la plaine du Someș (le massif Gutăi se trouve dans le voisinage de l'intersection du méridien 21° E de Paris avec le parallèle 48° latitude N.

La surface levée a la forme d'un triangle rectangle, son hypoténuse étant représentée par la limite du massif avec la plaine. Une série de crêtes divergent de l'angle droit du triangle vers l'W, SW, S, l'altitude diminuant jusqu'à 150 m,

Institutul Geologic al României

altitude de la plaine. Les principales vallées, Valea Nistrului, Valea Ilbei et Valea Cicîrlăului, ont 2—3 km de longueur. Valea Cicîrlăului est remarquable par son trajet presque rectiligne à l'intérieur du massif.

L'érosion, très active, a détruit les formes morphologiques initiales, qui ne se reflètent qu'en faible proportion dans l'aspect actuel de la région.

2. DESCRIPTION DES ROCHES

ROCHES SÉDIMENTAIRES

On a trouvé dans la région étudiée, des roches d'âge paléogène, tortonien sarmatien, pliocène et des dépôts quaternaires.

Le Paléogène est représenté par des calcaires, des marnes, des grès fins, tous très schisteux. Les marnes, facilement détachables en plaquettes, constituent l'élément pétrographique essentiel du Tortonien; on connaît une microfaune qui précise l'âge des dépôts. Le Sarmatien, déterminé par la microfaune, contient surtout des grès. Le Pliocène est représenté par des sables, des grès sablonneux, des marnes, des argiles à macrofaune. Les dépôts quaternaires—les terrasses, le sol, les alluvions, les cônes de déjection—sont peu développés.

ROCHES VOLCANIQUES

Les pyroclastites anciennes. Un ensemble de cinérites et d'agglomérats constitue le plus ancien élément éruptif de la région; la séparation cartographique entre ces deux formes n'a pas toujours été possible à cause des nombreux aspects intermédiaires.

Les cinérites sont blanches, stratifiées, le plus souvent altérées. Elles contiennent des grains de quartz et, moins souvent, de feldspaths potassiques; elles représentent donc, une roche acide, le type pétrographique exacte étant pourtant impossible à déterminer.

Dans les fragments des agglomérats on peut toujours reconnaître le caractère andésitique de la roche initiale. La couleur des agglomérats est grise, mais quelquefois, à cause de la cloritisation, elle est verte.

Le matériel éruptif est souvent mêlé à des grains détritiques; les tuffites ont été identifiés seulement dans des coupes minces.

L'andésite propylitique[1]) (tabl. p. 162) est la roche la plus fréquente de la région. Elle présente de nombreux aspects, à cause des divers processus de transformation auxquels elle a été soumise.

[1]) À chaque type de roche que nous avons décrit, sont présentés les limites de la variation des dimensions des cristaux et de participation des divers élements minéralogiques à la constitution de la roche; chaque fois on présente aussi une analyse chimique, les valeurs et les normes Niggli correspondants, le type de magma, la détermination des feldspaths plagioclases et l'analyse planimétrique.

Institutul Geologic al României

Dans ces aspects normaux, la roche est vert foncé et compacte. Le feldspath plagioclase et la chlorite sont les seuls phénocristaux de la roche. Les feldspaths zonés contiennent 35—50% An (déterminations par l'angle maxime d'extinction, les méthodes Fedoroff et Köhler, tabl. p. 162) La chlorite, sous forme de clinochlore et de pennine, adopte les contours des minéraux mélanocrates remplacés, l'amphibole le plus souvent. La pâte est constituée par des microlites de feldspaths, des grains opaques et de verre.

L'analyse chimique de l'andésite propylitique (p. 163) prouve son caractère basique et son appréciable contenu d'H_2O^+ qui correspond à la présence de la chlorite.

L'imprégnation à séricite, à pyrite, à carbonates, à kaolin, à silice sont les principaux processus de transformation de l'andésite propylitique; elles se manifestent par l'apparition de quantités variables des minéraux secondaires respectifs, dans la masse de la roche. Dans l'imprégnation à séricite et à carbonates ont été séparés deux aspects différents de la roche, aspects qui semblent correspondre à des facteurs déterminants différents — endogènes ou exogènes.

La rhyolite (tabl. p. 166), toujours séricitisée et kaolinisée, est une masse homogène, de couleur blanche, où seulement les cristaux de quartz sont évidents. Dans les coupes minces, on constate la présence de la sanidine; la pâte est cryptocristalline.

La composition chimique de la rhyolite (p. 166) ne presente pas de traits spécifiques.

Les roches trachytiques (tabl. p. 168) sont représentées par des laves, des brèches et des agglomérats. Le matériel trachytique est constitué par des phénocristaux de sanidine dans une pâte grise, bien plus abondante qu'elles; les cristaux de plagioclase sont très rares. La texture fluidale est bien marquée autant par les phénocristaux que par les microlites.

La composition chimique des trachytes est caractérisée par l'exceptionnelle abondance en K_2O, fait qui rend impossible la comparaison avec les trachytes des autres régions.

Très souvent, les laves trachytiques sont silicifiées et imprégnées d'hydroxides de fer.

Les agglomérats et les brèches n'ont pu être séparés que par l'étude microscopique. Les premiers sont caractérisés par la présence de nombreaux espaces libres entre les éléments équidimensionaux à contours presque circulaires, conséquence du fait que le ciment — le quartz — est peu développé; les brèches sont, par contre, très compactes, tout l'espace entre les fragments angulaires et inégaux étant occupé par la silice amorphe, cryptocristalline ou cristallisée. La sili-

Institutul Geologic al României

cification et l'imprégnation à hydroxides de fer, sont caractéristiques pour les deux catégories de roches, fait qui détermine, dans la majeure partie des cas, une couleur orange rougeâtre.

La dacite type Şindileu (tabl. p. 171) est constituée par une masse de couleur variable (noire, grise, rouge), dans laquelle les grands phénocristaux de feldspath plagioclase sont disposés dans une texture fluidale. Les plagioclases sont caractérisés par une zonalité accentuée, sans récurrences de composition (25—55% An); la détermination de la composition d'ensemble de certains cristaux, indépendamment de leur structure zonée, par la détermination de la réfringence du verre obtenu par leur fusion et refroidissement a donné les résultats: 33%, 38%, 40%, 45% An.

La composition chimique est normale (p. 172).

Le plus souvent la dacite type Şindileu est représentée par des brèches d'explosion, cimentées par la silice et imprégnées d'hydroxydes de fer.

L'andésite quartzifère type Piscuiatul (tabl. p. 174) est une roche noire ou noir grisâtre, dont les phénocristaux de feldspaths plagioclases peuvent être visibles ou invisibles. Ceux-ci sont toujours zonés, la composition variant de 38% à 65% An (p.173). Le quartz est rare. La pâte est complètement cristallisée.

La composition chimique est normale.

À part les roches normales, on trouve des agglomérats et des lapilli.

L'andésite basaltoïde à pyroxènes (tabl. p. 178, 179) est une roche toujours fraîche, du même aspect sur de grandes étendues; elle est noire, compacte, à fracture conchoïdale. Dans un ensemble de microlites, de plagioclases, de pyroxènes, de grains opaques et de verre, on trouve des phénocristaux de feldspaths plagioclases et de pyroxènes rhombiques ou monocliniques.

Les feldspaths plagioclases ont une structure zonée très accentuée; l'étude de ces structures a permi la séparation de quatre types de développement des phénocristaux de plagioclases, ce qui correspond à quatre groupes de roches.

1. Roches dont les phénocristaux ont une structure zonée simple, à rares récurrences de la composition. La composition des microlites est plus albitique que celle de toutes les zones des phénocristaux (fig. 1).

2. Roches dans lesquelles la structure zonée des phénocristaux est caractérisée par des récurrences répétées; les limites de la composition des zones comprennent aussi les microlites (fig. 2).

3. Roches contenant simultanément les deux types de phénocristaux, les uns avec des contours corrodés (fig. 3).

Institutul Geologic al României

4. Roches contenant simultanément les deux types de phénocristaux, mais qui prouvent, par l'existence de zones périphériques, ayant la composition des microlites, dans les cristaux initialement corrodés, l'établissement d'un équilibre chimique entre les phénocristaux «allochtones» et le magma (fig. 4).

La composition des plagioclases (p. 177) est très anortitique, toujours au-dessus de 40% An, le plus souvent au-dessus de 60% An.

Le pyroxène rhombique est un hypersthène à environ 20% $FeSiO_3$. L'augite est plus rare.

La composition chimique (p. 180) est tres basique; dans un grand nombre de cas elle correspond à de véritables basaltes; la fig. 7 démontre la tendance d'accumulation de CaO et de Fe_2O_3+FeO dans les andésites basaltoïdes.

L'andésite basaltoïde a deux aspects particuliers : les séparations en colonnes et les laves poreuses.

3. DESCRIPTION DE LA CARTE

ROCHES SÉDIMENTAIRES

Dans Valea Ilbei on trouve les principaux affleurements de roches sédimentaires du soubassement: c'est ici qu'affleurent les dépôts éocènes — dans Valea Mesteacănului — et tortoniens.

Le Sarmatien et le Pliocène affleurent à la bordure S de la masse éruptive; ils constituent ici, l'anticlinal Tăuți-Măgheruș.

ROCHES VOLCANIQUES

Les pyroclastites anciennes affleurent surtout dans la partie W de la région. Dans Valea Nistrului, le sommet Piatra Mare est constitué par des agglomérats puissamment silicifiés, bien marqués dans le relief. L'apparition de la silice peut déterminer – comme dans Dealul Inalt – la formation de blocs de calcédoine.

L'andésite propylitique constitue le «fond» à l'intérieur duquel se développent toutes les autres roches. Elle ne permet pas de séparations structurelles. La répartition des zonnes séricitisées et silicifiées est irrégulière.

La rhyolite constitue des dykes, des sills et des necks très bien contourés. Les dykes de Valea Cicîrlăului et de Valea Căpitanului ont jusqu'à 2000 m de longueur et 200 m de largeur apparentes.

Les roches trachytiques se développent surtout dans la partie NW de la région, en constituant les crêtes de la majeure partie des collines. Les zones de brêches ont été considérées comme correspondant à des centres d'explosions.

Institutul Geologic al României

La dacite type Şindileu affleure seulement à la partie inférieure de Valea Nistrului, dans les zones Vîrful Şindileu et Piatra Şoimului. La répartition des roches normales et des brèches est très suggestive, l'apparition de ces dernières, seulement dans les zones les plus proéminentes, délimitant les centres d'explosions.

L'andésite quartzifère type Piscuiatul constitue les zones des sommets Piscuiatul et Arşiţa Mică. La successsion des laves et des agglomérats indique l'existence des appareils stratovolcaniques. Dans la partie S de la région, parmi les produits de l'appareil de Piscuiatul on trouve des lapilli.

L'andésite basaltoïde occupe des superficies considérables; il apparaît sous forme de coulées, qui constituent les hautes portions du relief, fréquemment comme dykes, ou plus rarement comme sills.

* * *

La répartition des roches dans la superficie examinée, présente certains traits caractéristiques:

a) Dans la partie W de la région apparaissent des roches plus anciennes, tandis que dans la partie E les roches plus récentes sont plus fréquentes. Les principaux types de roches qui créent cette situation sont les pyroclastites anciennes, les trachytes, les andésites quartzifères et, dans une mesure plus réduite, les andésites basaltoïdes.

b) Au contact du massif éruptif et du bassin sédimentaire, une série de petits appareils volcaniques (qui correspondent aux roches trachytiques, andésitiques quartzifères et andésitiques basaltoïdes) sont disposés de manière linéaire en direction NW—SE, marquant ici l'existence d'une ligne de résistence réduite.

c) Les dykes d'andésite basaltoïde sont disposés, évidemment, selon les directions NW—SE et NE—SW, pareillement aux principaux filons de la région, trahissant ainsi l'existence de deux systèmes de fractures.

4. DESCRIPTION SOMMAIRE DES ZONES MINERALISEÉS

Dans la région comprise entre Valea Nistrului et Seini, on distingue deux zones de minéralisation: dans Valea Nistrului et dans le bassin supérieur de Valea Ilbei. À l'W de Valea Ilbei on ne connaît pas de minéralisations proprement dites; on n'a pas prouvé jusqu'à présent, que les zones d'imprégnation à silice et à séricite existantes, pouvaient avoir de relations avec la minéralisation.

Institutul Geologic al României

a) *Dans le bassin supérieur de Valea Ilbei* une superficie d'environ 10 km² présente de nombreux témoignages de la circulation des solutions hydrothermales. L'existence d'une pareille circulation ici, est la suite de nombreuses lignes de dislocation de cette zone de «noeud tectonique» ; c'est pourquoi les formations filoniennes sont de dimensions réduites et dispersées sur la surface entière; les effilements rapides, les fasciculisations et les zones de brèches minéralisées constituent un aspect habituel pour cette région. Dans cette zone, seulement le filon Firizan se trouve en exploration. Pour examiner le développement de certains filons, connus seulement sur de petites portions, on a exécuté une série de profils géochimiques (fig. 12—15), dont l'emplacement est présenté dans la fig. 11.

b) *Dans le bassin de Valea Nistrului* on trouve deux principaux champs minéralisés — l'un autour du filon Sofia, l'autre autour du filon Domnișoara— auxquels on ajoute la zone du confluent avec Valea Limpejoara. Le filon Sofia— aujourd'hui en exploitation—est le plus important élément d'un groupe d'environ 40 fractures minéralisées; il est connu sur une différence de niveau d'environ 300 m.

Le filon Domnișoara, avec les filons Iosif et Arthur, constituent de même l'objet de l'exploitation, mais ils sont, en grande partie, épuisés.

Malgré que la minéralisation complexe du filon Sofia, soit en quelque sorte différente de celle du groupe de filons Domnișoara—Iosif—Arthur, prépondérant aurifère, il est probable que la formation de tous représente le même processus génétique.

II-ème PARTIE

1. L'ÂGE DE L'ACTIVITÉ VOLCANIQUE

Il est probable que l'activité volcanique de la région de Baïa Mare n'a pas contribué à la formation des horizons de cinérites connus dans le Bassin de la Transylvanie. Ici, le début de l'activité volcanique ne peut être rapporté à aucun de ces horizons.

Les plus anciens produits de la région, les pyroclastites, sont interstratifiées avec les dépôts tortoniens; le moment du déclanchement de l'activité volcanique est ainsi assez bien précisé. Dans la dernière partie du Tortonien, probablement, mais surtout dans le Sarmatien inférieur et moyen, ont été mis en place l'andésite propylitique, la rhyolite, le trachyte et la dacite type Șindileu. Les roches trachytiques sont recouvertes, sur les collines Tarda et Barnici, par des grès sarmatiens. Toujours dans le Sarmatien est apparu probablement aussi l'andésite quartzifère type Piscuiatul.

Institutul Geologic al României

L'activité volcanique a continué pendant le Pliocène; l'andésite basaltoïde est apparu probablement, jusqu'à la fin du Pontien.

Approximativement entre les mêmes limites d'âge, est placée l'activité volcanique dans toutes les autres zones à l'intérieur de l'arc carpatique, de sorte que la région de Baïa Mare peut être aisément mise en parallèle.

2. LA POSITION OCCUPÉE PAR LA RÉGION DE BAÏA MARE DANS L'ENSEMBLE DE LA PROVINCE PÉTROGRAPHIQUE TERTIAIRE CARPATIQUE

Le volcanisme tertiaire à l'intérieur de l'arc carpatique représente le magmatisme subséquant — et, partiellement, final — des mouvements saviques. Il constitue un des moments le mieux individualisé de l'évolution magmatique de l'entière zone orogène carpato-balcanique.

Les roches magmatiques néogènes de la région de Baïa Mare présentent beaucoup de ressemblences avec les roches correspondantes des autres régions volcaniques intracarpatiques. Les ressemblences les plus évidentes peuvent être constatées dans le cas des andésites pyroxéniques basaltoïdes, qui paraissent représenter le produit le mieux développé de ces zones. Dans une situation semblable, mais pas tout à fait identique, se trouvent les rhyolites. Au contraire, les roches dacitiques et trachytiques présentent de grandes différences d'une région à l'autre.

L'interprétation des 32 analyses chimiques des roches volcaniques de Baïa Mare — parmi lesquelles 9 représentent des roches de la région examinée (tabl. I, analyses chimiques de roches; tabl. II, valeurs des divers paramètres; tabl. III, valeurs des paramètres Zavaritzky) — a permis les conclusions suivantes sur le caractère chimiques des roches et sur la position qu'occupe la région de Baïa Mare dans la province pétrographique interne-carpatique.

Les types fondamentaux de magma sont les suivants: normal-dioritique, à passages vers le type gabbro-dioritique et peléeitique; granodioritique, à passages vers le type yosémitique et trondhjémitique; aplit-granitique à passages vers le type engadinique. De même sont représentés les types nordmarquitiques et normal-foyaitiques.

Le diagramme de variations des oyxdes a un aspeçt normal pour une différenciation calcoalcaline (fig. 22—23); on peut remarquer: 1° la pente très accentuée de la courbe Al_2O; 2° la convergence des courbes MgO et CaO dans le domaine acide; 3° l'intersection des courbes Na_2O et K_2O autour de la valeur 70% SiO_2; 4° la courbe $FeO+Fe_2O_3$ recoupant la courbe CaO dans le domaine basique; 5° l'intersection des courbes K_2O et MgO sous la valeur 60% SiO_2.

Institutul Geologic al României

Le diagramme de variation des paramètres Niggli (fig. 24 et 25) présente les caractéristiques suivantes: 1° la pente de la courbe *alk* est très prononcée; 2° les courbes *c* et *fm* ne s'atteignent pas; 3° la courbe *al* ne recoupe pas la courbe *c*.

Le point isofal se trouve dans la région $si = 180$.

Le diagramme *si—k* (fig. 26) montre que pendant l'augmentation de l'acidité, ne se produit pas seulement un enrichissement en alcali, mais aussi une appréciable augmentation de la valeur K : Na.

Dans le diagramme *k—mg* (fig. 28) on remarque la concentration des points représentatifs des rhyolites et des trachytes dans son angle SE.

Le diagramme des valeurs Zavaritzky montre que: 1° toutes les roches se placent dans la série des compositions supersaturées en alumine; 2° le champ où se repartissent les points représentatifs des roches dans la partie gauche du diagramme est trés large, par suite des grandes différences entre les valeurs *c*; 3° le champ occupé par les points représentatifs des roches dans la partie droite du diagramme présente, dans sa partie supérieure, une inflexion accentuée vers la droite, à cause des valeurs *a* très grandes dans le domaine acide.

Dans le travail sont presentés aussi les diagrammes *si—mg*; Fe_{tot}—Na + K — Mg; QML; 100-M — α; $SiO_2 - \frac{SiO_2}{MgO}$; $SiO_2 - \frac{Na_2O}{CaO}$; etc. On présente, par deux diagrammes, la variation chronologique du chimisme des roches (fig. 35 et 36); ces diagrammes montrent que: 1° les roches existentes représentent au moins deux cycles magmatiques et 2° les roches trachytiques et dacitiques type Şindileu représentent un «accident» dans l'évolution magmatique; elles ne représentent pas un produit final, mais une situation latérale par rapport à la ligne normale de l'évolution.

3) LA GENÈSE DES ROCHES TRACHYTIQUES

Les roches trachytiques de Baïa Mare s'individualisent par leur caractère ultrapotassique. Des produits semblables se trouvent aussi dans le massif de Tokay, en Hongrie. Des trachytes à caractères chimiques normaux ont été trouvés par forages à grandes profondeurs, à Sajohidveg, toujours en Hongrie. Les points représentatifs des trachytes de surface — Baïa Mare et Tokay—ne s'encadrent jamais dans les courbes des diagrammes qui représentent la variation du chimisme des roches de cette zone; ils occupent toujours des positions très éloignées. Au contraire, les trachytes de Sajohidveg s'encadrent, dans la plupart des cas, d'une manière satisfaisante dans les diagrammes.

En partant des suggestions de divers auteurs, qui acceptent le fait que les traits ultrapotassiques des roches alcalines sont, le plus souvent, de nature

Institutul Geologic al României

secondaire, on a essayé une explication semblable pour la genèse des roches trachytiques de Baïa Mare.

Les différences du chimisme mentionnées pour les deux groupes de trachytes pourraient être dues au fait, que, dans un cas, les roches ont été soumises à l'altération superficielle et à la circulation des solutions hydrothermales, tandis que dans un autre cas, elles n'ont pas subi ces influences. Pour cette interprétation pourrait plaider—entre autres—la fréquence d'une microstructure spéciale des cristaux de sanidine, qui, fort probablement, a été déterminée par des transformations chimiques dans l'intérieur du minéral.

L'argument principal pour considérer le chimisme des tracyhtes comme le résultat de certains processus secondaires, est cependant sa grande variabilité. Les trachytes sont disposés sur un très large intervalle de participation du SiO_2, 57,78—66%; K_2O varie avec plus de 2% et toujours avec plus de 2% varie Fe_2O_3 + FeO même aux formes identiques ou très rapprochées au point de vue de l'acidité.

Dans les considérations d'ordre génétique à propos de ces roches, on ne doit pas considérer les trachytes actuelles de surface, mais des types semblables aux trachytes de profondeur de Sajohidveg. Ces types de roches trachytiques sont très rapprochées, au point de vue chimique, des rhyolites. Exceptant les différences appréciables de participation du SiO_2, qui peuvent atteindre 20%, tous les autres oxydes ont des valeurs très rapprochées; d'ailleurs, dans la plupart des diagrammes, les points représentatifs de ces deux catégories de roches sont groupés très évidemment ensemble. Une situation très suggestive, à ce point de vue, est représenté par le diagramme $SiO_2 - \frac{SiO_2}{MgO}$ (fig. 38) où, les deux coordonnés étant indépendantes des changements du chimisme subis ultérieurement par les trachytes (affectant Na, K, Ca), celles-ci, de même que les rhyolites, se détachent nettement de toutes les autres roches.

Une autre observation qui indique la parenté entre les trachytes (dans leur forme initiale) et les rhyolites est l'existence des roches trachytiques quartzifères.

Il paraît que le processus de genèse des roches rhyolitiques et trachytiques peut être schématisé de la manière suivante:

Par la consolidation de l'andésite propylitique, le magma, initialement très basique, est devenu très acide; le processus de consolidation des rhyolites de ce magma paraît avoir consommé la majeure partie de la silice, en séparant ainsi, un matériel qui ne différait que par l'absence du bioxyde de silice du matériel consolidé. C'est le matériel qui a formé les trachytes normaux du type Sajohidveg. Par des processus secondaires, ils gagnent, dans la plupart des cas, un caractère ultrapotassique, obtenant l'aspect des trachytes de surface de Baïa Mare.

Institutul Geologic al României

Nous supposons que les principales objections qui peuvent être apportées à cette interprétation concernent: *a)* la forme minéralogique apparue après les changements entre Na, Ca et K; *b)* le processus de séparation des roches plus basiques après des roches plus acides (trachytes après rhyolites).

a) Les formes communes, pour des transformations telles que celles que nous avons décrites, sont celles de l'adulaire et non pas celles de sanidine; nous croyons pourtant que l'enrichissement en potassium concerne moins les phénocristaux que la pâte. D'ailleurs, un calcul tres simple démontre qu'à la participation normale de la sanidine elle ne pourraît renfermer que maximum 60 % de la quantité minime de K_2O que présentent les roches.

b) Quoiqu'on ne puisse pas présenter de détails concernant le processus d'utilisation presque complète de la silice, dans les premiers moments de la consolidation magmatique, l'existence de certaines situations semblables dans d'autres régions, nous permet d'accepter cette manière de développement des processus génétiques pour les roches trachytiques de la région de Baïa Mare.

4. GENÈSE DES FELDSPATHS PLAGIOCLASES ZONÉS

Par rapport aux interprétations courantes de la structure zonée des feldspaths plagioclases, on introduit un nouveau élément: il s'agit de la considération de la composition des microlites de la roche, éléments qui représentent la composition du magma pendant un moment postérieur à la complète individualisation des phénocristaux. Ainsi, le processus de variation du chimisme du magma peut être présenté pendant un plus grand intervalle de temps.

Dans l'andésite basaltoïde de Baïa Mare on a séparé des structures de type normal et oscillatoire de différents aspects. En certains cas, on a mis en évidence des situations de mélange des magmas, par la constatation de phénocristaux de feldspath à contours corrodés et par la variété des types de structures zonaires dans la même roche.

5. OBSERVATIONS SUR LES ROCHES VOLCANIQUES PROPYLITIQUES

L'examination de l'andésite propylitique de Baïa Mare avait permis depuis longtemps (bibl. 72) de soutenir l'idée que la propylitisation des roches volcaniques est un processus primaire. Quoique cette roche aie été soumise ultérieurement à des transformations variés, on peut observer facilement beaucoup de ses caractères propylitiques.

Les roches propyilitiques sont dues aux processus d'autohydratation du magma, qui déjà dans la période liquide-magmatique détermine le remplacement des pyroxènes et des amphiboles par la chlorite.

Institutul Geologic al României

6. TECTONIQUE

Dans ce chapitre on examine les problèmes suivants:

a) *Rapports du Sédimentaire avec l'Éruptif.* Le soubassement de la région est visible dans la zone de Valea Ilbei, où il constitue un pli anticlinal; à la bordure S du massif éruptif, le Sarmatien et le Pliocène constituant une autre structure anticlinale. Le contact entre l'Éruptif et le Sédimentaire s'établit le long d'une ligne de chevauchement.

b) *Disposition des principaux systèmes de fracture dans la masse éruptive.* Les dykes de rhyolite et d'andésite basaltoïde, avec les filons métalifères, sont régulièrement orientés NW—SE et NE—SW. Cette orientation reflète l'existence de deux systèmes principaux de fractures dans la masse éruptive. À ces fractures on ajoute certaines fractures dirigées NNE—SSW, représentées entre autres, par Valea Cicîrlăului.

c) *Structure du soubassement sédimentaire.* Le soubassement paraît présenter une série d'ondulations orientées NW—SE; des indications concernant cette structure ont été trouvées dans Valea Mesteacănului, Vale Bocii, l'anticlinal Tăuți-Măgheruș.

d) *Mouvement de bascule N—S du massif éruptif.* Tel que les autres auteurs l'ont déjà montrés, la partie S de la masse éruptive paraît être plus élevée que la partie N; dans la partie examinée il existe également des indications de cette nature (l'érosion fort intense a mis en évidence les formations plus anciennes).

e) *Séparation de la masse éruptive en plusieurs blocs et leur mouvement vertical.* Il paraît que les fractures dirigées NNE—SSW ont une très grande ampleur. Elles ont séparé la masse éruptive en quelques unités, qui se sont déplacées indépendamment en vertical.

7. LA POSITION OCCUPÉE PAR LA RÉGION DE BAÏA MARE DANS L'ENSEMBLE DE LA PROVINCE MÉTALLOGÉNÉTIQUE TERTIAIRE CARPATIQUE

La métalogenèse carpatique tertiaire est représentée par des formations extrusives-hydrothermales, contenant Hg, Au, Ag, Pb, Zn, Cu. Dans la région de Baïa Mare sont représentées les zones métallogénétiques de l'or, de l'argent, du plomb, du zinc et même du cuivre; il paraît que la minéralisation est « télé-scopée ».

Institutul Geologic al României

En examinant au point du vue critique les différentes hypothèses sur les causes de la variation calitative et cantitative de la minéralisation dans les différentes zones volcaniques à l'intérieur de l'arc carpatique, on souligne l'existence de toutes les conditions favorables à l'installation d'une riche minéralisation dans la région de Baïa Mare: *a)* l'existence d'un magma riche en éléments volatilles (auquel est due aussi l'existence des roches propylitiques); *b)* l'existence d'un processus d'une différenciation accentuée; *c)* l'existence de nombreuses lignes de dislocation parmi lesquelles les produits magmatiques ont pu s'insinuer vers la surface; *d)* une érosion intense qui a amené en surface les niveaux minéralisés.

Il paraît qu'on devrait placer le moment de l'installation de la minéralisation à la limite du Sarmatien et du Pliocène ou dans la première partie de ce dernier; quoique possible, il est peu probable que la minéralisation soit plus récente.

8. L'ÉVOLUTION GÉNÉRALE DES PROCESSUS VOLCANIQUES

Succession des produits, phases d'éruption, évolution du chimisme des magma. Les roches volcaniques de la région, produites dans l'ordre pyroclastites—andésite propylitique—rhyolite—trachyte + dacite type Şindileu—andésite quartzifère type Piscuiatul—andésite basaltoïde, peuvent être groupées en trois phases.

À la première phase appartiennent les pyroclastites, l'andésite propylitique, la rhyolite, le trachyte et la dacite type Şindileu;

À la deuxième phase, l'andésite quartzifère;

À la troisième, l'andésite basaltoïde.

Dans la première phase on constate que l'évolution du chimisme du magma a parcourru un cycle presque complet, tandis que dans les deux autres phases sont représentées seulement certains moments de pareils cycles. Mais le fait très important est que, après l'évolution du premier cycle, on est revenu aux conditions initiales très basiques.

L'andésite basaltoïde représente, probablement, les formes finales — leur aspects lithogènes—du magmatisme lié aux mouvements saviques.

Il semble que l'évolution générale des processus volcaniques a eu l'aspect suivant:

À la fin du Tortonien, la région qui correspond à l'actuel massif volcanique s'effondre; c'est maintenant qu'apparaissent certaines zones de résistence réduite et toujours maintenant commencent les premières manifestations volcaniques.

Les premiers moments du volcanisme de Baïa Mare ont eu un caractère intensivement explosif, mais peu de temps après, l'activité effusive devient dominante; les masses immenses de lave de l'andésite propylitique sont libérées. L'évolution chimique des magma s'achève par leur dernier produit, la rhyolite.

Institutul Geologic al României

À la limite S de la zone éruptive, au long de la zone de réduite résistence orienté WNW—ESE apparaissent une série de petits appareils volcaniques à l'activité plutôt explosive, qui mettent en place les roches trachytiques à l'W, les dacites type Şindileu à l'E.

À la fin du Sarmatien, la région subit un court affaissement qui permet la sédimentation de certains dépôts gréseux au-dessus des trachytes. À cette période de calme relatif, suit l'activité mixte des volcans andésitiques type Piscuiatul, à la limite du Sarmatien et du Pliocène.

Dans la première moitié du Pliocène, d'énormes masses de laves basiques ont coulé, les andésites basaltoïdes.

Depuis le Tortonien, la région qui correspond au bloc éruptif a subi une lente poussée vers le SW, à laquelle sont dues les lignes de dislocation de l'intérieur du massif, ainsi que son chevauchement au-dessus des dépôts sédimentaires du bassin. Ce mouvement s'accentue et atteint le maximum d'intensité pendant le Pliocène.

L'activité volcanique cesse, probablement, à la fin du Pontien.

EXPLICATION DES FIGURES, DES PLANCHES ET DE LA CARTE

FIGURES

Fig. 1. — Représentation des cristaux du 1-er groupe de roches. La composition des microlites est représenté par l'horizontale interrompue.

Fig. 2. — Représentation des cristaux du II-ème groupe de roches. Les deux horizontales interrompues indiquent les limites de la variation de composition des microlites.

Fig. 3. — Idem pour les cristaux du III-ème groupe de roches.

Fig. 4. — Deux types de cristaux zonés (a et b + c) dans une même roche.

Fig. 5. — Exploitation en andésites basaltoïdes à séparations en colonne.

Fig. 6. — Détail de la figure 5.

Fig. 7. — Variation du contenu en CaO et Fe O + FeO dans la composition des andésites basaltoïdes.

Fig. 8. — Coulée d'andésite basaltoïde au-dessus des marnes pontiennes, faiblement termométamorphisées.

Fig. 9. — Andésite basaltoïde chevauchée au-dessus des marnes pontiennes; au contact, des effets mécaniques.

Fig. 10. — Marnes sarmatiennes à intercalations de pyroclastites de l'andésite type Piscuiatul.

Fig. 11. — Orientation des profils géochimiques et géologiques dans le bassin supérieur de Valea Ilbei.

Fig. 12. — Profil géochimique le long de la crête séparant Valea Ardealului et Valea Mesteacănului.

Fig. 13—15. — Profils géochimiques dans la région de Vîrful Ţapului.

Institutul Geologic al României

Fig. 16. — Coupe géologique le long de la galerie exécutée dans la région de Vîrful Ţapului.

1, sédimentaire miocène; 2, andésite propylitique; 3, rhyolite; 4. silicifications.

Fig. 17. — Coupe géologique le long de la galerie inférieure Firizan.

1, sédimentaire miocène; 2, andésite propylitique; 3, rhyolite; 4, andésite basaltoïde; 5, silicifications.

Fig. 18. — Coupe géologique le long de la galerie Firizan II.

1, sédimentaire miocène; 2, andésite propilitique; 3, rhyolite; 4, andesite basaltoïde; 5, faille.

Fig. 19. — Le volcanisme néogène à l'intérieur de l'arc carpatique.

Fig. 20 —34, 37, 38. — Diagrammes construites avec les valeurs Niggli, Zavaritzky, etc. [1]).

Fig. 20—22, 24, 26—33, 37, 38: 1, trachytes de surface; 2, trachytes de profondeur (Sajohidveg); 3, dacites type Şindileu; 4, rhyolites.

Fig. 35—36. — Variation chronologique du chimisme des roches (oxydes et valeurs Niggli).

1, andésites propylitiques, type Piscuiatul et basaltoïdes; 2, rhyolites; 3, trachytes de surface; 4, dacites de type Şindileu.

Fig. 39. — Principales zones de minéralisation dans la région alpino-carpato-balcanique (d'après W. E. PETROSCHECK).

Fig. 40. — Relation de l'acidité des magmas à l'intensité de la minéralisation (d'après M. VENDL).

PLANCHES

Planche I

Fig. 1. — Andésite propylitique. Disposition zonaire des inclusions dans les phénocristaux de plagioclases; chlorite dans les contours des minéraux mélanocrates.

Fig. 2. — Rhyolite.

Fig. 3. — Trachyte.

Fig. 4. — Trachyte; détail dans la pâte.

Planche II

Fig. 1—2. — Microstructure des cristaux de sanidine.

Fig. 3. — Agglomérat trachytique. Grains à contours sous-circulaires. Le ciment est peu développé; beaucoup d'espaces libres.

Fig. 4. — Agglomérat trachytique. Le ciment constitue seulement des pellicules autours des fragments.

Planche III

Fig. 1. — Agglomérat trachytique.

Fig. 2. — Brèche trachytique. Fragments à dimensions variables et à contours irréguliers. Les espaces blancs représentent de l'opale et ceux noirs des hydroxides de fer.

Fig. 3. — Dacite type Şindileu. Environ 1/3 de la dimension naturelle.

Fig. 4. — Dacite type Şindileu, texture fluidale. La pâte est imprégnée d'hydroxydes de fer.

---

[1]) Dans toutes les diagrammes, les points représentatifs des roches de la superficie levée sont marquées par les nombres correspondants du tableau d'analyses chimiques. Afin de rendre visible les relations des trachytes, rhyolites et dacites type Şindileu on a utilisé pour leurs points représentatifs des signatures spéciales:

□ = rhyolites type Şindileu; O = trachytes de surface; X = trachyte de profondeur.

Institutul Geologic al României

Planche IV

Fig. 1. — Dacite type Şindileu; détail dans la pâte.

Fig. 2—3. — Brèche du dacite type Şindileu, environ 1/3 de la dimension naturelle.

Fig. 4. — Grès sarmatien à éléments volcaniques.

Planche V

Fig. 1. — Andésite quartzifère type Piscuiatul.

Fig. 2. — Lapilli de l'andésite quartzifère type Piscuiatul, environ 1/3 de la dimension naturelle.

Fig. 3. — Laves poreuses de l'andésite basaltoïde. Les espaces blancs à contours circulaires représentent les vacuoles de la roche.

Fig. 4. — Cristal de feldspath plagioclase corrodé, dans l'andésite basaltoïde.

CARTE

Carte géologique de la région Seini — Ilba — Nistru (Baia Mare).

Position de la région levée.

Sédimentaire: 1, éboulements; 2, cône de déjection; 3, alluvions; 4, terrasses, 5, Pliocène: sables, marnes, argiles 6, Sarmatien: grès siliceux à impressions de plantes, sables et marnes. 7, Tortonien; marnes à intercalations cinéritiques, 8, Éocène; calcaires gréseux, marnes schisteuses. Éruptif. Éruptif pliocène; 9, andésite basaltoïde. Éruptif sarmatien; 10, andésite quartzifère; 11, dacite; 12, trachyte; 13, rhyolite; 14, andésite propylitique. Éruptif tortonien; 15, pyroclastites andésitiques et dacitiques; 16, a) imprégnations à silice; b) sericitisation; 17, neck, dyke, laves agglomérats; 18, cinérites, lapilles, brèches; 19, filon; 20, position des couches et des coulées de lave; 21, direction des coupes; 22, faille; 23, ligne de contact anormal.

Institutul Geologic al României

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ ФОРМАЦИЙ РАЙОНА ШЕЙНИ—ИЛБА—НИСТРУ (БАЯ МАРЕ)

ДАН РЭДУЛЕСКУ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

В районе Бая Маре добыча руды началась еще в глубокой древности; известны ясные следы деятельности римлян.

Научное исследование района Бая Маре начинается в XIX столетии; венгерские и австрийские геологи посвятили большую часть своей деятельности исследованию этого района ввиду его большой экономической важности. С тех времен следует отметить работы А. Гезеля и М. Палфи, труды которых содержат ценные данные для расшифрования геологии этой зоны.

После 1918 года, хотя добыча руды усиливается, геологические исследования очень спорадические. Начиная с 1950 года район Бая Маре находится в центре внимания Геологического комитета, который при помощи широкого коллектива исследователей добивается составления карты в масштабе 1:20.000, покрывающей весь район.

Об исследованной поверхности в районе Бая Маре существуют лишь два очень древних изданий В. фон Готта и М. фон Палфи.

ЧАСТЬ I

1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИССЛЕДУЕМОГО РАЙОНА

ОРОГРАФИЯ И ГИДРОГРАФИЯ

Исследуемый район расположен в юго-западной части гор Гутэй, на границе массива с равниной Сомеш (массив Гутэй находится приблизительно на пересечении меридиана 21° к вост. Парижа с параллелью 48° Сев. шир.).

Institutul Geologic al României

Исследуемая поверхность имеет вид треугольника, гипотенуза которого представлена границей горного массива с равниной. Из прямого угла треугольника, вершина Аршица Мика, высотой 863 м, разветвляется ряд хребтов к западу, юго-западу и югу, выходящие на низменность с средней высотой 150 м. Главные долины этой зоны, долина Нистру, долина Илба и долина Чикэрлэу длиной в 2—3 км. Долина Чикэрлэу отмечается почти прямолинейной трассой внутри изверженного массива.

Эрозия, очень активная в этом участке, разрушила первоначальные морфологические формы, которые отображаются очень слабо в нынешнем виде района.

2. ОПИСАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

На исследуемой поверхности были встречены палеогеновые, тортонские, сарматские, плиоценовые и четвертичные отложения.

Палеоген представлен известняками, мергелями, тонкозернистыми песчаниками, причем все они сильно сланцеватые. Главным петрографическим элементом тортона, являются мергели, легко отделяемые пластинки; из тортонских отложений была описана микрофауна фиксирующая возраст отложений. Плиоцен представлен песками, слабо сцементированными песчаниками, мергелями и глинами с микрофауной. Четвертичные отложения — террасы, почвы, наносы, конусы выносов — относительно слабо развиты в этом районе.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Древние пирокластиты. Комплекс цинеритов и аггломератов составляет самый древний эруптивный элемент района; тот факт, что они во многих случаях представляют переходы от одной формы к другой, привел к тому, что не всегда возможно отделить их картографически.

Цинериты имеют белый цвет и стратифицированы; в большинстве случаев они сильно выветрены. Они содержат куски кварца, реже — калиевого полевошпата; следовательно, они представляют кислый материал, однако, нельзя дать никакого уточнения о соответствующем петрографическом типе.

В остатках аггломератов можно всегда обнаружить андезитовый характер материала. Порода имеет серую окраску, однако, во многих случаях она зеленая в связи с ее хлоритизацией.

Institutul Geologic al României

Во многих случаях изверженный материал примешан к обломочному. Характер туффитов обнаруживаемый лишь микроскопически не смог быть выделен никогда картографически.

Пропилитовый андезит[1]) (Табл. стр. 162) является самой распространенной породой в этом районе. Она представляется в большом числе разновидностей благодаря многочисленным процессам изменения.

В своих нормальных разновидностях порода — плотно, темно-зеленого цвета. Плагиоклазовые полевой шпат и хлорит являются единственными фенокристаллами этой горной породы. Полевые шпаты зональной структуры имеют в составе 35—50% An (определение при помощи погасания, Федоров и Келер, табл. стр. 162). Хлорит в виде клинохлора и пеннина принимает контуры меланократовых минералов им замещаемых, обычно роговой обманки. Тесто состоит из микролитов полевого шпата, зерен руды и стекла.

Химический анализ пропилитового андезита (стр. 163) показывает его сильно основной характер и значительное содержание H_2O^+ соответствующее наличию хлорита.

Серицитизация, пиритизация, карбонатизация, каолинизация и окремнение являются главными процессами, вызывавшими изменения пропилитового андезита. Они проявляются появлением в изменяемых количествах, соответствующих вторичных минералов в массе горной породы.

В случае серицитизации и карбонатизации удалось выделить два различных вида материала, которые как бы соответствуют особым определяющим факторам (эндогеным или эксогеным).

Риолит (табл. стр. 166) является всегда серицитизированным и каолинизированным, в виде однородной массы белого цвета, в которой выделяются лишь кварцевые фенокристаллы. Под микроскопом можно обнаружить наличие санидина; тесто — скрытокристаллическое.

Химический состав риолита (стр. 166) не имеет особых особенностей.

Трахитовые породы. (Табл. стр. 168) представлены лавами, брекчиями и аггломератами. Трахитовый материал состоит из фенокристаллов санидина, небольших размеров, белого цвета, заключенных в широко

[1]) Для каждого описываемого типа породы указываются пределы изменения размеров кристаллов и участия различных минералогических элементов в составе горной породы. Для каждого типа породы дается химический анализ, значение и нормы Ниггли подсчитанные для нее, соответствующий тип магмы, определения состава плгиоклазовых полевых шпатов и микроскопическая интеграция.

Institutul Geologic al României

развитом сером тесте; плагиоклазовые кристаллы очень редки. Натечная текстура хорошо маркирована, как в рамках фенокристаллов, так и микролитов.

Химический состав трахитов характеризуется необычным обилием H_2O, что делает невозможным сравнение его с нормальными трахитовыми породами других районов.

Во многих случаях трахитовые лавы силицифированны и импрегнированны гидроокислами железа.

Агломераты и брекчии было возможно отделить только под микроскопом. Агломераты характеризуются наличием многочисленных свободных промежутков между равноразмерными элементами с подкруговыми контурами, в результате того, что цемент — кремнезем — в виде кварца, слабо развит. Остальные однако, наоборот — очень компактны, причем свободное пространство между угловатыми и неравномерными кусками занято кремнеземом в аморфных скрытокристаллических или кристаллических формах. Для обеих категорий пород характерно окремнение и импрегнирование гидроокислами железа, что приводит в большинстве случаев к желтокрасноватому цвету пород.

Дацит типа Шиндилэу (табл. (стр. 171) состоит из массы непостоянного цвета (черного, серого, красного) в которой фенокристаллы полевого шпата-плагиоклаза заключены в явно натечной текстуре. Плагиоклазы характеризуются сильной зональной структурой без изменения состава, (25—50% An). Определения общего состава некоторых кристаллов — независимого от их зональной структуры — при помощи определения свето-преломления стекол последних, дали следующие результаты: 33%, 38%, 40%, 45% An.

Химический состав (стр. 172) — нормален.

Чаще дацит типа Шиндилэу представляется в виде брекчий взрыва сцементированных кремнеземом и импрегнированных гидроокислами железа.

Кварцевый андезит типа Пискуятул (табл. стр. 174) порода черного или серочерного цвета, в которой фенокристаллы полевых шпатов поликлазов могут или не могут быть видимы. Они имеют всегда зональную структуру, причем состав изменяется в пределах 38% и 65% An (стр. 172). Кварц, редок. Тесто — полностью кристаллизировано.

Химический анализ (стр. 173) нормален.

Кроме нормальных горных пород встречаются агломераты и лапилли, состоящие из того же материала.

Institutul Geologic al României

Базальтовидный пироксенитовый андезит (табл. стр. 178,179) — всегда свеж, с тем же аспектом на больших участках. Имеет черный цвет, плотный, с раковидным изломом. В массе состоящей из микролитов плагиоклаза, в меньшей мере из пироксенов зерен руды и стекла, находятся фенокристаллы полевых шпатов плагиоклазов и ромбические и моноклиновые пироксены.

Полевошпатовые плагиоклазы имеют очень отчетливую зональную структуру. В результате исследования этой структуры удалось выделить 4 типа развития фенокристаллов плагиоклазов, соответствующих 4-м группам горных пород (рис. 1—4).

1. Горные породы, в которых кристаллы имеют простую зональную структуру с редкими промежутками; микролиты имеют более альбититовый состав, чем все зоны.

2. Породы, в которых зональная структура характеризуется частыми изменениями состава. В пределы этих составов включаются и микролиты.

3. Породы в которых находятся оба типа кристаллов, причем некоторые из них имеют корродированные очертания, указывая на их аллохтонный характер в соответствующей им магме.

4. Породы в которых находятся оба типа кристаллов, но которые показывают, при наличии периферических зон с составом микролитов у первоначально корродированных кристаллов, установление равновесия между аллохтонными фенокристаллами и магмой.

Состав плагиоклазовых полевых шпатов (стр. 177) — сильно анортитовый, всегда свыше 40% An, в большинстве случаев свыше 60% An.

Ромбический пироксен-гиперстен, около 20% $FeSiO_3$. Авгит встречается реже.

Химический состав породы (стр. 180) характеризуется своим сильным основным характером; во многих случаях он соответствует настоящим базальтам. Рис. 7 указывает на тенденцию, на скопление CaO и Fe_2O_3+FeO в различных базальтовидных андезитах.

Базальтовидный андезит имеет два различных аспекта: Отдельности в виде труб и пористые лавы.

3. ОПИСАНИЕ КАРТЫ

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

В участке долины Илба находятся главные выходы осадочных пород фундамента; здесь появляются эоценовые отложения — в долине Местякэн и тортонские.

Institutul Geologic al României

Сармат и плиоцен появляются на южной окраине изверженного массива. Здесь они составляют антиклинальную структуру, известную под наименованием структуры Тэуць-Мэгеруш.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Древние пирокластиты появляются главным образом в западной части района. В участке долины Нистру, на вершине Пьятра Маре, агломераты сильно силицифированы, и вызвали характерные морфологические формы. Их силицификация может привести, как, например, Дялул Ыналт к образованию хальцедона в больших кусках.

Пропилитовый андезит составляет фон, на котором развиваются остальные породы. В его массе нельзя обнаружить структурных отдельностей. Зоны серитицизации и силицификации имеют довольно неправильное распределение.

Риолит образует несколько дайкпластовых жил и столбов, очень хорошо индивидуализированных. Дайки в участке долины Чикэрлэу и долины Капитанул достигают длин 2000 м и видимых мощностей в 200 м.

Трахитовые породы развиваются главным образом, в северозападной части района образуя гребни большинства холмов. Зоны, где находятся брекчии рассматривались как соответствующие различным центрам взрыва.

Дацит типа Шиндилэу появляется только на нижнем участке долины Нистру, в зоне вершины Шиндилэу и Пьятра Шоймулуй. Распределение нормальных пород и брекчий очень показательно, так как очень строгое приурочивание последних к вершинам выделяет центры взрыва.

Кварцевый андезит типа Пискуятул составляет зону вершины Пискуятул и вершины Аршица Мика. В этих точках последовательность лав и агломератов указывает на наличие страто-вулканов. Ляппили находятся только в южной части изверженной массы и связаны с вулканическим аппаратом в вершине Пискуятул.

Базальтовидный андезит занимает очень большие площади. Он появляется либо в виде потоков, образуя более высокие участки рельефа, либо очень часто, в виде дайк или же реже, в виде пластовых жил.

Institutul Geologic al României

Распределение горных пород на исследуемой поверхности представляет несколько характерных особенностей.

а) В западной части района появляются более молодые породы, тогда как в восточной части очень часто встречаются более молодые породы. Главными типами пород способствующими созданию такого положения являются древние пирокласты, трахиты, кварцевые андезиты и в меньшей мере, базальтовидные андезиты.

б) На контакте изверженного массива с осадочным бассейном ряд небольших вулканических аппаратов, (соответствующих трахитовым, андезитовым, кварцевым породам и базальтовидным андезитам) располагаются линейно в направлении север-запад, юго-вост. маркируя линию меньшего сопротивления, существующего в этом участке.

в) Дайки базальтовидного андезита располагаются очевидно по направлениям СЗ—ЮВ и СВ—ЮЗ, как и главные жилы района, указывая таким образом на наличие двух систем разломов.

4. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН

В участке между долиной Нистру и Шейни можно различить две зоны минерализации: в Долине Нистру и в верхнем участке долины Илба. Западнее долины Илба неизвестна минерализация; существующие здесь зоны окремнения и серицитизации до сих пор не были связаны с минерализацией.

а) *В верхнем участке долины Илба* площадь около 10 кв. км носит многочисленные следы циркуляции гидротермальных растворов. Наличие такой мощной циркуляции в этом участке, является результатом многочисленных линий разрыва в этой зоне «тектонического узла», поэтому жильные образования имеют небольшие размеры и распространены по всей площади. Внезапные вклинивания, расположение в виде пучков и зоны минерализованных брекчий, составляют обычное явление для этого района. В этой зоне разведуется только жила Фиризан. Для исследования различия известных жил только на небольших участках был проведен ряд геохимических профилей (рис. 12—15), расположение которых указано на рисунке 11.

б) *В бассейне долины Нистру* находятся два главных рудных поля — одно вокруг жилы София, а второе — вокруг жилы Домнишоара к которым прибавляется зона соединения с долиной Лимпежоара. Жила София, ныне в разработке, является самым главным элементом

Institutul Geologic al României

группы около 40 оруденeнных разломов; она известна на разности высот свыше 130 м.

Жила Домнишоара, вместе с жилами Иосиф и Артур являются также объектом разработки, однако, в известной мере они уже истощены. Хотя минерализация жилы София комплексная, ее можно легко отличить от минерализации группы жил Домнишоара, Иосиф, Артур, которая является главным образом золотоносной. По видимому образование всех этих жил является результатом одного и того же генетического процесса.

ЧАСТЬ II

1. ВОЗРАСТ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Очень возможно, что вулканическая деятельность района Бая Маре не поспособствовала созданию известных цинеритовых горизонтов в Трансильванском бассейне. Здесь начало вулканической деятельности не может быть отнесено ни к одному из этих горизонтов.

Самые древние вулканические продукты района, т. е. пирокластиты переслаиваются с тортонскими отложениями; момент начала вулканической деятельности уточняется таким образом довольно хорошо. В последней части тортона, повидимому, а главным образом в нижнем и среднем сармате образовались профилитовый андезит, риолит, трахит и дацит типа Шиндилэу. Трахитовые породы покрыты на холмах Тарда и Барнич сарматскими песчаниками. Все же в сармате, повидимому образовался кварцевый андезит типа Пискуятул.

Вулканическая деятельность продолжалась и в плиоцене; базальтовидный андезит появился повидимому к концу понта.

Приблизительно в те же возрастные пределы включается вулканическая деятельность и в остальных зонах внутри Карпатской дуги, так что район Бая Маре может быть легко увязан последними.

2. ПОЛОЖЕНИЕ ЗАНИМАЕМОЕ РАЙОНОМ БАЯ МАРЕ В КАРПАТСКОЙ КАРТОГРАФИЧЕСКОЙ ТРЕТИЧНОЙ ПРОВИНЦИИ

Третичный вулканизм внутри Карпатской дуги является субсеквентным и частично, конечным магматизмом савийских движений. Он является одним из самых прекрасно индивидуализированных моментов магматического развития всей алпино-карпато-балканской орогеновой зоны.

Institutul Geologic al României

Неогеновые магматические породы Бая Маре очень сходны с многими из соответствующих пород других межкарпатских вулканических регионов. Самые очевидные черты сходства можно обнаружить у базальтовидных пироксеновых андезитов, которые как бы представляют самый распространенный продукт этой зоны. В известной мере, в сходном положении находятся риолиты. Наоборот, дацитовые и трахитовые породы представляют крупные различия, в зависимости от региона.

Рассмотрение 32 химических анализов вулканических пород района Бая Маре — из которых 9 представляют породы исследуемого участка (табл. I, II, III), позволило сделать следующие выводы о химическом характере этих пород и о положении, занимаемом районом Бая Маре в внутрикарпатской петрографической провинции.

Главными типами магм являются: нормально-диоритовый тип, с переходами к габбродиоритовому и пелитовому типам; пелитовый; гранодиоритовый, с переходами к псамитовому и трондиемитовому типам; аплито-гранитовый тип, с переходами к энтгадинитовому типу. Кроме того, представлен также алкалигранитовый, нордмартитовый и нормально-фойаитовый типы.

Диаграмма изменения окислов имеет нормальный вид для кальцио-щелочной диференциации (рис. 22—23); у нее можно заметить: *а)* сильный подъем кривой Al_2O_3; *б)* конвергенцию кривых MgO и CaO в кислой области; *в)* перекрещивание кривых Na_2O и K_2O вокруг значения 70% SiO_2; *г)* кривая $FeO+Fe_2O_3$ пересекает кривую CaO в основной области и *д)* кривые K_2OuMgO пересекаются ниже значения 60% SiO_2.

Диаграмма изменения параметров Ниггли (рис. 24—25) характеризуется: *а)* очень сильным подъемом кривой *aIk*; *б)* кривые *c* и *IM* не приходят в соприкосновение; *в)* кривая *aI* не пересекает кривую *c*.

Изофальная точка находится в области $Si = 180$.

Диаграмма *Si—K* (рис. 26) показывает, что вместе с ростом кислотности происходит не только обогащение щелочей, а также значительное повышение величины отношения K:

Диаграмма *K—mg* (рис. 28) отличается концентрацией представительных точек риолитов и трахитов в своем юго-восточном углу.

Диаграмма значений Заварицкого показывает, что: *а)* все породы располагаются в ряду сверх насыщенных составов в глиноземе; *б)* Поле, на котором распределяются представительные точки горных пород в левой части диаграммы очень широкое, в результате больших разностей между значениями c; *в)* Поле занимаемое представительными точками горных пород в правой части диаграммы, представляет в своей верхней

Institutul Geologic al României

части сильный изгиб направо, в связи с очень большими значениями a в кислой области.

В работе представлены также диаграммы $Si-mg$; $Fe_{tot}-Na+K-Mg$; QML; $100-M-\alpha$; $SiO_2-\frac{SiO_2}{MgO}$; $SiO_2-\frac{Na_2O}{CaO}$; и другие. Кроме того дается диаграмма изменения химизма горных пород во времени (рис. 35—36). Здесь видно: *а)* существующие породы представляют не меньше двух магматических циклов и *б)* трахитовые породы и дациты типа Шиндилэу являются случайно типами магматической эволюции. Они не представляют конечного продукта, а боковое положение к нормальной линии развития.

3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТРАХИТОВЫХ ПОРОД

Трахитовые породы района Бая Маре обособляются своим ультракалиевым характером. Сходные продукты встречаются в массиве Токай в Венгрии. Трахиты с нормальными химическими характерами были встречены при глубоком бурении у м. Сайохидвэг, тоже в Венгрии. Представительные точки поверхностных трахитов — Бая Маре и Токай — не включаются никогда в кривые диаграмм, показывающих изменение химизма горных пород в этих участках; они занимают всегда очень отдаленные положения. Наоборот, трахит Сайохидвэг в большинстве случаев можно включить с успехом в эти кривые.

Исходя от указаний различных авторов, допускающих, что ультракалиевые черты щелочных пород имеют в большинстве случаев вторичный характер, некоторые исследователи попытались объяснить таким образом происхождение трахитовых пород Бая Маре.

Указанные химические различия двух групп трахитов могут быть связаны в одном случае с тем, что горные породы подвергались поверхностному выветриванию и циркуляции гидротермальных растворов, тогда как в других случаях они не подвергались таким воздействиям. В пользу такой интерпретации могло бы служить, между прочим, наличие особой микроструктуры у кристаллов санидина, которая повидимому связана с химическими изменениями внутри минерала.

Главным аргументом для того, чтобы считать химизм трахитов связанным с некоторыми вторичными процессами, является однако, его сильная изменяемость. Трахиты располагаются на очень широком промежутке участия SiO_2 57, 78 и 66%; H_2O изменяются на более чем 2% и также на более чем 2% изменяются и Fe_2O_3+FeO даже у форм с очень близкой кислотностью.

Institutul Geologic al României

В рассуждениях генетического порядка в связи с этими породами следует таким образом учитывать не современные поверхностные трахиты, а некоторые формы, сходные с глубинным трахитом Сайохидвэг. Подобные формы трахитовых пород оказываются однако, очень близкими, с химической точки зрения к риолитам. Исключая значительные различия участия которые могут дойти до 20%, все остальные окислы имеют очень близкие значения. Между прочим, на большинстве диаграмм, представительные точки этих двух категорий пород группируются очень ясно вместе. Очень показательное положение, с этой точки зрения, показывает диаграмма $SiO_2 - \frac{SiO_2}{MgO}$ (рис. 38) на которой, оба координата будучи независимы от химических изменений перетерпеваемых впоследствие трахитами (они затрагивают Na, K, Ca) последние вместе с риолитами выделяются четко от всех остальных пород.

Другим фактом, указывающим сродство между трахитами (в их первоначальной форме) и риолитами, является наличие кварцевых трахитовых пород.

Генетический процесс риолитовых и трахитовых пород имеет как бы следующее схематическое развитие:

В результате консолидации пропилитового андезита, первоначально очень основная магма стала сильно кислой; процесс консолидации риолитов из этой магмы, кажется поглотил все количество кремнезема и дал таким образом материал, который отличался только отсутствием двуокиси кремния, по сравнению с консолидированным. Это материал из которого образовались нормальные трахиты типа Сайохидвэг. В результате вторичных процессов, последние получают в большинстве случаев ультракалиевый характер и принимают вид поверхностных трахитов Бая Маре.

Считаем что главные возражения против такого представления являются:

а) Минералогическая форма, появившаяся в результате обмена между Na, Ca и K, и *б)* процесс выпадения более основных пород после более кислых. (Трахиты после риолитов).

а) Обычные формы для видоизменений, как вышеописанные, — у адуляра, а не санидина; однако, мы считаем, что обогащение калием относится менее к фенокристаллам, а более к тесту. Между прочим, очень простой расчет показывает, что при нормальном участии санидина, последний мог бы захватить не более 60% из минимального количества H_2O, имеющегося в породах.

Institutul Geologic al României

б) Хотя нет возможности указать подробностей в связи с процессом полного использования кремнезема в более ранний момент магматической консолидации, наличие и в других регионах такого положения делает возможным допущение такого развития генетических процессов горных пород и в районе Бая Маре.

4. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗОНАЛЬНЫХ ПОЛЕВОШПАТОВЫХ ПЛАГИОКЛАЗОВ

По сравнению с обычными интерпретациями в связи со структурой зональных полевошпатовых плагиоклазов вводится новый элемент: это учет состава микролитов горной породы, причем эти элементы представляют состав магмы в момент более поздний по отношению к полному обособлению крупных кристаллов. Таким образом, процесс изменения химизма магмы смог быть представлен в более крупный промежуток времени.

В базальтовидном андезите в Бая Маре было возможно выделить структуры нормального и измененного типа в различных разновидностях. В некоторых случаях было установлено смешивание магм путем обнаружения фенокристаллов полевого шпата корродированными очертаниями и разнообразности типов зональных структур в одной и той же породе.

5. ЗАМЕЧАНИЯ О ПРОПИЛИТОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Рассмотрения пропилитового андезита Бая Маре позволило еще давно (лит. 72) допустить, что пропилитизация вулканических пород — первичный процесс. Несмотря на то, что впоследствии, эта порода подвергалась различным процессам изменения, большая часть пропилитовых характеристик может быть легко установлена.

Происхождение пропилитовых пород рассматривается как связанным с процессом самогидратации магмы, которая еще в стадии жидкой магмы обусловила замещение пироксенов и амфиболов хлоритом.

6. ТЕКТОНИКА

В этой главе рассматриваются следующие вопросы:

а) *Соотношение осадочной толщи* с изверженной толщью. Фундамент региона виден в зоне долины Илба и составляет антиклинальную складку; сармат и плиоцен образуют на южной окраине изверженного

Institutul Geologic al României

массива другю антиклинальную структуру. Контакт между изверженным массивом и осадочной толщью находится вдоль линии надвига.

б) *Расположение главных систем разломов в изверженном массиве.* Дайки риолита и базальтовидного андезита, вместе с рудными жилами, ориентированы закономерно по простираниям СЗ—ЮВ и СВ—ЮЗ. Эта ориентация отображает наличие двух главных систем разломов в изверженном массиве. К ним прибавляются некоторые разломы с простиранием ССВ — ЮЗ, конкретизацию которых представляет между прочим, долина Чикэрлэу.

в) *Структура осадочного фундамента.* Осадочный фундамент представляет как бы ряд волнистостей с простиранием СЗ—ЮВ. Указания о такой структуре были намечены в долине Местякэн, в долине Боча и в антиклинали Тэуць-Мэгэруш.

г) *Североюжное колебательное движение изверженного массива.* Как было показано и другими авторами южная часть эруптивного массива кажется более приподнятой по сравнению с северной. В исследуемом районе существуют указания такого характера. (Очень интенсивный размыв выявил древние образования).

д) *Разделение эруптивной массы на несколько блоков и вертикальное движение последних.* Разломы С—СВ и Ю—ЮЗ кажутся имеют большой размах. Они разделили эруптивную массу на несколько единиц, которые переместились независимо по вертикали, в восходящем или нисходящем направление.

7. ПОЛОЖЕНИЕ ЗАНИМАЕМОЕ РАЙОНОМ БАЙЯ МАРЕ В КАРПАТСКОЙ ТРЕТИЧНОЙ МЕТАЛЛОГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Карпатский металлогенез третичного возраста представлен экструзивно гидротермальными формациями, содержащими Hg, Au, Ag, Pl, Zn, Cu. В районе Бая Маре представлены зоны металлогенеза золота, серебра, свинца, цинка и даже меди; минерализация как бы «телескопирована».

Рассматривая критически различные гипотезы о причинах качественного и количественного изменения минерализации в различных вулканических зонах внутри Карпатской дуги, подчеркивается существование всех благоприятных условий для появления богатого оруденения в районе Бая Маре. *а)* Наличие магмы богатой летучими эле-

Institutul Geologic al României

ментами, к которой присоединяется и наличие пропилитовых пород. *б)* Развитие процесса интенсивной дифференциации. *в)* Наличие многочисленных линий разлома, по которым магматические продукты могли проникнуть к поверхности. *г)* Развитие интенсивного размыва, приведшего к поверхности оруденеенные горизонты.

Момент появления минерализации следует приурочить к границе между сарматом и плиоценом или же к первой части плиоцена, хотя очень возможно, что минерализация является моложе.

8. ОБЩЕЕ РАЗВИТИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ.

Последовательнось продуктов фазы изверженя, эволюция химизма магм. Вулканические породы района обособившиеся в порядке пирокласты, пропилитовый андезит—риолит—трахит+дацит типа Шиндилэу—кварцевый андезит типа Пискуятул—базальтовидный андезит, могут быть сгруппированы в три фазы.

Первой фазе принадлежат пирокласты, пропилитовый андезит, риолит, трахит и дацит типа Шиндилэу;

Ко второй фазе — кварцевый андезит;

К третьей фазе — базальтовидный андезит.

В первой фазе наблюдается, что эволюция химизма магм прошла почти полный цикл, тогда; как в остальных двух фазах представлены только определенные моменты подобного цикла, важным является, однако, то, что после развертывания первого цикла развития возобновились первоначальные сильно основные условия.

Базальтовидный андезит представляет повидимому, конечные формы — литогенетические аспекты последних — магматизма, связанного с савийскими движениями.

*

Общее развитие вулканических процессов имело как бы следующий вид:

К концу тортона регион, соответствующий современному вулканическому массиву — погружается. Теперь создаются некоторые зоны меньшего сопротивления, и все же теперь начинаются и первые вулканические проявления.

Первые моменты вулканизма в районе Бая Маре имели сильно эксплозивный характер, но вскоре эффузивная деятельность становится преобладающей: освобождаются огромные массы магм пропилитового андезита. Химическая эволюция магм заканчивается и следующими их продуктами являются риолиты.

Institutul Geologic al României

На южной окраине изверженной зоны, вдоль главной зоны минимального сопротивления с простиранием С—СЗ и В—ЮВ появляется ряд небольших вулканических аппаратов с большой эксплозивной деятельностью, которые образуют трахитовые породы на западе и дациты типа Шиндилэу на востоке.

К концу сармата регион претерпевает недлительное погружение, позволяющее осадиться мощным отложениям сверх трахитов. Этому периоду относительного покоя следует смешанная деятельность андезитовых вулканов типа Пискуята на границе сармат-плиоцен.

В первой половине плиоцена освобождаются массы основных лав, базальтовидные андезиты.

Начиная с тортона, весь изверженный блок был подвергнут медленному толканию к юго-западу, причем этому толканию обязаны как и линии разлома внутри массива, так и надвиг последнего на осадочные отложения бассейна. Это движение усиливается достигая своего максимального движения в плиоцене.

Вулканическая деятельность прекращается повидимому к концу понта.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ, ЧЕРТЕЖЕЙ И КАРТЫ

РИСУНКИ

Рис. 1. — Кристаллы первой группы пород. Состав микролитов представлен прерывистой горизонтальной линией.

Рис. 2. — Кристаллы второй группы пород. Две прерывистые горизонтальные линии указывают пределы колебания состава микролитов.

Рис. 3. — То же, для кристаллов третьей группы пород.

Рис. 4. — Два типа зонированных кристаллов (a и b + c) в той же породе.

Рис. 5. — Разработка базальтовидных андезитов столбами.

Рис. 6. — Деталь к рисунку 5.

Рис. 7. — Колебание содержания CaO и Fe_2O_3 + FeO в составе базальтовидных андезитов.

Рис. 8. — Наплыв базальтоидного андезита над слабо термометаморфизированными понтийскими мергелями.

Рис. 9. — Базальтовидный андезит, залегающий над понтийскими мергелями; у контакта — механические эффекты.

Рис. 10. — Сарматские мергели с чередованием андезитовых пирокластитов типа Пискуятул.

Рис. 11. — Направление геохимических и геологических профилей в верхнем бассейне Долины Албей.

Рис. 12. — Геохимический профиль вдоль хребта, отделяющего Валя Арделянулуй от Валя Местяканулуй.

Institutul Geologic al României

Рис. 13—15. — Геохимические профили в районе Вырфул Цапулуй.

Рис. 16. — Профиль вдоль галереи проведенной в районе Вырфул Цапулуй.

1, Миоценовые осадочные отложения; 2, Пропилитовый андезит;
3, Риолит; 4, Силицификация.

Рис. 17. — Профиль вдоль нижней галереи Фиризан.

1, Миоценовые осадочные отложения;
2, Пропилитовый андезит: 3, Риолит; 4, Базальтоидный андезит; 5, Силификация.

Рис. 18. — Разрез вдоль галереи Фиризан II.

1, Миоценовые осадочные отложения; 2, Пропилитовый андезит; 3, Риолит; 4, Базальтоидный андезит; 5, Сброс.

Рис. 19. — Неогенный вулканизм внутри Карпатской дуги.

Рис. 20—34. 37, 38. — Диаграммы построенные при помощи значений Ниггли, Заварицкого и др.[1])

Рис. 35—36. — Изменения химизма пород во времени (окиси и значения Ниггли).

Рис. 39. — Основные зоны минерализации в альпийско-карпато-балканском регионе (по **Б. Е. Петрошеку**).

Рис. 40. — Связь между кислотностью магм и интенсивностью минерализации (по **М. Вендль**).

ЧЕРТЕЖИ

Чертеж I

Рис. 1. — Пропилитовый андезит. Зональное расположение включений в фенокристаллы плагиоклазов; хлорит на гранях меланократных минералов.

Рис. 2. — Риолит.

Рис. 3. — Трахит.

Рис. 4. — Трахит; деталь массы.

Чертеж II

Рис. 1—2. — Микроструктура кристаллов санидина.

Рис. 3. — Трахитовый агломерат. Зерна надкруговых очертаний. Цемент развит слабо; много свободных пространств.

Рис. 4. — Трахитовый агломерат. Цемент образует лишь пленки вокруг осколков .

Чертеж III

Рис. 1. — Трахитовый агломерат.

Рис. 2. — Трахитовая брекчия. Осколки различных размеров и неправильных очертаний. Белые пятна представляют опал, а черные — гидроокиси железа.

Рис. 3. — Дацит типа Шиндилэу, около 1/3 натуральной величины.

Рис. 4. — Дацит типа Шиндилэу, флюидальная текстура. Масса пропитана гидроокислами железа.

---

[1]) Во всех диаграммах характерные особенности пород картированной поверхности отмечены соответству ющими цифрами по таблице химических анализов, С целью выявления связи между трахитмаи риолитами и дацитами типа Шиндилэу для характдрных различнюе обозначения:
□ = риолиты типа Шиндилэу; 0 = поверхностные трахиты; X = глубинный трахит.

Institutul Geologic al României

Чертож IV

Рис. 1. — Дацит типа Шиндилэу; деталь массы.

Рис. 2—3. — Дацитовая брекчия типа Шиндилэу, около 1/3 натуральной величины.

Рис. 4. — Сарматский песчаник с вулканическими элементами.

Чертеж V

Рис. 1. — Кварцевый андезит типа Пискуятул.

Рис. 2. — Лапилли из кварценосного андезита типа Пискуятул. Около 1/3 натуральной величины.

Рис. 3. — Пористая лава из базальтоидного андезита. Белые пятна с кругообразными краями представляют собой пространства свободные от породы.

Рис. 4. — Кристалл корродированного плагиоплазового фельдшпата в базальтоидном андезите.

Табл. I. — Химические анализы пород.

Табл. II. — Значения различных параметров.

Табл. III. — Значения параметров Заварицкого.

КАРТА

Геологическая карта района Шеини-Илба-Нистру (Бая Маре). Расположение снятого района.

Осадочные формации: 1, провалы; 2, конус выноса; 3, наносы; 4, террасы; 5, Плиоцен: пески, мергель, глины; 6, Сармат: кремниевый песчаник с отпечатками растений, пески и мергель; 7, Тортон: мергель с цинеритовыми пропластками; 8, Эоцен: песчаниковые известняки, сланцевые мергели. Изверженные породы. Плиоценовые изверженные породы: 9, базальтовидные андезиты. Сарматские изверженные породы: 10, кварцевый андезит; 11, дацит; 12, трахит; 13, риолит; 14, пропилитовый андезит. Тортонские изверженные породы; 15, андезитовые и дацитовые пирокластиты; 16, *а)* кремниевые вкрапленники, *б)* серицитизация; 17, некк, дайка, лавы, агломераты; 18, цинериты, лапилли, брекчия; 19, жила; 20, положение пластов и лавовых потоков; 21, простирание разрезов; 22, сброс; линия аномального контакта.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

GEOLOGIA ŞI PETROGRAFIA REGIUNII RUSCHIŢA

DE

LAZĂR PAVELESCU

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	296
Consideraţii generale asupra geologiei Munţilor Poiana Ruscă	297
Istoric	298
Descrierea geologică şi petrografică a regiunii Ruschiţa	298
Şisturile cristaline	299
A) Seria cristalină epizonală	299
1. Complexul cloritos	300
a) Şisturi sericito-cloritoase	301
b) Şisturi cloritoase	302
2. Complexul cuarţos	304
a) Şisturile cuarţito-sericitoase	304
b) Şişturile cuarţito- cloritoase	305
c) Şisturile cuarţito-grafitoase	305
d) Cuarţitele	305
3. Complexul calcaros	306
B) Seria cristalină mesozonală	308
1. Complexul micaceu	309
a) Grupul micaşisturilor	309
b) Grupul paragnaiselor	311
c) Grupul cuarţitelor biotitice	312
2. Complexul calcaros	313
3. Complexul amfibolic	315
Depozitele sedimentare	318
1. Jurasic	318
2. Cretacic	318
Tectonica	319
Şisturile cristaline ale Seriei epizonale	319
Şisturile cristaline ale Seriei mesozonale	322
Rocele eruptive banatitice	326

Institutul Geologic al României

Structura, textura și compoziția mineralogică a rocelor banatitice și succesiunea de cristalizare a mineralelor 328
Fiziografia microscopică a mineralelor componente 328
Descrierea microscopică a banatitelor 331
a) Granodiorite, porfire granodioritice și dacite 331
b) Diorite, porfire dioritice și andezite 334
c) Gabbrouri, lamprofire și bazalte 336
Discuția chimică a analizelor de banatite 339
Metamorfismul de contact 342
Metamorfismul de contact exomorfic 342
Metamorfismul de contact al șisturilor cristaline 342
Metamorfismul de contact al depozitelor sedimentare 344
Metamorfismul de contact endomorfic 344
Depozitele cuaternare 344
Bibliografie 345

INTRODUCERE

Regiunea Ruschița este situată în partea de sud-vest a Munților Poiana Ruscă, de o parte și alta a văii Ruschița, având în centrul ei colonia minieră cu același nume.

Din punct de vedere geologic, ea este situată la nord de bazinul Rusca Montană—Lunca Cernii și la sud de vîrfurile cele mai mari ale Munților Poiana Ruscă (Rusca și Padeș); la limita între șisturile cristaline ale Seriei epizonale și cele mesozonale.

Din punct de vedere morfologic, de o parte și alta a bazinului de recepție al văii Ruschița se individualizează cîte o culme destul de impunătoare. Astfel, în partea de nord se reliefează o creastă formată de la vest spre est din culmile Padeș—Moșiuța—Rusca, de direcție aproximativă NE—SW, ale cărei înălțimi variază între 1180 m —1350 m. Din această creastă se desprind atît spre nord cît și spre sud o serie de coame scurte de direcție aproximativă N—S, afară de Culmea Păliturii, Culmea Cracul Ruschița și Culmea cu Rugi care au o direcție NE—SW.

Prima separă bazinul de recepție al văii Ruschița de cel al văii Pîrîul cu Raci, iar a doua, al văii Pîrîul Morii de cel al Ruschiței.

În partea de sud a bazinului Ruschița se individualizează Culmea Boul—Cireșul—Dealul Mare, ale căror altitudini nu trec de 1250 m. Din culmea aceasta, spre nord, nu se desprinde nici o culme mai importantă, decît Culmea Hușnița care desparte bazinul Pîrîului cu Cale de Valea Cracul Lung.

Cursul de apă cel mai important din regiune îl formează P. Ruschița, care izvorînd de sub Culmea Padeș își drenează apele printr-o vale destul de îngustă și cu versanți foarte abrupți, pe o direcție NW—SE, pînă la Rusca Montană, unde valea se lărgește prin unirea sa cu V. Lozna.

Institutul Geologic al României

Atît pe stînga, cît şi pe dreapta, el primeşte o serie de afluenţi din care unii sînt destul de importanţi cum este V. Pîrîul cu Raci, V. Morii, P. Lung V. Miclăuşului, etc.

În general, relieful este foarte accidentat, cu văi adînci, cu coame scurte şi prăpăstioase, prezentînd peste tot diferenţe de nivel de 500—600 m pe distanţe de cel mult 1 km.

CONSIDERAŢII GENERALE ASUPRA GEOLOGIEI MUNŢILOR POIANA RUSCĂ

Munţii Poiana Ruscă din punct de vedere geologic formează prelungirea vestică a Munţilor Sebeş.

Fundamentul lor este alcătuit din şisturi cristaline ale domeniului getic, care s-au format în Paleozoicul vechi sau chiar în Precambrian, iar structura sa tectonică, s-a desăvîrşit în timpul mişcărilor orogene hercinice. Peste acest fundament, în partea de SW, se aştern într-o depresiune de direcţie NE—SW depozite sedimentare începînd din Jurasic pînă în Danian.

Spre sfîrşitul Cretacicului superior, în partea de sud, sud-vest, vest şi nord-vest, au început să se manifeste erupţiile banatitice care au dat naştere la depozite de aglomerate şi tufuri vulcanice, curgeri de lave şi intrusiuni sub formă de dykuri, silluri sau chiar corpuri lacolitice.

În ce priveşte şisturile cristaline acestea au cea mai largă răspîndire în aceşti munţi.

După gradul lor de cristalinitate, în partea mediană şi de nord se dezvoltă şisturile cristaline slab metamorfozate de epizonă, fiind caracterizate prin diverse tipuri de filite, şisturi şi calcare cristaline mai mult sau mai puţin dolomitice. Şi în această parte a masivului, după gradul de metamorfism, de la sud spre nord, se deosebesc roce din ce în ce mai slab metamorfozate începînd cu şisturi sau filite cloritoase cu biotit, şisturi sau filite cuarţito-cloritoase sau sericitoase, calcare cristaline, filite sericitoase, grafitoase sau cloritoase şi terminînd cu şisturi argiloase şi calcare cristaline.

În zona sudică, începînd de la o linie care trece prin Toplita—Ruschiţa, se dezvoltă şisturile cristaline larg cristalizate de tip Lotru, fiind caracterizate prin micaşisturi biotitice, cu granaţi, disten, paragnaise, amfibolite şi zone de injecţii de tip Cozia.

Printre aceste şisturi cristaline de mesozonă, calcarele au o arie de răspîndire foarte mică.

Contactul între şisturile cristaline mesozonale şi cele epizonale se face anormal, în sensul că şisturile cristaline cu o cristalinitate mai pronunţată încalecă peste cele mai slab metamorfozate.

Institutul Geologic al României

Din punct de vedere economic, Munții Poiana Ruscă prezintă un deosebit interes, întrucît, legate de șisturile cristaline sau de erupțiile banatitice, se întîlnesc zăcăminte importante de fier, talc sau sulfuri complexe.

ISTORIC

Din punct de vedere al cercetărilor geologice și miniere, Munții Poiana Ruscă au atras din cele mai vechi timpuri atenția cercetătorilor din cauza importantelor zăcăminte de fier, sulfuri complexe, marmoră, talc, etc.

Astfel menționăm lucrările lui D. Stur (1863), C. v. Hauer (1865), F. Posepny (1871), L. Loczy (1882), G. Téglas (1895), J. Halavats (1902 și 1903), Fr. Schafarzik (1905, 1906, 1910), Fr. Nopcsa (1905), W. Hotz (1915), K. Papp (1919), precum și o serie de lucrări cu caracter general care au atins și geologia munților Poiana Ruscă, cum sînt cele ale lui J. Esmark, C. J. Andrae, B. v. Cotta, Polgári, B. Winkler, etc.

După primul război mondial, menționăm doar lucrarea lui V. Lațiu asupra minereurilor de fier de la Ghelar (1928) și comunicările lui Șt. Cantuniari asupra bazinului Rusca Montană și asupra regiunii Ruschița (1937, 1945).

După cel de al doilea război mondial, Institutul Geologic, respectiv Comitetul Geologic, a acordat o deosebită atenție cercetărilor geologice în acest masiv.

Astfel, bazinul Lunca Cernii—Rusca Montană a fost cercetat de M. Socolescu și G. Cernea între 1946—1948, partea de sud-vest a munților, de prof. D. Giușcă, apoi de M. Biloiu, D. Rădulescu și de R. Dimitrescu. Partea de nord-est a fost cercetată de N. Gherasi, C. Gheorghiu și R. Dimitrescu, partea de nord-vest de V. C. Papiu și Savu Haralambie, iar partea mediană și de sud-est de L. Pavelescu.

Ca încheiere țin să menționez în deosebi cercetările executate în acest masiv de către prof. Alex. Codarcea, cercetări care au stat la baza tuturor studiilor și interpretărilor ulterioare.

DESCRIEREA GEOLOGICĂ ȘI PETROGRAFICĂ A REGIUNII RUSCHIȚA

Fundamentul regiunii îl formează șisturile cristaline, care pot fi repartizate la șisturile cristaline de tip epizonal și de tip mesozonal. Se întîlnesc totuși și roce care prezintă caractere intermediare: epi-mesozonale, cum sînt șisturile cloritoase cu biotit, calcare cristaline cu tremolit și cu biotit, șisturi sericitoase cu biotit, micașisturi cu clorit, etc. Aceste roce intermediare au stat în permanență în atenția noastră; le-am urmărit peste tot pe teren și am constatat că ele se localizează fie în apropierea contactului cu rocele eruptive banatitice, fie în

Institutul Geologic al României

apropierea limitei între șisturile cristaline epizonale și cele mesozonale. Atunci cînd se întîlnesc totuși la limita între cele două serii cristaline, rocele acestea intermediare nu prezintă o tranziție normală între cele două serii. Astfel, pe Culmea cu Rugi sau pe V. Polomului, etc. am întîlnit paragnaise cu clorit, micașisturi cu clorit peste șisturi cuarțito-grafitoase sau peste cuarțite cloritoase. Aspectul acestor roce intermediare este mai mult de roce de contact pentru primele și de retromorfism pentru ultimele.

Șisturile cristaline în general provin din metamorfozarea unor sedimente a căror vîrstă paleozoică, sau mai veche este admisă fără a putea fi dovedită. Singur Șt. Cantuniari (1, 2) le consideră devoniene pe baza unor analogii. Descrierea și descifrarea acestor șisturi cristaline se va face, ținîndu-se cont de natura rocei-mame. Pretutindeni se observă o analogie între rocele-mame care au dat naștere șisturilor cristaline de tip epizonal și celor de tip mesozonal.

Deosebirile ce se observă între cele două serii cristaline (parageneza mineralelor, structura și textura) se datoresc gradului diferit de metamorfism.

Pentru subdivizarea și gruparea diverselor tipuri de roce s-au luat în considerare caracterele mineralogice care stau la baza complexelor metamorfice. Pe baza acestor principii, în regiunea Ruschița, precum de altfel și în restul munților Poiana Ruscă, deosebim în mare două serii cristaline, serii care se deosebesc nu atît prin materialul metamorfozat, cît prin faciesul metamorfozei lor regionale. Astfel, șisturile cristaline din regiunea Ruschița pot fi repartizate la o serie epizonală și una mesozonală.

ȘISTURILE CRISTALINE

A) SERIA CRISTALINĂ EPIZONALĂ

Șisturile cristaline ale acestei serii au cea mai largă răspîndire în regiunea cercetată și se dezvoltă în mod compact atît în partea de nord cuprinzînd Culmea Rusca—Moșiuța și Padeș ca și o parte din coamele ce coboară din ea începînd cu cea a Păliturii spre vest cît și în partea de sud, unde formează în deosebi Culmea Boul.

Din punct de vedere al compoziției mineralogice și al faciesului metamorfic, rocele acestei serii se pot grupa în următoarele trei complexe: cloritic, cuarțitic și calcaros.

Printre rocele complexului cloritic. deosebim: șisturi cloritoase, șisturi clorito-sericitoase și șisturi cuarțito-cloritoase.

Printre cele ale complexului cuarțitic: cuarțite albe, cuarțite negre, șisturi cuarțito-sericitoase și șisturi cuarțito-grafitoase.

Complexul calcaros este caracterizat prin calcare cristaline mai mult sau mai puțin dolomitice.

Institutul Geologic al României

Toate șisturile seriei cristaline epizonale au provenit din metamorfozarea unei stive de depozite sedimentare formată de bancuri interstratificate de cuarțite, gresii, șisturi argilo-marnoase, tufuri și calcare.

În această serie epizonală a Cristalinului, pe la sfîrșitul Cretacicului superior s-au intrus în regiunea Ruschița cîteva masive mai mici însoțite de o suită filoniană destul de variată de roce eruptive banatitice, cum sînt cele de la Cumpăna Cireșului, Culmea Cireșului, Cracul Lung, Cracul Boului, valea Pîrîul cu Raci, Valea Peșterii, etc.

În seria aceasta se întîlnesc uneori și roce cu biotit bineînțeles într-un procent scăzut, biotit, care într-o mare măsură trebuie să fie pus în legătură cu intrusiunile banatitelor.

Din cauza unei tectonice destul de complicate, stabilirea unei succesiuni stratigrafice este foarte mult îngreuiată. Separarea cartografică netă a acelor trei complexe este și ea de multe ori o problemă destul de dificilă, întrucît complexele acestea pe de o parte alternează între ele foarte strîns, iar pe de altă parte există toate tranzițiile posibile între cele trei complexe, încît este foarte greu de vorbit de tipuri reprezentative pure.

1. COMPLEXUL CLORITOS

Complexul acesta are cea mai largă răspîndire în regiunea noastră și în deosebi în partea de nord a sectorului cartat. Parageneza este formată din: clorit + sericit + cuarț + epidot + calcit + actinot.

Rocele care intră în constituția acestui complex sînt foarte variate. În general sînt roce de coloare cenușie cu nuanțe mai puternice sau mai slabe de verde sau argintiu după predominanța cloritului sau a sericitului. De regulă predomină însă tonurile verzi cu luciul mătăsos foarte caracteristic.

Din punct de vedere structural, în acest complex întîlnim roce foarte fine — filite propriu-zise — bine stratificate în care se pot identifica solzișori foarte fini de sericit și clorit, alteori lipsite de plane de șistozitate, dînd impresia unui material tufaceu. Uneori omogenitatea și intima asociație a mineralelor constitutive este atît de fină, încît rocele dau impresia că sînt monominerale (cloritoase în deosebi). Varietățile filitoase arată destul de frecvent o microcutare foarte fină, în general perpendiculară sau diagonală de cel puțin 70° față de direcția șistozității.

Prezența cuarțului schimbă uneori total aspectul rocelor. Conținutul lui poate să crească așa de mult, încît să formeze aproape în întregime masa fundamentală a rocelor, iar cloritul și sericitul să apară doar sub formă de benzi sau șiraguri fine și atunci se face tranziția spre rocele complexului cuarțos, tranziție care se întîlnește destul de frecvent.

Institutul Geologic al României

Uneori cuarțul poate să apară și sub formă de cuiburi sau lentile prinse cîteodată într-o matrice de clorit și sericit cu aspect serpentiniform, alteori acestea sînt separate de lamele larg dezvoltate de clorit și mai rar de sericit. Prin predominarea cloritului sau a sericitului se întîlnesc roce formate exclusiv din clorit cum sînt cele de pe V. Pîrîul cu Raci în aval de confluența cu V. Nisipului sau numai din sericit cum sînt cele de pe Cotolic. Cloritul și sericitul pot să apară și în asociație cu grafitul dînd naștere la filite sericito-clorito-grafitoase, filite sericito-grafitoase, filite clorito-grafitoase sau prin predominarea exclusivă a grafitului să ia naștere filite grafitoase.

a) ȘISTURI SERICITO-CLORITOASE

Rocele sînt în general de coloare verde cu nuanțe argintii, fin solzoase sau compacte, și se întîlnesc mai larg dezvoltate în partea de nord a regiunii.

Structura: lepidoblastică-porfiroblastică.

Textura: șistoasă (onduloasă, foarte încrețită) — masivă.

Compoziția mineralogică: clorit, sericit, cuarț, epidot, albit, grafit, muscovit, calcit, apatit, zircon, rutil, turmalină și minereu (pirită, magnetit).

Cloritul se prezintă sub formă de solzi sau lamele (0,02—0,5 mm) dispuse în general paralel cu direcția șistozității, mai rar diagonal pe aceasta. În general apare în asociație cu sericitul și împreună cu acesta formează fie masa fundamentală a rocei, fie se dispune în fîșii fine în alternanță cu cele de cuarț. De obicei este puternic pleocroic (n_p = incolor-gălbui-verde deschis; n_g = verde închis). Este prezentă atît varietatea de pennin, cît și cea de clinoclor.

Sericitul apare de obicei sub formă de solzișori foarte fini (0,01—0,04 mm), formînd pături paralele cu cele de clorit și în felul acesta scoțînd în evidență textura șistoasă a rocelor.

Printre păturile de sericit și clorit se intercalează uneori sub formă de pături, alteori sub formă de lentile sau cuiburi, cuarțul sau cuarțul în asociație cu albitul. Lentilele și cuiburile acestea de cuarț n-au o origine magmatică, ci provin probabil din rocele înconjurătoare, care se găseau în timpul metamorfismului la o temperatură care a permis apelor să dizolve silicea și s-o redepună sub formă de lentile și cuiburi.

Prin predominarea acestora din urmă asupra celor de clorit și sericit se face trecerea la diversele tipuri de șisturi cuarțitice și gnaise.

De obicei roce formate numai din clorit și sericit se întîlnesc mult mai rar, în mod obișnuit ele sînt destul de bogate în cuarț, încît în mod statistic raportul clorit + sericit : cuarț variază destul de mult; la cca 10 % el este 2 : 1, la cca 40 % este 1 : 1 și la cca 60 % este 1 : 2.

Institutul Geologic al României

În ce privește raportul clorit: sericit, acesta variază în limite foarte largi (100: 1 — 1: 100) și în felul acesta se face trecerea la șisturi cloritoase lipsite de sericit sau la șisturi sericito-muscovitice, lipsite de clorit.

Ceea ce se poate observa destul de frecvent, este faptul că la tipurile în care cloritul începe să predomine asupra sericitului, apare epidotul într-un procent mai mare sau mai mic (0,2 %—3 %).

Șisturile clorito-sericitoase conțin uneori într-un mod cu totul sporadic, pe lîngă plagioclazi complet sericitizați și resturi de biotit (valea Polomului, valea Cale Lungă). Tipurile acestea cu plagioclazi complet sericitizați și cu biotit ar putea fi de origină tufogenă, în timp ce celelalte tipuri de roce ar proveni din metamorfozarea în epizonă a unui material detritic argilo-marnos pînă la argilo-nisipos.

Celelalte componente apar în mod sporadic sau ca minerale accesorii.

b) ȘISTURI CLORITOASE

Sînt roce de coloare verde, cu luciu mătăsos și apar sub formă de intercalații în deosebi în partea de nord-est a regiunii.

Structura: lepidoblastică-nematoblastică-porfiroblastică.

Textura: paralel sinuoasă — milonitică.

Compoziția mineralogică: clorit, cuarț, epidot, actinot, albit, hornblendă, apatit, turmalină, zircon, granat, biotit, titanit, minereu (magnetit, pirită), calcit, muscovit, zoizit, grafit.

Componentele principale în aceste roce sînt: cloritul, epidotul, albitul, calcitul, actinotul, biotitul, cuarțul și magnetitul. După parageneza specifică și după predominanța unora sau a altora din mineralele principale menționate mai sus, printre șisturile cloritoase se întîlnesc următoarele tipuri de roce:

Tipul de rocă	Procente de minerale specifice
Șisturi cloritoase propriu-zise	clorit 60—99 %
Șisturi cloritoase cu epidot	clorit 20—40 %; epidot 10—80 %
Șisturi cloritoase cu albit	clorit 30—60 %; albit 2—7 %
Șisturi cloritoase cu calcit	clorit 40—65 %; calcit 1—15 %
Șisturi cloritoase cu epidot și hornblendă	clorit 10—22 %; epidot+hornblendă 5—80 %
Șisturi cloritoase cu biotit	clorit 30—75 %; biotit 1—2 %
Șisturi cloritoase cu magnetit	clorit 5—40 %; magnetit 2—90 %
Șisturi cloritoase cu actinot	clorit 1— 5 %; actinot 20—50 %

În șisturile cloritoase propriu-zise, cloritul este mineralul predominant și se prezintă sub formă de lamele uneori destul de larg dezvoltate, alteori

Institutul Geologic al României

mărunte (5—0,08 mm). Este verde închis după n_p și incolor-gălbui după n_g ; are colori de birefringență scăzute și este optic pozitiv.

Unele lamele conțin numeroase ace de rutil cu dispoziție sagenitică, ceea ce indică, că cel puțin aceste lamele s-au format pe seama biotitului. Astfel de lamele se întîlnesc în deosebi în șisturile cloritoase cu epidot.

Epidotul apare de obicei sub formă de granule mărunte, izometrice, rar cînd se întîlnește în cristale mai larg dezvoltate formînd porfiroblaste.

Albitul se prezintă, fie sub formă de granule ceva mai mari decît acelea ale cuarțului, fie formează agregate lenticulare de dimensiuni destul de mici (0,3—0,8 mm). Prin predominarea albitului și a cuarțului în aceste șisturi cloritoase cu albit se trece la adevărate gnaise psamitice epizonale. În unele din aceste roce albitul se întîlnește sub formă de idioblaste, care nu pot fi considerate ca relicte, întrucît incluziunile pe care le conțin prezintă aspecte quasi helicitice, ceea ce ne indică că ele au fost rostogolite în timpul creșterii lor.

Hornblenda, în șisturile cloritoase cu epidot și hornblendă, care apar în deosebi pe valea Chicioara, se prezintă sub formă de cristale prismatice, actinolizate terminal sau cloritizate marginal în parte sau total; cristalele ei sînt dispuse paralel cu șistozitatea rocelor sau radiar.

Calcitul se prezintă de obicei sub formă de cristale mici, mulînd în genere pe cele de clorit. Uneori el se găsește dispus sub formă de benzi înguste, de regulă întrerupte, în alternanță cu cele de clorit.

Magnetitul, sub formă de cristale cu conture în general neregulate, formează unele aglomerațiuni destul de importante. Unele cristale prezintă și conture cristalografice în care sînt prinse fragmente neregulate de pirită. De altfel asociațiile paragenetice și concrețerile intime de cristale de magnetit cu cele de pirită sînt destul de frecvente. Cristale idiomorfe și larg dezvoltate (1—3 cm) de magnetit au fost întîlnite printre șisturile cloritoase din Poiana Țipțer. În general în rocele din Poiana Țipțer majoritatea cristalelor de magnetit prezintă conture cristalografice net delimitate; în secțiuni subțiri ele apar în forme poligonale neregulate, prezentînd deformațiuni și neregularități în creștere.

Biotitul se prezintă, în general, sub două aspecte: fie sub formă de biotit brun, proaspăt, de neoformație în șisturile ce se găsesc în apropierea unui corp eruptiv, fie sub formă de relicte, care în cea mai mare parte sînt cloritizate. Sub forma celui din urmă aspect se întîlnește în rocele cataclazate și milonitizate, cum sînt cele de pe valea Ruschița, Curmătura Mare, de pe valea Miclăușului în apropiere de confluența sa cu valea Chicioarei, de pe valea Chicioarei, Pîrîul cu Rugi, P. Vulturilor, etc.

În general rocele acestea cu aspecte milonitice se localizează în apropierea sau la contactul între Seria epizonală și cea mesozonală. De multe ori în aceste din urmă roce se întîlnesc și relicte de cristale de granați, în cea mai mare

Institutul Geologic al României

parte cloritizate. Aceste din urmă roce au fost considerate ca făcînd parte din roce metamorfozate în mesozonă, însă din cauza unui retromorfism profund ele iau aspectul unor șisturi de epizonă și de aceea au fost descrise în complexul cloritos. Natural că se găsesc și șisturi cloritoase cu biotit fără a prezenta aspecte de diaftoreză. Aceste roce s-ar părea că stau la baza Seriei epizonale și ar face tranziții spre șisturile Seriei mesozonale. Astfel de șisturi cloritoase cu biotit am descris într-o lucrare mai veche în regiunea Ghelarului (12) și D. GIUȘCĂ și colaboratorii, în regiunea Nădragului (8).

Printre șisturile cloritoase am întîlnit sub formă de intercalații destul de reduse ca dimensiune (2/0,2 m) șisturi actinolitice cum sînt cele de pe P. cu Raci sau cele de pe P. cu Rugi.

În compoziția acestor șisturi pe lîngă actinot și clorit intră în proporții cu totul variabile: epidot, hornblendă albastră, cuarț, zoizit, feldspați plagioclazi, apatit, minereu, etc.

În majoritatea cazurilor se observă că întreaga masă de actinot și chiar de clorit este formată pe seama hornblendei.

2. COMPLEXUL CUARȚOS

Rocele acestui complex apar tot sub formă de intercalații, destul de sporadice, cu excepția culmii Dealul Boului unde ele predomină, precum și în sectorul nordic înspre Culmea Rusca.

Rocele în genere sînt deschise la coloare, albicioase-cenușii, cu puternice reflexe argintii pe suprafețele de șistozitate. Și în complexul acesta întîlnim roce destul de variate, de la cele tipic filitice la cele psamitice. Variațiile acestea se datoresc pe de o parte aspectului structural, pe de alta compoziției mineralogice. Și rocele complexului cuarțos prezintă aspecte de zdrobire și fărîmițare destul de evidente.

a) ȘISTURILE CUARȚITO-SERICITOASE

Acestea sînt rocele cele mai răspîndite din complexul cuarțos și se întîlnesc sub formă de intercalații în toate tipurile de roce ale Seriei epizonale.

Structura: granoblastică.

Textura: paralel șistoasă-masivă, uneori cataclastică.

Compoziția mineralogică: cuarț, sericit, muscovit, feldspați plagioclazi, calcit, turmalină, zircon, apatit, minereu, biotit, granat, clorit, epidot, rutil și actinot.

Unele din aceste roce prin structurile relicte, arată foarte evident că ele nu sînt altceva decît niște cuarțite foarte slab metamorfozate. În genere însă, șisturile acestea cuarțo-sericitice prezintă o textură șistoasă sau chiar lenticulară, clasto-psamitică, microgranoblastică sau chiar porfiroblastică.

Institutul Geologic al României

În mod obișnuit ele sînt constituite din cuarț (30—80 %) care formează o masă fundamentală grăunțoasă sau microgrăunțoasă. Cristalele sînt în majoritatea cazurilor rotunjite sau ovale, cu extincții onduloase puternice. Unele din cristale arată și fenomene de recristalizare cu zone clare în jurul granulelor mai mari.

Peste fondul cuarțos granoblastic se dispune țesutul lepidoblastic de sericit în benzi și strătulețe care scot în evidență textura șistoasă.

b) ȘISTURILE CUARȚITO-CLORITOASE

Șisturile acestea apar în deosebi în partea de nord a regiunii cercetate și mai ales la obîrșia văilor: Peșterii, Vulturilor, Țipțer, Morii, Tăul Ursului.

Structura: grano-lepidoblastică.

Textura: filitoasă-paralel sinuoasă.

Compoziția mineralogică: cuarț, grafit, sericit, clorit, actinot, minereu (pirită, oxizi de fier și mangan).

Coloarea lor este neagră-cenușie cu unele reflexe argintii. Unele din aceste roce se prezintă ca adevărate filite, fiind constituite din strătulețe formate din cuarț, care de cele mai multe ori se efilează lenticular și alternează cu altele, în care cuarțul este impregnat cu grafit și cu oxizi de mangan. De obicei rocele acestea sînt puternic cutate și intim frămîntate, încît ondulațiunile cele mai mici abia au amplitudinile de cîțiva milimetri.

c) ȘISTURILE CUARȚITO-GRAFITOASE

Structura: grano-lepidoblastică.

Textura: paralel șistoasă-filitoasă-milonitică.

Compoziția mineralogică: cuarț, clorit, sericit, grafit, turmalină, albit, epidot, zircon, apatit, muscovit, calcit, biotit, minereu.

Rocele sînt foarte asemănătoare cu șisturile clorito-sericitoase, cu deosebirea că sericitul este total subordonat, iar cuarțul și cloritul se găsesc într-un raport de 1 : 1—1 : 2. În general ele fac trecerea pe de o parte spre șisturile cloritoase, iar pe de alta spre cuarțite. La aceste roce sub microscop se observă uneori și o structură porfiroblastică prin apariția xenoblastelor de feldspați înconjurați de o masă fundamentală formată din solzi orientați de clorit și sericit și de granule de cuarț, albit și epidot. Porfiroblastele de feldspați sînt de obicei cu conturele rotunjite și cu unele incluziuni de sericit și epidot.

d) CUARȚITELE

Structura: granoblastică.

Textura: șistoasă-masivă.

Institutul Geologic al României

Compoziția mineralogică: cuarț, plagioclazi, muscovit, clorit, sericit, biotit, zircon, apatit, turmalină, microclin, minereu.

Minerale	%	Dimensiunile în mm
Cuarț	65—90	0,1 —0,4
Plagioclazi	0—10	0,1 —0,5
Muscovit și sericit	2—25	0,01—0,08
Microclin	0—10	0,05—0,3
Minereu	0—22	0,01—0,08

Șisturile cuarțitice și cuarțitele din sectorul Dealul Boului sînt în genere albe, cu slabe reflexe argintii datorite sericitului, în timp ce cele de la obîrșia văii Werner și valea Nisipului sînt negre, datorită abundenței oxizilor de mangan. Aceste din urmă cuarțite au făcut obiectul unor exploatări destul de intense.

Sub microscop se observă că ele sînt formate dintr-o masă fundamentală de granule de cuarț unele strîns angrenate între ele, iar altele cu conture mai mult sau mai puțin rotunjite dînd impresia unei structuri în mozaic.

În ce privește mica albă, aceasta apare în unele roce în cantități destul de însemnate sub formă de lamele uneori larg dezvoltate. E albă cenușiu-verzuie, cu n_p = incolor și n_g = cenușiu-verzui și cu 2V foarte variabil 5°—25°. Uneori prezintă treceri spre o mică verde-gălbuie cu 2V = 3°—17°.

Plagioclazul (albit) este în general sericitizat, iar microclinul se prezintă sub formă de granule rotunjite și proaspete.

3. COMPLEXUL CALCAROS

În complexul acesta au fost cuprinse atît calcarele cristaline cît și dolomitele. Calcarele cristaline și dolomitele Seriei epizonale sînt ceva mai fin granulare decît cele ale Seriei mesozonale, totuși se întîlnesc în unele masive calcaroase din apropierea corpurilor eruptive banatitice și varietăți mai zaharoidale, larg cristalizate, așa încît acest caracter distinctiv nu are o valabilitate exclusivă.

Cele mai importante mase și lentile de calcare se localizează în general de-o parte și alta a sinclinalului Seriei mesozonale, dînd impresia că urmăresc flancurile acestui sinclinal și acolo unde el se închide, cele două ramuri ale calcarelor se unesc într-un singur șir.

Institutul Geologic al României

Astfel în partea de sud a regiunii întîlnim un șir de opt lentile pe V. Miclăușului, apoi o serie întreagă de lentile unele mai mari, altele mai mici, cum sînt cele de sub Culmea Cireșului, V. Cracul Lung, Poiana Plumbului și V. Griviței.

În șirul nordic, semnalăm lentila de pe Culmea Ferarilor, cele de pe V. Morii, V. Vulturilor, V. Peșterii, V. Nisipului, P. cu Raci, Culmea Pîliturii, de unde apoi spre vest șirul acesta nordic pe V. Ruschița în amonte de V. Argintului, se întîlnește cu șirul sudic, dînd naștere apoi la un șir unic foarte larg dezvoltat, ce se îndreaptă în spre V. Padeșului și V. Paltinului.

De altfel calcarele acestea, ca și cele din Seria mesozonală au fost obiectul unor cercetări destul de detailate, datorită mineralizațiilor de fier, în special de sideroză, care sînt legate de aceste calcare.

În general, ele sînt de coloare albă—cenușie-gălbuie; mai rar se întîlnesc varietățile rubanate gălbui—cenușiu-albăstrui.

Structura lor în genere este microgranoblastică, iar textura masivă. Unele din aceste calcare mai prezintă încă urmele acțiunii dinamice manifestată printr-o structură cataclastică, cum sînt calcarele de pe Cracul Rusca sau Cracul cu Rugi. Printre calcarele acestea întîlnim și unele cu aspecte șistoase evidente cum sînt cele de pe P. Paltinului, V. Chicioara, V. Vulturilor sau cele din Poiana lui Zaharia. Aceste din urmă calcare sînt de obicei mai cenușii-albăstrui.

Din punct de vedere al compoziției mineralogice se deosebesc calcare cristaline aproape pure, calcare cristaline cu cuarț, calcare cristaline mai mult sau mai puțin dolomitice și calcare cristaline cu sideroză.

Atît în calcarele cristaline, cît și în calcarele cristaline dolomitice, calcitul este componentul principal și apare într-o cantitate ce variază între 99%—60%. În general cristalele de calcit prezintă un contur angular sau subangular, cu clivaj perfect după fața de romboedru. În ce privește dimensiunile granulelor, ele variază de la 0,01 la 0,5 mm.

Cuarțul în aceste roce apare de obicei sub formă de granule rotunjite echidimensionale cu frecvente diformațiuni manifestate de o extincție onduloasă sau chiar de o cataclază urmată de recristalizări. Prezența acestor granule de cuarț recristalizate alături de cristalele de calcit dovedește într-un mod destul de semnificativ că acțiunile metamorfismului au fost destul de slabe; în caz contrar s-ar fi format silicați de calciu.

Într-un mod cu totul sporadic în unele din aceste calcare apare și muscovitul sub formă de solzișori foarte fini sau cloritul în solzi grupați în mănunchiuri sau sub formă de plajă.

Minereul care este un component constant apare sub formă de magnetit, limonit sau pirită. Pirita apare de obicei sub formă de cristale euhedrale sau subrotunjite cu o aureolă de hematit sau limonit.

Institutul Geologic al României

B) SERIA CRISTALINĂ MESOZONALĂ

Șisturile cristaline de tip mesozonal, în regiunea Ruschița apar mai mult sub forma unor petece de dimensiuni uneori destul de reduse, în timp ce în est și chiar în vest au o dezvoltare destul de mare.

În regiunea Ruschița, ele apar în mod compact venind dinspre Cerna înspre Meria, Vadu Dobrii, Poiana lui Mînjilă și Poiana Ferarilor pînă la falia ce trece pe la Gruniul cu Stînă—Vf. Plaiului. Aici ele se întrerup și reapar ceva mai la sud în dreptul culmii Vf. Plaiului, pe o lățime de cca 5 km. Și mai la sud, pe versantul stîng al văii Miclăușului ele reapar de sub depozite jurasice și cretacice.

La vest de falia Gruniul cu Stînă — Vf. Plaiului, șisturile cristaline ale Seriei mesozonale reapar de-a lungul văii Morii și Ruschița începînd de la colonie și pînă în aval de confluența văii Argintului cu V. Ruschița. Sub formă de petece mai mari sau mai mici semnalăm pe cele de pe V. Polomului, V. Ruschița, V. Țipțer, Valea lui Rusnac și V. Paltinului.

Ca și la șisturile cristaline ale Seriei epizonale, și la cele mesozonale deosebim mai multe complexe.

Astfel deosebim complexul micaceu, complexul calcaros și complexul amfibolic

Ca și la rocele Seriei epizonale, complexele acestea se prezintă sub formă de intercalații cu treceri laterale dînd aspectul unor îndințări de faciesuri.

Ele provin din metamorfozarea unor depozite de argile grezoase și marne, printre care predominau acelea argiloase. În ce privește materialul inițial supus acțiunii metamorfismului care a dat naștere șisturilor cristaline ale Seriei mesozonale, nu se deosebește prea mult de cel al Seriei epizonale. Cele două serii cristaline se deosebesc între ele prin gradul mai mare de cristalinitate la șisturile Seriei mesozonale, precum și prin apariția unor minerale tipice de temperatură mai ridicată. În cîteva cazuri am întîlnit între șisturile Seriei mesozonale roce ce se apropie destul de mult de cele epizonale datorită fenomenelor de retromorfism.

Fondul general al Cristalinului mesozonal îl formează diferitele tipuri de micașisturi, care în regiunea Ruschița au cea mai largă răspîndire dintre toate celelalte tipuri de roce ale Seriei mesozonale. Paragnaisele și cuarțitele apar cu totul subordonat micașisturilor în această regiune.

De altfel și la aceste roce întîlnim toate gradele de tranziții între diferitele tipuri, încît a trasa o limită între ele este uneori practic imposibil.

În ce privește celelalte complexe: amfibolic și calcaros, acestea apar în deosebi în partea terminală a seriei, acolo unde ea se ascute înspre valea Ruschița. De altfel ivirile de amfibolite ca și de calcare, apar în concordanță cu cele ale complexului micaceu.

Institutul Geologic al României

1. COMPLEXUL MICACEU

În cadrul acestui complex am cuprins atît toate tipurile de micașisturi, cît și de paragnaise și de cuarțite biotitice. Am cuprins toate aceste tipuri din cauza tranzițiilor foarte strînse ce există între diferitele tipuri de roce și le vom descrie pe grupe reprezentative și anume: grupul micașisturilor, grupul paragnaiselor și grupul cuarțitelor.

a) GRUPUL MICAŞISTURILOR

Printre micașisturile din regiunea Ruschița semnalăm micașisturile muscovitice, micașisturile biotitice și micașisturile cu granați. Micașisturile cu disten sau staurolit apar cu totul sporadic, încît n-au putut fi separate pe hartă; zone de astfel de micașisturi vor fi descrise printre cele cu granați.

În general, la toate micașisturile se observă în secțiuni subțiri stratulețe fin lamelare, formate din muscovit, biotit sau clorit în alternanță cu altele mai nisipoase cu mult cuarț, cu granule mai grosiere care scot în evidență structura relictă (psamitică).

Structura: grano-lepidoblastică-porfiroblastică.

Textura: șistoasă-cataclastică.

Compoziția mineralogică procentuală

	Micașisturi		
	muscovitice	biotitice	cu granați
Cuarț	5—30	16—30	20—40
Muscovit	20—70	0—10	10—20
Biotit	0— 2	25—65	10—15
Granat	—	0— 1	5—10
Feldspat	0—13	0—15	2—10
Disten	—	0—sub 1	sub 1
Staurolit	—	0—sub 1	sub 1
Clorit	0— 1	1— 2	1— 2
Apatit	sub 1	sub 1	sub 1
Zircon	idem	idem	idem
Calcit	idem	idem	idem
Rutil	idem	idem	idem
Epidot	0— 1	1— 5	1— 5
Minereu	sub 1	sub 1	sub 1

În majoritatea cazurilor se observă în aceste micașisturi o concreștere intimă între lamelele de muscovit cu cele de biotit sau de biotit cu cele de clorit.

Institutul Geologic al României

În general, biotitul apare în cristale xenomorfe, în lamele destul de larg dezvoltate (0,2—0,5 mm), formînd îngrămădiri neregulate cu ochiuri de epidot sau zoizit în micașisturile biotitice, în celelalte tipuri de micașisturi se prezintă sub formă de solzi sau lamele mai fine, dispuse în mod neregulat în masa rocelor respectînd doar șistozitatea lor.

În lamelele de biotit, mai larg dezvoltate, se observă frecvent ace de sagenit. De obicei în jurul lamelelor de biotit purtătoare de sagenit se observă și aureole de titanit și incluziuni de zircon cu puternice aureole pleocroice.

Muscovitul în micașisturile muscovitice se prezintă sub formă de lamele larg dezvoltate (0,5—1 mm) constituind pachete uneori destul de groase, dispuse de-a lungul șistozității rocelor. Cu totul întîmplător se întîlnesc și lamele dispuse diagonal pe șistozitate. Atît pachetele cît și fîșiile de muscovit includ printre ele cristale de cuarț, de biotit și de apatit.

În micașisturile muscovitice se observă de regulă străturețe distincte formate din cuarț și ceva feldspați și străturețe formate din muscovit. De multe ori se observă că stratele formate dintr-un cuarț grosier și cuarț dispus sub formă lenticulară în direcția șistozității, sînt în alternanță cu alte strate de cuarț cu granule mai fine și presărate cu solzi de sericit și mai rar de biotit. În aceste strate cu textură fin granulară se află din loc în loc lamele mai larg dezvoltate sub formă de porfiroblaste de muscovit sau biotit, din care unele sînt dispuse paralel cu șistozitatea, iar altele transversal.

În micașisturile granatifere se observă o masă fundamentală formată din granule fine de cuarț și ceva feldspați și solzișori de sericit. În aceste roce biotitul se prezintă de obicei sub formă de solzișori foarte fini în asociație cu lamele de biotit mai larg dezvoltate.

Cristalele de granați sînt risipite în toată masa rocei, dînd impresia unor corpuri străine. Prin dezvoltarea lor mai largă imprimă rocelor o structură porfiroblastică. În general idioblastele de granați se localizează în zonele mai bogate în biotit. Sînt roz-pal și ating uneori un diametru de 3 mm. Rar proaspete, de obicei fisurate, iar fisurile umplute cu minerale micacee.

În unele micașisturi biotitice sau cu granați, pe lîngă porfiroblastele de granat se întîlnesc și cristale larg dezvoltate sub formă de porfiroblaste de staurolit (0,05/4 mm), cum sînt cele de pe P. Rusnac, V. Morii, Cracul cu Rugi, etc. Cristalele de staurolit sînt de obicei crăpate, traversate de canale și fasciculizate terminal.

Structura acestor roce este o structură tipic porfiroblastică datorită dezvoltării largi de staurolit, de disten, de granat uneori chiar de biotit. Textura lor e uneori rubanată, alteori lenticulară.

Distenul apare de obicei sub formă de porfiroblaste, însă oarecum sporadic. În general cristalele tabulare de disten se localizează în zonele mai cuarțoase,

Institutul Geologic al României

încît chiar cu ochiul liber se observă pături formate din cuarț și disten, alternînd cu altele formate din biotit și muscovit. Păturile acestea micacee de obicei sînt foarte bogate în aglomerațiuni de minereu.

Ceea ce trebuie menționat este faptul că unele din aceste micașisturi prezintă aspecte de retromorfism (cloritizarea granatului și biotitului).

b) GRUPUL PARAGNAISELOR

Paragnaisele au o arie de răspîndire mult mai restrînsă și le întîlnim pe V. Ruschița, V. cu Rugi, etc., sub formă de intercalații de dimensiuni reduse.

Structura: granoblastică.

Textura: gnaisică, uneori cataclastică.

Compoziția mineralogică: feldspați plagioclazi, cuarț, biotit, muscovit, feldspat potasic, hornblendă, apatit, zoizit, titanit, clorit, calcit, minereu.

Minerale	Procente %	Dimensiunile în mm
Cuarț	20—50	0,12—0,30
Plagioclazi	30—50	0,15—0,60
Biotit	5—40	0,04—1,2
Muscovit	0—40	0,03—0,5
Feldspat potasic	0—2	0,1 —0,5

Rocele sînt de coloare albă-cenușie și în general bine cristalizate. Textura lor gnaisică este scoasă în evidență în deosebi de alternanța lamelelor de muscovit sau biotit cu străturețele cuarțo-feldspatice.

Cuarțul se prezintă sub formă de indivizi xenomorfi care arată uneori o ușoară extincție unduloasă, alteori foarte puternică. Frecvent granulele mai mici înconjoară ca un mortar pe cele mai mari sau apar ca incluziuni în feldspați. Plagioclazul este un oligoclaz bazic cu 23—35% An, în general este proaspăt, uneori însă este complet sericitizat sau pigmentat în brun.

O sericitizare mai puternică a plagioclazilor se observă în deosebi la gnaisele cataclazate cum sînt cele de pe Valea cu Rugi.

În ce privește raportul între plagioclazi și cuarț acesta variază de la 1:1—1:10 sau 20:1.

Multe dintre cristalele de plagioclazi prezintă o structură zonară inversă cu 15—18% An în centru și 22—25% An pe margine.

În ce privește mineralele micacee (biotit și muscovit) acestea variază cantitativ destul de mult, astfel în gnaisele bogate în plagioclazi predomină biotitul și invers.

Biotitul în general este puternic pleocroic (galben deschis—roșu-brun) și conține incluziuni de apatit, minereu, numeroase ace de sagenit și zircon cu

Institutul Geologic al României

aureole pleocroice. Uneori și în deosebi lamelele mai mari arată marginal un început de cloritizare. În jurul lamelelor de biotit bogate în incluziuni de sagenit se întîlnesc și coroane de titanit.

Fenomenele de cloritizare a biotitului se observă mai bine în gnaisele cu textură cataclastică. În aceste roce biotitul este aproape integral transformat în clorit. În unele roce printre solzișorii de clorit se mai întîlnesc relicte de biotit sau se observă cum lamelele mai mari de biotit se cloritizează marginal. Atît lamelele de biotit cu aspecte incipiente de cloritizare, cît și solzișorii de clorit secundar sînt prinse în general în mod neregulat într-o masă fundamentală cataclastică formată din cuarț și plagioclaz măcinat.

Feldspatul potasic se întîlnește în deosebi ca microclin și mai rar ca ortoză, sub formă de granule cu conture neregulate. Microclinul e în general foarte proaspăt cu maclele sale caracteristice foarte bine evidențiate. Ortoza este în cea mai mare parte caolinizată, încît cu mare greutate i se pot determina constantele optice. Unele cristale arată margini de microclin nedeslușite bine. Au fost întîlnite în cîteva secțiuni și concreșteri mirmekitice.

Hornblenda apare cu totul sporadic și a fost întîlnită numai în paragnaisele de pe Valea lui Stuler și Valea cu Rugi. Se prezintă în general sub formă de cristale prismatice alungite, dispuse paralel cu șistozitatea rocelor. E verde după n_g și galben deschis după n_p.

Muscovitul apare de obicei în asociație cu lamelele de biotit. Frecvent înconjoară cristalele de feldspați potasici.

c) GRUPUL CUARȚITELOR BIOTITICE

Intercalațiile de cuarțite sînt destul de răspîndite în regiunea noastră; menționăm doar cîteva din cele mai importante cum sînt cele de pe Cracul Poiana Plumbului, Valea Chicioarei, P. Polomului, Cracul Ruschița, V. Morii, etc.

Structura: granoblastică.

Textura: masivă-șistoasă-cataclastică.

Compoziția mineralogică: cuarț, biotit, feldspați plagioclazi, feldspați potasici, muscovit, clorit, minereu, zircon, apatit, zoizit, sericit, rutil.

Minerale	Procente %	Dimensiunile în mm
Cuarț	30—90	0,1 —0,8
Plagioclazi + feldspați potasici	3—15	0,15—0,9
Biotit	2—17	0,05—0,2
Muscovit	0—15	0,02—0,5
Minereu	0—70	0,02—0,9

Institutul Geologic al României

Cuarțul se prezintă în deosebi sub formă de granule cu conture rotunjite, colțuroase, îndințate, proaspete și cu extincții onduloase. La unele din cristale, ea este deabia perceptibilă, în timp ce la altele, foarte puternică, cu aspecte în draperii sau divergent încrucișată. În general, granulele de cuarț sînt acelea care formează masa fundamentală a rocelor.

Plagioclazul apare de asemenea sub formă de granule în general lentiliforme, marcate de o masă brun-negricioasă cu numeroase incluziuni de granule fine de zoizit și solzișori de sericit.

Biotitul e brun-roșcat, puternic pleocroic și presărat cu numeroase incluziuni de zircon, cu puternice aureole pleocroice și ace de rutil. Împreună cu lamelele de muscovit, cu care apare de regulă în asociație, scot în evidență textura șistoasă a rocelor. Printre lamelele de muscovit am întîlnit și unele cenușiu-verzui după n_g și incolore după n_p, care au unghiul $2V = 2°—5°$ și numai cu totul excepțional varietățile acestea au $2V = 12°$. Tot în aceste cuarțite am întîlnit și unele varietăți cari apar numai în asociație cu lamelele de biotit, cu aspecte de clorit, care au $2V = 13°—19°$.

Microclinul apare cu totul sporadic sub formă de granule rotunjite și proaspete.

Minereul, care uneori devine o componentă principală, se întîlnește fie sub formă de granule cu conture neregulate, fie sub formă de cristale idiomorfe de magnetit și pirită.

Pe halda galeriei Hutmann, la confluența pîrîului Nisipului cu Valea Racilor, am întîlnit un cuarțit cu piroxeni și magnetit.

Roca este cenușie și foarte masivă.

În compoziția ei intră: cuarț sub formă de granule mărunte, bine individualizate și proaspete, augit uralitizat în parte cu $c : n_g = 44°$ și o hornblendă ușor pleocroică în tonuri verzui. Afară de aceste trei componente principale mai apar ca minerale accesorii: plagioclazi, zoizit, titanit, apatit, zircon, rutil, biotit, muscovit, magnetit și limonit. Aceste două minerale din urmă pot să apară uneori în cantități remarcabile.

2. COMPLEXUL CALCAROS

Calcarele cristaline marmoracee în Seria mesozonală au o arie de răspîndire destul de restrînsă. Ele apar doar în partea de est a Munților Poiana Ruscă și în partea de vest în regiunea Ruschița, cum sînt cele de pe V. Morii, V. Ruschița și Cracul Rusca. Ele apar în general sub formă de lentile orientate aproximativ E—W, mai rar formează masive mai importante cum este cel de la confluența văii Ruschița cu valea Pîrîul cu Raci. Acesta este și exploatat în renumita carieră de marmoră de la Ruschița.

Institutul Geologic al României

În ce privește poziția lor în raport cu rocele înconjurătoare se poate vedea din cele două profile unul pe valea Pîrîului cu Raci și altul pe V. Morii (fig. 1 și 2).

Pe valea Pîrîului cu Raci, calcarele sînt intercalate printre micașisturile biotitice și șisturile amfibolice cu clorit, formînd o cută sinclinală și una anticlinală.

Din profilul de pe V. Morii se observă cum calcarele cristaline apar sub formă de intercalații de grosimi variabile în deosebi printre micașisturile muscovitice.

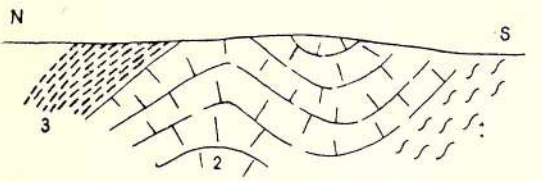


Fig. 1. — Schiță pe Pîrîul cu Raci.
1, micașist biotitic; 2, calcare cristaline; 3, șist amfibolic.

La confluența văii Pîrîului cu Raci cu valea Ruschița se localizează vestita carieră de marmoră « Ruschița ».

Coloarea marmorii din cariera aceasta este în majoritatea cazurilor albă, dar se întîlnesc destul de frecvent și varietăți roz — gălbui-verzui.

Atît în marmora albă, cît mai ales în cea roz se observă intercalații liniare sau lenticulare subțiri, vinețiii-verzui sau verzui-negricioase. Aceste intercalații în general sînt ondulate sau încrețite neregulat. Uneori pe diaclazele rocelor se observă pojghițe subțiri de hematit sau limonit. De multe ori intercalațiile acestea colorate arată mici falieri, cu sărituri de cîțiva cm, care în cea mai mare

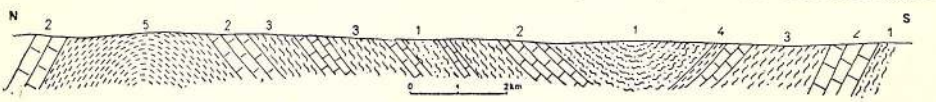


Fig. 2. — Profil pe Valea Morii.
1, micasist biotitic; 2, calcare cristaline; 3, micașist muscovitic;
4, amfibolite; 5, cuarțite biotitice.

parte sînt resudate, de unde rezultă că masivul a suferit mișcări tectonice după încrețirea păturilor colorate.

Colorația aceasta în cea mai mare parte este probabil primară și s-ar datora unor minerale cum este cloritul și tremolitul, dar în unele cazuri ea se datorește infiltrațiunilor superficiale ale hidroxizilor de fier și mangan, care se depun în deosebi pe crăpături și diaclaze. În ce privește diaclazele, acestea în general arată o orientare concordantă cu orientarea masivului. Dintr-un studiu mai amănunțit al carierei și din orientarea tuturor diaclazelor se observă că masivul este ușor încovoiat de la WNW la ENE, păstrînd în general totuși o poziție verticală.

De multe ori din cauza diaclazelor secundare care au orientări foarte variate se pot trage concluzii cu totul eronate asupra structurii masivului în ansamblu.

Institutul Geologic al României

Macroscopic se observă că rocele au o structură aproape echigranulară, o textură masivă, compactă și spărtură neregulată, grăunțoasă. De multe ori macroscopic marmorele din Seria mesozonală pot să fie confundate cu cele din Seria epizonală, care au suferit însă un metamorfism de contact destul de puternic. Deosebirile între cele două tipuri de marmore nu se pot face decît pe calea studiului microscopic. Marmorele intercalate printre șisturile cristaline mesozonale sînt mai pure și conțin în compoziția lor afară de calcit, într-un mod cu totul sporadic și alte minerale, ca: muscovit, clorit și cuarț, pe cînd cele de contact sînt foarte bogate în biotit, granați, tremolit, diopsid, forsterit, brucit și minereu. Aceste din urmă calcare vor fi descrise la capitolul metamorfismului de contact.

Sub microscop calcarele marmoracee intercalate printre șisturile cristaline mesozonale se prezintă ca niște roce aproape monominerale.

Structura: granoblastică.

Textura: masivă, compactă.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile în mm

Minerale	Procente %	Dimensiunile în mm
Calcit	88—93	0,04—0,9
Cuarț	0—7	0.01—0,4
Muscovit	0—5	0,02—0,6
Minereu	0—1	0,01—0,4
Clorit	0—2	0,02—0,6
Feldspat	0—0,1	0,02—0,2

Cristalinitatea acestor roce este foarte evidentă. În secțiunile subțiri se observă un agregat de cristale de calcit cu structură zaharoidală. În acest agregat apar sporadic și într-un mod cu totul neregulat celelalte componente.

3. COMPLEXUL AMFIBOLIC

Complexul acesta apare și el sub formă de intercalații însă cu totul subordonat celorlalte complexe. Astfel de intercalații întîlnim pe Pîrîul cu Rugi, V. Ruschița, Valea Lungă, Valea Morii, Valea Vulturilor, Pîrîul cu Raci, V. Miclăușului și V. Chicioarei.

Din punct de vedere al compoziției mineralogice, putem deosebi: amfibolite, șisturi amfibolice cu clorit, șisturi amfibolice cu biotit, șisturi amfibolice cu epidot și gnaise amfibolice.

Datorită faptului că între diversele tipuri de șisturi amfibolice există toate trecerile, ele vor fi tratate în ansamblu.

Institutul Geologic al României

Structura rocelor în general este microgranulară, grano-nematoblastică. Pe lîngă această structură se mai întîlnesc unele cu aspecte macrogranulare, cu porfiroblaste de hornblendă, sau diablastice.

Pe valea Pîrîul cu Raci, V. Ruschița și V. Nisipului întîlnim și roce cataclazate. Aceste roce cataclazate sînt reprezentate în deosebi de șisturi amfibolice cu clorit, calcit, epidot, cuarț, albit și limonit. Hornblenda și biotitul sînt în cea mai mare parte transformate în clorit; feldspații sînt complet sericitizați, iar roca este străbătută de unele infiltrațiuni de calcit.

Textura în general este paralel șistoasă și numai la unele gnaise amfibolice este rubanată.

Compoziția mineralogică: hornblendă, cuarț, biotit, plagioclazi, epidot, zoizit, titanit, clorit, calcit, apatit, minereu, zircon, ilmenit, rutil, muscovit.

Tipul de rocă	Hornblendă	Cuarț	Biotit	Plagioclaz	Epidot	Rutil, Titanit, Ilmenit	Clorit
Amfibolite	85—96	—	—	0— 5	0 — 2	0,5—1,5 %	0— 0,5
Șisturi amfibolice cu biotit	30—45	15—40	7 —18	0—10	0 — 0,5	0,5—1 %	0— 0,2
Șisturi amfibolice cu epidot	22—76	8—32	0,5— 2	0— 1	3 —16	1—5 %	0— 0,2
Gnaise amfibolice . .	50—60	15—20	—	30—45	0 — 0,5	0,5—1 %	0— 0,05
Șisturi amfibolice cu clorit	8—45	15—45	2 — 6	—	2 — 3	2—5 %	15—35

Hornblenda este mai mult sau mai puțin colorată în verde cu c: $n_g = 14°—18°$. Hornblendele verzi au $2V = 74°$, iar cele incolore 82°. În ce privește pleocroismul, el variază după varietatea hornblendei: cele puternic colorate în verde prezintă următoarea variație de coloare: n_p = verde deschis—gălbui, n_m = verde-brun și n_g = verde-oliv pînă la verde-albăstrui, în timp ce cele actinolitice prezintă un pleocroism foarte slab, de cele mai multe ori chiar imperceptibil.

Unele din cristalele de hornblendă prezintă cîteodată o ușoară variație de colori chiar la același individ; astfel, în centrul cristalului se observă colori de birefringență mult mai slabe decît pe margini, unde colorile sînt foarte puternice. În majoritatea cazurilor, cristalele de hornblendă, chiar și acele care prezintă o tendință de actinolizare se dispun paralel cu șistozitatea rocelor.

În gnaisele amfibolice, ca de altfel și în unele șisturi amfibolice, cristalele prezintă în parte conture cristalografice, însă mai rar cu fețe terminale bine individualizate. Uneori sînt xenomorfe, zdrențuite și presărate cu incluziuni de cuarț, plagioclazi, apatit, titanit, epidot și minereu.

În șisturile amfibolice cu biotit, cristalele de hornblendă formează pături paralele, compacte, în asociație cu cele de biotit; în șisturile amfibolice cu clorit,

Institutul Geologic al României

mai ales acolo unde hornblenda este transformată parțial sau total într-o masă cloritică cu colori de interferență, cenușii-verzui, ea se dispune sub forma unor prisme foarte lungi și subțiri într-un mod oarecum dezordonat. În general, rocele acestea sînt fin solzoase și se prezintă uneori ca niște filite.

Cîteodată se întîlnesc în șisturile amfibolice și amfiboli complet incolori, care corespund fie actinotului, fie chiar tremolitului. Biotitul se prezintă sub forma unor solzi de forme și mărimi neregulate și în raporturi cantitative cu totul variate. Biotitul pe lîngă că formează pături subțiri intercalate printre cele de hornblendă, se întîlnește și sub formă de lamele dispuse în mod neregulat în masa rocelor. Frecvent se întîlnește biotit și sub formă de plaje, provenite din transformarea hornblendei. În fîșiile hornblendice, biotitul este xenomorf, iar în cele cu plagioclazi și zoizit este idiomorf.

Cuarțul se prezintă în deosebi sub forma unor granule mai mici, alungite și presate cu o extincție ondulatorie foarte puternică. În șisturile amfibolice cu clorit el formează masa fundamentală a rocei și este puternic măcinat și amestecat cu lamele de muscovit, clorit și albit.

Plagioclazul uneori este proaspăt și atunci se observă ușor maclele după legea albitului sau periclinului, alteori este puternic sericitizat, presărat de o pulbere brună-negricioasă sau este umplut de numeroase microlite de zoizit, epidot și calcit. Sub formă de incluziuni mai conține titanit, apatit și cuarț. În gnaisele amfibolice, plagioclazul conține 20—45% An. Ceea ce merită să fie remarcat este faptul că în șisturile amfibolice, el descrește în raport cu cuarțul și invers în gnaisele amfibolice.

Epidot-zoizitul se prezintă sub formă de cristale în general izometrice, mai rar prismatice, de colori de interferență anomale: albastre, albastre-verzui la zoizit și colori vii la epidot. Acesta din urmă este de regulă incolor sau ușor gălbui-verzui. De obicei apare în mod neregulat în masa rocelor, totuși arată preferințe pentru fîșiile hornblendice. Uneori se prezintă și sub formă de filonașe care brăzdează rocele în mod neregulat. Cristalele de zoizit-epidot formează uneori în amfibolite aglomerări fine de cristale prismatice, puțin alungite, în care apar cristale larg dezvoltate de hornblendă verde, dispuse diablastic, așa cum se observă în amfibolitele de pe V. Ruschița în apropiere de uzina electrică.

Cloritul se întîlnește în deosebi în șisturile amfibolice, cu clorit, cu aspecte filitoase și se prezintă sub formă de solzi sau lamele, care apar destul de des în asociație cu cele de muscovit. În celelalte tipuri de șisturi amfibolice, el se prezintă sub formă de solzi sau lamele, care apar destul de des în asociație cu cele de muscovit. În celelalte tipuri de șisturi amfibolice el se prezintă mai mult ca plaje, care s-au format fie pe seama hornblendei, fie pe aceea a biotitului. Masa brună a rocelor este formată în deosebi din granule mărunte, dispuse uneori în agregate de zoizit, sericit, titanit, leucoxen, ilmenit, rutil și minereu.

Institutul Geologic al României

Trecerile gradate ce există între amfibolite, diversele tipuri de șisturi amfibolice și gnaise amfibolice, sînt așa de insensibile încît cartografic este imposibil în mod practic de făcut o separație.

Pe V. Ruschița și pe valea Pîrîului cu Raci se întîlnesc unele șisturi amfibolice cu o textură dezordonată, cu tendință spre una paralel sinuoasă cu oglinzi de fricțiune mai mult sau mai puțin evidente. Tot pe V. Ruschița în deosebi pe partea stîngă a văii, în aval de gatere se întîlnesc și unele roce amfibolice foarte bogate în aglomerări și vinișoare de calcit. În aceste roce hornblenda este puternic fasciculizată cu treceri spre actinot sau antigorit. În unele roce, calcitul formează aglomerațiuni destul de importante, care schimbă foarte mult aspectul rocelor. În general cristalele de calcit nu provin însă din alterările superficiale, ci din soluțiuni mai vechi, soluțiuni care au circulat probabil în timpul metamorfismului. În rocele în care și hornblenda este transformată, calcitul ar putea să fie de origină secundară, dar în acele tipuri de roce în care ea este foarte proaspătă și neafectată de aceste transformări, calcitul nu poate fi decît primar. Tot așa e posibil ca surplusul acesta de calcit, luînd în considerare faptul că aceste amfibolite apar numai în apropierea masivelor calcaroase, să fi provenit din acestea din soluțiunile ce au circulat în timpul sau după desăvîrșirea metamorfismului.

DEPOZITELE SEDIMENTARE

1. JURASIC

Cele mai vechi depozite sedimentare care se așternpeste fundamentul de șisturi cristaline în regiunea cercetată, sînt cele jurasice de pe versantul stîng al văii Miclăușului și de pe Culmea Caprei. Aceste depozite sînt reprezentate numai prin calcare masive, cenușii-gălbui.

2. CRETACIC

La baza depozitelor Cretacicului superior între V. Pravățului și V. Negru, pe V. Sarica, ca și la obîrșia pîrîului Cale Lungă și pe creasta de lîngă cimitir se întîlnesc niște brecii calcaroase cu numeroase elemente de șisturi cristaline de dimensiuni variabile. Șt. Cantuniari (1, 2) acordă acestor brecii o vîrstă cenomaniană. Uneori între această brecie și șisturile cristaline se interpun niște marno-calcare cenușii-albicioase.

După Fr. Schafarzik (14, 15, 16) baza Cretacicului superior ar fi formată din calcare și dolomite bituminoase (Turonian), peste care urmează apoi gresii marnoase (Senonian) și apoi o serie superioară formată din conglomerate, aglomerate, curgeri de lavă, tufuri și strate de cărbuni.

Institutul Geologic al României

După G. Cernea (3) la bază ar sta gresii micacee cu alternanțe de șisturi argilo-marnoase, apoi ar urma conglomerate în alternanță cu marne calcaroase, gresii micacee cu un nivel de aglomerate și tufuri. Cel de al doilea nivel ar fi format din conglomerate peste care urmează aglomeratele și tufurile vulcanice superioare.

Toate aceste depozite sînt străbătute de erupții banatitice.

TECTONICA

Chiar la începutul acestei lucrări am menționat, mai ales cînd am vorbit de cele două serii cristaline, că între ele există un contact anormal și anume de încălecare a Seriei mesozonale peste cea epizonală, contact despre care am vorbit și într-o lucrare anterioară (12). Înainte de a trece la descrierea lui în detaliu în regiunea Ruschița, voi descrie mai întîi tectonica fiecărei serii cristaline în parte luată în cadrul mai larg al întregului teritoriu cartat de noi în Poiana Ruscă.

ȘISTURILE CRISTALINE ALE SERIEI EPIZONALE

Seria cristalină epizonală formează cea mai mare parte a Munților Poiana Ruscă și în deosebi partea lor mediană și nordică și se continuă de aici spre E pe sub bazinul Streiului în Munții Sebeșului.

În partea de NE între calcarele de Hunedoara—Runcu la nord și Valea Cernei și Băile la sud, șisturile cristaline epizonale sînt strîns cutate în direcția NE—SW, scoțînd în evidență o serie de anticlinale și sinclinale.

În această zonă lentilele de calcare au o poziție neclară deoarece, adaptîndu-se cutărilor generale ale șisturilor cristaline, se întîlnesc la diverse nivele, încît nu se poate vorbi cu certitudine de un nivel-reper al calcarelor. De altfel, de găsit un orizont-reper într-o serie cristalină atît de profund frămîntată este o problemă destul de dificilă și din toate studiile făcute pînă acum asupra Munților Poiana Ruscă nu s-a desprins încă acest lucru.

Revenind asupra poziției calcarelor se confirmă peste tot ipoteza prof. Al. Codarcea că în Poiana Ruscă ne aflăm într-o zonă de sedimentare cu îndințări între un facies calcaros dolomitic și unul argilos-gresos. Astfel pe Valea Popii se observă foarte bine această îndințare între calcarele cristaline dolomitice și șisturile cuarțito-cloritice (fig. 3).

Pe valea Mărului, la vest de Ghelar se observă o astfel de îndințare între calcare și șisturile cuarțito-sericitoase (fig. 4).

Că aceste calcare sînt prinse intim după cum am spus mai sus, în cutările șisturilor cristaline ne ilustrează foarte bine schița din escavația nr. 3 de pe Valea Inorii (fig. 5).

Institutul Geologic al României

În regiunea Ruschița calcarele cristaline au o dezvoltare destul de mare și într-un profil făcut înspre Valea Padeșului se observă de asemenea cum calcarele sînt prinse în cutarea intimă a șisturilor cristaline și anume a șisturilor cuarțito-sericitoase (fig. 6).

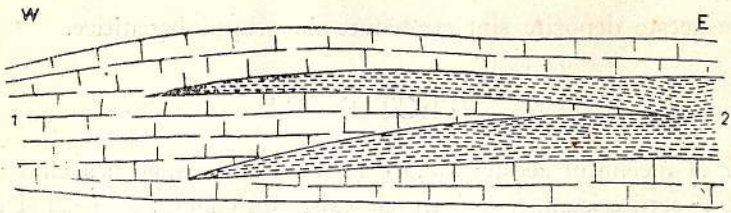


Fig. 3. — Schiță pe Valea Popii.

1, calcare cristaline dolomitice; 2, șisturi cuarțito-cloritice.

În regiunea Ruschița, calcarele cristaline par a fi prinse pe marginile și în botul unui sinclinoriu de direcție nord-vest—sud-est. Zona axială a acestuia, mai ales în partea de est, este mascată în cea mai mare parte de șisturile cristaline ale Seriei mesozonale.

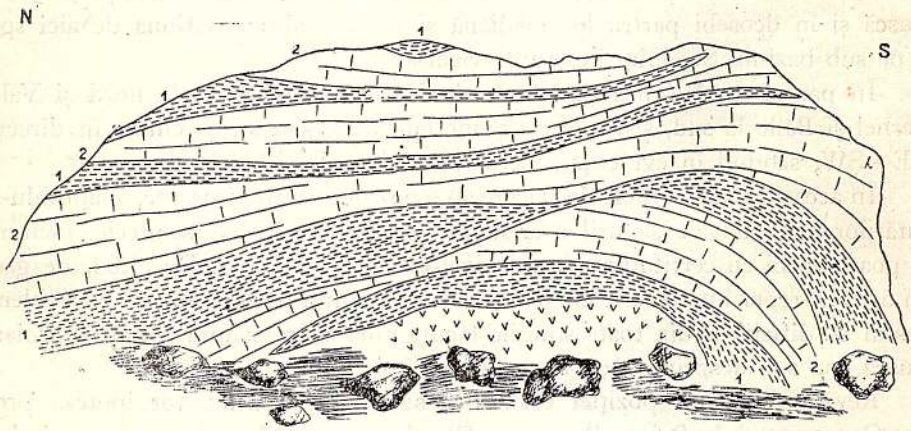


Fig. 4. — Schiță cu exemplu de alternanță și de îndințare între faciesul gresos și cel calcaros de pe Valea Mărului.

1, șist cuarțito-sericitic; 2, calcare cristaline.

În partea de sud și sud-vest, sinclinoriul acesta este destul de cutat, observîndu-se un anticlinal paralel cu V. Ruschița în partea de vest și un sinclinal de o amploare mai mare de direcție nord-vest—sud-est, care pornește de sub poiana Vălarilor și se termină înspre Cractul Boului. Mai la sud, acesta din urmă este secundat de un anticlinal, care prinde în ax cuarțitele de pe Culmea Boul.

Institutul Geologic al României

În partea de sud-est înspre Cracul Lung intervin unele mici deranjamente prin aceea că anticlinalul de la Faţa Boului—Culmea Buhu, este deplasat ceva mai la sud de-a lungul unei falii. Flancul nordic al acestui sinclinoriu prezintă un caracter izoclinal.

Aliura acestui sinclinoriu ar fi cam aceeaşi ca şi a sinclinalului poiana Vălarilor—Cracul Boului, fiind doar cu zona axială plasat ceva mai la nord, pe partea stîngă a văii Ruschiţa. Din dreptul carierei de marmoră ar lua o direcţie est — vest şi s-ar îndrepta înspre Vf. Chicioara şi Poiana lui Gaşpar. Anticlinalul de pe Culmea Boului probabil se prelungeşte spre Muchia Mogîlea, unde fiind culcat spre nord dă impresia unor cute izoclinale. Ceea ce se mai constată este faptul că atît anticlinalul cît şi sinclinalul, din aliura lor normală, pe o direcţie NNE—SSW în regiunea Culmea Cireşului—valea Pîrîului cu Raci, se opresc brusc. De aici spre est, ele nu se mai pot urmări cu aceeaşi uşurinţă, întrucît sînt împinse şi culcate spre nord şi dau impresia unor cutări izoclinale. De

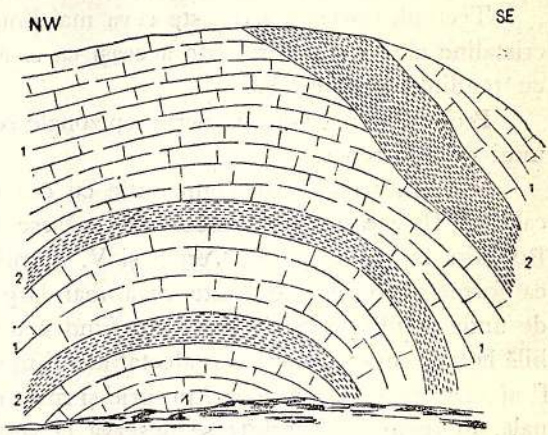


Fig. 5. — Schiţă pe Valea Inorii.
1, calcare cristaline 2, şist clorito-sericitic.

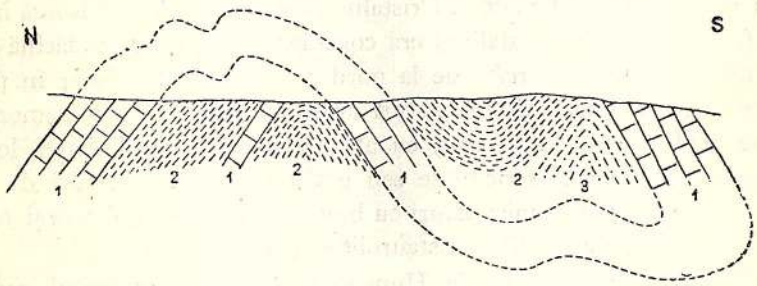


Fig. 6. — Profil pe Valea Padeşului.
1, calcare cristaline; 2, şist cuarţito-sericitic; 3, şist cuarţito-biotitic.

altfel în zona aceasta de frămîntare s-au produs puternice crăpături în şisturile cristaline ale Seriei epizonale, care au permis intrusiunea rocelor banatitice, cum se vede foarte clar pe hartă.

Institutul Geologic al României

ȘISTURILE CRISTALINE ALE SERIEI MESOZONALE

Seria mesozonală a șisturilor cristaline formează partea de sud a munților Poiana Ruscă. Ea pornește de la Cinciș pe V. Cernei prin V. Vălarița, V. Băile, pe la sud de satul Vadu Dobrii, Poiana lui Mînjilă cu unele întreruperi de-a lungul unor falii, se închide pe V. Ruschița în aval de confluența sa cu V. Argintului, apoi spre vest nu mai reapare decît în regiunea Nădrag și V. Tincovei.

Tectonica acestei serii este ceva mai liniștită. Direcția generală a șisturilor cristaline ale acestei serii este aceeași ca și a acelor epizonale, adică NE—SW cu tendință spre E—W.

Problema care s-a pus Seriei epizonale se pune și celei mesozonale: găsirea unui orizont-reper.

Seria mesozonală în comparație cu cea epizonală este mult mai săracă în calcare. În această serie calcarele se găsesc la cele două extremități ale ei: la Ruschița în vest și pe V. Cernei și V. Fierului la est. În toată dezvoltarea ei, ea formează o serie de cute ceva mai largi decît acelea ale Seriei epizonale de unde rezultă că Seria epizonală fiind mai heterogenă a fost mult mai sensibilă la toate mișcările care au afectat acești munți, sau în altă ipoteză ea a putut fi afectată de o tectonică a ei proprie și mult mai puternică. În partea sa terminală, în regiunea Ruschița se observă la vest de V. Nisipului un sinclinal de direcție aproximativă est—vest, apoi mai la sud un anticlinal de aceeași direcție și mai la sud din nou un sinclinal aproape paralel cu celelalte două, scoțînd calcarele marmoracee de la carieră ca o butonieră anticlinală, care se termină periclinal înspre Poiana Plumbului.

* * *

În concepția lui G. Murgoci, Cristalinul din munții Poiana Ruscă în ansamblul lui (cu ambele serii cristaline) era considerat ca zonă de rădăcină a Pînzei Getice; cristalinitatea lui crește de la nord spre sud. Într-adevăr în partea de nord, înspre Mureș, se întîlnesc șisturi argiloase foarte slab metamorfozate și cu cît ne deplasăm mai spre sud, cu atît în general cristalinitatea lor crește trecînd prin filite clorito-sericitoase sau grafitoase, diverse tipuri de cuarțite, șisturi cloritoase cu biotit, micașisturi cu biotit, cu granați și disten și terminînd înspre V. Bistrei cu paragnaise cu staurolit și sillimanit.

După Murgoci calcarele de Hunedoara formează orizontul superior al șisturilor cristaline (fiind considerate paleozoice) și sînt prinse într-un sinclinal culcat spre nord.

R. Dimitrescu reconfirmă ideia lui Murgoci și le plasează tot la partea superioară a șisturilor cristaline și prinse într-un sinclinal culcat spre nord.

I. Popescu-Voitești prin 1929 separă munții Poiana Ruscă de sud de cei de nord. Poiana Ruscă de nord s-ar întinde de la Mureș pînă la o linie

Institutul Geologic al României

care coincide aproximativ cu limita între cele două serii cristaline. Partea nordică o înglobează la Pînza bucovinică şi consideră numai partea de sud ca făcînd parte din Pînza Getică. La fel procedează cu partea nordică a munţilor Sebeş şi Făgăraş. Tot la Pînza bucovinică sînt înglobaţi şi munţii Leaota.

Mai tîrziu, STRECKEISEN a considerat toate sectoarele pe care VOITEŞTI le-a înglobat în Pînza bucovinică, ca unităţi superioare ale Pînzei Getice.

În Poiana Ruscă, după cum am mai spus într-o lucrare anterioară (12), STRECKEISEN, bazat pe unele observaţii ale lui MÖCKEL şi redînd greşit sensul general al căderilor, scoate Seria epizonală a munţilor Poiana Ruscă în pînză peste cea mesozonală, denumind-o: « Unitatea superioară a munţilor Poiana Ruscă ».

În cercetările noastre efectuate atît în Seria epizonală, cît şi în cea mesozonală, din punct de vedere geometric am constatat că Seria mesozonală încalecă peste cea epizonală şi nu invers, după cum susţineau VOITEŞTI şi STRECKEISEN. Acest contact anormal de încălecare a Seriei mesozonale peste cea epizonală a fost urmărit de noi din V. Cernei (Cinciş) şi pînă la Ruschiţa, iar DAN GIUŞCĂ, R. DIMITRESCU şi colaboratorii, la vest, în regiunea Nădragului. Nu găsim nicăieri Mesozoic metamorfic sau nemetamorfic intercalat sau încleştat între cele două serii. Condiţiile pentru o analiză geologică sînt de la început mai defavorabile decît în altă parte, unde între două serii cristaline se găsesc depozite sedimentare.

Acolo unde raporturile geometrice sînt clare, cum se poate vedea pe valea Pîrîului cu Raci şi pe sub coastele culmii Cracul Boului unde şisturile cristaline ale Seriei mesozonale stau peste cele epizonale, problema nu mai comportă nici o discuţie. Problema devine ceva mai dificilă acolo unde raporturile între cele două serii par a fi normale, cum este cazul în sectorul culmilor Cracul Chicioarei, Muchea lui Mînjilă, etc. unde peste flancul sudic al Seriei mesozonale, vine Seria epizonală, iar flancul nordic al Seriei mesozonale stă peste cea epizonală (fig. 7 a, b).

În concepţia noastră, situaţia aceasta a fost interpretată mai sus, în sensul că şisturile cristaline ale Seriei epizonale în sectorul acesta formează un anticlinal culcat spre nord cu unul din flancuri (cel nordic) peste şisturile cristaline mesozonale ale benzii nordice, în timp ce flancul său sudic este acoperit de şisturile cristaline mesozonale ale unei a doua benzi mai sudice.

Structura determinată astfel în sectorul Ruschiţa îşi găseşte o prelungire şi în acelaşi timp confirmare spre vest în regiunea Nădrag, aşa cum au arătat D. GIUŞCĂ, R. DIMITRESCU şi colaboratorii. Se constată că după o întrerupere în muntele Boul provocată de o ridicare axială, fîşia nordică de şisturi ale Seriei mesozonale, reapare în aceeaşi poziţie superioară faţă de Seria epizonală şi se prelungeşte spre vest pînă la Nădrag. La sud de aceasta, Seria epizonală reapare în fereastră, urmărindu-se de la Ruschiţa spre vest, prin V. Loznei, pînă imediat

Institutul Geologic al României

la sud de Nădrag, pe V. Cornețelului, etc. Și mai spre sud, Seria epizonală din fereastră este din nou acoperită de șisturi mesozonale. Se observă că în regiunea Nădrag, fereastra apare în axul unui anticlinal normal, iar petecul de acoperire de asemenea în axul unui sinclinal normal. În sectorul Ruschița, imediat la est de V. Morii, contactul nordic al ferestrei cu fîșia mesozonală nordică a pete-

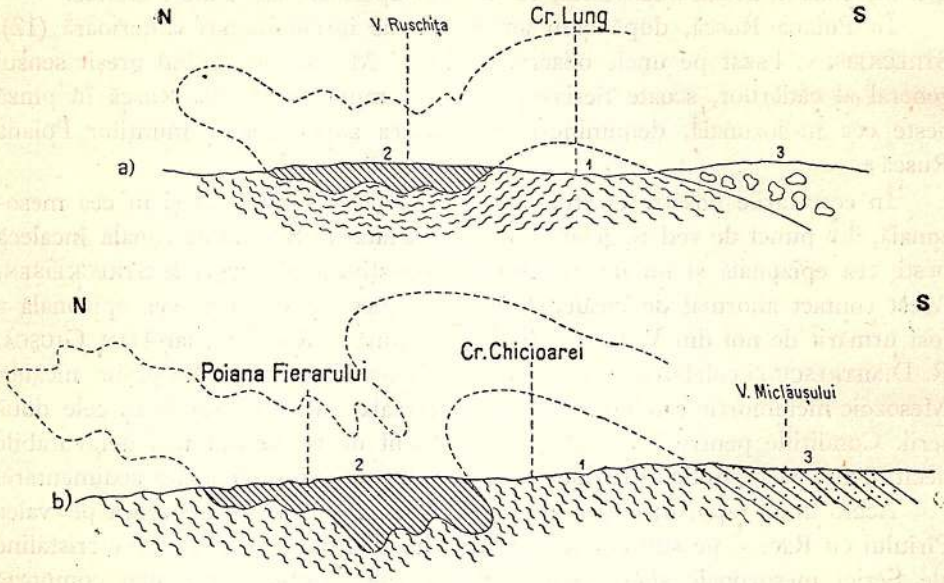


Fig. 7. — Schiță tectonică cu contactul anormal între Seria cristalină epizonală și cea mesozonală.

a, Seria mesozonală cu ambele flancuri peste Seria epizonală; b, Seria mesozonală cu unul din flancuri peste Seria epizonală iar cu celălalt sub aceasta; 1, Seria epizonală; 2, Seria mesozonală; 3, Cretacic superior.

culuí de acoperire se culcă spre nord. Această fereastră necutată și culcată dispare spre est în regiunea Dealul Ferarilor, prin reunirea celor două benzi mesozonale.

Se constată astfel în ansamblul munților Poiana Ruscă că structurile sînt normale în cele două extremități: estică și vestică (fereastra epizonală de la Nădrag și calcarele de Hunedoara de la Teliuc), iar în partea centrală, structura este deversată spre nord (terminația estică a ferestrei epizonale Nădrag—Ruschița și terminația vestică a calcarelor de Hunedoara).

Sîntem conduși astfel la ipoteza a două faze de mișcări: în prima, cu caracter de generalitate, are loc încălecarea Seriei mesozonale peste cea epizonală, flancurile inverse fiind laminate, în a doua fază au loc cutări care scot la zi în fereastră epizona în regiunea Nădrag—Ruschița, intensitatea maximă a acestor mișcări fiind localizată în zona centrală a Poienii Ruscă, unde structurile ajung chiar culcate spre nord.

Institutul Geologic al României

Ca încheiere se poate spune că, în ansamblu munţii Poiana Ruscă sînt constituiţi din două mari serii cristaline; una formată din diferite tipuri de filite şi şisturi slab metamorfozate şi alta formată din micaşisturi şi paragnaise. În ambele serii se găsesc calcare sub formă de intercalaţii, care sînt mai mult sau mai puţin metamorfozate, după gradul de metamorfism al şisturilor cristaline între care sînt intercalate.

Cele două serii cristaline prezintă un contact anormal care constă în aceea că şisturile cristaline mai puternic metamorfozate, adică Seria mesozonală, încalecă peste cele mai slab metamorfozate (Seria epizonală).

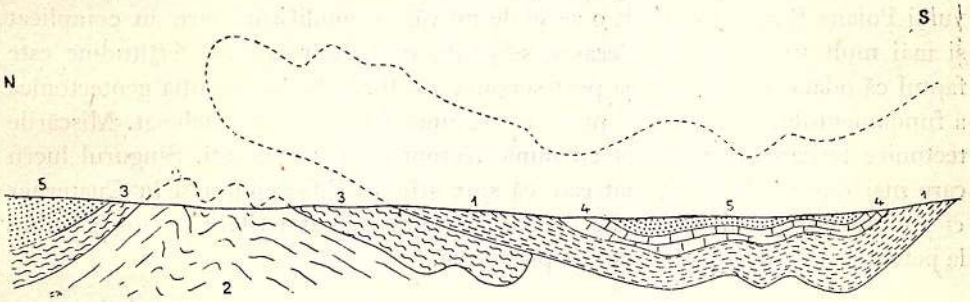


Fig. 8. — Schiţa tectonică de încălecare a Seriei mesozonale peste cea epizonală; flancul nordic al cutei rupt.

1, şisturi biotitice; 2 şisturi biotito-cloritice; 3, şisturi cloritice; 4, calcare cristaline; 5, şisturi sericitice.

Interpretăm acest contact anormal printr-o deversare spre nord datorită unor împingeri puternice dinspre sud. Această împingere a avut ca rezultat nu numai încălecarea Seriei mesozonale peste cea epizonală, ci şi deversarea în ansamblu a şisturilor cristaline spre nord. Lucrul acesta este uşor de observat acolo unde se pot descifra anticlinale sau sinclinale, de ex.: sinclinalul calcarelor de Hunedoara, anticlinalul de pe Culmea Boul, etc. Numai local se întîlnesc cute aproape drepte, dar şi acestea prezintă o uşoară aplecare înspre nord, cum se observă la sinclinalul Poiana Vălari—Cracul Boului sau la cel de la Iazuri.

Prezenţa rocelor cataclazate, precum şi a fenomenelor de diaftoreză, în apropierea limitei între cele două serii cristaline, nu infirmă această interpretare, întrucît este normal ca în timpul încălecării Seriei mesozonale peste cea epizonală să se fi produs unele zdrobiri şi frecări. Este posibil ca rocele cataclazate să fi avut o dezvoltare şi mai mare, dar avînd în vedere că încălecarea aceasta este probabil hercinică, structurile nou formate cu ocazia acestei încălecări s-au şters în urma recristalizărilor ulterioare. Roce cataclazate am întîlnit în deosebi pe V. Ruschiţa, V. cu Rugi, Chicioara, etc. Prof. D. Giuşcă şi colaboratorii descriu faciesuri diaftoritice şi efecte de cataclază la contactul între cele două serii pe V. Haiducului şi V. Sălăşielelor.

Institutul Geologic al României

Faptul că șisturile cloritice cu biotit, care ar constitui seria de tranziție între Seria mesozonală și cea epizonală, se găsesc la o oarecare distanță de limita anormală între cele două serii cristaline și că între ea și șisturile cloritice cu biotit se interpun șisturi cloritice cu sericit, grafit sau diverse tipuri de șisturi cuarțitice, se datoresc ruperii flancului invers al structurii cutate (fig. 8).

Amploarea acestei încălecări, cel puțin în regiunea Ruschița, este de cca 5 km, în vest după aprecierea prof. D. GIUȘCĂ și a colaboratorilor ar fi de 12 km.

Fără discuție că și după faza orogenă hercinică șisturile cristaline ale masivului Poiana Ruscă au suferit o serie de mișcări și modificări care au complicat și mai mult structura lor. Ceea ce se poate spune aproape cu certitudine este faptul că odată cu intrusiunea post-senoniană a banatitelor, evoluția geotectonică a fundamentului cristalin, cel puțin în regiunea Ruschița, s-a încheiat. Mișcările tectonice terțiare n-au afectat cu nimic tectonica acestor munți. Singurul lucru care mai rămîne de menționat este că spre sfîrșitul Miocenului și în Cuaternar ei au fost afectați de mișcările de basculă care au dat naștere pe unele culmi la petece de pietrișuri și formări de platforme.

ROCELE ERUPTIVE BANATITICE

Rocele eruptive banatitice din regiunea Ruschița fac parte din seria eruptiilor cretacic-superioare, care se înșiră pe un aliniament aproape N—S, începînd din Munții Vlădeasa—Drocea—Poiana Ruscă de Vest—Bocșa Montană—Ocna de Fier—Dognecea—Sasca și pînă la Moldova Nouă.

În regiunea Ruschița semnalăm două corpuri de roce banatitice mai importante: corpul de la cumpăna Cireșului, care este de altfel și cel mai mare și corpul de sub Culmea Cireșului. Corpul de la cumpăna Cireșului a străbătut fundamentul cristalin și depozitele Cretacicului superior de deasupra și este înconjurat numai de depozitele sedimentare. El se întinde de la obîrșia Pîrîului Lung, pe sub Culmea Hușnița, cuprinzînd Culmea Cumpăna Cireșului pînă înspre obîrșia văii Cucii. Are o formă alungită, cu direcția de alungire aproximativ N—S. Mai la vest de el, pe o direcție aproximativă NW—SE, pe sub Culmea Cireșului, se întinde cel de al doilea corp, de dimensiuni cu mult mai mici.

Afară de aceste două corpuri, în regiunea Ruschița se pot distinge două zone preferențiale, unde se întîlnesc o serie întreagă de corpuri de mărimi foarte variabile. Ceea ce este necesar de menționat cu această ocazie este faptul că marea majoritate a erupțiunilor se localizează numai printre șisturile cristaline ale Seriei epizonale și numai cu totul excepțional și printre cele mesozonale, cum sînt cele de pe V. Wilhelmina, pe de o parte, iar pe de alta, că aria lor

Institutul Geologic al României

de răspîndire coincide cu aceea a calcarelor cristaline ale Seriei epizonale. Astfel, în partea de sud a regiunii se observă o afluență foarte mare de erupții banatitice, localizate în deosebi între Culmea Hușnița și Fața Boului. În sectorul acesta, marea majoritate a erupțiunilor au dimensiuni mici de cîțiva metri, afară de cele trei corpuri ceva mai mari de pe Culmea Cireșului și cele trei filoane de sub Poiana Mică și Fața Boului. Începînd de la obîrșia văii Wilhelmina și văii Gaterilor și pînă la Gărîna lui Opruț, paralel cu falia dintre șisturile cristaline epizonale și cele mesozonale, apar sub formă de filoane o serie întreagă de astfel de erupții. De aici ele se continuă însă ceva mai rar pe aceeași direcție NW—SE înspre V. Padeșului. Legate de acest sector trebuie menționate și filoanele de pe V. Miclăușului și cele de pe Culmea Păducelului.

În sectorul nordic, marea majoritate a erupțiunilor apar sub formă de filoane, cum sînt cele de pe V. Peșterii, Cracul Rusca, V. Nisipului, V. Pîrîului cu Raci și cele de pe V. Argintului, prin care se leagă cu cele din sectorul sudic.

Din răspîndirea acestor corpuri și filoane se poate observa că rocele eruptive banatitice se cantonează în deosebi în apropierea contactului anormal între cele două serii cristaline, afară de cele două corpuri mai mari de la Cumpăna Cireșului și Culmea Cireșului care se localizează în apropierea contactului între șisturile cristaline și depozitele sedimentare. Luat în ansamblu însă, cele mai multe erupțiuni s-au produs în lungul bazinului Lunca Cernii—Rusca Montană.

În marea majoritate a cazurilor, intrusiunile sînt dispuse paralel cu șistozitatea rocelor din jur, dînd aspectul mai mult a unor silluri. În această categorie intră mai ales intrusiunile care se prezintă sub formă de filoane sau lentile, cum sînt acele din imediata apropiere a contactului anormal între cele două serii cristaline. Celelalte corpuri în deosebi cele mici de sub Culmea Boului sînt discordante cu rocele înconjurătoare și apar ca niște stîlpi, iar corpul cel mare de pe Cumpăna Cireșului prezintă toate aspectele și caracteristicile unui lacolit.

Rocele care constituie aceste corpuri și filoane sînt granodioritice și andezitice, în cea mai mare parte, însă se întîlnesc bineînțeles mai rar și gabbrourile și diversele tipuri de lamprofire.

Ținînd seama de forma de zăcămînt, de variațiile de structură și de compoziția mineralogică, rocele eruptive banatitice din regiunea Ruschița se pot clasa în mare în felul următor:

a) granodiorite, porfire granodioritice, dacite;
b) diorite, porfire dioritice, andezite;
c) gabbrouri, lamprofire și bazalte.

Institutul Geologic al României

STRUCTURA, TEXTURA ŞI COMPOZIŢIA MINERALOGICĂ A ROCELOR BANATITICE ŞI SUCCESIUNEA DE CRISTALIZARE A MINERALELOR

În cele ce urmează vor fi descrise caracteristicile generale atît ale mineralelor cît şi ale rocelor şi mai ales vor fi scoase în evidenţă mai mult variaţiile mineralelor în raport cu variaţia rocelor.

În ce priveşte structura acestor roce, se pot distinge în mare două tipuri principale de structuri: grăunţoase şi porfirice cu micro- şi mega-fenocristale.

Structurile porfirice sînt structurile cele mai frecvente şi se întîlnesc în toate tipurile de roce filoniene şi efusive cu fenocristale mai mari sau mai mici în raport cu pasta. Structura pastei este microgrăunţoasă pînă la criptocristalină.

Textura în general este masivă.

FIZIOGRAFIA MICROSCOPICĂ A MINERALELOR COMPONENTE

Minerale primare: hipersten, diopsid, augit, hornblendă, kataforit, plagioclazi, ortoză şi cuarţ.

Minerale accesorii: minereu, titanit, apatit, zircon, ilmenit şi rutil.

Minerale secundare: hornblendă verde uralitică, biotit, bastit, iddingsit, leucoxen, epidot, calcit, clorit, zoizit, caolin, cuarţ, actinot, clinozoizit şi zeoliţi.

Hiperstenul a fost întîlnit în unele lamprofire şi andezite. Apare destul de sporadic şi se prezintă sub formă de cristale prismatice, idiomorfe cu feţele (100) şi (010) foarte bine dezvoltate, iar faţa (110) n-a fost întîlnită decît doar în cîteva secţiuni bazale. Prezintă un pleocroism destul de pronunţat, $\rho > V$ şi $2V = 52°$. Rar proaspăt, de obicei transformat în parte în bastit.

Diopsidul, de asemenea apare destul de sporadic şi a fost întîlnit doar în unele lamprofire şi gabbrouri sub formă de granule relicte prinse în cristale de hornblendă.

Augitul apare atît ca fenocristale, cît şi sub formă de microlite în pasta lamprofirelor, bazaltelor şi andezitelor. În unele lamprofire, cristalele de augit prezintă conture proprii cu feţele (100) şi (110) bine dezvoltate. În celelalte roce în general, din cauza coroziunii magmei, conturele cristalelor sînt cu totul neregulate. Astfel de coroziuni se observă nu numai pe marginea cristalelor, ci şi în interiorul lor. În andezite se prezintă frecvent sub formă de grupări de indivizi, din care unii sînt maclaţi după faţa (100). Din cauza conţinutului variabil de TiO_2, unele cristale prezintă o dispersie destul de pronunţată cu colori ce variază de la galben-roz—gălbui-cenuşiu—roşu-violet cu $c : n_g = 52°$ şi $2V = 48°$. Adeseori augitul este transformat parţial sau total şi pseudomorfozat de bastit şi calcit. Hornblenda se întîlneşte atît sub varietatea de horn-

Institutul Geologic al României

blendă comună brună sau verde, cît şi ca hornblendă bazaltică. Cea mai răspîndită este cea comună şi în deosebi cea verde. Hornblenda comună se întîlneşte aproape în toate tipurile de roce banatitice, în timp ce cea bazaltică n-a fost întîlnită decît în cîteva andezite cuarţifere, cum sînt cele dintre izvoarele de sub Culmea Cireşul sau cele de pe V. Peşterii. Hornblendele în general se prezintă atît sub formă de microlite, cît şi de fenocristale. Cristalele mai larg dezvoltate prezintă de obicei marginile corodate sau fasciculizate. De altfel aceste cristale mai larg dezvoltate sînt şi ciuruite de numeroase incluziuni de plagioclazi, biotit, apatit, minereu, titanit şi cuarţ.

În granodiorite, diorite şi gabbrouri şi în unele lamprofire, hornblendele sînt în general de un verde spălăcit, fiind în cea mai mare parte destrămate şi fasciculizate, în timp ce cele din dacite şi în deosebi din andezite sînt proaspete, cu conture idiomorfe, frecvent maclate după (100) sau după (001) (macle polisintetice). În unele granodiorite şi porfire se observă cum cristalele mai mari de hornblendă se înconjoară de o zonă marginală de o hornblendă verde-albăstruie, iar aceasta are tendinţa să ocupe întreg cristalul. Afară de această transformare a hornblendei comune într-o hornblendă secundară verde-albăstruie, transformarea cea mai comună este aceea în clorit în asociaţie cu epidot, calcit şi cuarţ. Cloritizarea amfibolilor este aproape un caracter general a tuturor rocelor eruptive din regiunea Ruschiţa.

Hornblenda bazaltică, în general, este uralitizată sau opacitizată, opacitizare care afectează uneori numai o margine subţire din cristal, alteori tot conţinutul lui.

În unele lamprofire de pe P. Cale Lungă, au fost întîlnite cristale mari de cîţiva centimetri de coloare brună-neagră de katophorit. În mod obişnuit ele se prezintă sub formă de cristale prismatice scurte cu feţele (110) şi (010) bine dezvoltate. Raportul între dezvoltarea cristalelor în lungime şi lăţime este de 1 : 1, rar cînd ajunge 2 : 1. E puternic pleocroic n_g = roz-cenuşiu, n_m = brun-verzui—brun-roşiatic şi n_p = brun-roşcat, $c : n_g = 52°—59°$. Uneori nici n-a fost posibil de măsurat extincţia din cauza dispersiunii. Totuşi s-a observat că în general ea variază între 38°—59° şi numai în mod statistic am ajuns la valorile de 52°—59°. Este optic negativ cu $\rho > v$ şi unghiul axelor optice destul de mic.

Biotitul atît ca mineral primar, cît şi ca mineral secundar format în deosebi pe seama amfibolilor se întîlneşte aproape în toate tipurile de banatite. De obicei se prezintă sub formă de lamele scurte de coloare brună-oliv, în parte cloritizate şi uneori cu numeroase incluziuni de zircon, cuarţ şi plagioclazi.

Feldspaţii plagioclazi au fost studiaţi atît cu ajutorul mesei universale Fedoroff, cît şi cu ajutorul extincţiilor simetrice şi a unghiurilor în maclele complexe albit + Karlsbad. Pentru determinarea conţinutului în anortit au fost folosite atît curbele lui REINHARD cît şi cele ale lui KÖHLER.

Institutul Geologic al României

Au fost cercetate în total 38 de roce și anume: 11 diverse tipuri de granodiorite, 6 de dacite, 2 de diorite, 17 de andezite și 2 de gabbrouri.

În granodiorite și andezite plagioclazii sînt în general proaspeți, cu toate că unii din ei sînt destul de profund alterați și transformați în caolin și sericit. Frecvent se prezintă sub formă de cristale idiomorfe, uneori larg dezvoltate, puternic zonate și maclate după diverse legi. Astfel în mod statistic am putut constata că 37 % sînt maclate după legea albitului, 17 % după legea albit + Karlsbad, 27 % după legea periclinului, 14 % după legea Karlsbad, 3 % după legea Manebach și 1 % după legea Ala B.

O caracteristică a acestor plagioclazi, caracteristică de altfel recunoscută la plagioclazii banatitelor, este zonalitatea. Zonalitatea aceasta respectă în general anumite legi și anume că nucleul este întotdeauna mai bazic decît zona marginală, dar există și cazuri cînd nucleul este mai acid decît periferia pe de o parte, iar pe de alta se observă că descreșterea de la un nucleu mai anortitic la o margine mai albitică nu se face întotdeauna în mod treptat, ci prin salturi de 20—30 % An sau recurențe.

Conținutul în anortit al plagioclazilor din diferitele tipuri de roce granodioritice variază între 26—47 % An, la dacite între 25—40 % An, la diorite între 38—63 % An , la andezite între 25—60 % An și la gabbrouri 54—86 % An.

Pentru a ilustra zonalitatea plagioclazilor din diferitele tipuri de roce, voi da cîteva exemple mai evidente. La granodiorite de la nucleu spre zona marginală se observă următoarea variație: 47—45—40—38—45—27—40—45—40—36—38—32—30—32—28—26 % An; în dacite: 42—48—38—42—36—42—40—42—40—38—42—34—30—28—25 % An; în diorite: 60—63—60—63—56—58—56—58—40—58—40—58—40—38 % An. La diorite am întîlnit și două cazuri cu nucleul mai acid și cu zona marginală mai bazică; ex. în dioritul de pe V. Nisipului succesiunea în același sens este următoarea: 44—42—44—58—50—58—40—46—50—58—50—58—62 %. În andezite succesiunea este următoarea: 60—54—56—54—56—50—54—40—38—36—40—38—30—28— 30—28—25 % An și în gabbrouri: 80—86—84—80—70—72—70—72—70—68—66——68—66—63—60—58—60—52 uneori cu zonele marginale foarte subțiri care dau valori de 25 % An.

În ce privește microlitele de plagioclazi din rocele filoniene, acestea, acolo unde au putut să fie determinate, au dat valori apropiate de cele ale fenocristalelor din rocele respective.

Trebuie să menționăm că valorile date mai sus și succesiunea diferitelor zone se referă numai la indivizii proaspeți. Facem și această preciziune întrucît se întîlnesc destul de frecvent plagioclazi care prezintă fenomene de albitizare destul de profunde care stînjenesc de multe ori determinarea exactă a conținutului în anortit al anumitor zone.

Institutul Geologic al României

Ortoza se întîlnește destul de sporadic în cristale xenomorfe cu tendința de a îmbrăca forme idiomorfe în unele dacite; de obicei este maclată după legea Karlsbad. În unele granodiorite formează plaje care înglobează celelalte componente. Numai pe cîțiva indivizi de ortoză s-au putut determina constantele optice, întrucît, în general ea este destul de intens impregnată și mascată de o pulbere brună-cenușie.

Cuarțul apare atît ca mineral primar, cît și ca mineral secundar. El se prezintă sub formă de cristale xenomorfe cu conture uneori corodate. Și cuarțul se asociază de multe ori cu ortoza și dă naștere la concreșteri pegmatitice și granofirice sau cu plagioclazi mirmekitice.

În ce privește mineralele accesorii, titanitul, apatitul și minereul, nu lipsesc aproape din nici un tip de rocă. De obicei titanitul în diorite și gabbrouri apare în conturele sale proprii, iar apatitul se întîlnește sub formă de granule în general rotunjite, libere sau ca incluziuni.

Minereul (pirită și magnetit) se întîlnește atît sub formă de cristale idiomorfe, cît și sub formă de granule în genere cu conture neregulate. Zirconul, ilmenitul și rutilul se întîlnesc cu totul sporadic, fără a prezenta caractere optice speciale, ci comune și caracteristice lor.

În ce privește mineralele secundare, în afară de amfiboli, biotit și cuarț se mai întîlnește epidot în plagioclazi sau în amfiboli, biotit format pe seama piroxenilor, iddingsit format pe seama olivinei, zoizit, clinozoizit și calcit pe seama plagioclazilor; calcitul se formează și pe seama mineralelor feromagneziene, apoi rutil, zeoliți, hidroxizi de fier, caolin și actinot.

Din descrierile de mai sus a componenților se poate trage și concluzia asupra ordinei de cristalizare. Primele care au cristalizat au fost mineralele accesorii, apoi au urmat în rocele cu structură grăunțoasă plagioclazii concomitent cu amfibolii. În diorite și în deosebi în gabbrouri, amfibolii și piroxenii au cristalizat înaintea plagioclazilor, întrucît se găsesc destul de frecvent ca incluziuni în plagioclazi și niciodată invers. În faza finală a cristalizat ortoza și cuarțul. S-ar putea ca aceste două minerale din urmă să fi cristalizat concomitent. În rocele cu structură porfirică în primul rînd s-au format fenocristalele apoi pasta, întrucît aceasta prezintă fenomene de coroziune și resorbție absolut în toate mineralele.

DESCRIEREA MICROSCOPICĂ A BANATITELOR

a) GRANODIORITE, PORFIRE GRANODIORITICE ȘI DACITE

α) *Granodioritele propriu-zise* au o arie de răspîndire foarte redusă în regiunea Ruschița, însă ocupă o suprafață aproape egală cu suprafața pe care o ocupă toate celelalte roce banatitice la un loc. Granodioritele ocupă cea mai mare parte a lacolitului de la Cumpăna Cireșului.

Institutul Geologic al României

Structura rocelor este holocristalină, hipidiomorf-grăunțoasă, iar textura masivă.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm

Minerale	Limite	Media a 11 secțiuni	Dimensiunile
Plagioclazi	42—85 %	44,7	1,7:1,4 — 0,4 :0,2
Cuarț	15—18 %	15,6	1,3:1 — 0,17:0,17
Ortoză	10—29 %	14	1,5:1 — 0,8 :1
Hornblendă	1—30 %	18,5	7:2 — 1 :0,2
Biotit	4— 8 %	6	1,5:0,8 — 0,1 :0,08
Apatit, epidot, zircon, clorit, titanit, calcit, minereu	0,5— 3 %	1,2	

Rocele în general sînt proaspete, doar plagioclazii și amfibolii arată unele aspecte de alterație. Plagioclazii conțin 26—47 % An, sînt intens maclați și zonați cu zone subțiri și tranșante. În marea majoritate a cazurilor sînt mai mult sau mai puțin sericitizați sau cu zone clare de albit pe margini. În unele secțiuni se observă concreșteri mirmekitice destul de evidente. Ortoza este aproape întotdeauna tulbure și apare în genere sub formă de plaje sau cristale xenomorfe.

Cuarțul, în cristale alotriomorfe, mulează în genere celelalte componente.

De foarte multe ori conține incluziuni de plagioclazi alterați. Unele cristale mai larg dezvoltate prezintă și unele aspecte slabe de coroziune.

Hornblenda este verde cu $c : n_g = 14—23°$, conține numeroase incluziuni de plagioclazi și cuarț. În unele secțiuni se observă că horblenda, marginal și de-a lungul clivajelor începe să se cloritizeze, cloritizare care atrage după sine apariția de calcit, cuarț, epidot și titanit sau ace de actinot, mai ales terminal; în altele, hornblenda este total înlocuită de mineralele secundare. Același lucru se poate spune și despre biotit. Uneori hornblenda se transformă în biotit, transformare care dă aspectul unor concreșteri între cele două minerale. În aceste concreșteri de-a lungul clivajelor biotitului se observă granule sporadice de epidot.

Minereul apare destul de frecvent și sub formă de granule de dimensiuni variabile. Magnetitul în multe cazuri este mulat de titanit, iar ilmenitul leucoxenizat.

În corpul lacolitic de la Cumpăna Cireșului se observă destul de frecvent cum granodioritele acestea prin dezvoltarea mai largă fie a plagioclazilor sau a amfibolilor, fie a cuarțului, trec pe nesimțite la porfire granodioritice.

Institutul Geologic al României

β) *Porfirele granodioritice* le întîlnim nu numai în corpul lacolitic de la Cumpăna Cireșului, ci și într-o serie de alte corpuri mai mici cum sînt cele de pe P. cu Raci, V. Peșterii, la contactul cu calcarele cristaline, etc. Deosebirea între granodiorite și porfirele granodioritice nu se poate face decît pe baza structurilor deosebite, întrucît compoziția mineralogică după cum am spus mai sus este aceeași.

Fenocristalele cele mai frecvente sînt formate din plagioclazi, hornblendă, cuarț și cu totul excepțional din ortoză și biotit. O evaluare a cantității fenocristalelor și a pastei este aproape imposibilă întrucît există o întreagă gamă de treceri, treceri care sînt tot așa de insensibile, de la porfire granodioritice la dacite și invers, ca între porfire granodioritice și granodiorite. Clasarea acestor roce în granodiorite, porfire granodioritice și dacite s-ar părea la prima vedere că este cu totul arbitrară în cazul acestor tranziții insensibile între diferitele tipuri de roce, totuși la baza acestei clasificații au stat dimensiunile mineralelor din pastă și procentul fenocristalelor.

În porfirele granodioritice fenocristalele variază între 46—75 % din compoziția rocelor, iar dimensiunile mineralelor din pastă variază între 0,05—0,005 mm în diametru. În dacite, fenocristalele nu ating decît într-un mod excepțional un procent de 40 %, în timp ce dimensiunile mineralelor din pastă variază în limite destul de apropiate de cele ale porfirelor granodioritice, atunci cînd aceasta este microcristalină; atunci cînd ea e criptocristalină sau sticloasă nu poate exista nici o confuzie. Structura pastei porfirelor granodioritice este microgranitică și mai rar granofirică. În compoziția ei intră: cuarț, ortoză, plagioclazi, biotit, hornblendă și minerale accesorii.

γ) *Dacitele* sînt roce destul de rare în regiunea Ruschița și putem doar semnala cele de pe V. Ruschița, valea Pîrîului cu Raci Mic sub culmea Vf. Cireșului, la confluența văii Cracul Lung cu valea ce izvorăște de sub Fața Boului, V. Peșterii și V. Miclăușului vis-à-vis de Poiana lui Fery și de pe V. Miclăușului Mic. Structura pastei lor este microcristalină-criptocristalină sau chiar sticloasă (dacite de sub Fața Boului).

Cînd este microcristalină se observă că ea este formată din cristale izomere de feldspați cu diametrul de 0,001—0,002 mm, rar sub formă de prisme lunguiețe de 0,005 mm lungime. Aceștia sînt intim amestecați cu cristalele mărunte de cuarț pe lîngă care mai apar solzi fini de biotit puternic alterat și transformat în clorit și prisme fine de hornblendă cloritizate și ele în cea mai mare parte.

Ca fenocristale menționăm în primul rînd cele de cuarț care se prezintă de obicei sub formă de granule rotunjite sau de cristale corodate. Fenocristalele de feldspați sînt ceva mai mici și cu conture idiomorfe evidente prin dezvoltarea largă a fețelor (010) și (001). De foarte multe ori, ele sînt alterate sau

Institutul Geologic al României

fisurate, iar de-a lungul acestor fisuri se insinuează cristale de calcit secundar și pastă. Feldspatul potasic apare în cristale idiomorfe destul de larg dezvoltate, dar în mod sporadic. Ca element melanocrat se întîlnește hornblenda brună și cea bazaltică. Cea din urmă arată destul de des aspecte de zonare și are 2 V = = 56°. În general amfibolii sînt în cea mai mare parte cloritizați, cloritizare care atrage după sine apariția calcitului, epidotului, titanitului și cuarțului. Biotitul ca fenocristal apare destul de rar și este aproape integral cloritizat.

b) DIORITE, PORFIRE DIORITICE ȘI ANDEZITE

α) *Dioritele propriu-zise* n-au fost semnalate decît în corpul eruptiv de sub Culmea Cireșului și pe V. Wilhelmina. Structura rocelor este holocristalină, hipidiomorf-grăunțoasă. Textura masivă.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm

Minerale	Limite	Media a 48 secț.	Dimensiunile
Plagioclazi	46—60	58,5	1 :0,5 — 0,4: 0,4
Cuarț	0—10	8,5	0,5:0,4
Hornblendă	10—48	11,5	1,4:0.3 — 0,5: 0,06
Biotit	0—8	5,2	0,8:1 — 0,2: 0,07
Piroxeni	6—28	14,3	0,8:0,7 — 0,2: 0,07
Apatit, zircon, epidot, clorit, minereu, titanit, calcit, clinozoizit	0,5—4	2,0	

Plagioclazii sînt idiomorfi, în parte alterați și conțin 38—63 % An. Datorită uneori dezvoltării largi a cristalelor de plagioclazi, structura rocelor devine inechigranulară. În general, rare sînt cazurile cînd putem întîlni cristale de plagioclazi proaspeți; după cum am mai spus, ei sînt puternic alterați și mascați de o pulbere brună-neagră, uneori foarte densă.

Ca și plagioclazii, și hornblendele sînt puternic alterate și transformate în clorit cu asociația sa caracteristică. Piroxenii și ei la rîndul lor sînt bastitizați și uralitizați, încît cu greu, de multe ori, se mai pot distinge doar după conturele lor.

Cea mai generală transformare a mineralelor melanocrate este transformarea lor în clorit, epidot și uralit. Și la diorite ca și la granodiorite deosebirea între diorite și porfirele dioritice și andezite s-a făcut pe baza structurilor, iar între porfirele dioritice și andezite pe baza procentului fenocristalelor și dimensiunii microlitelor din pastă.

β) *Porfirele dioritice*, roce porfirice de natură dioritică, au fost întîlnite în regiunea Ruschița sub Cracul Cireșul (ultimul mamelon dinspre Vf. Boul,

Institutul Geologic al României

pe V. Cracul Lung, pe P. Cale Lungă, V. Ruschița în aval de moară, pe Valea lui Stuler, pe Valea Nisipului, Valea Vulturilor, etc. Între aceste porfire dioritice am întîlnit și unele varietăți de porfire dioritice cuarțifere, cum sînt cele de pe Valea Ruschița și Valea Vulturilor; altele total epidotizate cum sînt cele de sub Cireșul și în fine altele total silicifiate și sericitizate (P. Cale Lungă).

Pasta în aceste roce este microgrăunțoasă cu unele slabe aspecte de structură divergentă. Ea este formată din cristale mărunte de plagioclazi, hornblendă, piroxeni, în deosebi augit, cuarț, apatit, titanit, minereu, clorit, calcit și cuarț secundar. Fenocristalele aparțin mai mult mineralelor melanocrate decît celor leucocrate. Raportul între fenocristalele leucocrate și cele melanocrate este de 1 : 3; numai în unele porfire plagioclazice raportul se inversează sau poate chiar atinge valori cuprinse între 6 : 1—10 : 1. Printre fenocristale menționăm cele de plagioclazi, de hornblendă, diopsid, mai rar biotit și cu totul întîmplător în porfirele dioritice cuarțifere și cuarț.

γ) *Andezitele* sînt cele mai răspîndite roce din seria banatitică în regiunea Ruschița. Ele apar fie sub formă de silluri, fie de mici stîlpi. Astfel menționăm cele de pe V. Ruschița, de sub Culmea Boul, de pe P. cu Raci, Mare și Mic, Valea cu Rugi, P. Vulturilor, Peșterii, P. Cale Lungă, Valea lui Dancu, V. Wilhelmina, V. Gaterilor, V. Griviței, V. Miclăușului, P. Pîliturii, Pîrîul lui Stuler, etc.

Structura lor este tipic porfirică caracterizată prin dezvoltarea largă (1,2:1,7—2,5 : 4,5 mm) a fenocristalelor în deosebi de plagioclazi și hornblendă și mai puțin de biotit, augit sau cuarț (în andezite cuarțifere cum sînt cele de pe Pîrîul cu Raci Mic.

Pasta este în general microcristalină, însă se întîlnesc destule exemple de andezite cu pastă criptocristalină sau chiar sticloasă.

Fenocristalele de plagioclazi prezintă o structură zonară tipică cu zone destul de fine, în cea mai mare parte proaspete. De obicei însă zonele dinspre centru prezintă unele aglomerări de minerale secundare, ca: sericit, epidot, zoizit, clinozoizit, calcit, etc. Multe din fenocristalele de plagioclazi pe lîngă faptul că conțin aceste minerale secundare, sînt ciuruite de pastă sau sînt brăzdate în toate sensurile de coroziunile albitice. Fenocristalele de hornblendă — în deosebi cea brună și mai rar cea verde — se prezintă sub formă de prisme destul de lungi, rar proaspete. Unele din ele sînt puternic afectate de fenomenele de uralitizare sau cloritizare, iar altele sînt înconjurate de o margine îngustă de opacit. Unele cristale de hornblendă însă, fără a arăta margine de opacit, arată destul de evident fenomene de resorbție prin aceea că prin dizolvare marginală trec în clorit, augit și magnetit.

Institutul Geologic al României

Augitul ca fenocristal apare mult mai rar și atunci cînd apare e în general proaspăt și se prezintă sub formă de prisme scurte. În unele secțiuni printre fenocristale am întîlnit, bineînțeles cu totul sporadic și diopsid. Uneori din fenocristalele de piroxeni n-au mai rămas decît conturele care conțin fie bastit sau uralit, fie aglomerațiuni de lamele de clorit cu granule de minereu. În cîteva secțiuni subțiri din andezitele de pe valea Pîrîului cu Raci am observat cum bastitul a ocupat tot conținutul piroxenului și cum el la rîndul lui este ocupat și mascat de o plajă subțire de calcit, care de-abia permite să se întrevadă structura lui caracteristică.

Biotitul chiar dacă apare ca fenocristal, el este total cloritizat. Multe din lamelele de biotit par să fi provenit din hornblendă. Cuarțul ca fenocristal apare cu totul sporadic în cîteva din andezitele cuarțifere, în genere el apare în pastă, iar uneori ca mineral de neoformație în cantitate destul de mare. Ceea ce ma trebuie de menționat este că unele din aceste andezite sînt foarte bogate în sulfuri metalice.

c) GABROURI, LAMPROFIRE ȘI BAZALTE

Sînt roce foarte variate și au o răspîndire destul de restrînsă. Astfel gabbrourile n-au fost întîlnite decît pe Valea Ruschița, bazaltele pe Culmea Păducelului și Valea Ruschița iar lamprofirele pe Vf. Cireșul, Pîrîul cu Raci Mic, pe halda de la galeria Rudolf, pe P. Cale Lungă, la gura galeriei Wilhelmina și pe P. Lung.

α) *Gabbrourile* au o structură gabbroidală inechigranulară și textură masivă.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm

Minerale	Limite	Media a 4 secț.	Dimensiunile
Plagioclazi	40—58,5	53	1,5:0,4 — 0,5 :0,1
Hornblendă	14—05	25	4:1 — 1 :0,2
Piroxeni	5—30	15	1,2:1 — 0,2 :0,07
Cuarț	0—0,25	0,11	0,5:0,4 — 0,06:0,03
Biotit	0—7	2	1 :0,8 — 0,5 :0,04
Titanit, apatit, rutil, epidot, calcit, minereu, clorit, ilmenit, leucoxen, zoizit	1—4,5	2	—

Dimensiunile mineralelor diferă destul de mult; cele mai mărunte sînt mineralele accesorii. Hornblenda de obicei are cristalele cele mai larg dezvoltate. Plagioclazii sînt întotdeauna idiomorfi în gabbrourile cu hornblendă și xenomorfi în cele cu augit. Rar cînd sînt proaspeți, de obicei sînt sericitizați sau saussuritizați. În general sînt destul de bazici (54—86 % An).

Institutul Geologic al României

Cuarțul în general este xenomorf și umple cavitățile. Hornblenda se prezintă atît în varietatea sa brună, cît și în cea verde. Aceasta din urmă se pare că în cele mai multe cazuri a luat naștere pe seama piroxenilor. În general ea este ușor epidotizată și cloritizată. În unele secțiuni am găsit cristale de hornblendă foarte proaspete alături de cristale de plagioclazi total saussuritizați.

Cel mai frecvent este uralitul, care se distinge de hornblenda verde prin aceea că nu este colorat niciodată omogen, și nici chiar colorile sale de interferență nu sînt omogene.

Piroxenii se prezintă atît ca augit, cît și ca diopsid și diallag. Acesta din urmă se găsește ca incluziune în amfiboli, incluziunile acestea dacă sînt mai numeroase dau aspectul unor concreșteri poikilitice. Sub formă de cristale libere, rar este proaspăt, de obicei se transformă în uralit, iar acesta la rîndul lui în clorit.

Biotitul se întîlnește destul de sporadic, dar și atunci este puțin stabil și trece în clorit. În timpul transformării biotitului în clorit apar granule numeroase de titanit și de minereu de fier. Minereul este aproape întotdeauna un magnetit titanifer.

β) *Lamprofirele* sînt rocele cele mai variate dintre toate tipurile de roce eruptive. Astfel în regiunea Ruschița întîlnim: spessartite, cum sînt cele de pe valea Pîrîul cu Raci Mare, la care masa fundamentală este formată din microlite fine de plagioclazi care predomină, în asociație cu cele de hornblendă. Fenocristalele sînt formate din hornblendă, plagioclazi cu 32—41 % An și sporadic augit. Pe lîngă microlitele de plagioclazi, amfiboli și piroxeni în această masă fundamentală întîlnim destul de frecvent și de dimensiuni variabile, clorit și minereu (pirită).

Hornblenda este brună și apare într-un procent ce variază între 22—33 % din totalul fenocristalelor. De obicei ea este puternic transformată într-un amfibol fibros de coloare albastră-verzuie—brună-verzuie. Odată cu această transformare apar lamele fine de biotit și granule de titanit. Plagioclazii ca fenocristale apar într-un procent ce variază între 27—51 %. Rar cînd sînt proaspeți, în general sînt puternic sericitizați și carbonatați.

Odinite am întîlnit pe halda galeriei Rudolf și pe Valea lui Stumel. Structura rocelor este porfirică, iar textura masivă. Masa fundamentală formată din microlite de plagioclazi, augit, hornblendă și minereu este microgrăunțoasă panidiomorfă. Ea formează aproximativ 86 % din compoziția rocei. Dintre fenocristale menționăm predominanța celor de augit sau diopsid (80—90 % din totalul de fenocristale) hornblendă (5—10 %), iar plagioclazii ca fenocristale apar cu totul sporadic. Atunci cînd apar, sînt însă, total sericitizați, epidotizați și calcifiați.

Institutul Geologic al României

Camptonite, denumire prin care am clasat rocele masive și negre cu aspect bazaltic de pe P. Lung, Pîrîul Cale Lungă și cele de sub Culmea Boului, în compoziția cărora intră katophoritul. Rocele prezintă o structură porfirică tipică și textură masivă. În masa fundamentală microcristalină, formată în genere din microlite de plagioclazi, piroxeni și amfiboli, se întîlnesc fenocristale uneori foarte larg dezvoltate (4—7 cm) de exemplu, cele de katophorit. Pasta de regulă este foarte puternic impregnată cu minereu (pirită și magnetit).

Compoziția mineralogică procentuală

Minerale	Fenocristale	Pastă
Piroxen	12—23%	15—20%
Katophorit	7—15%	6—10%
Cuarț	—	0—1,5%
Plagioclazi	0—2%	0—1%
Minereu	0—1%	25—55%
Calcit	0—1%	0—2%
Analcim	—	0—0,01%
Apatit, titanit, etc.	—	0,05—1%

Amfibolul este o varietate sodică (katophorit) foarte puternic dispersă, optic negativă, $\rho > v$ și puternic pleocroică. Piroxenii apar atît ca augit, cît și ca diopsid. Într-o singură secțiune am găsit și hipersten.

Augitul este titanifer, din cauza aceasta este foarte dispers și prezintă colori de birefringență roșu-violet. În general piroxenii sînt bastitizați și calcifiați, uneori chiar cloritizați.

Între mineralele secundare ce apar, menționăm calcitul, uneori în cristale foarte larg dezvoltate, cuarț, actinot, clinozoizit și geode de calcit cu zeoliți (analcim) și cu un mineral verzui în cristale prismatice foarte fine cu $c : ng = 37°$ (varietate augit titanifer).

Rocele acestea sînt foarte mult căutate ca piatră de ornament, încît în regiunea Ruschița n-au rămas decît foarte puține iviri, dar și acelea sînt pe cale de dispariție.

γ) *Bazaltele* au structura holocristalină porfirică, iar textura masivă. Masa fundamentală este formată din cristale prismatice fine de plagioclazi, în care sînt prinse fenocristale de augit și olivină, uneori și de plagioclazi.

Plagioclazii sînt în general proaspeți și conțin 58—73 %An.

Piroxenii sînt parțial bastitizați și cloritizați. Olivina de asemenea în cea mai mare parte este trecută în iddingsit. În unele secțiuni se observă și mici vacuole umplute cu calcit, aragonit și clorit.

Institutul Geologic al României

Rocele bazaltice de pe V. Ruschiţa prezintă o masă fundamentală formată din microlite şi cristale uneori larg dezvoltate de plagioclazi în care se observă plaje de clorit şi calcit care au provenit probabil din transformarea piroxenilor şi amfibolilor. În unele secţiuni se observă chiar relicte din acestea. Avînd în vedere că plagioclazii cît şi mineralele melanocrate sînt total transformate în minerale secundare, sîntem tentaţi să clasăm aceste roce la diabaze.

DISCUŢIA CHIMICĂ A ANALIZELOR DE BANATITE

Din regiunea Ruschiţa s-au efectuat de către laboratorul de chimie al Întreprinderii de Prospecţiuni 10 analize chimice pentru completarea studiului acestor roce eruptive. Locul de proveniență al eşantioanelor de banatite analizate este:

1. Porfir granodioritic — Pîrîul Cale Lungă
2. Porfir granodioritic — Valea Lungă
3. Diorit — Valea Wilhelmina
4. Dacit — Valea Lungă
5. Porfir granodioritic — Valea Lungă
6. Andezit — Valea lui Dancu
7. Diorit — Valea cu Raci Mare
8. Camptonit — Cracul Lung
9. Bazalt — Culmea Păducel
10. Andezit — Pîrîul cu Raci Mare

Tabel de analize chimice

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	61,73	61,86	54,80	53,95	64,83	60,62	47,20	39,35	48,05	56,65
TiO_2	0,40	0,42	0,80	0,46	0,37	0,51	1,20	3,52	0,75	0,35
Al_2O_3	16,78	16,68	16,40	16,48	14,88	15,18	14,77	13,16	15,99	17,78
Fe_2O_3	4,05	3,20	3,50	5,22	2,66	2,10	7,02	10,75	5,85	1,65
FeO	1,25	1,44	3,20	1,77	1,46	2,70	3,00	1,51	2,75	3,69
MnO	0,11	0,11	0,17	0,15	0,08	urme	0,14	1,02	0,35	0,10
MgO	2,67	2,59	5,25	5,20	2,15	2,06	5,12	8,78	5,40	2,90
Ca	4,59	4,41	5,20	6,57	3,83	1,88	11,74	10,07	10,85	6,49
Na_2O	2,90	2,83	5,55	4,04	4,42	5,88	3,03	2,17	3,65	3,49
K_2O	4,61	5,00	0,66	2,05	3,71	2,91	2,00	3,59	0,55	2,32
P_2O_5	0,25	0,22	0,27	0,27	0,19	0,21	0,27	0,77	0,24	0,24
H_2O+	0,34	0,25	0,65	0,24	0,18	0,31	0,41	1,83	0,75	0,17
H_2O-	0,51	0,50	2,15	2,89	0,64	1,71	1,48	0,71	1,80	2,47
SO_3	0,14	0,22	0,17	0,07	0,22	3,10	0,41	0,58	0,17	0,09
CO_2	—	—	1,75	0,38	—	1,48	2,63	2,44	3,40	1,32

Institutul Geologic al României

Pentru completare voi lua în considerare și cele două analize chimice, una de la Hăuzești și cealaltă de la Cornețel (Poiana Ruscă de sud), puse la dispoziție cu o deosebită amabilitate de colegul RADU DIMITRESCU.

Tabel de analize chimice

	11	12
SiO_2	51,78	62,10
Al_2O_3	18,68	15,72
Fe_2O_3	7,75	2,24
FeO	2,79	3,21
MgO	4,03	1,19
CaO	8,75	4,79
Na_2O	3,22	4,40
K_2O	1,49	2,03
TiO_2	0,13	0,11
MnO	0,22	0,07
P_2O_5	0,31	0,32
Cl	0,13	lipsă
CO_2	lipsă	1,97
SO_3	urme	0,30
H_2O (sub 105°)	0,44	0,58
H_2O (peste 105°)	0,22	0,39

11. Diorit de la Hăuzești — Poiana Ruscă de S
12. Andezit de la Cornițel — Poiana Ruscă de S

Pentru a putea încadra rocele banatitice din regiunea Ruschița s-au scos parametrii Niggli (vezi tabel).

Numai din analizele provenite din regiunea Ruschița și excluzînd analiza nr. 8 de camptonit, reiese că aciditatea rocelor variază între 47 și 64 % SiO_2, iar din tabelul cu parametrii lui Niggli rezultă că avem de a face cu două tipuri magmatice principale cu diverse forme de trecere între ele și anume una granitică și alta dioritică.

Prin proectarea valorilor lui Niggli se observă că diferențierea în regiunea Ruschița s-a făcut destul de normal cu o oarecare convergență a curbelor între

Institutul Geologic al României

Valorile Niggli ale rocelor eruptive banatitice din regiunea Ruschița

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz	Ls	Fs	Qs	ti	p	Tipul de magnă
1	228,22	36,66	24,22	17,77	21,33	0,50	0,60	0,73	+42,90	0,69	0,11	0,18	1,11	0,22	opdalitic
2	230,94	36,77	23,53	17,71	21,97	0,54	0,61	0,75	+43,06	0,69	0,11	0,18	1,12	0,22	idem
3	166,72	29,43	36,20	17,00	17,36	0,06	0,65	0,47	− 2,72	0,76	0,24	0,01	1,82	0,36	normal dioritic
4	162,38	29,29	34,00	21,15	15,55	0,24	0,69	0,62	+ 0,18	0,74	0,25	0,001	1,08	0,36	opdalitic
5	260,00	35,18	21,92	16,38	26,50	0,35	0,58	0,74	+54,00	0,67	0,11	0,20	1,20	0,24	normal granitic granodioritic
6	271,23	40,05	17,20	8,87	33,87	0,24	0,80	0,51	+35,75	0,79	0,07	0,13	1,61	0,26	idem
7	123,39	22,76	33,59	32,81	10,83	0,30	0,59	0,97	+19,93	0,72	0,44	0,16	2,31	0,31	gabrodioritic
8	93,97	18,36	45,76	25,53	1,03	0,52	0,68	0,55	−10,15	0,43	0,67	0,10	6,31	0,71	
9	127,79	24,92	34,02	30,83	10,22	0,07	0,62	0,90	−13,09	0,70	0,39	0,10	1,43	0,31	gabrodioritic
10	186,33	34,65	26,53	22,97	15,84	0,30	0,53	0,86	+22,97	0,71	0,16	0,12	0,79	0,20	normal dioritic cuarț dioritic
11	144,62	30,70	31,71	26,17	11,40	0,23	0,52	0,82	− 0,98	0,73	0,26	0,006	0,16	0,33	normal dioritic
12	246,19	36,66	20,95	20,47	21,90	0,22	0,33	0,97	+58,59	0,65	0,10	0,23	0,23	0,47	normal granitic granodioritic

Institutul Geologic al României

130—180 *si*. Comparînd diagrama noastră cu diagrama dată de prof. AL. CODARCEA (4, p. 211) se constată aceeași aliură și mers liniștit al curbelor, mai ales pentru valorile lui *si* cuprinse între 150—330, iar la curbele noastre pentru valorile *si* cuprinse între 100 și 270 (fig. 9). Ori cîte speculații și orice tipuri de proecții am încerca să le facem ajungem la concluzia la care a ajuns prof.

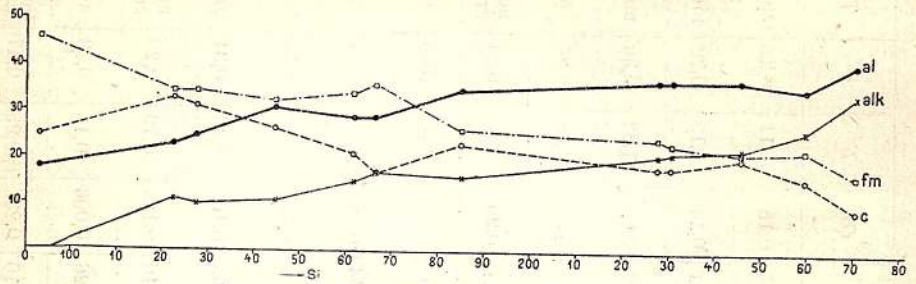


Fig. 9. — Diagrama de diferențiere magmatică.

AL. CODARCEA: « Banatitele formează o unitate petrografică de roce eruptive de vîrstă cretacică superioară, înrudite între ele (consanguine)... ». « Provincia eruptivă banatitică are un caracter pacific, prezentînd în părțile acide și bazice ale diferențierii magmatice ușoare tendințe mediterane și atlantice » (pag. 218).

METAMORFISMUL DE CONTACT

În rocele înconjurătoare corpurilor și filoanelor banatitice, găsim numeroase și variate fenomene de contact eruptiv. Aceste fenomene se pot vedea și urmări atît în șisturile cristaline cît și în depozitele sedimentare.

În regiunea Ruschița acțiunea preponderentă a rocelor eruptive a fost temperatura, deci vom avea de-a face mai mult cu un pirometamorfism și numai local s-au produs înlocuiri, moleculă cu moleculă, a unor elemente mai ușor solubile cu altele mai greu solubile ce se aflau în soluțiile în deosebi hidrotermale.

În afară de fenomenele de pirometamorfism și metasomatoză hidrotermală, fenomene care sînt cunoscute sub numele de metamorfism de contact exomorfic, în regiunea Ruschița, întîlnim suficiente exemple și de metamorfism endomorfic.

METAMORFISMUL DE CONTACT EXOMORFIC

METAMORFISMUL DE CONTACT AL ȘISTURILOR CRISTALINE

Prin acțiunea combinată a temperaturii și a soluțiilor hidrotermale în deosebi asupra șisturilor cristaline—este absolut necesar să semnalăm că această acțiune s-a produs numai asupra șisturilor cristaline ale Seriei epizonale, — au luat naștere corneene compacte cu biotit, cu andaluzit, cu epidot, șisturi sili-

Institutul Geologic al României

cifiate sau mineralizate cu sulfuri. Aria de răspîndire a acestor corneene este destul de restrînsă și se cantonează în deosebi pe pîrîul Cale Lungă, pe pîrîul Cracul Lung, pe Cracul lui Buhu și Culmea Hușnița.

Prin acțiunea acelorași factori asupra calcarelor au luat naștere marmore cu silicați, skarne cu granați, cu diopsid, cu epidot, cu minereu. etc. De altfel, calcarele numai prin simpla acțiune a temperaturii s-au transformat în marmore, predazzite, oficalcite, etc. Un exemplu tipic ni-l oferă calcarele de pe Valea Peșterii, Valea Vulturilor, Cracul Rusca, etc.

Complexul de șisturi cristaline care a suferit acest metamorfism de contact a dat naștere după cum am spus mai sus la diverse tipuri de corneene. Unele șisturi prin acest metamorfism au devenit mai compacte, uneori cu aspect rubanat prin alternanța unor pături mai verzui cu altele mai cenușii-negricioase. Aureolele de contact sînt uneori atît de mici, iar transformările sînt atît de slabe, încît cu greu pot fi observate.

În șisturile clorito-sericitoase se observă un început de formare a biotitului sub formă de solzi foarte fini împrăștiați în mod neregulat în masa rocelor. Afară de biotit apare o hornblendă brună care terminal este actinolitică și epidot care în primele sale stadii apare sub forma unor cristale tulburi, apoi colorate în verde și dispuse uneori în șiruri paralele, alteori în mod neregulat. În apropiere de confluența văii Cracul Lung cu valea pîrîului Cale Lungă am întîlnit corneene cu andaluzit și biotit. Rocele sînt negre, foarte compacte și dure și nu lasă să se vadă cu ochiul liber decît cristale diseminate de pirită.

Șisturile cuarțito-cloritoase prezintă aspecte puternice de silicifiere și piritizare, iar șisturile cloritoase sînt invadate de solzi fini de biotit și granule mărunte de epidot. Unele șisturi cuarțito-cloritoase sînt complet transformate prin invadarea lor cu epidot, amfiboli, biotit, granați și uneori chiar și diopsid, încît unele din ele pot fi considerate ca adevărate epidotite. Cea mai puternică acțiune a metamorfismului de contact s-a deslănțuit asupra calcarelor. Unele din calcare au recristalizat și au dat naștere la marmore, care cu greu se pot deosebi de marmorele din seria șisturilor cristaline mesozonale. Însă, cum calcarele sînt în cea mai mare parte dolomitice, pe lîngă calcit au luat naștere o serie de minerale noi, cum este brucitul, dînd naștere la așa numitele predazzite cît și la forsterit, tremolit, diopsid, granați sau epidot și minereu.

În zona de influență a intrusiunilor de banatite, în deosebi în sectorul cuprins între valea Wilhelmina și valea Grivița se semnalează mineralizări de galenă și blendă, mineralizări ce se găsesc de obicei la contactul cu masa de calcare de pe valea Ruschița. Aici un filon de banatit a dat naștere la contact la corneene și skarne cu tremolit, cu granați, diopsid și epidot și la calcare silicificate cu cuarț hidrotermal, calcit și mai rar siderozâ. În această formațiune s-au produs concentrațiuni hidrotermale de galenă grosolan grăunțoasă și blendă de formă

Institutul Geologic al României

neregulată. Pe ogașul Wilhelmina se cunosc cîteva iviri de mineralizare cu galenă și blendă și probabil minereu de cupru judecînd după crustele de malachit și azurit ce se întîlnesc.

În apropierea lacolitului de la Cumpăna Cireșului se semnalează însă cu totul difuze, mineralizări de pirită, pirotină și calcopirită.

METAMORFISMUL DE CONTACT AL DEPOZITELOR SEDIMENTARE

Depozitele cretacice din jurul lacolitului de la Cumpăna Cireșului au suferit și ele de pe urma acțiunii metamorfismului de contact. Rocele sînt mai mult sau mai puțin cornificate, totuși își mai păstrează în parte structurile lor primordiale de conglomerate, de brecii calcaroase sau de marne. În marea majoritate cimentul lor a cristalizat și au început să apară cristale răzlețe de epidot, biotit, diopsid și chiar granați.

METAMORFISMUL DE CONTACT ENDOMORFIC

În ce privește autometamorfismul rocelor semnalăm doar recapitulativ cele mai importante fenomene, întrucît ele au fost descrise în cea mai mare parte în capitolele anterioare odată cu descrierea mineralelor sau a rocelor.

Albitizarea se manifestă prin evacuarea din plagioclazii mai bazici a CaO și a unei părți de Al_2O_3 datorită fenomenelor de hidroliză și în aceste condiții ia naștere albitul și epidotul. Apariția epidotului în cantitate mai mare duce la fenomenul de epidotizare care poate afecta atît plagioclazii cît și amfibolii. La temperaturi mai joase se petrece un alt fenomen de transformare a plagioclazilor în albit și zoizit — saussuritizarea, fără să mai vorbim de sericitizarea și caolinizarea feldspaților. La mineralele melanocrate reamintim bastitizarea, uralitizarea și chiar cloritizarea piroxenilor, cloritizarea și biotitizarea amfibolilor, cloritizarea biotitului și transformarea olivinei în iddingsit.

DEPOZITELE CUATERNARE

Cele mai recente depozite cuaternare din regiune sînt: aluviunile, conurile de dejecție, grohotișurile de pantă, tufurile calcaroase, solul brun-roșcat de pădure și haldele. Dintre acestea ne vom opri numai asupra tufurilor calcaroase. Pe V. Peșterii și pe V. Vulturilor, la capetele faliei ce separă cele două lentile de calcar cristalin, apar niște tufuri calcaroase cu o textură spongioasă tipică. Aceste tufuri s-au format desigur pe seama calcarelor și au fost depuse de izvoarele văilor respective.

Primit: martie 1957.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Cantuniari St. Études géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. I. Bassin de Rusca. Région de Rusca Montana. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXI (1932—1933). Bucureşti, 1937.
2. — Études géologiques dans les Monts Poiana Rusca. II. Bassin de Rusca. Région de Ruschiţa (dép. de Severin). III. Versant S de la crête Poiana Lungă—Măgura. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXVI, 1938. Bucureşti, 1941.
3. Cernea G. Raport geologic asupra bazinului Rusca Montană. 1948.
4. Codarcea Al. Studiu geologic şi petrografic al regiunii Ocna de Fier—Bocşa Montană, jud. Caraş-Banat. *An. Inst. Geol. Rom.* XV, 1930. Bucureşti, 1931.
5. Codarcea Al. şi Pavelescu L. Cercetări geologice în regiunea Ruschiţa. *D. de S. Comit. Geol.* XXXVIII. Bucureşti, 1956.
6. Dimitrescu R. Asupra structurii geologice a părţii de NE a Masivului Poiana Ruscă. *Studii Inst. de Petrol şi Gaze.* Nr. 1. Bucureşti, 1955.
7. — Observaţiuni geologice asupra regiunii calcarelor de Hunedoara (Poiana Ruscă de Est). *D. de S. Comit. Geol.* XL (1952—1953). Bucureşti, 1956.
8. Giuşcă D., Biloiu M., Rădulescu D., Stiopol V. şi Dimitrescu R. Studiul petrografic al Masivului Poiana Ruscă de Sud-Vest. *D. de S. Comit. Geol.* XL (1952—1953) Bucureşti, 1956.
9. Laţiu N. Victor. Contribuţiuni la studiul microgenetic al minereurilor de fier de la Ghelar. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII, 1928. Bucureşti, 1929.
10. Murgoci M. G. Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Karpathes méridionales. *C. R. Acad. Paris. Bul. Soc. Şt. Bucureşti,* XVI (1907). Bucureşti, 1907.
11. Papiu V. C. Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D. de S. Comit. Geol.* XL (1952—1953). Bucureşti, 1956.
12. Pavelescu L. Studiul geologic şi petrografic al părţii mediane şi de SE a Munţilor Poiana Ruscă. *An. Comit. Geol.* XXVII. Bucureşti, 1954.
13. Pavelescu L. şi Dimitrescu R. Contribuţiuni la studiul petrografic al andezitelor din basinul Rusca Montană—Lunca Cernii cu privire specială asupra plagioclazilor. *Acad. R.P.R. Bul. Şt. Secţia Biologie, etc.* T. VI, nr. 3. Bucureşti, 1954.
14. Schafarzik Fr. Über die geologischen Verhältnisse des SW-lichen Pojana-Ruskaberges im Komitate Krasso-Szöreny. *Jahresber. d. k. ung. geol. A.f. 1905.*
15. — Geologische Verhältnisse der Umgebung fon Ruskabánya. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1906.*
16. — Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Nyiresfalva und Vaspatak im Komitate Hunyad. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1907.*
17. Streckeisen A. Sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. Bucureşti, 1934.
18. Voiteşti P. I. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Revista Muzeului Geologic Mineralogic al Univ. din Cluj,* III. Cluj, 1929.

Institutul Geologic al României

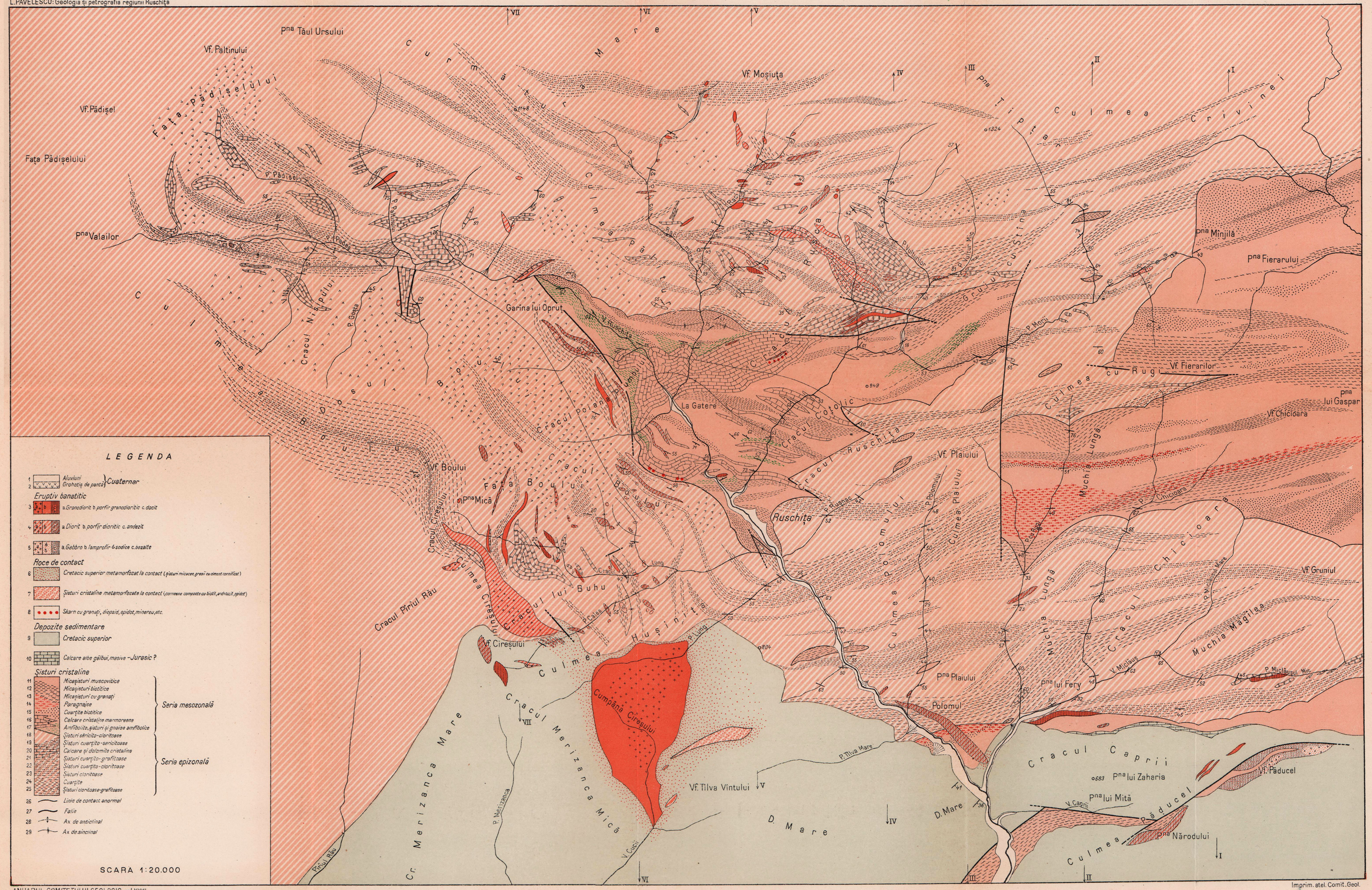
Institutul Geologic al României

L. PAVELESCU

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII RUSCHIȚA

RIDICATĂ IN ANII 1952 - 1955

L. PAVELESCU: Geologia și petrografia regiunii Ruschița



ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC vol. XXXI

Imprim. atel. Comit. Geol.

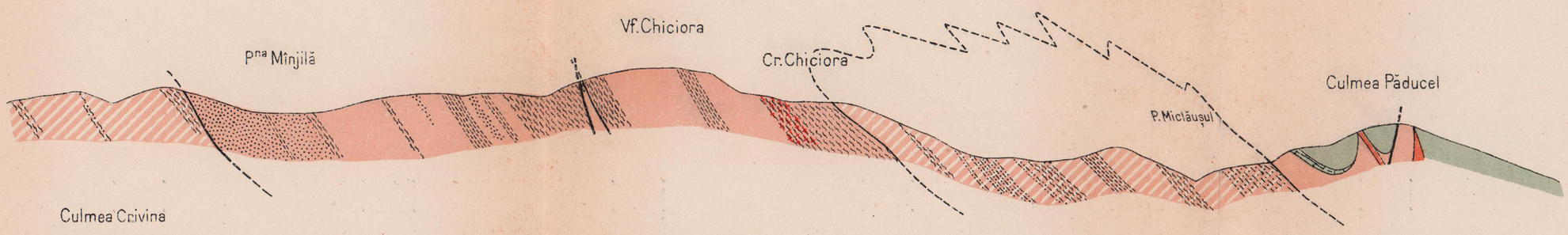
Institutul Geologic al României

L. PAVELESCU

PROFILE GEOLOGICE IN REG. RUSCHIȚA

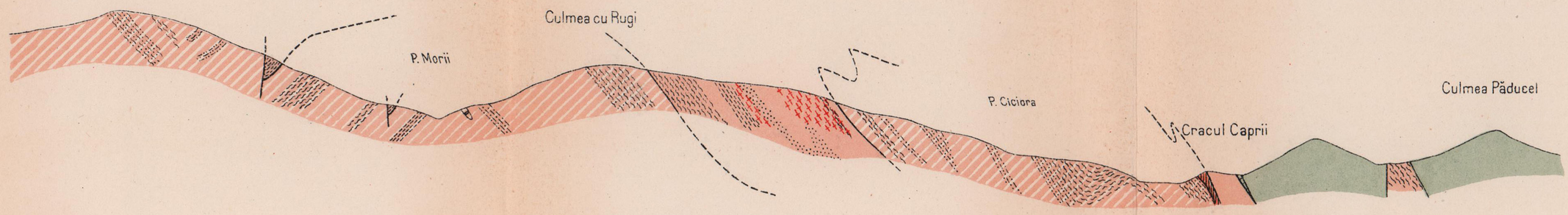
SCARA 1:20.000

I

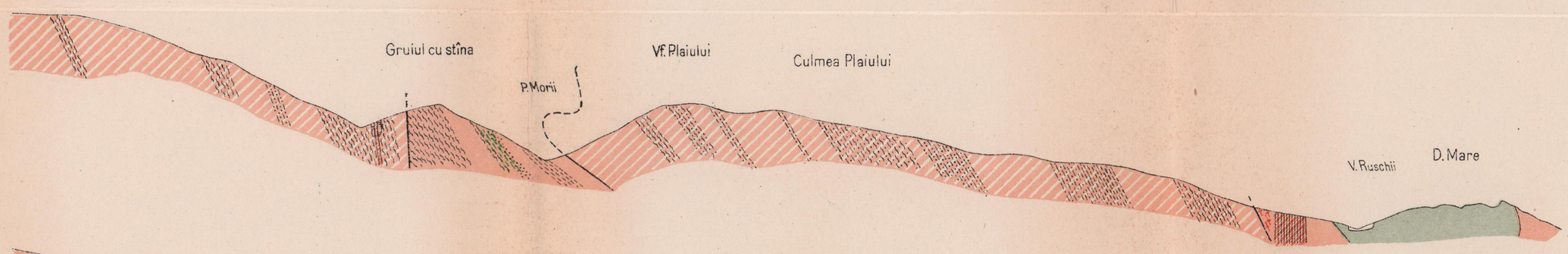


Culmea Crivina

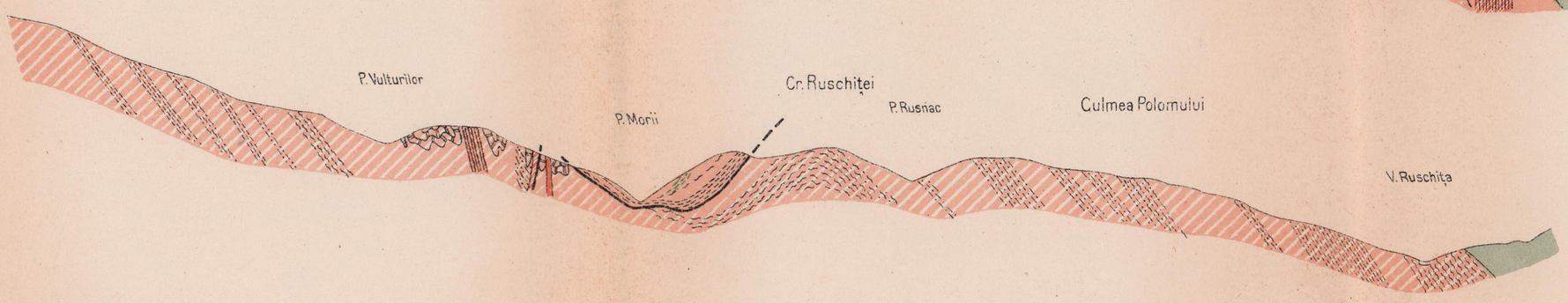
II



III

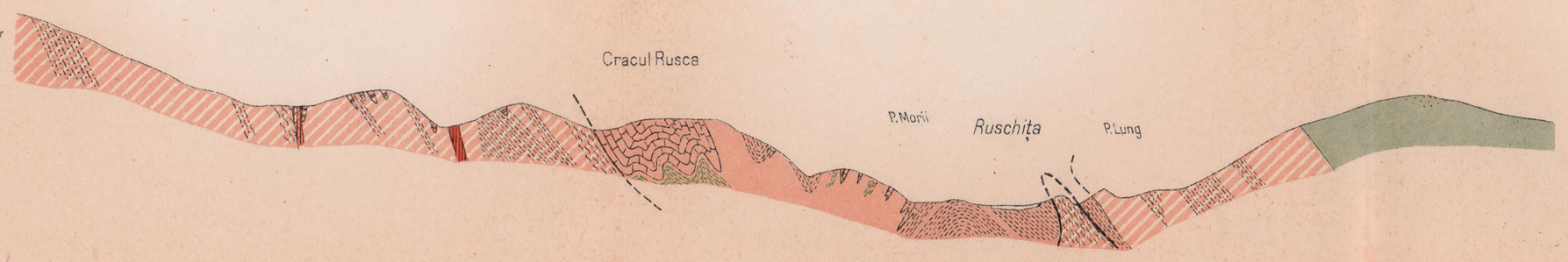


IV



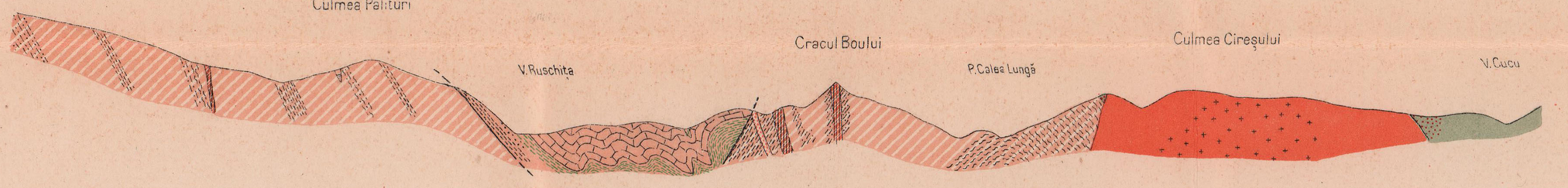
Vf. Moșiuța

V



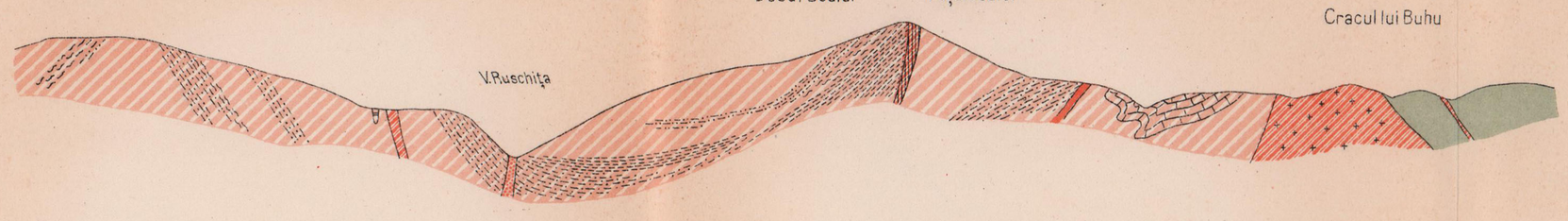
Culmea Pălituri

VI



Curmătura Mare

VII



LEGENDA

1 Aluviuni Cuaternar

Eruptiv banatitic

2 a. Granodiorit b. porfir granodioritic c. dacit

3 a. Diorit b. porfir dioritic c. andezit

4 Lamprofir

Roce de contact

5 Cretacic superior metamorfozat la contact
Șisturi micacee, gresii cu ciment cornificat

6 Șisturi cristaline metamorfozate la contact
Corneene compacte cu biotit, andaluzit, epidot

Depozite sedimentare

7 Cretacic superior

8 Calcare albe gălbui masive Jurasic?

Șisturi cristaline

9 Micașisturi muscovitice
10 Micașisturi biotitice
11 Micașisturi cu granați
12 Paragnaise
13 Cuarțite biotitice
14 Calcare cristaline marmoreene
15 Amfibolite, șisturi și gnaise amfibolice
16 Șisturi sericito-cloritoase
17 Șisturi cuarțito-sericitoase
18 Calcare și dolomite cristaline
19 Șisturi cuarțito-grafitoase
20 Șisturi cuarțito-cloritoase
21 Șisturi cloritoase
22 Cuarțite
23 Șisturi cloritoase-grafitoase

Seria mesozonală

Seria epizonală

24 Linie de contact anormal

25 Falie

Imprim. atel. Comit. Geol.

Institutul Geologic al României

GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE DE LA RÉGION DE RUSCHIŢA

PAR

LAZĂR PAVELESCU

(RÉSUMÉ)

INTRODUCTION

La région de Ruschiţa se trouve dans la partie SW des monts Poiana Ruscă, des deux cotés de la vallée de Ruschiţa, ayant dans son centre la colonie minière du même nom. Au point de vue géologique, elle se trouve au N du bassin de Rusca Montană—Lunca Cernii et au S des plus hauts sommets des monts Poiana Ruscă, à la limite des schistes cristallins de la série épizonale et de celle mésozonale.

Au point de vue géologique les monts Poiana Ruscă constituent le prolongement de la partie W des monts Sebeş. Leur soubassement est formé de schistes cristallins du domaine gétique, formés pendant le Paléozoïque inférieur ou même durant le Précambrien, tandis que leur structure tectonique s'est accomplie pendant les mouvements orogéniques herciniens. Le fondement, dans la partie SW est surmonté dans une dépression à direction NE—SW par des dépôts sédimentaires d'âge jurassique-danien. Vers la fin du Crétacé supérieur, dans la partie S—SW des éruptions banatitiques se sont produites, qui ont donné naissance aux dépôts d'agglomérats et de tufs volcaniques, coulées de laves et intrusions sous forme de dykes, silles ou même de corps laccolitiques. En ce qui concerne les schistes cristallins, ils ont la plus grande répartition dans ces monts. D'après leur degré de cristallinité, dans la partie moyenne et de nord, se développent les schistes cristallins d'épizone faiblement métamorphisés, étant caractérisés par différents types de phyllites, de schistes et de calcaires cristallins plus ou moins dolomitiques. Dans la zone S, à partir d'une ligne qui passerait par Topliţa—Ruschiţa, se développent les schistes cristallins largement cristallisés, de type Lotru, étant caractérisés par des micaschistes

Institutul Geologic al României

biotitiques, à grenats, disthène, paragneiss, amphibolites et des zones d'injections de type Cozia. Le contact entre les schistes cristallins mésozonaux et ceux épizonaux est anormal et constitué par le chevauchement des schistes cristallins d'une cristallinité plus prononcée sur les schistes faiblement métamorphisés.

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DE LA RÉGION DE RUSCHIŢA

SCHISTES CRISTALLINS

Le soubassement de la région est formé de schistes cristallins qui peuvent être répartis aux schistes cristallins de type épizonal et de type mésozonal. On rencontre aussi des roches qui ont des caractères intermédiaires: épi-mésozonales comme les schistes chloriteux à biotite, calcaires cristallins à trémolite et à biotite, schistes sériciteux à biotite, micaschistes à chlorite, etc. Ces roches se localisent soit dans le voisinage du contact avec les roches éruptives, soit dans le voisinage de la limite entre les schistes épizonaux et ceux mésozonaux. En général, les schistes cristallins proviennent du métamorphisme de certains sédiments dont l'âge paléozoïque ou plus ancien est admis sans être prouvé. On observe partout une analogie entre les roches-mères qui ont donné naissance aux schistes cristallins de type épizonal et les schistes de type mésozonal. Les différences qu'on observe entre ces deux séries cristallines (paragenèse des minéraux, structure et texture) sont dues au degré différent de métamorphisme. Ainsi, les schistes cristallins de la région de Ruschiţa peuvent être répartis à une série épizonale et une mésozonale.

A) SÉRIE CRISTALLINE ÉPIZONALE

Au point de vue de la composition minéralogique et du faciès métamorphique, on peut grouper les roches de cette série dans les trois complexes suivants: chloriteux, quartzeux et calcaire.

1. *Complexe chloriteux.* Ce complexe est le plus répandu dans notre région et surtout dans la partie N du secteur levé. La paragenèse est formée de: chlorite + séricite + quartz + épidote + calcite + actinote. Dans ce complexe on rencontre des roches très fines—des phyllites proprement dites,—parfois bien stratifiées, où l'on peut identifier de petites écailles très fines de séricite, parfois sans plans de schistosité, faisant l'impression d'une masse tufacée. Les variétés à phyllites présentent assez fréquemment un microplissement très fin perpendiculaire ou diagonale par rapport à la direction de la schistosité.

Institutul Geologic al României

a) Schistes sériciteux-chloriteux. La structure est lépidoblastique, porphyroblastique, la texture est schisteuse (ondulée, très plissée) — massive. Composition minéralogique: chlorite, séricite, quartz, épidote, albite, graphite, muscovite, calcite, apatite, zircon, rutile, tourmaline, et minerai (pyrite, magnétite). Généralement la chlorite apparaît associé à la séricite et avec celle-ci elle constitue soit la masse fondamentale de la roche, soit qu'elle est disposée en fines bandes en alternance avec celles de quartz. Par la prédominance de ces dernières sur celles de chlorite et de séricite, s'effectue le passage aux divers types de schistes quartzitiques.

b) Schistes chloriteux. La structure est lépidoblastique-porphyroblastique et la texture parallèle sinueuse-mylonitique. Les composants principaux de ces roches sont: la chlorite, l'épidote, l'albite, la calcite, l'actinote, la biotite, le quartz et la magnétite. D'après la paragenèse spécifique et d'après la prédominance des uns ou des autres des minéraux principaux mentionnés plus haut, on rencontre parmi les schistes chloriteux les suivants types de roches: schistes chloriteux proprement dits (60—99 %) chlorite, schistes chloriteux à épidote (chlorite 20—40% et épidote 10—80 %), schistes chloriteux à albite (chlorite 30—60 % et albite 2—7 %), schistes chloriteux à calcite (chlorite 40—65 % et calcite 1—15 %), schistes chloriteux à épidote et hornblende (chlorite 10—20%), schistes chloriteux à épidote et hornblende (chlorite 10—22%, épidote + hornblende 5—80 %), schistes chloriteux à biotite (chlorite 30—75 % et biotite 1—2 %), schistes chloriteux à magnétite (chlorite 5—40 % et magnétite 2—90 %) et schistes chloriteux à actinote (chlorite 1—5 % et actinote 20—50 %).

2. *Complexe quartzeux. a)* Schistes quartzeux-sériciteux. Ce sont les roches les plus répandues du complexe quartzeux et on les rencontre sous forme d'intercalations dans tous les types de roches de la série épizonale. Leur structure est granoblastique; leur texture, parfois massive, schisteuse ou cataclastique. Généralement ils sont constitués par du quartz, qui forme la masse fondamentale granulaire ou microgranulaire, surmontée par le tissu lépidoblastique de séricite.

b) Schistes quartzeux-graphiteux. Généralement ces roches sont plissotées, de sorte que les plus petites ondulations ont une amplitude à peine de quelques millimètres. Composition minéralogique: quartz, graphite, séricite, chlorite, actinote, minerai.

c) Schistes quartzeux-chloriteux. Structure: grano-lépidoblastique. Texture: parallèle schisteuse-phylliteuse-mylonitique. Les roches ressemblent très bien avec les schistes chloriteux-sériciteux, à l'exception que la séricite est totalement subordonnée, et le quartz et la chlorite se trouvent en rapport 1 : 1—1 : 2.

Institutul Geologic al României

d) Quartzites. Ces roches sont constituées par une masse fondamentale de grains de quartz, parmi lesquels apparaissent irrégulièrement des lamelles de muscovite et des grains de feldspaths.

3. *Complexe calcaire.* À ce complexe appartiennent autant les calcaires cristallins, que les dolomies. Les calcaires cristallins et les dolomies de la série épizonale quoiqu'ils sont plus finement granulaires que ceux de la série mésozonale, on rencontre cependant aussi dans certains massifs calcaires du voisinage des corps éruptifs banatitiques, des variétés plus saccharoïdes, plus largement cristallisées, de sorte que ce caractère n'a pas une valabilité exclusive. Généralement, leur structure est microgranoblastique, et la texture massive. Au point de vue de la composition minéralogique, ils diffèrent des calcaires cristallins presque purs, des calcaires cristallins plus ou moins dolomitiques et des calcaires cristallins à sidérose.

B) SÉRIE CRISTALLINE MÉSOZONALE

Les Schistes cristallins de type mésozonal, apparaissent dans la région de Ruschița surtout sous forme de lambeaux ayant parfois des dimensions assez réduites, tandis que dans l'E et même dans l'W ils ont un développement assez grand. Comme chez les schistes cristallins de la série épizonale et ceux de la série mésozonale, on différe plusieurs complexes. Pareilles aux roches de la série épizonale, ces complexes, se présentent sous forme d'intercalations à passages latéraux, ayant l'aspect de faciès endentés. La plus grande partie du Cristallin mésozonal est constitué par les différents types de micaschistes, qui, dans la région de Ruschița, de tous les autres types de la série mésozonale ont la plus grande répartition. Les paragneiss et les quartzites apparaissent dans cette région tout à fait subordonné aux micaschistes. En ce qui concerne les autres complexes amphybolique et calcaire, ceux-ci apparaissent surtout dans la partie terminale de la série, là où elle s'effile vers la vallée de Ruschița.

1. *Complexe micacé.* De ce complexe font partie tous les types de micaschistes, de paragneiss et de quartzites biotitiques.

a) Groupe des micaschistes. Parmi les micaschistes de la région de Ruschița nous signalons les micaschistes muscovitiques, les micaschistes biotitiques et les micaschistes à grenats. Les micaschistes à distène ou staurolite apparaissent tout à fait sporadiques, de sorte qu'ils n'ont pu être séparés sur la carte. En général chez tous les micaschistes on observe en sections minces, des petites couches finement lamellaires, constituées de muscovite, biotite ou chlorite, alternant avec d'autres plus sableuses, à beaucoup de quartz, à grains plus grossiers, qui mettent en évidence la structure relicte (psammitique). La

Institutul Geologic al României

structure est grano-lépidoblastique-porphyroblastique et la texture est schisteuse-cataclastique. La composition minéralogique est donnée par les minéraux suivants: quartz, muscovite, biotite, grenat, feldspath, distène, staurolithe, chlorite, apatite, zircon, calcite, rutile, épidote et minerai.

b) Groupe des paragneiss. La structure est granoblastique, et la texture gneissique parfois cataclastique. La composition minéralogique est donnée par les plagioclases, le quartz, la biotite, la muscovite, le feldspath potassique, la hornblende, l'apatite, le zoïsite, le titanite, la chlorite, la calcite, le minerai. La texture gneissique de ces roches est mis en évidence par l'alternance des lamelles de muscovite ou de biotite dans les petites couches quartzeuses-feldspathiques.

c) Groupe des quartzites. La structure est granoblastique et la texture massive schisteuse-cataclastique. La composition minéralogique est donnée par le quartz, la biotite, les feldspaths, les plagioclases, les feldspaths potassiques, la muscovite, la chlorite, le minerai, le zircon, l'apatite, le zoïsite, la séricite, le rutile.

La masse fondamentale des roches est formée de quartz dans lequel sont enclavés en pourcentages variables, des grains de feldspaths ou bien des lamelles de minéraux micacés.

2. *Complexe calcaire.* Dans la série mésozonale les calcaires cristallins marmorisés ont une aire de répartition assez restreinte. Généralement, ils apparaissent sous forme de lentilles étant orientés approximativement E—W; plus rarement ils constituent des massifs plus importants. Leur couleur est en général blanche, mais on rencontre assez fréquemment aussi des variétés rose jaunâtre verdâtre. Souvent mégascopique, les marbres de la série mésozonale peuvent être confondus avec ceux de la série épizonale, qui ont subi un métamorphisme de contact. Les marbres intercalés dans les schistes cristallins mésozonaux sont plus pures et, tout à fait sporadiquement, ils contiennent dans leur composition aussi d'autres minéraux outre la calcite, comme: muscovite, chlorite et quartz, tandis que ceux de contact sont très riches en biotite, grenats, trémolite, diopside, forstérite, brucite et minerai. La structure est granoblastique et la texture massive, compacte. La composition minéralogique est donnée par la calcite, le quartz, la muscovite, le minerai, la chlorite, le feldspath.

3. *Complexe amphibolique.* Au point de vue minéralogique nous pouvons différencier les amphibolites, les schistes amphiboliques à chlorite, les schistes amphiboliques à biotite, les schistes amphiboliques à épidote et les gneiss amphiboliques. Généralement, la structure des roches est microgranulaire, grano-nématoblastique. En dehors de cette structure on rencontre quelques-unes

Institutul Geologic al României

à aspect macrogranulaire, à porphiroblastes de hornblende ou diablastiques. Généralement la texture est parallèle schisteuse et seulement à certains gneisses amphiboliques est rubannée. La composition minéralogique est donnée par la hornblende, le quartz, la biotite, les plagioclases, l'épidote, le zoïsite, le titanite, la chlorite, la calcite, l'apatite, le minerai, le zircon, l'ilménite, le rutile, la muscovite.

DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES

1. *Jurassique.* Les dépôts sédimentaires les plus anciens qui reposent sur le soubassement de schistes cristallins, sont les dépôts jurassiques, représentés par des calcaires massifs, gris jaunâtre.

2. *Crétacé.* Dans l'horizon basal du Crétacé supérieur on rencontre des brèches calcaires, à éléments de schistes cristallins, de dimensions variables, nombreux, auxquels on a attribué l'âge cénomanien (Ş. CANTUNIARI). En certains points, entre ces brèches et les schistes cristallins s'interposent des marnes calcaires gris blanchâtre. Au-dessus des brèches calcaires suivent des calcaires et des dolomies bitumineux (Turonien), ensuite des grès, des marnes (Sénonien) et une série supérieure constituée par des conglomérats, agglomérats, coulées de laves, tufs et couches de charbon (SCHAFARZIK). Tous ces dépôts sont traversés d'éruptions banatitiques.

TECTONIQUE

Nous avons déjà mentionné qu'entre les deux séries cristallines existe un contact anormal, c'est-à-dire un chevauchement de la série mésozonale sur la série épizonale.

Schistes cristallins de la série épizonale. Dans la partie W de la région de Ruschița s'individualise un synclinal à direction NW—SE. Dans la partie S et SE, ce synclinal est assez plissé, en observant un anticlinal parallèle à la vallée de Ruschița, dans la partie W et un synclinal d'une ampleur plus grande, à direction NW—SE qui commence à Poiana Gaterilor et aboutit dans la vallée de Cracul Boului. Plus au S ce dernier est secondé d'un anticlinal qui enclave dans l'axe les quartzites de la crête de Boul. Le flanc N de ce synclinorium présente un caractère isoclinal. On constate de même que l'anticlinal, ainsi que le synclinal, normaux sur la direction NNE—SSW dans la région Culmea Cireșului—Pîrîul cu Raci, s'interrompent brusquement. À partir de ce point, vers l'E on ne peut plus les suivre avec la même facilité, car ils sont poussés et renversés vers le N, en donnant l'impression de plissements isoclinaux.

Institutul Geologic al României

Schistes cristallins de la série mésozonale. La tectonique de cette série est plus tranquille. La direction générale des schistes cristallins de cette série est la même que celle des séries épizonales, c'est-à-dire NE—SW, ayant une tendance vers E—W. Dans tout son développement, elle constitue une série de plis un peu plus larges que ceux de la série épizonale, d'où il résulte que la série épizonale, étant plus hétérogène, a été beaucoup plus sensible aux mouvements qui ont affectés ces monts ou, dans une autre hypothèse, elle a pu être affectée par son style tectonique différent. Dans sa partie terminale, dans la région de Ruschița, on observe à l'W de Valea Nisipului, un axe de synclinal à direction presque E—W, ensuite au S un axe d'anticlinal ayant la même direction et plus au S, de nouveau un autre axe de synclinal presque parallèle aux deux autres. Ces axes mettent au jour les calcaires marmoréens de la carrière comme une boutonière anticlinale qui aboutit en périclinale vers Poiana Plumbului.

Au point de vue tectonique dans la conception de G. MURGOCI, le Cristallin de monts Poiana Ruscă, dans son ensemble (avec les deux séries cristallines) était considéré comme zone de racine de la Nappe Gétique, sa cristallinité augmentant du N au S. En effet, dans la partie N, vers le Mureș, on rencontre des schistes argileux très faiblement métamorphisés dont la cristallinité augmente, en général, à mesure qu'on se déplace vers le S, en passant par des phyllites chloriteux-sériciteux ou graphiteux, par de différents types de quartzites, des schistes chloriteux à biotite, micaschistes à biotite à grenats et disthène et se terminant dans la vallée de Bistra avec des paragneiss à staurolithe et sillimanite.

D'après la conception de MURGOCI, les calcaires de Hunedoara constituent l'horizon supérieur des schistes cristallins (étant considérés comme paléozoïques et sont enclavés dans un synclinal renversé vers le N.

I. P. VOITEȘTI (1929) sépare les monts Poiana Ruscă du S de ceux du N. Les monts Poiana Ruscă du N s'étendrait depuis le Mureș jusqu'à une ligne qui coïncide approximativement avec la limite entre les deux séries cristallines. Il englobe la partie N à la Nappe bucovinienne et considère seulement la partie S comme appartenant à la Nappe Gétique. Il procède de la même manière avec la partie N des monts Sebeș et Făgăraș. De même il englobe à la Nappe bucovinienne les monts Leaota.

Plus tard, STRECKEISEN a considéré tous les secteurs, que VOITEȘTI avait englobé dans la Nappe bucovinienne, comme étant des unités supérieures de la Nappe Gétique.

Dans Poiana Ruscă, comme nous l'avons mentionné d'ailleurs dans un ouvrage antérieur, STRECKEISEN, basé sur certaines observations de MÖCKEL et redonnant erroné le sens général des pendages, considère la série épizonale des monts Poiana Ruscă en nappe comme charriée sur la série mésozonale, en la dénominant: « L'unité supérieure des monts Poiana Ruscă ».

Institutul Geologic al României

Dans nos recherches effectuées autant dans la série épizonale que dans la série mésozonale, au point de vue géométrique, on a constaté que la série mésozonale chevauche la série épizonale et pas inverse, comme soutenaient VOITEȘTI et STRECKEISEN. Ce contact anormal de chevauchement de la série mésozonale sur celle épizonale nous l'avons suivi depuis la vallée de Cerna (Cinciș) jusqu'à Ruschița, et DAN GIUȘCĂ, R. DIMITRESCU et les collaborateurs, à l'W dans la région de Nădrag. Nous ne trouvons nulle part intercalé, ou bien pincé entre les deux séries, du Mésozoïque métamorphique ou non. Les conditions pour une analyse géologique sont dès le début défavorables qu'ailleurs où entre deux séries cristallines se trouvent des dépôts sédimentaires.

Là où les rapports géométriques sont clairs, comme dans la vallée du Pîrîul cu Raci et à la base des coteaux de la cime Cracul Boului, où les schistes cristallins de la série mésozonale reposent sur ceux de la série épizonale, le problème ne comporte plus aucune discussion. Le problème devient un peu plus difficile là où les rapports entre les deux séries paraissent être normaux, comme c'est le cas dans le secteur des cimes de Craiul Chicioarei, Muchea lui Mînjilă, etc., où le flanc S de la série mésozonale est surmonté par la série épizonale, et le flanc N de la série mésozonale repose sur celle épizonale.

Selon notre conception, cette situation a été interprétée plus haut, dans le sens que les schistes cristallins de la série épizonale constituent dans ce secteur un anticlinal couché vers le N ayant un de ses flancs (celui du N) sur les schistes cristallins mésozonaux de la bande N, tandis que son flanc S est couvert par les schistes cristallins mésozonaux d'une seconde bande qui se trouve plus au S.

La structure ainsi déterminée dans le secteur de Ruschița, trouve selon D. GIUȘCĂ, R. DIMITRESCU et les collaborateurs un prolongement et en même temps la confirmation vers l'W dans la région de Nădrag. On constate qu'après une interruption dans le mont Boul, provoqueé par un soulèvement axial, la bande N de schistes de la série mésozonale, réapparaît dans la même position supérieure par rapport à la série épizonale, et se prolonge vers l'W jusqu'à Nădrag. Au S de cette bande, la série épizonale réapparaît en fenêtre, pouvant être suivie depuis Ruschița vers l'W, par la vallée de Lozna, jusqu'immédiatement au S de Nădrag, dans la vallée de Cornățel, etc. De même plus au S, la série épizonale en fenêtre est recouverte par les schistes mésozonaux. On observe que dans la région de Nădrag, la fenêtre apparaît dans l'axe d'un anticlinal normal, et le lambeau de recouvrement de même dans l'axe d'un synclinal normal. Dans le secteur Ruschița, immédiatement à l'E de Valea Morii, le contact N de la fenêtre avec la bande mésozonale N du lambeau de recouvrement se déverse vers le N. Cette fenêtre replissée et couchée disparaît vers l'E dans la région de Dealul Ferarilor par la réunion de ces deux bandes mésozonales.

Institutul Geologic al României

Ainsi, on constate dans l'ensemble des monts Poiana Ruscă, que les structures sont normales dans ses deux extrémités: E et W (la fenêtre épizonale de Nădrag et les calcaires de Hunedoara, de Teliuc), tandis que dans la partie centrale la structure est déversée vers le N (la terminaison E de la fenêtre formée par les schistes épizonaux Nădrag—Ruschița et la terminaison W, par les calcaires de Hunedoara).

Ainsi on arrive à l'hypothèse de deux phases de mouvements: dans la première, qui a un caractère de généralité, a lieu le chevauchement de la série mésozonale sur celle épizonale, les flancs inverses étant laminés; dans la seconde phase se produisent des plissements qui mettent au jour en fenêtre l'épizone de la région Nădrag—Ruschița. L'intensité maximum de ces mouvements est localisée dans la zone centrale de Poiana Ruscă, où les structures arrivent à être même couchées vers le N.

En conclusion on peut dire qu'en ensemble, les monts Poiana Ruscă sont constitués par deux grandes séries cristallines: l'une formée de différents types de phyllites et de schistes faiblement métamorphisés et une autre, formée de micaschistes et de paragneiss. Dans les deux séries on trouve des calcaires sous forme d'intercalations plus ou moins métamorphisées, selon le degré de métamorphisme des schistes cristallins, parmi lesquels ils sont intercalés.

Les deux séries cristallines présentent un contact anormal consistant dans le fait que les schistes cristallins plus fortement métamorphisés, c'est-à-dire la série mésozonale, chevauchent sur ceux plus faiblement métamorphisés (série épizonale).

Nous interprétons ce contact anormal par une déversion au N, due à quelques poussées fortes du S. Cette poussée a eu comme résultat non seulement le chevauchement de la série mésozonale sur celle épizonale, mais aussi le déversement en ensemble, des schistes cristallins vers le N. Ce fait peut être facilement observé là, où on peut déchiffrer des anticlinaux ou des synclinaux comme: le synclinal des calcaires de Hunedoara, l'anticlinal de Culmea Boul, etc. Seulement local on rencontre des plis presque droits, mais eux aussi présentent un faible pendage vers le N, comme on le remarque au synclinal Poiana Vălari—Cracul Boului ou au synclinal de Iazuri.

La présence des roches cataclasées et des phénomènes de diaphtorèse au voisinage de la limite entre les deux séries cristallines, n'infirment pas cette interprétation, car il est normal que durant le chevauchement de la série mésozonale sur celle épizonale, se soient produits des écrasements et frictions. Il est possible que les roches cataclasées aient eu un développement plus grand, mais considérant que ce chevauchement est probablement hercinique, les structures nouvellement formées à l'occasion de ce chevauchement, se sont effacées à la suite des recristallisations ultérieures. Nous avons rencontré surtout dans la

Institutul Geologic al României

vallée de Ruschița, Valea cu Rugi, Valea Chicioara, etc. des roches cataclasées. Le prof. D. GIUȘCĂ et ses collaborateurs décrivent des faciès à diaphtorèses et des effets de cataclase au contact entre ces deux séries dans Valea Haiducului et Valea Sălășielelor.

Étant donné que les schistes chloriteux à biotite, qui constitueraient la série de transition entre la série mésozonale et celle épizonale se trouvent à une certaine distance de la limite anormale entre ces deux séries cristallines et qu'entre elles et les schistes chloriteux à biotite s'interposent des schistes chloriteux à séricite, graphite ou différents types de schistes quartzeux, ils sont dûs à la fracture du flanc inverse de la structure plissée.

L'ampleur de ce chevauchement au moins dans la région de Ruschița est d'environ 5 km; dans l'W, d'après l'appréciation du prof. D. GIUȘCĂ et ses colaborateurs serait d'environ 12 km.

Sans discussion qu'aussi après la phase orogène hercinique, les schistes cristallins du massif Poiana Ruscă ont subi une série de mouvements et de modifications qui ont compliqué d'avantage leur structure. Ce qu'on peut dire presque avec certitude est le fait, qu'avec l'intrusion post-sénnoniene des banatites, l'évolution géotectonique du fondement cristallin, au moins dans la région de Ruschița, a pris fin. Les mouvements tectoniques tertiaires n'ont affectés en rien la tectonique de ces monts. Le seul fait qu'on doit encore mentionner est que vers la fin du Miocène et pendant le Quaternaire, ils ont été affectés par les mouvements de bascule, qui, sur certains sommets ont donné naissance aux lambeaux de graviers et aux formations de plateformes.

ROCHES ÉRUPTIVES BANATITIQUES

Les roches éruptives banatitiques de la région de Ruschița appartiennent à la série des éruptions du Crétacé supérieur, qui s'allignent presque N—S, à partir des monts Vlădeasa—Drocea—Poiana Ruscă de l'W-Bocșa Romînă—Ocna de Fier—Dognecea—Sasca et jusqu'à Moldova Nouă. Dans la région de Ruschița on signale un corp plus important à Cumpăna Cireșului et une série de filons (silles) et des stockes localisés surtout dans la région Cracul Lung—Culmea Boului, Cracul Rusca—Valea Pîrîul cu Raci. Tenant compte de la forme de gisement, des variations de structure et de la composition minéralogique, les roches éruptives banatitiques de la région de Ruschița peuvent être classées en ensemble, comme suit: *a)* granodiorites, porphyres granodioritiques dacites; *b)* diorites, porphyres dioritiques, andésites; *c)* gabbros, lamprophyres et basaltes.

a) *Granodiorites, porphyres granodioritiques et dacites.* Les granodiorites proprement dits ont une aire de répartition très réduite dans la région de Ruschița, mais elles occupent une surface presque égale avec la surface qu'occupent

Institutul Geologic al României

toutes les autres roches banatitiques ensemble. La structure est holocristalline, hypidiomorphe-granulaire. La texture est massive. La composition minéralogique est donnée par les plagioclases, quartz, orthose, hornblende, biotite, apatite, épidote, zircon, chlorite, titanite, calcite, minerai. Les plagioclases contiennent 26—42 % An et ils sont fréquemment maclés et zonés à zones minces et tranchantes. Aux granodiorites, du noyau vers la zone marginale, on observe la suivante variation des zones: 47—45—40—38—45—27—40—45—40—36—38—32—30—32—28—26 % An. L'orthose apparaît dans un pourcentage qui varie entre 10—29 %; il est toujours trouble et se présente sous forme de plages ou de cristaux xénomorphes. Le quartz (15—18 %) est généralement allotriomorphe. Parmi les minéraux mélanocrates, la hornblende est le minerai prédominant (1—30 %). Les granodiorites ne peuvent être différenciés des porphyres que par leurs structures différentes, la composition minéralogique étant la même. À première vue il paraît que la classification de ces roches en granodiorites, porphyres granodioritiques et dacites soit tout à fait arbitraire. Cependant, sur cette classification étaient basées les dimensions des minéraux de la pâte et le pourcentage des phénocristaux. Dans les porphyres granodioritiques, les phénocristaux varient entre 46—75 % de la composition des roches, et les dimensions des minéraux de la pâte entre 0,05—0.005 mm. Dans les dacites, les phénocristaux n'atteignent qu'exceptionellement un pourcentage de 40 %, tandis que les dimensions des minéraux de la pâte varient entre des limites assez proches de celles des porphyres granodioritiques, alors quand cette pâte est microcristalline; quand elle est cryptocristalline ou vitreuse, il ne peut exister aucune confusion. La structure de la pâte des porphyres granodioritiques est microgranitique et plus rarement granophyrique. Sa composition est la suivante: quartz, orthose, plagioclases, biotite, hornblende et minéraux accessoirs. Chez les dacites la pâte est microcristalline-cryptocristalline ou même vitreuse. Comme phénocristaux nous mentionnons ceux de quartz, orthose, plagioclases, hornblende. La biotite comme phénocristal apparaît assez rarement.

b) *Diorites, porphyres dioritiques et andésites.* Les diorites proprement dites n'ont pas été signalées que dans le corps éruptif qui se trouve sous la crête de Cireșul et sur la vallée de Wilhelmina. La structure est holocristalline, hypidiomorphe-granulaire; la texture est massive et la composition minéralogique est donnée par: plagioclases (40—60 %), quartz (0—10 %), hornblende (10—48 %), biotite (0—8 %), pyroxènes (6—28 %), apatite, zircon, chlorite, épidote, minerai, titanite, calcite. Les plagioclases sont idiomorphes, partiellement altérés et contiennent 38—63 % An. Comme les plagioclases, les hornblendes sont aussi fortement altérées et transformées en chlorite dans son association caracté-

Institutul Geologic al României

ristique. Les pyroxènes, à leur tour, sont bastitisés et uralitisés, de sorte que souvent, ils ne peuvent être que difficilement distingués et alors d'après leur contours. La transformation la plus générale des minéraux mélanocrates est leur transformation en chlorite, épidote et uralite. Aux diorites qu'aux granodiorites, la différence entre les diorites, porphyres dioritiques et andésites a été faite en se basant sur les structures; entre les porphyres dioritiques et andésites, sur le pourcentage des phénocristaux et des dimensions des microlites de la pâte. La pâte des porphyres dioritiques est microgranulaire à certains aspects faibles de structure divergente. Elle est constituée par de fins cristaux de plagioclases, hornblende, surtout augite, quartz, apatite, titanite, minerai, chlorite, calcite et quartz secondaire. Les phénocristaux appartiennent plus aux minéraux mélanocrates qu'à ceux leucocrates. Le rapport entre les phénocristaux leucocrates et ceux mélanocrates est 1 : 3; seulement dans certains porphyres plagioclasiques le rapport devient inverse ou même atteint des valeurs comprises entre 6 : 1—10 : 1. En ce qui concerne la pâte des andésites elle est généralement microcristalline; cependant on rencontre assez d'exemples d'andésites à pâte criptocristalline ou même vitreuse. Les phénocristaux sont constitués par des plagioclases et hornblende et moins de biotite, augite et quartz.

c) *Gabbros, lamprophyres et basaltes.* Ce sont des roches très variées et ont une répartition assez restreinte. La structure des gabbros est gabbroïde inéchigranulaire, et la texture massive. La composition minéralogique est donnée par: plagioclases (40—58 %), hornblende (10—45 %), pyroxènes (5—30 %), quartz (0—0,25 %), biotite (0—70 %), titanite, apatite, rutile, épidote, calcite, minerai, chlorite, ilménite, leucoxène, zoïsite. Les plagioclases sont en général saussuritisés et contiennent 54—86 % An. Les pyroxènes se présentent autant comme augite que comme diopside et diallag.

Les lamprophyres sont les roches les plus variées. Dans la région de Ruschița nous rencontrons : des spessartites, dont la masse fondamentale est formée de fins microlites de plagioclases en association avec ceux de hornblende et d'augite, les phénocristaux étant représentés par de la hornblende, des plagioclases (32—41 %) et de l'augite; des odinites, à la masse fondamentale formée de microlites à plagioclases, augite, hornblende, et minerai, masse fondamentale dans les phénocristaux de laquelle nous mentionnons la prédominance de ceux d'augite ou de diopside (80—90 % du total des phénocristaux), de hornblende (5—10 %) et de plagioclases, qui apparaissent tout à fait sporadiquement. Chez les camptonites la masse fondamentale est microcristalline, constituée en général par des microlites, des plagioclases, des pyroxènes et des amphiboles, où l'on rencontre des phénocristaux (parfois très bien développés) de katophorite, d'augite titanifère et de hornblende. Les basaltes ont une structure holocristalline porphyrique, et la texture

Institutul Geologic al României

massive. La masse fondamentale est formée par des fins cristaux prismatiques de plagioclases dans lesquels sont enclavés des phénocristaux d'augite et d'olivine, parfois aussi de plagioclases. Les plagioclases contiennent 58—73 % An. Les pyroxènes sont partiellement bastitisés et chloritisés. L'olivine est de même transformée en iddingsite.

En ce qui concerne le chimisme des roches éruptives banatitiques de la région de Ruschița, il résulte, que l'acidité des roches varie entre 47—64 % SiO_2, et du tableau à paramètres Niggli, que nous nous trouvons en face de deux types magmatiques principaux à diverses formes de passage entre eux, c'est-à-dire l'un granodioritique et un autre, dioritique.

Métamorphisme de contact. Dans les roches voisines des corps et des filons banatitiques, nous trouvons de nombreaux et très variés phénomènes de contact éruptif. Ces phénomènes peuvent être vus et poursuivis autant dans les schistes cristallins que dans les dépôts sédimentaires. Par l'action combinée de la température et des solutions hydrothermales surtout sur les schistes cristallins, ont pris naissance des cornéennes compactes à biotite, à andalusite, à épidote, schistes silicifiés ou minéralisés à sulfures. Par l'action des mêmes facteurs sur les calcaires se sont formés des marbres à silicates, skarnes à grenats, à diopside, à épidote, à minerai, etc. Les dépôts sédimentaires ont subi, à leur tour, l'influence de ce métamorphisme. En majeure partie, leur ciment s'est cristallisé et des cristaux isolés d'épidote, de biotite, de diopside et de grenats, ont commencé à apparaître. En ce qui concerne l'autométamorphisme des roches éruptives, nous signalons des phénomènes d'albitisation, d'épidotisation, de bastitisation, d'uralitisation, de chloritisation, etc.

EXPLICATION DES FIGURES, DE LA PLANCHE ET DE LA CARTE

FIGURES

Fig. 1. — Coupe dans Pîrîul cu Raci.
1, micaschiste biotitique; 2, calcaire cristallin; 3, schiste amphibolique.

Fig. 2. — Coupe dans Valea Morii.
1, micaschiste biotitique; 2, calcaire cristallin; 3, micaschiste muscovitique; 4, amphibolites, 5, quartzites biotitiques.

Fig. 3. — Coupe dans Valea Popii.
1, calcaire cristallin dolomitique; 2, schistes quartzeux-chloriteux.

Fig. 4. — Coupe illustrant l'alternance et l'indentation du faciès gréseux et de celui calcaire dans Valea Mărului.
1, schiste quartzeux-sériciteux; 2, calcaire cristallin.

Fig. 5. — Coupe dans Valea Inorii.
1, calcaire cristallin; 2, schiste chloriteux-sériciteux.

Institutul Geologic al României

Fig. 6. — Coupe dans Valea Padeşului.

1, calcaire cristallin; 2, schiste quartzeux-sériciteux.

Fig. 7. — Esquisse tectonique du contact anormal de la série cristalline épizonale et de celle mésozonale.

a, série mésozonale surmontant des deux flancs la série mésozonale; *b*, série mésozonale, dont un flanc surmonte la série épizonale et l'autre plonge au-dessous; 1, série épizonale; 2, série mésozonale; 3, Crétacé supérieur.

Fig. 8. — Esquisse tectonique de la série mésozonale chevauchant celle épizonale; le flanc septentrional du plis est faillée.

1, schistes biotitiques; 2, schistes biotitique-chloriteux; 3, schistes chloriteux; 4, calcaire cristallin; 5 schiste. sériciteux.

Fig. 9. — Diagramme de différenciation magmatique.

PLANCHE

Coupes dans la région de Ruschiţa.

1, Alluvions, Quaternaire. Éruptif banatitique: 2 *a*, granodiorite; 2 *b*, porphyre granodioritique; 2 *c*, andésite; 3 *a*, diorite; 3 *b*, porphyre dioritique; 3 *c*, andésite; 4, lamprophyre. Roches de contact: 5, Crétacé supérieur métamorphisé au contact (schistes micafères, grès à ciment cornifié); 6, schistes cristallins métamorphisés au contact (cornéennes compates à biotite, andalusite, épidote). Dépôts sédimentaires: 7, Crétacé supérieur; 8, calcaires blanc jaunâtre massifs — Jurassique. Schistes cristallins, série mésozonale: 9, micaschistes mucovitiques; 10, micaschistes biotitiques; 11, micaschistes à grenats; 12, paragneiss; 13, quartzites biotitiques; 14, calcaires cristallins marmoréens; 15 ,amphibolites, schistes et gneiss amphiboliques. Schistes cristallins, série épizonale: 16, schistes séricito-chloriteux; 17, schistes quartzeux-sériciteux; 18, calcaires et dolomites cristallins; 19, schistes quartzeux-graphiteux; 20, schistes quartzeux-chloriteux; 21, schistes chloriteux; 22, quartzites; 23, schistes chloriteux-graphiteux. 24, ligne de contact anormal; 25, faille.

CARTE

Carte géologique de la région de Ruschiţa.

Quaternaire: 1, alluvions; 2, éboulis de pente. Éruptif banatitique: 3 *a*, granodiorite; 3 *b*, porphyre granodioritique; 3 *c*, dacite; 4 *a*, diorite; 4 *b*, porphyre dioritique; 4 *c*, andésite; 5 *a*, grabbro; 5 *b* lamprophyre; 5 *σ*, sodique: 5 *c*, basalte. Roches de contat: 6, Crétacé supérieur métamorphisé au contact (schistes micafères, grès à ciment cornifié); 7, Schistes cristallins métamorphisés au contact (cornéennes compactes à biotite, andalusite, épidote); 8, skarn à grenats, diopside, épidote, minerai, etc. Dépôts sédimentaires: 9, Crétacé supérieur; 10, calcaires blanc jaunâtre, massifs — Jurassique. Schistes cristallins, série mésozonale: 11, micaschistes muscovitiques; 12, micaschistes biotitiques; 13, micaschistes à grenats; 14, paragneiss; 15, quartzites biotitique s; 16, calcaires cristallins marmoréens; 17, amphibolites, schistes et gneiss amphiboliques. Schistes cristallins, série épizonale: 18, schistes séricito-chloriteux; 19, schistes quartzeux-sériciteux; 20, calcaires et dolomites cristallins; 21, schistes quartzeux-graphiteux; 22, schistes quartzeux-chloriteux; 23, schistes chloriteux; 24, quartzites; 25, schistes chloriteux-graphiteux; 26, ligne de contact anormal; 27, faille; 28, axe d'anticlinal; 29. axe de synclinal.

Institutul Geologic al României

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ РАЙОНА РУСКИЦА

Л. ПАВЕЛЕСКУ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

ВВЕДЕНИЕ

Район Рускица расположен в юго-западной части гор Пояна Руска на обеих сторонах долины Рускица, имея в центре горную колонию того же имени. С геологической точки зрения, он находится севернее бассейна Руска Монтана—Лунка Черней и южнее самых высоких вершин гор Пояна Руска, на границе между кристаллическими сланцами эпизональной и мезозональной свиты.

С геологической точки зрения горы Пояна Руска образуют западное продолжение гор Себеш. Их фундамент состоит из кристаллических сланцев гетской области, образовавшихся в нижнем палеозое или даже в докембрии, а его техтоническая структура оформилась полностью во время герцинских орогеновых движений. На этом фундаменте, в юго-западной части, в депрессии простиранием СВ—ЮЗ залегают осадочные отложения, начиная от юры до датского яруса. К концу верхнего мела в южной, юго-западной и северо-западной частях начали проявляться банатитовые извержения, которые привели к образованию аггломератовых отложений и вулканических туффов, лавовых потоков и интрузий в виде дайк, силлов или даже лаколитовых тел. Что касается кристаллических сланцев — они имеют самое большое развитие в этих горах. По их кристалличности в срединной и северной частях развиваются слабо-метаизованные кристаллические сланцы эпизоны, характеризующиеся различными типами филлитов, кристаллических сланцев и известняков, более или менее доломитизированных. В южной зоне, начиная от линии, проходящей через Топлица-Рускице, развиваются кристаллические сланцы широко кристаллизованные типа Лотру, характеризующиеся слюдистыми сланцами с биотитом, с гранатами, дистеном

Institutul Geologic al României

парагнейссами, амфиболитами и зоны инъекции типа Козия. Контакт между зональными и эпизональными кристаллическими сланцами, является анормальным и состоит в том, что более кристаллизованные сланцы налегают на слабее метаморфизованные.

ГЕОЛОГИЧОСКОЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА РУСКИЦА

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Фундамент района состоит из кристаллических сланцев, которые могут быть отнесены к кристаллическим сланцам эпизонального и мезозонального типа. Встречаются также и горные породы промежуточного характера, т. е. эпи-мезозональные породы, как, например, хлоритовые сланцы с биотитом, кристаллические известняки с тремолитом и биотитом, серицитовые сланцы с биотитом, слюдистые сланцы с хлоритом и пр. Эти породы расположены либо вблизи контакта с изверженными породами либо вблизи границы между эпизональными и мезозональными сланцами. Вообще кристаллические сланцы происходят из аморфизации отложений, палеозойский или более древний возраст которых допускается без доказательств. Повсюду наблюдается аналогия между материнскими породами, приведшими к образованию кристаллических сланцев эпизонального и мезозонального типа. Различия, наблюдающиеся между этими двумя кристаллическими сериями (парагенез минералов, структура и текстура) связаны с различной степенью метаморфизации. Таким образом кристаллические сланцы района Рускица могут быть отнесены к эпизональной и мезозональной сериям.

А) ЭПИЗОНАЛЬНАЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СЕРИЯ

По минералогическому составу и метаморфической фации, породы этой серии могут быть сгруппированы в следующие 3 комплекса: хлоритовый, кварцитовый и известковый.

1. *Хлоритовый комплекс.* Этот комплекс имеет самое широкое развитие в нашем районе и в особенности в северной части заснятого участка. Парагенез состоит из: хлорита-серицита-кварца-эпидота-кальцита-актинолита. В этом комплексе встречаем очень тонкозернистые породы, собственно филлиты, иногда хорошо страцифицированные, в которых можно обнаружить очень тонкие чешуи серицита, иногда без плоскостей сланцеватости, так что имеют вид туффогенного материала.

Institutul Geologic al României

Филлитовые разновидности обнаруживают очень часто очень тонкую микроскладчатость, перпендикулярную или диагональную к направлению сланцеватости.

а) Серицито-хлоритовые сланцы. Структура: лепидобластическая-порфиробластическая. Текстура: сланцеватая, (волнистая, очень смятая), массивная. Минералогический состав: хлорит, серицит, кварц, эпидот, албит, графит, мусковит, кальцит, апатит, зиркон, рутил, турмалин и руда (пирит, магнетит). Вообще хлорит появляется в ассоциации с серицитом, образуя вместе с последним либо главную массу породы, либо располагаясь в тонких полосках в чередовании с кварцевыми. В результате преобладания последних над хлоритовыми и серицитовыми осуществляется переход к различным типам кварцитовых сланцев.

в) Хлоритовые сланцы. Структура: лепидобластическая-порфиробластическая. Текстура: параллельная извилисто-милонитовая. Главными составными частями этих пород являются: хлорит, эпидот, албит, кальцит, актинот, биотит, кварц и магнетит. По специфическому парагенезису и по преобладанию одних или других из вышеуказанных главных минералов, среди хлоритовых сланцев встречаются следующие типы пород: собственно хлоритовые сланцы, (60—99% хлорита), хлоритовые сланцы с эпидотом (хлорита: 20—40% и эпидота 10—80%), Хлоритовые сланцы с албитом (хлорита: 30—60%, албита 2—7%), хлоритовые сланцы с кальцитом (хлорита: 40—65% и кальцита 1—15%), хлоритовые сланцы с эпидотом и роговой обманкой (хлорита: 10—22% и эпидота-роговой обманки: 5—30%), хлоритовые сланцы с биотитом (хлорита 30—75% и биотита 1—2%), хлоритовые сланцы с магнетитом (хлорита 5—40% и магнетита 20—90%) и хлоритовые сланцы с актинотом (хлорита 1—5% и актинота 20—50%).

2. *Кварцевый комплекс. а)* Кварцито-серицитовые сланцы. Это самые распространенные породы кварцевого комплекса, встречающиеся в виде пропластков во всех типах пород этой зональной серии. Структура гранобластическая. Текстура: параллельно-сланцевата массивная, иногда катакластическая. Обычно они состоят из кварца, образующего главную зернистую и микрозернистую массу, сверх которой располагается лепидобластическая ткань серицита.

б) Кварцито-графитовые сланцы. Эти породы вообще сильно смяты в складке так, что самые малые волнистости едва ли достигают амплитуды нескольких мм. Минералогический состав: кварц, графит, серицит, хлорит, актинот, руда.

Institutul Geologic al României

в) Кварцито-хлоритовые сланцы. Структура: гранолепидобластическая. Текстура: параллельно-сланцевата филлитовая мелонитовая. Породы очень похожи на хлорито-серицитовые сланцы, с той разницей, что серицит полностью подчинен, а кварц и хлорит находятся в отношении 1:1 1:2.

г) Кварциты. Структура: гранобластическая. Текстура: сланцеватая массивная. Эти породы состоят из главной массы кварцевых зерен, среди которых иногда появляются пластинки мусковита и зерна полевых шпатов.

3. *Известковистый комплекс*. В этот комплекс были включены как кристаллические известняки, так и доломиты. Кристаллические известняки и доломиты эпизональной серии являются более тонкозернистыми чем мезозональные. Однако, в некоторых известняковых массивах, находящихся вблизи банатитовых изверженных тел встречаются и более сахаровидные разновидности, сильнее кристаллизованные, так что эта особенность не является исключительной. Их структура вообще микрогранобластическая, а текстура массивная. По минералогическому составу выделяются кристаллические почти чистые известняки, более или менее доломитизированные в кристаллические известняки и кристаллические известняки с сидерозом.

В. МЕЖДУЗОНАЛЬНАЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СЕРИЯ

Кристаллические сланцы мезозонального типа в районе Рускица появляются главным образом в виде пятен иногда довольно небольших размеров, тогда как на востоке и даже на западе они имеют большое развитие. Как и кристаллические сланцы эпизональной серии и у мезозональных различаем несколько комплексов. Как и у пород эпизональной серии эти комплексы представляются в виде пропластков боковыми переходами, так что создают впечатление сцепления фаций. Общий фон мезозонального кристаллинника составляют разные типы слюдистых сланцев, которые в районе Рускица имеют самое широкое развитие среди всех остальных типов пород мезозональной серии. Парагнейссы и кварциты полностью подчинены слюдистым сланцам этого района. Что касается остальных комплексов, они появляются главным образом в конечной части серии, там где она суживается и обостряется к долине Рускица.

1. *Слюдистый комплекс*. В этот комплекс мы включили как все типы слюдистых сланцев, так и все типы прагнейссов и биотитовых кварцитов.

Institutul Geologic al României

а) Группа слюдистых сланцев. Среди слюдистых сланцев района Рускица, указываем на наличие мусковитовых, биотитовых и гранатовых слюдистых сланцев. Слюдистые сланцы с дистеном или с ставролитом появляются совершенно спорадически, так что их не удалось выделить на карте. Вообще у всех слюдистых сланцев в тонких шлифах обнаруживается тонко-пластинчатые слои, состоящие из мусковита, биотита или хлорита, чередование с более песчанистыми, с большим количеством кварца, с более грубыми зернами, выявляющие реликтовую (псамитовую) структуру. Структура: грано-лепидобластическая-порфиробластическая. Текстура: сланцевая катакластическая. Минералогический состав: кварц, мусковит, биотит, гранат, полевые шпаты, дистеп, ставралит, хлорит, апатит, зиркон, кальцит, рутил, эпидот и руда.

б) Группа парагнейссов. Структура: грано-бластическая. Текстура: гнейссовая иногда катакластическая. Минералогические составы: плагиоклазы, кварц, биоцит, мусковит, калевой полевой шпат, роговая обманка, апатит, цоизит, титанит, хлорит, кальцит, руда. Гнейссовая текстура этих пород выявлена чередованием мусковитовых или биотитовых пластинок, в слойках кварца и полевых шпатов.

в) Группа кварцитов. Структура: грано-бластическая. Текстура: массивная сланцеватая катакластическая. Минералогический состав: Кварц, бистит, полевые шпаты плагиоклаза, калевые полевые шпаты, мусковит, хлорит, руда, циркон, апатит, цоизит, серицит, рутил.

Главная масса пород состоит из кварца, в который включены в изменьчивых процентах зерна полевых шпатов или пластинки слюдистых минералов.

2. *Известковистый комплекс.* Мраморовидные кристаллические известняки имеют довольно небольшой ареал развития в мезозональной серии. Они появляются вообще в виде линз, с приблизительным простиранием восток-запад. Реже они образуют более значительные массивы. Их окраска в большинстве случаев белая, однако встречаются довольно часто и розовые, желтоватые, зеленоватые разновидности. Иногда, под микроскопом мраморы мезозональной серии можно принять за мраморы эпизональной серии, претерпевшие контактовый метаморфизм. Мраморы, переслаивающиеся среди мезозональных кристаллических сланцев являются чище и содержат совершенно спорадически также и другие минералы кроме кальцита, как например: мусковит, хлорит и кварц, тогда как контактовые разновидности, обогащенны биотитом, гранатами, тремолитом, диопсидом, форстеритом, вурцитом

Institutul Geologic al României

и рудой. Структура: грано-бластическая. Текстура: массивная, плотная. Минералогический состав: кальцит, кварц, мусковит, руда, хлорит, полевой шпат.

3. *Амфиболовый комплекс.* По минералогическому составу можно различить амфиболовые сланцы с хлоритом, амфиболиты, амфиболовые сланцы с биотитом, амфиболовые сланцы с эпидотом и амфиболовые гнейссы. Структура пород вообще микрозернистая, грано-нематобластическая. Кроме этой структуры встречается также и структура с крупнозернистыми характерами, с порфиробластами роговой обманки или диабластическая структура. Текстура вообще параллельная сланцеватая или лишь у некоторых амфиболовых гнейссов — плойчатая. Минералогический состав: роговая обманка, кварц, биотит, плагиоклазы, эпидот, цоизит, титанит, хлорит, кальцит, апатит, руда, циркон, ильменит, рутил, мусковит.

ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

1. *Юра.* Самыми древними осадочными отложениями, залегающими, сверх фундамента кристаллических сланцев являются юрские отложения представленные плотными известняками серо-желтоватого цвета.

2. *Мел.* В основании отложений верхнего мела встречаются известковистые брекчии, с многочисленными обломками кристаллических сланцев изменьчивых размеров, к которым был приписан сеноманский возраст (С. Кантуниари). Между этими брекчиами и кристаллическими сланцами местами появляются известковые мергели серовато-беловатого цвета. Выше известковистых брекчий следуют известняки и битуминозные доломиты (турон), сверх которых следуют затем песчаники мергели (сенон), а затем верхняя серия, состоящая из конгломератов, аггломератов, лавовых потоков, туфов и угольных пластов (Шафарцик). Все эти отложения пронизаны банатитовыми извержениями.

ТЕКТОНИКА

Еще в начале этой работы мы указали, что между двумя кристаллическими сериями существует анормальный контакт, а именно надвиг мезозональной серии на эпизональную.

Кристаллические сланцы эпизональной серии. В западной части района Рускица обособляется синклиналь с простиранием СЗ—ЮВ. В

Institutul Geologic al României

южной и юго-восточной части эта синклиналь довольно складчатая, причем наблюдается антиклиналь параллельная западной части долины Рускица и синклиналь большего размаха с простиранием СЗ—ЮВ, начинающаяся у Пояна Галериилор и оканчивающаяся у Кракул Боулуй. Южнее, последний сопровождается антиклиналью, захватывающей в ось кварциты на вершине Боул. Северное Крыло этого синклинория имеет изоклинальный характер. Кроме того, устанавливается, что как антиклиналь, так и синклиналь из их нормальном аллюре, по направлению ССВ—ЮЮЗ оканчиваются внезапно в районе Кулмя Чирешулуй,— долина Пырыул Курач. Отсюда к востоку их уже труднее прослеживать, так как они надвинуты и лежат к северу и создают впечатление изоклинальных складов.

Кристаллические сланцы мезозональной серии. Тектоника этой серии немного спокойнее. Общее простирание кристаллических сланцев этой серии, такое же как и эпизональных, т. е. СВ—ЮЗ с тяготением к простиранию В—З. Во всем своем развитии она образует ряд складок более широких, чем складки эпизональной серии, откуда вытекает, что будучи более неоднородной, эта серия была очень чувствительна ко всем движениям затронувшим эти горы или же согласно другим представлениям, она могла быть затронута своей собственной более сильной тектоникой. В своей конечной части в районе Рускица, западнее долины Нисипул наблюдается синклинальная ось, с приблизительным простиранием В — З, затем, южнее, антиклинальная ось того же простирания, а еще южнее, снова синклинальная ось, почти параллельная остальным двум, выводя мраморообразные известняки карьера, как антиклинальную бутоньерку (петлю) заканчивающуюся периклинально по направлению к Пояна Плумбулуй.

Согласно Г. Мургоч, кристаллические породы гор Пояна Руска в совокупности (с обеими кристаллическими сериями) рассматривались в качестве коренной зоны гетского покрова; их кристалличность возрастает с севера к югу. В самом деле, в северной части к Мурешу, встречаются очень слабо метаморфизованные глинистые сланцы и по мере продвижения к югу их кристалличность обычно возрастает проходя через хлористо-серицитовые или графитовые филлиты, разные типы кварцитов, хлоритовые сланцы с биотитом, слюдистые сланцы с биотитом, с гранатами и дистеном и кончаясь в долине Бистра ставролитовыми и силлиманитовыми парагнейссами.

Согласно Мургоч известняки Хунедоара образуют верхний горизонт кристаллических сланцев (их считают палеозойскими) и захвачены они залегающей к северу синклиналью.

Institutul Geologic al României

И. П. Войтешть (1929) отличает горы Пояна Руска (южные) от северных. Горы Пояна Руска северные, простираются от Муреша до линии совпадающей приблизительно с границей между двумя кристаллическими сериями. Северная часть по его мнению входит в состав Буковинского покрова, причем лишь южная часть входит в состав гетского покрова. Таким же образом поступает он с северной частью гор Себеш и Фэгэраш. Так же к Буковинскому покрову включены и горы Ляота.

Позднее Штрекейзен считал, что все участки отнесенные Войтешть к Буковинскому покрову являются верхними высшими единицами гетского покрова.

В районе Пояна Руска, как было указано в более раннее написанной работе, (Штрекейзен основываясь на некоторых указаниях Мекеля и понимая ошибочно общий смысл падений, считает что эпизональная серия гор Пояна Руска залегает как покров на мезозональной серии, которую он наименовал «верхней единицей гор Пояна Руска».

При наших исследованиях, проведенных как в эпизональных, так и в мезозональных сериях, с геометрической точки зрения, мы обнаружили, что мезозональная серия залегает на эпизональной, а не наоборот, как говорил Войтешть и Штрекейзен. Этот анормальный контакт надвига мезозональной серии на эпизональную был прослежен нами от долины Черня (Чинчил) до Рускица, а затем Дан Джушка, Р. Думитреску и сотрудниками — далее на запад в районе Надраг. Не находим нигде метаморфические мезозойские породы или неметаморфические, переслаивающиеся и включенные между двумя сериями. Условия для геологического анализа сначала менее благоприятны, чем в других участках, где между двумя кристаллическими сериями находятся осадочные отложения.

Там, где геометрические соотношения ясны, как видно в долине Пырыул ку Рачь и у склонов вершины Кракул Боулуй, где кристаллические сланцы мезозональной серии залегают сверх эпизональной, вопрос полностью ясен и не нуждается в дальнейших объяснениях. Вопрос осложняется там, где соотношения между двумя сериями как бы нормальны, как, например в участке вершин Кракул Пичиоарей, Мукря луй Мэнжила и т. д. где сверх южного крыла мезозональной серии приходит эпизональная серия, а северное крыло мезозональной серии залегает на эпизональной.

В нашем представлении это положение выше было истолковано в том смысле, что кристаллические сланцы эпизональной серии образуют в этом участке антиклиналь, — лежащую к северу одним крылом

Institutul Geologic al României

(северным) сверх кристаллических сланцев, северной полосы, тогда как северное крыло покрыто кристаллическими мезозональными сланцами одной или двух более южных полос.

Определенная таким образом структура участка Рускица имеет продолжение и в то же время подтверждение к западу, в районе Надраг, как показали Д. Джушка, Р. Думитреску и сотрудники. Констатируется, что после перерыва, вызванного на горе Боул осевым поднятием, северная полоса сланцев мезозональной серии появляется снова в том же высоком положении относительно эпизональной серии и продолжается к западу до Надрага. Южнее этой точки эпизональная серия появляется снова в окне и прослеживается от Рускицы к западу, через долину Лозня сейчас же южнее Надрага по долине Корнецелул и т. д. Еще южнее эпизональная серия в окне покрыта снова мезозональными сланцами. Замечается, что в районе Надраг окно появляется в оси нормальной антиклинали, а покрывной участок находится также в оси нормальной синклинали. В участке Рускица, сейчас же восточнее долины Моара северный контакт окна с северной мезозональной полосой покрывающего участка отходит к северу, Это перемятое и лежащее окно исчезает к востоку, в участке Дялул Ферарилор в результате слияния двух мезозональных полос.

Таким образом в совокупности гор Пояна Руска, наблюдается что структуры являются нормальными в двух конечностях: восточной и западной (эпизональное окно Надраг и хунедоарские известняки у Телюк), а в центральной части структура продвинута к северу (восточное окончание эпизонального окна Надраг-Рускица и его западное окончание известняков Хунедоара.

Таким образом мы констатируем наличии двух фаз движения. В первой фазе общего характера происходит надвиг мезозональной серии на эпизональную, причем обратные крылья вклеены. Во второй фазе имеет место складкообразование выводящее на дневную поверхность в окно эпизону в районе Надраг-Рускица, причем максимальная интенсивность этих движений находится в центральной зоне Пояна Руска, где структура продвигается даже лежа к северу.

В заключение можно сказать, что в совокупности горы Пояна Руска состоят из двух крупных кристаллических серий: одной, состоящей из различных типов филлитов и сланцев, слабо метаморфизованных и другой — состоящей из слюдистых сланцев парагнейссов. В обеих сериях находятся известняки в виде пропластков более или менее метаморфизованных, в зависимости от степени метаморфизации кристаллических сланцев, среди которых они находятся.

Institutul Geologic al României

Указанные две кристаллических серии представляют анормальный контакт, состоящий в том, что сильнее метаморфизованные кристаллические сланцы, т. е. мезозональная серия залегает на менее метаморфизованной серии.

Этот анормальный контакт мы считаем-связан с перемещением к северу в связи с сильным толчком с юга. Этот толчок и этот результат представляет только надвиг мезозональной серии на эпизональную, и общее смещение к северу кристаллических сланцев. Это легко заметить там, где возмлжно различить антиклинали или синклинали, как, например: синклиналь известняков Хунедоара, антиклиналь на вершине Кулмя Боулуй и т. д. Лишь локально встречаются почти прямые складки, но и они обнаруживают легкий наклон к северу, как замечается у синклинали в участке Пояна Вэларь, Кракул Боулуй или Язурь.

Наличие катаклазированных пород, а также явлений диафтореза вблизи линии между двумя кристаллическими сериями, не опровергают такой интерпретации, так как очень нормально, что во время надвига мезозональной серии на эпизональную, произошли некоторые раздавливания и трения. Очень возможно, что катаклазированные породы имели еще большее развитие, однако, учитывая, что этот надвиг является повидимому герцинским, новообразованные структуры в связи с этим надвигом были стерты в результате последующих перекристаллизаций. Катаклазированные породы нами были встречены главным образом в долине Рускица, в долине Рудж, Кичиоара и пр. Проф. Д. Джушка и сотрудники описывают диафторитовые фации и эффекты катаклаза на контакте между двумя сериями, в долине Хайдук и в долине Салашиеле.

Тот факт, что хлоритовые сланцы с биотитом, которые как бы составляют промежуточную серию между зональной и эпизональной находятся на некотором расстоянии от нормальных границ между двумя кристаллическими сериями и, что между ней и хлоритовыми сланцами с биотитом находятся хлоритовые сланцы с графитом, серицитом или разные типы кварцитовых сланцев, связано с разрывом обратного крыла складчатой структуры. Это перемятое и лежащее окно исчезает к востоку, в участке Дялул Ферарилор в результате слияния двух мезозональных полос.

Размах этого надвига, хотя бы в районе Рускица составляет около 5 км, а на западе, по оценке проф. д. джущкз и сотр. имеет 12 км.

Безусловно, что и после герцинской орогеновой фазы кристаллические сланцы массива Пояна Руска претерпели ряд движений и изме-

Institutul Geologic al României

нений усложнивших еще больше их структуру. Можно сказать почти с уверенностью, что вместе с послесенонской интрузией банатитов, геотектоническое развитие кристаллического фундамента закончилось в районе Рускица. Третичные тектонические движения не затронули тектоники этих гор. Единственное, что еще следует указать, это то, что к концу миоцена и в четвертичном периоде они были затронуты колебательными движениями, в результате которых на некоторых вершинах образовались участки с гравием, а также образовалась и платформа.

БАНАТИТОВЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Банатитовые изверженные породы района Рускица входят в состав ряда верхнемеловых извержений, располагающихся почти по простиранию Север-юг, начиная с гор Владяса, Дроча, Пояна Руска западнее — Бокша Ромына—Окна де Фиер, Догнеча—Саска и Молдова Ноуа. В районе Рускица обнаруживается более важное тело в участке Кумпына Чирешулуй и ряд жил (силлов) и штоков, приуроченных главным образом к району Кракул Лунг, Кулмя Боулуй, Кракул Руска, долина Пырыул ку Рач. Учитывая форму залегания, изменения структуры и минералогического состава, банатитовые изверженные породы в районе Рускица можно группировать следующим образом. *а)* гранодиориты, гранодиоритовые порфиры, дациты. *б)* Диориты, диоритовые порфиры, андезиты и *в)* габро, лампрофиры и базальты.

а) *Гранодиориты, гранодиоритовые порфиры и дациты.* Собственно гранодиориты имеют очень небольшую площадь развития в районе Рускица, однако площадь занимаемая ими почти равна площади занимаемой всеми остальными банатитовыми породами вместе. Структура: полно кристаллическая, гипидиоморфно зернистая. Текстура массивная. Минералогический состав: плагиоклазы, кварц, ортоз, роговая обманка, биотит, апатит, эпидот, циркон, хлорит, титанит, кальцит, руда. Плагиоклазы содержат 26—42% An и сильно маклированы и зонированы тонкими и ясными зонами. У гранодиоритов от ядра к краевой зоне намечается следующее изменение зон: 47 — 45 — 40 — 38 — 45 — 27 — 40 — 45 — 40 — 36 — 38 — 32 — 30 — 32 — 28 — 26% An. Ортоз появляется в количестве 10—29%. Он всегда мутен и имеет вид пляжа или ксеноморфных кристаллов. Кварц — (15—18%) вообще является аллотриоморфным, из меланократовых минералов преобладает роговая обманка (1—30%) .Различия между гранодиоритами и гранодиоритовыми порфирами можно заметить только на основании особых структур,

Institutul Geologic al României

так как минералогический состав неизменный. Отнесение этих пород к гранодиоритовым порфирам и дацитам на первый взгляд казалось бы, что совершенно произвольно, однако, в основе этой классификации были положены размеры минералов из теста и процент фенокристаллов. У гранодиоритовых порфиров фенокристаллы содержатся в количестве 46—75% из состава пород, а размеры минералов теста от 0,05 до 0,005мм β дацитах фенокристаллы лишь в виде исключения достигают 40%, тогда как размеры минералов теста изменяются в довольно близких пределах по сравнению с гранодиоритовыми порфирами, тогда когда оно микрокристаллическое, а когда скрыто-кристаллическое или стекловатое—не может существовать никакого сомнения. Структура теста гранодиоритовых порфиров — микрогранитовая и реже, гранофировая. В ее состав входят кварц, ортоз, плагиоклазы, биотит, роговая обманка и попутные минералы. У дацитов тесто микрокристаллическое — скрытокристаллическое или также стекловатое. В качестве фенокристаллов указываем фенокристаллы кварца, ортоза, плагиоклазов, роговой обманки. Биотит появляется довольно редко как фенокристалл.

б) *Диориты, диоритовые порфиры и андезиты.* Собственно диориты были обнаружены только в изверженном теле у подножья вершины Чиреш и в долине Вольхелмина. Структура: полнокристаллическая, гипидиоморфно-зернистая. Текстура: массивная. Минералогический состав: плагиоклазы (40—60%) ,кварц (0—10%), роговая обманка (10—48%), биотит (0—8%), пироксены (6—28%), апатит, циркон, хлорит, и эпидот, руда, титанит, кальцит. Плагиоклазы являются идиоморфными, частично выветренными и содержат 38—53% An. Как и плагиоклазы, так и роговые обманки сильно выветрены и превращены в хлорит в его характерной ассоциации. В свою очередь пироксены паститизированы и уралитизированы, так что во многих случаях их трудно различить только по их контурам. Самым общим превращением меланократовых минералов — это их превращение в хлорит, эпидот и уралит. И у диаритов, как и у гранодиоритов различие между диоритами диоритовыми порфирами и андезитами было сделано на основании структур, а между диоритовыми порфирами и андезитами — на основании процентного содержания фенокристалла и размеров микролитов в тесте. Тесто диоритовых порфиров микрозернистое со слабыми признаками дивергентной структуры. Оно состоит из мелких кристаллов плагиоклазов, главным образом роговой обманки, авгита, кварца, апатита, титанита, руды, хлорита, кальциат и вторичного кварца. Фенокристаллы принадлежат больше к меланократовым минералам чем к лейкократным.

Institutul Geologic al României

Соотношения между лейкократными и меланократными фенокристаллами равно 1:3; только в некоторых диоплагиоклазовых порфирах соотношение становится обратным или даже может достигать значений в пределах 6:1 10:1. Что касается теста андезитов, оно обычно микрокристаллическое, однако, имеются достаточно примеров андезитов с скрытокристаллическим или даже стекловатым тестом. Фенокристаллы состоят из плагиоклазов и роговой обманки и в меньшей мере из биотита, авгита или кварца.

в) *Габбро, лампрофиры и базальты.* Это очень разнообразные породы, имеющие довольно незначительное распространение. У габбро имеется габбровидная неравнозернистая структура, а их текстура массивная. Минералогический состав: плагиоклазы (40—58%), роговая обманка (10—45%), пироксена (5—30%), кварц (0—25%), биотит (0—7%), титанит, апатит, рутил, эпидот, кальцит, руда, хлорит, ильменит, леукоксен, соицит. Плагиоклазы вообще сосюритизированные и содержат 54—86% An. Пироксены представляются как в виде авгита, так и в виде диопсида и диаллага.

Лампрофиры — это самые разнообразные породы. Так, в районе Рускица встречаем: *а)* спессартиты, у которых главная масса состоит из тонких микролитов плагиоклазов, в ассоциации с роговообманковыми и авгитовыми микролитами, а фенокристаллы представлены роговой обманкой плагиоклазами (32—41% An) и авгитом. *б)* Одиниты, в которых главная масса состоит из микролитов плагиоклазов, авгита, роговой обманки и руды. Из фенокристаллов указываем на преобладание авгитовых и диопситовых (80—90%) из общего числа фенокристаллов, роговой обманки (5—10%), и плагиоклазов, которые появляются совершенно спорадически. *в)* Камптониты. В основной микрокристаллической массе этих минералов встречаются иногда очень широко развитые фенокристаллы катофорита титанистого авгита и роговой обманки. Базальты имеют порфировую полнокристаллическую структуру и массивную текстуру. Основная масса состоит из тонких призматических кристаллов плагиоклаза, в которые включены авгитовые оливиновые, иногда даже плагиоклазовые фенокристаллы. Плагиоклазы содержат 59—73% An. Пироксены частично баститизированы и хлоритизированы. Оливин также превращен в иддингсит.

Что касается химизма банатитовых изверженных пород в районе Рускица, вытекает, что кислотность горных пород колблется в пределах 47—64% SiO_2, а из таблицы с параметрами Ниггли видно что имеем дело с двумя главными магматическими типами, с различными

Institutul Geologic al României

формами переходящими одна в другю, а именно гранодиоритовой и диоритовой.

Во вмещающих породах банатитовых тел и жил обнаруживаем многочисленные и очень разнообразные явления эруптивного характера. Эти явления можно видеть и проследить как в кристаллических сланцах, так и в осадочных отложениях. В результате комбинированного воздействия температур и гидротермальных растворов в особенности на кристаллических сланцах образовались плотные роговики с биотитом, андалузитом, эпидотом, окремненными сланцами, или сланцами минерализованными сульфидами. Под воздействием тех же факторов на известняке, образовались мраморы с силикатами, скарны с гранатами, диопсидом, эпидотом, рудой, осадочные отложения потерпели также, в свою очередь, влияние этого метаморфизма. В подавляющем большинстве, их цемент кристаллизовался и начали появляться отдельные изолированные кристаллы эпидота, биотита, диопсида и гранатов. Что касается автометаморфизма горных изверженных пород, указываем на явление албитизации, эпидотизации, баститизации, уралитизации, хлоритизации и пр.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ, ЧЕРТЕЖИ И КАРТЫ

РИСУНКИ

Рис. 1. — Разрез Пырыул ку Рач.
1, биотитовый слюдистый сланец; 2, кристаллический известняк; 3, амфиболовый сланец.

Рис. 2. — Разрез Валя Морий.
1, биотитовый сланец; 2, кристаллический сланец; 3, мусковитовый слюдистый сланец; 4, амфиболиты; 5, биотитовые кварциты.

Рис. 3. — Разрез Валя Попий.
1, доломитовый кристаллический известняк; 2, кварцево-хлоритовый сланед.

Рис. 4. — Разрез иллюстрирующий последовательность и зазубление песчаниковой и известняковой фаций в Валя Мэрулуй.
1, кварцево-хлоритовый сланец; 2, кристаллический известняк.

Рис. 5. — Разрез Валя Инорий.
1, кристаллический известняк; 2, хлористо-серицитовый сланец.

Рис. 6. — Разрез Валя Падеш.
1, кристаллический известняк; 2, кварцево-серицитовый сланец.

Рис. 7. — Тектонический эскиз аномального контакта эпизональной и мезозональной кристаллической серии.
а) мезозональная серия надвинутая на крылья мезозональной серии; *б)* мезозональная серия, крыло которой надвинуто на эпизональную серию в второе крыло погружено под ней; 1, эпизональная серия; 2, мезозональная серия; 3, верхний мел.

Institutul Geologic al României

Рис. 8. — Тектонический эскиз мезозональной серии надвинутой на эпизональную; верхнее крыло складок разбито сбросами.

1, биотитовые сланцы; 2, биотито-хлоритовые сланцы; 3, хлоритовые сланцы ;4, кристаллический известняк; 5, серицитовые сланцы.

Рис. 9. — Диаграмма магматической дифференциации.

ЧЕРТЕЖИ

Разрезы района Рускица.

1, наносы, четвертичные отложения. Банатитовые изверженные породы: 2*а*, гранодиорит; 2*б*, гранодиоритовый порфир; 2*в*, андезит; 3*а*, диорит; 3*б*, диоритовый порфир; 3*в*, андезит; 4, лампрофир. Контактовые породы; 5, Контактовый метаморфизованный верхний мел (слюдистые сланцы, песчаник с роговым цементом); 6, контактовые метаморфизованные кристаллические сланцы (плотные роговики с биотитом, андалузитом, эпидотом). Осадочные отложения: 7, верхний мел; 8, массивные беловато-желтоватые известняки-юра (?) кристаллические сланцы, мезозональная серия: 9, мусковитовые слюдистые сланцы; 10, биотитовые слюдистые сланцы; 11, гранатовые слюдистые сланцы; 12, перагнейсс; 13, биотитовые кварциты; 14, мраморовидные кристаллические известняки; 15, амфиболиты, сланцы и амфиболовые гнейссы. Кристаллические сланцы, эпизональная серия; 16, серицито-хлоритовые сланцы; 17, кварцево-серицитовые сланцы; 18, известняки и кристаллические доломиты; 19, кварцево-графитовые сланцы; 20, кварцево-хлоритовые сланцы; 21, хлоритовые сланцы; 22, кварциты; 23, хлорито-графитовые сланцы; 24, линия аномального контакта; 25, сброс.

КАРТА

Геологическая карта района Рускица.

Четвертичные отложения: 1, наносы; 2, склоновые осыпи. Банатитовые изверженные породы: 3*а*, гранодиорит; 3*б*, гранодиоритовый порфир; 3*в*, дацит; 4*а*, диоритовый порфир; 4г, андезит; 5*а*, габбро; 5*б*, лампрофир; 5*в*, базальт; 5*г*, натриевый базальт. Контактовые породы: 6, контактовый метаморфизованный верхний мел (слюдистый сланец, песчаник с роговым цементом); 7, контактовые метаморфизованные кристаллические сланцы (плотные роговики с биотитом, андалузитом, эпидотом); 8, скарн с гранатами, диопсидом, эпидотом, рудой и пр. Осадочные отложения: 9, верхний мел; 10, белый желтоватый известняк, юра (?). Кристаллические сланцы, мезозональная серия: 11, мусковитовые слюдистые сланцы; 12, биотитовые слюдистые сланцы; 13, слюдистые сланцы с гранатом; 14, парагнейсс: 15, биотитовые кварциты; 16, мраморовидные кристаллические известняки; 17, амфиболиты, амфиболовые сланцы и гнейссы. Кристаллические сланцы, эпизональная серия; 18, серицито-хлоритовые сланцы; 20, кристаллические известняки и доломиты; 21, кварцево-графитовые сланцы; 22, кварцево-хлоритовые сланцы; 23, хлоритовые сланцы; 24, кварциты; 25, хлорито-графитовые сланцы; 22, кварцево-хлоритовые сланцы; 23, хлоритовые сланцы; 24, кварциты; 25, хлорито-гаафи товые сланцы; 26, линия аномального контакта; 27, сброс; 28, ось антиклинали; 29, ось синклинали

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

DEPRESIUNEA SUBCARPATICĂ ÎNTRE VĂILE OZANEI (PÎRÎUL NEAMȚULUI) ȘI BUZĂULUI

DE

FLORIAN OLTEANU

SUMAR

Pag.

I. Poziția și limitele depresiunii în Carpați 377
II. Evoluția depresiunii 379
A) Etapa de subsidență preattică 380
1. Fundamentul 380
2. Evoluția subsidenței preattice 381
B) Etapa de subsidență postattică 388
III. Cîteva caracteristici ale subsidenței în timpul depunerii sedimentelor din depresiune 389
IV. Rezultatul însumat al mișcărilor orogene (tectonica) 392
A) Unitățile și subunitățile tectonice 392
B) Caracteristicile faciale ale Miocenului din unitățile tectonice 393
C) Evoluția geotectonică 394
D) Tectonica unităților tectonice și localizarea lor 396
1. Autohtonul 396
2. Pînzele 397
V. Concluzii și probleme în legătură cu Depresiunea Subcarpatică 399
Bibliografie 402

I. POZIȚIA ȘI LIMITELE DEPRESIUNII ÎN CARPAȚI

Depresiunile din Carpați sînt împărțite de MRAZEC (22, 1932) în depresiuni interne și depresiuni externe. Între primele sînt considerate marea Depresiune Panoniană și Depresiunea Bazinului Transilvan, iar între ultimele, depresiunile care înconjoară Carpații adică Depresiunea Subcarpatică și Depresiunea Getică.

Institutul Geologic al României

În adevăr, Depresiunea Subcarpatică reprezintă unitatea geotectonică cea mai externă din geosinclinalul Carpaților orientali.

Pe porțiunea dintre Pîrîul Ozana (P. Neamțului) și Rîul Buzău, cercetată de autor între anii 1948 și 1953, Depresiunea Subcarpatică se individualizează cel mai bine între rîurile Bistrița și Trotuș, unde zona Miocenului Subcarpatic, ce o reprezintă la suprafață, cîștigă lărgimea maximă de 30 km (a se vedea harta). Aci, depresiunea este mărginită la interior de zona marginală a Flișului cretacic-paleogen, care a fost denumită, în ultimul timp, Spinarea Marginală (F. Olteanu, 31, 1954), cu scopul de a-i evidenția caracterul geotectonic de zonă ridicată. La exterior, depresiunea se învecinează cu Platforma Podolică.

După cum s-a arătat în primele monografii asupra Depresiunii Subcarpatice (D. M. Preda, 34, 1917; H. Grozescu, 14, 1917), această depresiune are raporturi tectonice cu unitățile vecine menționate. Lucrările geologice din industria de petrol, inclusiv lucrările autorului, confirmă caracterul tectonic al acestor raporturi. Astfel Falia Marginală, concepută de S. Athanasiu (3, 1913), separă depresiunea de Spinarea Marginală. Ea are caracter de falie cu încălecare. O altă falie, pe care o numim Falia Externă, are un caracter asemănător și delimitează depresiunea față de Platforma Podolică. Anumite considerente lasă să se presupună că această falie se află în zona sarmato-pliocenă aproximativ pe Siret și nu, cum se cunoștea pînă acum, la contactul Helvețian-Sarmațian, imediat la E de Culmea Pietricica.

Deci, în privința raporturilor depresiunii cu unitățile vecine, pe porțiunea dintre rîurile Bistrița și Trotuș, concluziile cercetărilor recente nu se deosebesc esențial de concluziile lucrărilor mai vechi. Deosebirile se ivesc, însă, cînd urmărim depresiunea la S de Trotuș.

O primă diferență constă în limitarea ei externă imediat la S de Trotuș. În concepția veche enormul sinclinal al Odobeștilor [1]) era socotit în afara depresiunii. În concepția nouă acest sinclinal face parte integrantă din ea. Se cunoaște acum că falia care mărginește depresiunea spre platformă, la N de Trotuș, nu este aceeași cu falia Cașin—Bisoca de la S de Trotuș, cum se considera înainte (Preda, 34, 1917). Prima falie, Falia Externă, se află la marginea depresiunii și se continuă, la S de Trotuș, pe la exteriorul sinclinalului Odobești; ultima, falia Cașin—Bisoca, apare în mijlocul depresiunii, la interior de sinclinalul menționat. Deoarece falia de margine a depresiunii se află la exteriorul sinclinalului, înseamnă că acest sinclinal face parte integrantă din depresiune. Se bănuește că această falie merge aproximativ paralel cu Siretul, ajungînd să se continue cu falia Peceneaga—Camena din Dobrogea.

[1]) Sinclinalul pliocenic Odobești constituie cuta majoră ce separă platformele de zona subcarpatică și ce se urmărește de la Trotuș și pînă aproape la Olt.

Institutul Geologic al României

Concepția nouă diferă deasemeni de cea veche în ceea ce privește limitarea internă a depresiunii, la S de pîrîul Năruja. Falia Marginală venind dinspre N, se poate urmări pînă în acest pîrîu. Ea delimitează, pînă aci, Flișul Marginal cretacic-paleogen de Miocenul Subcarpatic. Deoarece la sud de P. Năruja, după G. MURGEANU și M. FILIPESCU (24, 1937), G. MURGEANU (25, 1940) și N. GRIGORAȘ (13, 1955), pînzele Flișului depășesc Falia Marginală, ea nu mai poate fi urmărită pentrucă este ascunsă sub pînze. Căutînd în aceste pînze o falie însemnată care să reprezinte răsunetul, din adîncime, al Faliei Marginale, avem de ales între Falia Drajna și falia din zona de solzi ce mărginește spre interior Depresiunea Slănicului. Se pare că dintre acestea, ultima ar fi mai nimerită.

Oricare ar fi falia ce ar reprezenta în pînze răsunetul Faliei Marginale, este sigur că la sud de Năruja o parte din Flișul Marginal cretacic-paleogen (Pînza de Buzău, MURGEANU și ONCESCU, 26, 1952) șariază pe Miocenul depresiunii, acoperind transversal aproximativ 10 km din acest Miocen. Pentru acest motiv în depresiune apare și un relief muntos cauzat de Flișul cretacic-paleogen, în afară de cel subcarpatic cunoscut pînă acum.

În concepția veche, Falia Marginală urmărește, de la P. Năruja spre sud, contactul dintre Fliș și Miocen, ceea ce constituie o greșală.

II. EVOLUȚIA DEPRESIUNII

Înțeleasă în modul prezentat de autor Depresiunea Subcarpatică cuprinde în interiorul ei, la suprafață, depozite a căror vîrstă începe cu Senonianul și se încheie cu Levantinul. Prin deducție se ajunge, însă, la concluzia că depunerile în depresiune încep din Jurasic și, poate, chiar din Triasic. Unele indicii de la suprafață ar putea să ne ducă la concluzia că și Cuaternarul ar intra uneori în suita depozitelor supuse mișcării de subsidență din depresiune (a se vedea mai departe).

În total, grosimea sedimentelor ce se găsesc actualmente, în depresiune, depuse din Jurasic și pînă azi, variază între 12.000 și 15.000 m.

Cercetările cele mai importante de la noi din țară asupra Depresiunii Subcarpatice, întreprinse de D. M. PREDA, H. GROZESCU, ST. MATEESCU, M. PAUCĂ, GR. POPESCU, I. DUMITRESCU, T. JOJA, R. CIOCÎRDEL, T. IORGULESCU, N. GRIGORAȘ, I. PĂTRUȚ, C. STOICA, O. NIȚULESCU, E. HRISTESCU, J. GHERMAN și T. BORȘ, duc la concluzia că în depresiune se află numai depozite autohtone.

Cercetători sovietici ca N. S. SATSCHI, M. V. MURATOV, A. D. BOGDANOV, V. I. SLAVIN, A. E. MIHAILOV, ca și cercetătorii polonezi V. FRIEDBURG, M. LOMNIȚKI, W. TEISSEYRE, G. CISANCOUR, B. BUIALSCHI, I. CEARNOȚCHI, sînt de aceeași părere.

Institutul Geologic al României

La noi în țară, L. MRAZEC și I. POPESCU-VOITEȘTI (21, 1911), GH. MACOVEI și D. M. PREDA (17, 1937,) și GH. MURGEANU și M. FILIPESCU (23, 1937), în mod ipotetic, concep depozitele de la suprafață, din depresiune, ca alohtone.

Dintre cercetătorii străini numai polonezul C. TOLVINSCHI ajunge la concluzia că în depresiune există și depozite alohtone (Pînza de Stebnic).

În ultimele cercetări (1948—1953) executate de autor între Ozana și Buzău se confirmă prin date de teren ipoteza existenței depozitelor alohtone în depresiune. Se observă că în porțiunea cercetată, o bună parte din depozitele depresiunii sînt alohtone. Acestea sînt venite ca pînze de deslipire.

Din această cauză istoria depresiunii capătă o nouă înfățișare, deosebită de aceea a autorilor care consideră autohtone toate depozitele depresiunii.

Prezența depozitelor alohtone conduce la deosebirea a două etape în istoria sedimentării din depresiune: o etapă anterioară intrării depozitelor alohtone în depresiune și o etapă posterioară acestei intrări.

Intrarea depozitelor alohtone în depresiune s-a petrecut în timpul orogenezei attice adică în Sarmațian (Bessarabian). Din acest motiv, în faza de subsidență ce a dat naștere la depozitele care se află azi în depresiune se deosebește o etapă preattică și una postattică.

A) ETAPA DE SUBSIDENȚĂ PREATTICĂ

Etapa de subsidență preattică privește partea externă a geosinclinalului carpatic, a bazinului de subsidență carpatic, parte în care s-au depus sedimentele alohtone (înainte de a fi desrădăcinate) și autohtone ce se găsesc azi în depresiune. Partea aceasta avea o lărgime de aproape 200 km. Din această lărgime, aproximativ un sfert, dela exterior, privea depozitele autohtone ale depresiunii, un alt sfert depozitele autohtone ale Spinării Marginale iar restul, sedimentele alohtone.

Grosimea sedimentelor depuse în această etapă variază între 8.000 și 10.000 m.

1. FUNDAMENTUL

Fundamentul din această parte a geosinclinalului nu apare azi direct la suprafață. Caracterele lui pot fi însă deduse din elementele rocelor detritice formate pe socoteala lui. Un studiu sistematic asupra acestor roce lipsește în momentul de față. Din datele sumare ce posedăm, reiese, însă, că rocele detritice au fost formate pe socoteala a trei catene : catena cristalină a Carpaților, o catenă eruptivă (« Cordiliera Cumană », MURGEANU, 23, 1937) și catena varistică de șisturi verzi siluriene (ZUBER, 35, 1903, MRAZEC, 20, 1908). Aceste catene se succedau de la interior la exterior în ordinea arătată în enumerare. Rocele catenei carpatice au furnizat majoritatea componenților din depozitele terigene,

Institutul Geologic al României

aproximativ 70% din conținutul lor; catena carpatică alcătuia sursa principală. Catena varistică a contribuit cu aproximativ 20%, iar cea eruptivă cu cca 10% la formarea acestor roce (pl. I.).

Bogăția în mică a rocelor detritice eocene (de ex. gresia de Tarcău) și a celor miocene este privită ca un caracter carpatic. Natura calcaroasă a cimentului și coloarea cenușie a acestor roce se pare că este legată tot de Carpați. Apariția rocelor carpatice coincide uneori cu caracterul de mare deschisă al sedimentelor care iau naștere pe socoteala lor (ex. Stratele de Poduri sau de Strigoiu din Oligocen).

Abundența de șisturi verzi siluriene în rocele terigene (ex. conglomeratele de Pleșu și de Pietricica), precum și lipsa calcarului în ciment și coloarea verzuie a acestor roce, constituie motive ca să li se atribuie o origine varistică. O origine varistică trădează și exclusivitatea grăunților de cuarț și natura silicioasă a cimentului din rocele detritice, cum sînt cuarțitele din Șisturile Negre, gresia de Kliwa din Oligocen, etc. GH. MACOVEI (18, 1954) introduce ideea că gresia de Kliwa ar putea proveni din gresiile siluriene de Cosăuți.

Blocul cu *Favosites*, întîlnit în 1911 de SAVA ATHANASIU, bloc desfăcut, probabil, din conglomeratele de Pleșu, miocene, indică proveniența acestor roce din șisturile siluriene, hercinice.

Se observă, uneori, că odată cu rocele silicioase ce conțin exclusiv grăunți de cuarț, apare și caracterul de mare închisă în depozitele pelitice (ex.: cuarțitele și șisturile negre din Cretacicul inferior și mediu și gresia de Kliwa cu șisturile disodilice din Oligocen).

Materialul granitic sub formă de fragmente de roce eruptive (în Cretacic, MURGEANU, 23, 1937 și în gresia de Tarcău) sau de feldspat (în arcozele din Șisturile Negre, M. FILIPESCU, I. DRĂGHINDĂ și V. MUTIHAC 12, 1952 și din Miocenul inferior) sau ca material lateritic în rocele roșii din Turonian, Senonian, Eocen și Miocen (Strate de Tescani, burdigaliene), dovedește existența unei catene eruptive.

Se cunoaște legătura de natură genetică dintre laterit și rocele eruptive. Se știe de asemenea că rocele roșii (siderolitele roșii) conțin în mare parte laterit.

2. EVOLUȚIA SUBSIDENȚEI PREATTICE

Fundamentul hercinic din partea externă a geosinclinalului a constituit o porțiune din continent pînă în Jurasic (poate, numai chiar pînă în Triasic, a se vedea mai departe), cînd a fost invadat de apele marine (a se vedea tabloul sinoptic stratigrafic). Primele depozite nu apar direct la zi între depozitele depresiunii. Prezența lor este stabilită prin rocele jurasice care apar destul de rar ca elemente în rocele detritice miocene (ex. conglomeratele burdigaliene, brecia saliferă aquitaniană sau tortoniană, etc.). Un studiu sistematic al rocelor detritice lipsește.

Institutul Geologic al României

În ultimul timp D. PATRULIUS (T. BORȘ, 1953 și 1954) [1]) determină forme triasice (?) ca *Athyris (Dentigera) marmorea* (?), forme ce merg din Dogger superior (Bathonian) pînă în Malm inferior (Callovian) ca *Posidonomia alpina* (?) GRAS. sau forme ce se întîlnesc din Malmul inferior (Callovian) pînă în Neocomian, ca *Rhynchonella corralina* LEJM. aff. *R. renouxiana* D'ORB., toate în roce găsite de T. BORȘ și C. POPESCU între elementele ce alcătuiesc fie conglomeratele de Pietricica, burdigaliene, fie brecia saliferă aquitaniană ori tortoniană.

Din aceste cîteva date se poate deci presupune că soclul continental hercinic nu a fost inundat mai devreme de Triasic (?) sau de Dogger superior (Bathonian).

Soclul varistic se știe că apare la suprafață în platformele ce învecinează depresiunea, Platforma Podolică și Platforma Prebalcanică.

În porțiunea ce se ivește la zi din Platforma Podolică, pe Nistru, terenul hercinic este cucerit de mare abia în Cenomanian. Alte formațiuni mai vechi nu sînt depuse pe el. Totuși, în forajele recente (AVANESIAN, 4, 1954) executate între Prut și Nistru, în așa numita Depresiune Sud-podolică sau Predobrogeană, ce se află imediat la N de Dobrogea nordică, s-a întîlnit un Jurasic dezvoltat, cu o grosime de cca 2500 m, depus pe soclul varistic. Sedimentarea în această depresiune pare să înceapă odată cu Jurasicul.

În Platforma Prebalcanică, în Dobrogea Sudică, pe care toți geologii o consideră că se prelungește spre N și alcătuiește fundamentul părții externe a geosinclinalului Carpaților orientali, există Jurasic. Aci, primele depozite jurasice care se așează peste șisturile siluriene sînt cele din Malm, calloviene. Sedimentația se continuă neîntrerupt pînă în Apțian exclusiv. În Malm se depun calcare dolomitice. Aceste calcare denotă un regim de mare deschisă.

În sedimentarea Cretacicului din Platforma Prebalcanică din Dobrogea sudică apar întreruperi între Barremian și Apțian, între Apțian și Albian, între Albian și Cenomanian și între Turonian și Senonian (I. SIMIONESCU și GH. MACOVEI).

Situația în Cretacicul din depresiune nu se poate cunoaște direct pentrucă cele mai vechi strate din autohton ce apar la zi sînt marnele cu Foraminifere aglutinante eocen-superioare (T. IORGULESCU, 1955) [2]) din Stratele de Bisericani, din Culmea Pleșului, de la Tg. Neamț (T. JOJA, 15, 1952). Această situație, însă, aci, considerăm că trebuie să fie asemănătoare cu aceea din autohtonul Spinării Marginale, unde cele mai vechi depozite ce se ivesc sînt Șisturile Negre de la

[1]) T. BORȘ a cercetat în 1953 și 1954 Miocenul subcarpatic aproximativ de la paralela Bacău—Tazlău și pînă în R. Bistrița, pentru Ministerul Industriei Petrolului. Rapoartele ntocmite asupra acestor cercetări au fost consultate pentru lucrarea de față.

[2]) T. IORGULESCU a efectuat în 1955 pentru Ministerul Industriei Petrolului o cercetare microfaunistică a Paleogenului din Moldova. La această cercetare ne referim.

Institutul Geologic al României

Doamna. Ammonitul *Acanthohoplites* aff. *bigourreti* SEUNES, găsit de L. TURCULEȚ în P. Țiganca și determinat de D. PATRULIUS, arată vîrsta apțian-superioară pentru porțiunea terminală a marnelor cu sferosiderite și confirmă recentele lucrări ale lui M. FILIPESCU împreună cu I. DRĂGHINDĂ și V. MUTIHAC (12, 1952), care acordă Șisturilor Negre o vîrstă ce merge de la Hauterivian (?) -Barremian și pînă la Cenomanian. Șisturile Negre sînt depozite bituminoase de mare închisă, care se succed astfel: argile marnoase cu sferosiderite, argile șistoase negre bituminoase și cuarțite și gresii glauconitice silicioase, toate cu caractere de Fliș.

Pe lîngă cuarțitele de a căror origine varistică am pomenit, se întîlnesc în seria șistoasă neagră lentile de conglomerate formate pe socoteala șisturilor verzi cu aceeași origine.

Pe nesimțite caracterele de mare închisă ale depozitelor se pierd. În Turonian pragurile care izolau marea Șisturilor Negre dispar treptat. Se depun calcarele marnoase cenușiu-deschise-verzui și rubanate, cu Fucoide, ale Stratelor de Tisaru, în care, ulterior, au apărut nodule diagenetice de silice. În Senonian, în bazinul cu caracter de mare deschisă, sînt depuse marno-calcare alburii și gresii, calcare cu vine de calcit. În aceste strate se găsesc Inocerami *(Inoceramus regularis* D'ORBIGNY [1]) și *Inoceramus balticus* I. BOEHM [2]). Caracterul de Fliș al depozitelor se menține.

Așa dar, în timp ce în platformele vecine, în Cretacicul mijlociu au loc mișcări epirogenetice iar în partea centrală a Carpaților se formează cute austrice, aci, în partea externă a geosinclinalului carpatic care privește depresiunea, nu se resimt nici un fel de cutări. Subsidența merge continuu cel mai tîrziu din Barremian, dacă nu mai de timpuriu (din Bathonian) și pînă în Senonian inclusiv.

După Senonian, cutările laramice provoacă o exondare urmată de o eroziune, care duce uneori la dispariția completă a Senonianului în autohton (P. Gliguța-Doamna) și în partea externă a alohtonului (R. Putna, la Piatra Streiului). În partea mijlocie și internă a alohtonului sedimentarea a fost continuă de la Senonian la Eocen.

Se pare, deci, că în Cretacicul mijlociu și Paleogen fundul geosinclinalului a avut un joc de basculă. La interior a fost emers în Cretacicul mijlociu și submers în Paleogen, iar la exterior invers.

Partea externă a geosinclinalului este recîștigată de apele marine abia în Lutețian, odată cu platformele vecine care, deasemeni, s-au găsit sub regim continental între Senonian și Lutețian. Primele depozite eocene din partea externă

---

[1]) Găsit de V. AGHEORGHESEI la Boboești (Neamț), în P. Pietros, și determinat de D. PATRULIUS.

[2]) Găsit de D. TURTUREANU la Boboești (Neamț), în P. Dolița și determinat de M. FILIPESCU.

Institutul Geologic al României

a geosinclinalului au caractere litorale (conglomeratele de la Piatra Streiului din Putna) și recifale (Brecia organogenă cu Nummuliți din Neamț (27, 1925).

În timpul Eocenului marea deschisă și agitată, după cum dovedește abundența de Foraminifere aglutinante, sedimentează depozite cu caractere de Fliș. Aceste caractere sînt mai puternice spre interior în alohton, unde dominau gresiile calcaroase micafere carpatice (gresia de Tarcău și Stratele de Plopu), și mai slabe spre exterior, unde calcarele silicioase sînt caracteristice (calcarele de Doamna sau de Pasieczna care conțin, pe alocuri, Orthophragmine [1]), determinate de D. PATRULIUS ca *Asterocyclina* și *Discocyclina*, ultima de talie foarte mică), precum și marnele gresoase bituminoase, depuse în mare închisă (Stratele de Cașin), de sub ele, și marnele nisipoase (Stratele de Bisericani) de deasupra lor. Tot la exterior, spre N, Stratele de Cașin sînt înlocuite prin argilele silicioase verzui pătate cu roșu, într-o măsură asemenea Stratelor de Tisaru.

În partea externă a alohtonului și în autohton sursa varistică se face simțită în rocele eocene prin șisturile verzi din conglomeratele de la Piatra Streiului și din baza aproape a fiecărei gresii eocene.

În Oligocen, marea din porțiunea de geosinclinal care ne interesează, este izolată de restul mării oligocene prin noi praguri morfologice, ceea ce aduce condiții pentru formarea rocelor bituminoase (marne albe bituminoase, șisturi disodilice, menilite, diatomite). Aceste roce conțin cunoscuta și bogata faună fosilă de pești și flora de Diatomee. Diatomeele și, într-o măsură, și frecvența grăunților de glauconit, indică o climă rece.

În mijlocul rocelor bituminoase terenurile hercinice dinspre exterior contribuie abundent cu material silicios (gresiile de Cosăuți) pentru formarea gresiei silicioase de Kliwa. Carpații, dinspre interior, concurează prin Hercinide, furnizînd aproape în același timp material pentru gresia de Fusaru, gresie calcaroasă micaferă cu cîteva nivele cu *Miogypsina*, în P. Bizdidel (Pucioasa). Spre exterior, mai ales în autohton, șisturile verzi apar abundent la diverse nivelc din Oligocen.

Pentru o scurtă durată, către mijlocul sau sfîrșitul Oligocenului apele de pe teritoriul considerat capătă caracter de mare deschisă, cînd au loc depuneri de sedimente cu caractere de Fliș. Aceste depozite sînt constituite din marnele și gresiile curbicorticale ale Stratelor de Podu Morii sau de Strigoiu, strate ce se depun în condiții destul de asemănătoare celor eocene și care conțin material ce provine din Carpați.

Erupții vulcanice furnizează cenușe ce formează cineritele cu caracter dacitic din Stratele de Podu Morii și de Strigoiu, și de la sfîrșitul Oligocenului.

[1]) Găsite de F. OLTEANU în P. Branului (Pipirig-Neamț).

Institutul Geologic al României

Puternice procese de diageneză au loc în depozitele din baza și partea superioară a Oligocenului pe socoteala diatomitelor și spongolitelor. Atunci se formează menilitele inferioare și superioare.

Către sfîrșitul Oligocenului regresiunea apelor se accentuează pînă în Aquitanian, cînd se stabilește un regim lagunar cu depunere de gips și sare. Acest regim durează scurtă vreme, pentrucă terenurile ce ne interesează sînt curînd dislocate de cutările savice.

Din cauza acestor cutări regiunea este exondată în cea mai mare parte și supusă unei puternice eroziuni care, către exterior, în autohton, are ca urmare îndepărtarea completă a Oligocenului.

Cutările savice aduc la suprafață creste importante de fundament.

Începînd cu Burdigalianul (?) sau, poate, cu Helveţianul inferior, Marea Mediterană transgresează. Se depun sedimente marine în facies litoral și neritic.

Crestele de fundament ivite la suprafață prin mișcările savice împart marea burdigaliană din partea geosinclinalului pe care o urmărim, în mai multe bazine, în care se depun sedimente în faciesuri diferite. Se deosebește un facies extern, unul intern și unul intermediar.

Faciesul extern, cloritic, înfățișează un Burdigalian v e r d e, ce cuprinde Conglomeratele de Pleșu și Stratele de Borzești (grèsii și argile șistoase verzi), formate aproape exclusiv pe socoteala șisturilor verzi hercinice.

Faciesul intern, granitic, prezintă un Burdigalian r o ș c a t, caracterizat prin gresii feldspatice (arcoze) și marne roșii caracteristice pentru Stratele de Tescani. Lipsesc dintre elementele rocelor șisturile verzi hercinice.

Feldspatul din gresii și lateritul din marnele roșii dovedesc proveniența Burdigalianului dintr-un fundament de natură eruptivă (« Cordiliera Cumană »).

Faciesul intermediar sau mixt posedă un Burdigalian v e r d e - r o ș c a t, alcătuit din conglomerate de Pietricica sau marne împănate cu șisturi verzi, în partea inferioară, și Strate de Tescani, în partea superioară. Primele sînt formate aproape exclusiv pe socoteala șisturilor verzi hercinice iar ultimele, în parte pe socoteala Hercinidelor și în parte pe socoteala unor terenuri eruptive (« Cordiliera Cumană »), după cum dovedește materialul lateritic din marnele roșii.

Se știe că la sud de Buzău, spre interior, apare în depresiunile Slănicului și Drajnei un Burdigalian c e n u ș i u - r o ș c a t, constituit la partea inferioară din conglomerate de Brebu și la partea superioară din Strate de Tescani. Acest tip de Burdigalian reprezintă faciesul cel mai intern.

Conglomeratele de Brebu sînt formate pe socoteala Carpaților. Micașistul este elementul lor caracteristic. Materialul lateritic din marnele roșii ale Stratelor de Tescani provine din « Cordiliera Cumană ».

Institutul Geologic al României

Burdigalianul verde caracterizează autohtonul, iar cel verde-roșcat, roșu și cenușiu-roșcat alohtonul. Faciesurile alohtonului sînt enumerate în ordinea de depunere de la exterior spre interior.

Judecînd după grosimea sa, Burdigalianul în faciesul intermediar, verde-roșcat, s-a depus în zona de cea mai intensă subsidență; cel în faciesul intern, roșcat, în zona de cea mai slabă subsidență, iar cel în faciesul extern, verde, într-o zonă de subsidență de intensitate mijlocie.

Materialul lateritic din sedimentele burdigaliene implică un climat tropical.

În Helvețian (probabil Helvețianul superior) apele marine din teritoriul considerat sedimentează la început în condiții flișoide, condiții mai agitate. Se depun gresii și marne. Se trece apoi într-o fază mai liniștită, cînd se depun rare roce bituminoase (șisturi calcaroase) și gips. In șisturile calcaroase din P. Belci (Onești—Slobozia Mielului) M. PAUCĂ a determinat forme litorale de Pești, de *Pachylebias crassicaudatus*, de Percide (?) și de Clupeide (?). Gipsul nu pare să dovedească în Helvețian un caracter lagunar. În această fază au loc în Helvețian incursiuni de apă îndulcită, în care vin forme ca: *Helix*, *Hydrobia* (?), *Rotalia beccarii* și Characee.

Se pare că în mijlocul Helvețianului crestele de fundament eruptiv și hercinic erau aproape complet distruse. Ultimele urme de șisturi verzi se mai văd în partea externă a alohtonului, în Marnele Roșii de V. Calului din Helvețianul mijlociu. Rocele roșcate se întîlnesc pînă aproape de sfîrșitul Helvețianului în partea internă a alohtonului.

După grosimea stratelor depuse, catena hercinică nu pare să se fi ridicat deasupra apelor cu mai mult de 1500 m. Catena eruptivă se pare că s-a ridicat mult mai puțin. Începînd aproximativ cu Helvețianul superior, Carpații rămîn unicul furnizor pentru rocele terigene.

Scurte faze de erupțiuni vulcanice sînt cunoscute în alohton, spre exterior, în Helvețianul inferior (Cinerite de Helegiu), și spre interior, în Helvețianul mijlociu (Marnele Roșii de V. Calului). Către sfîrșitul Helvețianului se resimte o primă fază a cutărilor stiriace tinere, mai ales în regiunea Buzăului, unde, în eroziunea ce a urmat, s-a distrus întreg Miocenul (ex. la Malul Alb pe apa Buzăului).

Apele din regiune primesc în Tortonianul inferior un aflux marin cu faună pelagică (Globigerine, Orbuline și Pteropode) din Marea Mediterană, ceea ce arată, ca și fosilele remaniate ce se întîlnesc în sedimentele de această vîrstă, o transgresiune a acestei mări.

În Tortonianul inferior au loc puternice erupțiuni vulcanice care furnizează tufuri dacitice de grosimi însemnate (tufurile cu Globigerine). Pe lîngă cinerite se depune un facies neritic reprezentat prin marne și gresii (gresia de Răchitașu).

Institutul Geologic al României

Bazinul marin este repede întrerupt prin exondarea teritoriului considerat sub influența fazei a doua a cutărilor stiriace tinere. Urmează o eroziune care, spre exterior, în autohton, merge uneori pînă la erodarea completă a Miocenului depus anterior.

Apele mării Tortonianului superior încearcă să recucerească treptat uscatul, formînd lagune cu depuneri de sare inclusă într-o brecie în parte continentală, în parte lagunară (F. OLTEANU, 28, 1951), sau, după GR. POPESCU (32, 1951 și 33, 1952), o brecie sedimentară sinorogenă.

Spre exterior se dezvoltă o brecie tip Neamț, care conține printre elemente, roce din Burdigalianul verde. Tipul Pietraru (F. OLTEANU, 28, 1951) apare în partea de mijloc a regiunii și posedă ca elemente caracteristice roce din Burdigalianul roșu-verde. Suprapus tipului Pietraru se află tipul Slavu (F. OLTEANU, 28, 1951), format, mai ales, din fragmente de gipsuri marnoase din Tortonianul mijlociu (?). Tipul de brecie cu roce din Burdigalianul roșcat nu este încă cunoscut. El ar trebui să aibe, ca elemente caracteristice, arcoze și Strate de Tescani fără Șisturi verzi hercinice și ar trebui să apară mai spre interior decît tipul Pietraru. Se pare că acest tip este confundat cu brecia saliferă aquitaniană (cazul probabil al breciei de la Salina Tg. Ocna). Tipul de brecie tortoniană cel mai intern, cunoscut pînă acum, este tipul Cosmina (GR. POPESCU, 32, 1951 și 33, 1952) care conține ca elemente caracteristice, roce eocene și oligocene (faciesul Stratelor de Pucioasa).

Invazia apelor tortoniene progresînd, lagunele se contopesc întîi într-o mare închisă, în care se găsesc condiții liniștite pentru depunerea rocelor bituminoase (Șisturile argiloase cu Radiolari), după care legăturile cu Mediterana se restabilesc complet și începe sedimentarea Marnelor cu *Spirialis* în facies recifal (Lithothamnium, calcare de Leitha și Corali), cu faună marină bogată. În Tortonianul superior transgresiunea are maximum de întindere și invadează și platformele vecine, care de la sfîrșitul Lutețianului făceau parte din continent.

În timpul Tortonianului au loc erupțiuni vulcanice, după cum dovedesc cineritele cu caracter dacitic.

În Buglowian, în partea de mijloc a bazinului de subsidență considerat, sedimentația continuă liniștit și se depun roce pelitice. Apele bazinului încep, însă, să-și piardă caracterul marin normal, pînă cînd, în Sarmațian (Volhynian și Bessarabian), se stabilește un regim de apă salmastră cu depuneri de marne și gresii fosilifere.

Cîteva indicii sugerează ideea că spre interior Buglowian-Sarmațianul s-ar fi depus sub formă de brecie.

După Bessarabian cutările attice provoacă o exondare a regiunii; este posibil ca la interiorul geosinclinalului aceasta să fi început mai devreme. Urmează o fază de eroziune, cînd Sarmațianul și chiar parte din Tortonian este erodat, încît rămîne uneori, numai brecia.

Institutul Geologic al României

După eroziune, orogeneza attică frămîntă puternic regiunea și provoacă cutări adînci, ce merg pînă la formarea de pînze. În timpul acestor cutări, depozitele alohtone părăsesc locul lor de origine și, desrădăcinate, intră în Depresiunea Subcarpatică sub forma de pînze de deslipire.

B) ETAPA DE SUBSIDENȚĂ POSTATTICĂ

Etapa de subsidență postattică (a se vedea tabloul sinoptic) privește Depresiunea Subcarpatică, cu înfățișarea actuală pe care am dat-o în primele pagini.

Grosimea sedimentelor depuse în această etapă variază între 3.000 și 5.000 m.

Depozitele din această etapă s-au format numai pe socoteala Carpaților. După grosimea depozitelor de origine carpatică, formate atît în această etapă cît și în etapa precedentă, catena carpatică se pare că s-a ridicat deasupra apelor cu 10.000—12.000 m. Ridicarea lor și a celorlalte catene ce au furnizat roce pentru depresiune s-a făcut treptat, în timp: pe măsură ce erau erodate, catenele se ridicau, cu tendința stabilirii unui echilibru izostatic după legile lui WEGGENER.

După mișcările attice apele salmastre chersoniene cu *Mactra caspia* invadează și ocupă aproximativ jumătatea externă a depresiunii, depunînd sedimente organogene (calcare cu Mactre, gresii oolitice, etc.), ce stau puternic discordant peste depozitele alohtone. Faciesul depozitelor chersoniene este neritic, pe alocuri recifal (de pildă la Tohani-Buzău). Autohtonul acoperit de pînze, nu a putut fi atins de apele etapei de sedimentare postattice.

Transgresiunea crește continuu începînd cu Meoțianul. În această vîrstă, apele devin complet dulci prin izolarea totală a depresiunii, de bazinele marine. Creșterea transgresiunii se manifestă, în porțiunea cuprinsă azi de bazinul Trotușului, prin invazia apelor meoțiene în Depresiunea Comăneștilor, din Spinarea Marginală.

Se depun depozite de molasă ce constau, în Meoțian, din marne și gresii cu *Dosinia meotica*, *Congeria novorossica*, etc., în Ponțian, din marne cu *Valenciennius*, *Paradacna*, *Phyllicardium*, în Dacian, din nisipuri cu strate de lignit, cu *Prosodacna* și *Vivipara* și în Levantinul inferior, din marne nisipoase lacustre cu *Helix*.

În Meoțian au loc erupțiuni vulcanice care furnizează cenușe și lapilli de natură andezitică, cuprinși în sedimentele acestui etaj. Ca și KELTERBORN și STRECKEISEN (17, 1938), referitor la cenușe, M. FILIPESCU (12, 1944) presupune că lapillii au venit în lacul meoțian pe cale aeriană și aduce ca argument decisiv în favoarea acestei presupuneri, exclusivitatea materialului eruptiv în pietrișurile meoțiene. În acest caz lapillii nu pot proveni decît din niște vulcani aproape de lac, și anume de la exteriorul Carpaților. Acești vulcani au dispărut în timpul mișcărilor orogenice, fiind îngropați sub sedimentele dislocate. D. M. PREDA (comunicare verbală) consideră că lapillii au fost aduși în lacul meoțian de

Institutul Geologic al României

apele continentale din munți, unde au fost azvîrliți prin erupțiile ce au avut loc la interiorul Carpaților în munții Hărghita—Călimani.

Cineritele de la partea superioară a Dacianului le considerăm datorate nu unor erupțiuni daciene, ci remanierii lor din formațiuni mai vechi.

Rămîne de văzut dacă urmele de laterit ce se întîlnesc ca pete roșcate în marne în baza Meoțianului sînt, de asemenea remaniate din formațiuni mai vechi sau ele sînt provenite direct din roce eruptive.

După Levantinul inferior cutările rhodaniene ating ușor regiunea, provocînd o slabă exondare, ce cauzează, uneori, spre țărm erodarea Dacianului și chiar a unei părți din Pontian (ex. Pănătău-Buzău). Urmează, apoi, regimul torențial al pietrișurilor de Cîndești din Levantinul superior, care transgresează peste formațiunile mai vechi.

La sfîrșitul Levantinului superior importante cutări valahice creează înfățișarea tectonică actuală din depresiune.

După cutările valahice, depresiunea, odată cu întreg teritoriul care azi formează țara noastră, intră în domeniul continental și este supusă unei eroziuni puternice care este în curs.

Pietrișurile și lehmurile cuaternare se așternd discordant peste sedimentele mai vechi. Totuși, pe anumite porțiuni, cum este de pildă zona axială a sinclinalului Odobești, nu se poate determina această discordanță. Pietrișurile cuaternare nu se pot separa de pietrișurile de Cîndești. Face impresia că aci există o sedimentare continuă de la pietrișurile de Cîndești la Cuaternar. De aceea ne întrebăm dacă o bună parte din aceste pietrișuri nu aparțin Cuaternarului. Apartenența la Cuaternar a unei părți din pietrișurile de Cîndești ar constitui o dovadă că subsidența în zona axială a sinclinalului Odobești s-a continuat și în Cuaternar și că ea, poate, se continuă și azi. O dovadă în acest sens ar putea fi, într-o măsură, și curgerea spre Siret, spre NE, paralel cu axul sinclinalului Odobești, a Rîmnicului și a Buzăului, în cursul lor inferior. În cursul lor superior aceste rîuri curg spre Dunăre, spre SE, perpendicular pe axul sinclinalului Odobești.

III. CÎTEVA CARACTERISTICI ALE SUBSIDENȚEI ÎN TIMPUL DEPUNERII SEDIMENTELOR DIN DEPRESIUNE

Se știe că perioadele de umplere ale marilor bazine de sedimentare nu mai sînt considerate azi ca etape de repaus între fazele de orogeneză. Ele devin, prin mișcările de subsidență, intervale de timp orogenice, ce au caracterul lor propriu.

Pentru a caracteriza o mișcare de subsidență trebuie să se facă observații asupra ciclotemei, elementul sedimentar, care cuprinde succesiunea de depozite ce începe cu psefite sau psamite și se încheie cu pelite. Într-o ciclo-

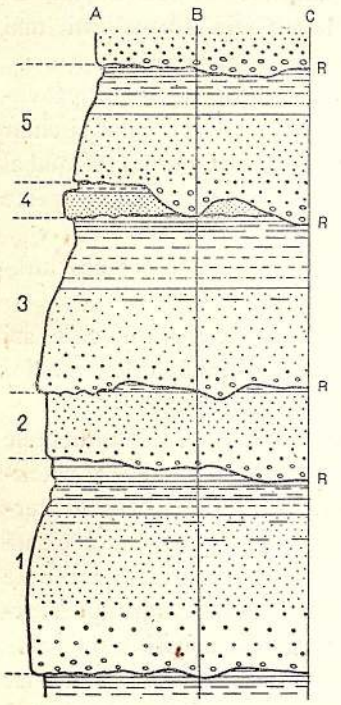
Institutul Geologic al României

temă se oglindește în primul rînd ritmul și amplitudinea subsidenței, pe lîngă alți factori, ca alimentarea detritică, sensul curenților, climatul, orografia, etc.

Depozitul grosier din baza unei cicloteme înseamnă o scufundare a bazinului de sedimentare, ceea ce aduce un început de eroziune. Dezvoltarea depozitelor fine ce urmează în ciclotemă înseamnă încetarea treptată a fazei de eroziune Întîrzierea mișcării fundului poate duce la depunerea de roce de precipitare chimică (ex. calcar, gips, etc.).

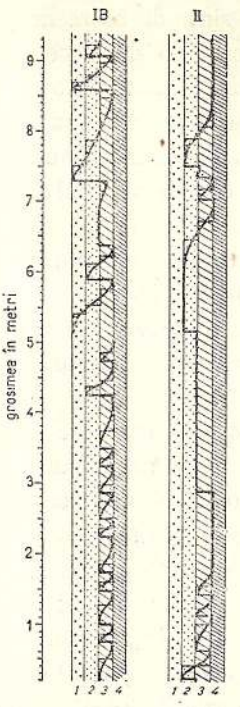
Ținînd seama de mărimea grăunților unui strat dintr-o ciclotemă și de timpul cît a durat producerea lui, respectiv grosimea lui, se ajunge la cunoașterea ritmicității subsidențiale. Aceste date se pot reda într-o diagramă așa cum a făcut de pildă A. Mihailov (19, 1951). Se pune pe o axă mărimea grăunților și pe o alta, grosimea stratelor (vezi figura).

Redînd într-o astfel de diagramă succesiunea ciclotemelor putem obține pentru fiecare formațiune sau pentru fiecare unitate sedimentară o linie care exprimă caracterul și evoluția subsidenței (pl. II).



A. Bersier. Schema sinoptică a unei serii ciclotematice aquitaniene.

1—5, cicloteme succesive; R, eroziunea; profilele A, B, C se deosebesc.



A. Mihailov. Diagrama alternanței rocelor și a grosimilor în diverse formațiuni (modificată de F. Olteanu).

IB, Fliș (jos, argilos, sus argilo-nisipos); II, Formațiune flișoidă; 1, psefite; 3, pelite; 4, roce de precipitație.

Privită din aceste puncte de vedere, subsidența bazinelor în care s-au depus sedimentele din teritoriul discutat se manifestă, în general, prin mișcări sacadate.

Aceste mișcări sînt dese și cu amplitudine relativ mică în succesiunile cu caractere tipice de Fliș, cum sînt: Eocenul marginal, Stratele de Plopu din Eocenul superior, Șisturile disodilice cu strate subțiri de gresie de Kliwa din Oligocen,

Institutul Geologic al României

stratele oligocene de Pucioasa, de Podu Morii, de Strigoiu, gresiile şănţuite din Helveţianul inferior, Şisturile cu Radiolari din Tortonian, etc. În succesiunile citate ciclotemele sînt înguste. Ele conţin strate a căror grosime variază de la 1 cm la cîţiva decimetri.

Mişcările se petrec la intervale mai mari, cu o amplitudine relativ mare în succesiunile de tip flişoid ca: Stratele de Tescani, burdigaliene, Marnele roşii de V. Calului din Helveţianul mijlociu, parte din Helveţianul superior, etc. Grosimea ciclotemelor variază în jurul a zece metri.

În unele cazuri mişcările sacadate sînt urmate de perioade de linişte lungi, încît se depun roce de precipitaţie. Astfel de mişcări sînt asemănătoare cu mişcările epirogenetice. Ciclotemele se termină în acest caz cu roce de precipitaţie, ex.: calcare în Jurasic, marno-calcare în Turonian (Strate de Tisaru), în Senonian, în Eocenul mijlociu (calcarele de Pasieczna), în Oligocenul inferior (marne albe bituminoase) şi şisturi calcaroase plus gips în Helveţianul superior.

O problemă o constituie caracterul subsidenţei în timpul depunerii unui strat cu o grosime de cîteva zeci sau sute de metri.

În cazul stratelor cu roce grosiere (ex. gresia de Tarcău, gresia de Kliwa) caracterul subsidenţei se admite că este tot sacadat. Se explică grosimea exagerată ca în figura dată de BERSIER (7, 1950). În timpul sedimentării depozitelor grosiere din baza unei cicloteme au fost erodate depozitele fine cu care sfîrşia ciclotema precedentă şi astfel avem o grosime exagerată numai cu depozite grosiere (vezi figura).

În cazul depozitelor fine (ex. marne buglowiene, marne ponţiene, etc.) această explicaţie nu mai este nimerită. În acest caz, trebuie să se admită o subsidenţă continuă, în care mărimea bobului este legată de amplitudinea mişcării.

La o amplitudine mică se produc roce pelitice (ex. marnele cu sferosiderite din Şisturile Negre, Stratele de Bisericani eocen-superioare, marnele de Albele din Helveţianul inferior, marnele cu *Spirialis* tortoniene, marnele buglowiene şi ponţiene, etc.).

La o amplitudine medie iau naştere psamite (ex. seria cuarţitică din Şisturile negre, gresia de Tarcău, eocenă, gresiile de Fusaru, de Kliwa, oligocene, gresiile de Andreiaşu, tortoniene, etc.).

Amplitudinea mare dă naştere la psefite (ex. conglomeratele de la Piatra Streiului (Putna) eocene, conglomeratele burdigaliene de Pleşu şi de Pietricica, pietrişurile de Cîndeşti levantin-superioare, etc.).

În cursul acestor mişcări continue amplitudinea se menţine aceeaşi, adică viteza mişcării este constantă.

Caracterul mişcării la un anumit timp este, uneori, diferit în diversele părţi ale geosinclinalului (ex. caracterul continuu la depunerea gresiei de Tarcău la interior şi cel sacadat, cu întîrzieri, la depunerea calcarelor de Pasieczna

Institutul Geologic al României

de la exterior, sau cele de Fliș cînd se formează Stratele de Plopu la interior și cel continuu cînd se depun Stratele de Bisericani la exterior, etc.).

După caracterul transant sau netransant dintre sfîrșitul pelitic al unei cicloteme și începutul psamitic al ciclotemei superioare subsidența are mișcările cele mai brusce în Tortonianul superior și Sarmațianul inferior-mijlociu, iar cele mai domoale în Burdigalian și Helvețian (mai ales mijlociu) și în Meoțian și Levantin.

IV. REZULTATUL ÎNSUMAT AL MIȘCĂRILOR OROGENE (TECTONICA)

A) UNITĂȚILE ȘI SUBUNITĂȚILE TECTONICE

De la nașterea Depresiunii Subcarpatice, din Bathonian sau din Callovian și pînă astăzi, depozitele ei au trecut prin șase faze de cutări, pe care le enumerăm în ordinea succesiunii: laramice, savice, stiriace, attice, rhodaniene și valahice.

Condițiile în care apar depozitele depresiunii nu permit să cunoaștem contribuția fiecărei faze de cutare la tectonica lor de azi. Nu se pot cunoaște decît rezultatele lor însumate.

După cum s-a afirmat mai sus cutările attice sînt cele mai importante. În timpul lor alohtonul intră în depresiune ca pînze de deslipire. Semifereastra de la Predeal—Sărari (Prahova) în care apare Sarmațianul inferior și mijlociu (?) din unitatea șariată, încălecarea depozitelor oligocene peste cele sarmațiene, de-alungul Faliei Marginale de la Brătești (Tg. Ocna), precum și puternica discordanță regională a depozitelor chersoniene, acolo unde acestea s-au depus, și meoțiene, acolo unde cele chersoniene nu s-au depus, sînt toate considerate argumente pentru punerea în loc a pînzelor din depresiune, în cutările attice care au avut loc în Bessarabian.

La noi, ideea existenței pînzelor de deslipire în Depresiunea Subcarpatică admisă ipotetic în 1911, de L. Mrazec, și I. Popescu-Voitești (21), împreună cu W. Teisseyre în 1937, de Gh. Macovei cu D. M. Preda (17) și în același an de G. Murgeanu cu M. G. Filipescu (24), este susținută prin date de teren recente, din 1948, de F. Olteanu (29, 30 și 31). Pînă la această dată majoritatea cercetătorilor admiteau pînze de deslipire numai în zona Flișului carpatic. Depresiunea era privită ca autohton. Utimele cercetări confirmă vechile ipoteze prin care se presupunea că pînzele din Fliș, anume cele din Flișul marginal, se continuă și în depresiune și ating chiar marginea Platformei Podolice. Este logic ca pînzele odată desrădăcinate, să fie atrase de treapta coborîtă a depresiunii.

Institutul Geologic al României

L. MRAZEC și I. POPESCU-VOITEȘTI (21), împreună cu W. TEISSEYRE presupuneau că depozitele de la suprafață, din depresiune, aparțin Pînzei Marginale, anume Pînzei Marginale Pericarpatice, formată într-o orogeneză post-sarmatică. Mai tîrziu MRAZEC privește această unitate ca pe o pînză în curs de formare, «născîndă». GH. MACOVEI cu D. M. PREDA (17) și GH. MURGEANU cu M. G. FILIPESCU (24) consideră că depozitele de la suprafață ale depresiunii fac parte dintr-o digitație a Pînzei Marginale. Acești autori afirmă că pînza s-a format după Aquitanian iar digitațiile după Helvețian. Ultimele cercetări executate de autor confirmă existența în depresiune a Pînzei Marginale, însă nu ca o pînză aparte și nici ca o digitație, ci ca o continuare a Pînzei Marginale din zona Flișului Marginal (Spinarea Marginală). În această pînză, atît în Spinarea Marginală cît și în depresiune, se remarcă existența digitațiilor (a se vedea mai departe). Dar nu toate depozitele de la suprafață, din depresiune, aparțin Pînzei Marginale. Unele fac parte din alte pînze mai interne (a se vedea mai departe), iar altele din autohton.

În Flișul Marginal (Spinarea Marginală) sînt însă discuții asupra numărului pînzelor.

Prima părere emisă de L. MRAZEC, I. POPESCU-VOITEȘTI (21) împreună cu W. TEISSEYRE și susținută de G. MACOVEI cu D. M. PREDA (17) și G. MURGEANU cu M. G. FILIPESCU (24) este că există două pînze: Pînza Gresiei de Tarcău și Pînza Marginală. Această părere este admisă și de M. G. FILIPESCU (10). I. ATANASIU (1, 1938 și 2, 1943) mărește numărul pînzelor la cinci. El adaugă la cele două anterioare, Pînza Intermediară (de Tazlău) și Pînza Submarginală și deosebește două pînze marginale, una internă și una externă.

Un grup de cercetători, în frunte cu GH. MURGEANU și I. BĂNCILĂ, grup din care fac parte I. DUMITRESCU (9, 1952), N. GRIGORAȘ (13, 1955) și geologii din industria de petrol, acceptă numai o unică pînză, aceea a gresiei de Tarcău, care spre exterior capătă faciesul Pînzei Marginale și Submarginale. C. OLTEANU (27, 1952), T. JOJA (15, 1952), ca și autorul, își însușesc părerile lui I. ATANASIU, cu o singură modificare, aceea că privesc Pînza Submarginală ca autohton (vezi harta).

În ultimul timp se deosebesc în pînzele menționate digitații.

Pînza intermediară din Neamț prezintă o digitație inferioară și o digitație superioară, care se dezvoltă la N de P. Ozana și care a fost străbătută de sonde la Pipirig, în P. Dumesnic (F. OLTEANU, 30, 1953).

În Pînza Marginală de asemenea se deosebește o digitație superioară, Digitația Măgirești, și o digitație inferioară, Digitația Solonț (F. OLTEANU, 31, 1954). Ambele apar atît în depresiune cît și în Spinarea Marginală. Digitația Lacu Mociaru (N. GRIGORAȘ, 13, 1955) din Buzău nu pare să reprezinte altceva decît Digitația Măgirești, de la N de Putna.

În Neamț, autohtonul din depresiune formează corpul unei digitații inferioare, iar cel din Spinarea Marginală pe cel al unei digitații superioare.

Institutul Geologic al României

B) CARACTERISTICILE FACIALE ALE MIOCENULUI DIN UNITĂȚILE TECTONICE

Caracterizările faciale ale pînzelor sînt datorite, pentru formațiunile premiocene, cercetărilor din Spinarea Marginală, iar pentru Miocen, celor din depresiune.

Principalele caracteristici pentru formațiunile premiocene sînt cunoscute de mai mult timp [1]). Cele pentru formațiunile miocene sînt mai recente și mai puțin cunoscute (a se vedea tabloul sinoptic).

Pentru autohton este caracteristic Burdigalianul verde și brecia tortoniană saliferă de tip Neamț, care conține, printre elemente, roce dintr-un astfel de Burdigalian.

În Pînza Marginală Externă este tipic Burdigalianul verde-roșcat și brecia tortoniană de tip Pietraru, cu elemente dintr-un astfel de Burdigalian.

Pînza Marginală Internă se recunoaște prin Burdigalianul roșu cu arcoze și printr-o brecie tortoniană care cuprinde elemente dintr-un astfel de Burdigalian. Această brecie nu este separată pînă acum. Ea, probabil, este greșit atribuită Aquitanianului.

În Pînza Intermediară nu apare Miocen. El a fost erodat sau nu s-a depus. La fel este situația și cu Pînza gresiei de Tarcău din nordul țării și pînă în Buzău. La sud de Buzău, însă, respectiv în Pintenul de Homorîciu, acolo unde se adaugă la pînză și Miocen, acesta se caracterizează prin Burdigalian roșu-cenușiu și brecie tortoniană de tip Cosmina, cu elemente din Paleogenul pintenului.

C) EVOLUȚIA GEOTECTONICĂ

Din datele actuale, evoluția geotectonică a depozitelor care interesează depresiunea are aspectul următor (pl. III, A, B și C).

Această evoluție este determinată de înaintarea cu ridicare a unui « Hinterland » și de cedarea prin afundare a unui « Vorland ».

Ridicarea Carpaților cu 14.000 m (12.000 m din timpul depunerii sedimentelor din depresiune și aproximativ 2.000 m de azi) arată că mișcarea lor s-a făcut, sub influența « Hinterland »-ului, mereu în sens pozitiv.

Dispariția celorlalte catene, « Cordiliera Cumană » și catena varistică, arată că ele au reprezentat « Vorland »-ul. Aceste două catene au făcut parte din continent pînă către mijlocul Jurasicului (Dogger superior) sau poate numai pînă în Triasic. De atunci a început coborîrea lor, care s-a continuat pînă azi. În Helvețian aceste catene sînt complet acoperite de sedimente de origine carpatică.

---

[1]) O caracteristică, neremarcată pînă acum pentru formațiunile premiocene, o constituie doar Stratele de Cașin pentru Eocenul inferior din Pînza Marginală externă, expusă în Spinarea Marginală din R. Putna și P. Cașin (a se vedea tabloul sinoptic).

Institutul Geologic al României

Rolul de « Vorland » este jucat de marginea dinspre geosinclinal a platformei. În acest « Vorland », « Cordiliera Cumană », de natură eruptivă, a format, după părerea lui AL. CODARCEA (8, 1937), o catenă aparte de aceea a Carpaților. În această idee ea poate reprezenta fie fundamentul precambrian al Platformei Podolice, fie Dobrogea nordică, adică fundamentul Platformei Prebalcanice (CODARCEA, 8, 1937). D. M. PREDA privește Cordiliera Cumană ca fiind formată odată cu rocele eruptive din zona centrală cristalină a Carpaților orientali, roce care apar în Munții Maramureșului, Perșani și Bucegi (Azuga). În lumina acestei idei, noi considerăm că această cordilieră alcătuia o catenă eruptivă, ce a apărut pe linia profundă care separă domeniul « Vorland »-ului de domeniul « Hinterland »-ului. Această linie este posibil să se afle sub lanțul munților eruptivi recenți Hărghita—Călimani. În această idee, considerăm că întreaga masă a Carpaților orientali care se găsește la E de lanțul muntos Hărghita—Călimani, este în pînză. Spațiul dintre lanțul Hărghita—Călimani și Platforma Podolică, cu o lărgime de cca 100 km, a constituit avant-fosa geosinclinalului carpatic. În această avant-fosă au venit în pînze de deslipire Carpații orientali, care se găseau în mare parte, înainte de a forma pînze, la vest de linia Hărghita—Căliman. Văzînd lucrurile astfel, înseamnă să acceptăm Pînza conglomeratelor de Bucegi, Pînza Carpatică Centrală concepută de D. M. PREDA (1953), Pînza Șisturilor Negre presupusă de I. BĂNCILĂ (5, 1952), Pînza gresiei de Tarcău și celelalte pînze. Numai astfel imaginînd tectonica putem să explicăm deficitul de masă (minimum regional) constatat prin lucrările gravimetrice la meridianul Ceahlăului.

Înainte de punerea în loc a pînzelor, în etapa preattică, partea internă a geosinclinalului, spre a se acomoda la reducerea spațiului dintre « Vorland » și « Hinterland », formează geanticlinale, care în evoluția lor ajung să formeze pînze de deslipire. În partea externă a geosinclinalului depozitele rămîn înrădăcinate și servesc de autohton pentru aceste pînze pe care le primește în cutarea attică.

În cursul cutărilor attice, după punerea în loc a pînzelor, tot în scopul acomodării la spațiul ce continuă să se reducă între « Vorland » și « Hinterland », autohtonul suferă un ciclu geotectonic complet, în sensul lui V. BELOUSOV (6, 1948). Apare întîi o ridicare centrală care corespunde Zonei Marginale a Flișului și pe care noi am numit-o Spinarea Marginală. Această ridicare centrală creează două depresiuni marginale: una la interior, Depresiunea Mediană, corespunzătoare zonei mediane, și una la exterior, Depresiunea Subcarpatică (pl. III, A—C).

În ridicarea centrală a Spinării Marginale se ivește o depresiune interioară, Depresiunea Comăneștilor, care se umple cu depozite pliocene, în etapa de subsidență postattică. Această depresiune este mărginită de două ridicări marginale: Creasta Hîrja — Dumesnic la interior, mai coborîtă, și Creasta Uture — Doamna la exterior, mai ridicată. Prima corespunde ferestrelor Hîrja și Dume-

Institutul Geologic al României

snic, iar ultima, ferestrelor de la Vîlcele (Tg. Ocna), de la Uture (Solonț) și anticlinalului de Șisturi Negre de la Doamna (Neamț).

Odată cu Depresiunea Comăneștilor apare în mijlocul Depresiunii Subcarpatice o creastă, Creasta Pleșu—P. Tazlău—Cașin—Bisoca sau Creasta Tazlăului. Ridicarea acestei creste dă naștere la două depresiuni interioare: Depresiunea Premontană, din fața zonei muntoase a Flișului Marginal, și Depresiunea Externă. Prima corespunde zonei sinclinale Bălțătești—Răteni—Viișoara—Păulești. Cea de a doua corespunde enormului sinclinal Odobești, umplut cu depozite în etapa de subsidență postattică (pl. III, B).

Examinată longitudinal, Depresiunea Subcarpatică prezintă cel mai ridicat punct în valea Ozanei, unde autohtonul ocupă la suprafață, singur, întreaga zonă subcarpatică și cel mai coborît punct în valea Buzăului, unde pînzele au cea mai înaintată poziție și depozitele postattice cea mai puternică pătrundere spre interior.

O înaintare a pînzelor și o pătrundere spre interior a depozitelor postattice duc deasemenea la concluzia existenței unei depresiuni diagonale pe Trotuș.

În Spinarea Marginală cel mai ridicat punct se află pe Bistrița, unde apare Autohtonul. Această spinare mai prezintă o ridicare în R. Putna, la Poiana Lepșa, unde pînzele superioare dispar și apare o pînză inferioară, Pînza Marginală Externă.

În Depresiunea Premontană, privită longitudinal, punctul cel mai coborît se află pe Trotuș, unde pătrund depozite postattice (Sarmațianul superior de la Viișoara). După o ridicare în R. Putna, ce coincide cu aceea din Spinarea Marginală, ea coboară continuu, după cum sugerează înaintarea pînzelor pe teritoriul ei.

Depresiunea externă, urmărită longitudinal, prezintă o ridicare maximă în Culmea Pietricica, reliefată prin pătrunderea spre interior a depozitelor postattice pe Bistrița și pe Trotuș. La sud de Trotuș, această depresiune coboară continuu, după cum dovedesc depozitele pliocene din sinclinalul Odobești și datele gravimetrice care înregistrează un minimum regional.

D) TECTONICA UNITĂȚILOR TECTONICE ȘI LOCALIZAREA LOR

1. AUTOHTONUL

Între Ozana și Buzău, autohtonul este acoperit în cea mai mare parte de pînze. El apare atît în depresiune cît și în Spinarea Marginală (harta și pl. III, B și C).

a) *In depresiune* autohtonul se ivește în Neamț și la Solonț. În Neamț, ocupă întreaga depresiune la N de linia ce trece prin Poiana (Horaița) și Bodești și face parte din Depresiunea Premontană și din Creasta Pleșu—Tazlău—Bisoca. La Solonț iese la zi în fereastra Uture—Mihoc.

Institutul Geologic al României

b) *În Spinarea Marginală*, autohtonul apare în Bistriţa. Spre N, pînă în Ozana, el este deja acoperit de pînze, de sub care se mai iveşte în fereastra Dumesnic (I. ATANASIU, 1, 1938). Spre S nu se cunoaşte încă locul de unde pînzele ascund autohtonul. Probabil că acest loc se află cam pe la mijlocul distanţei dintre Chilii şi Bistriţa.

Autohtonul Spinării Marginale şariază uşor peste autohtonul depresiunii, ceea ce ne-a făcut să interpretăm autohtonul Spinării Marginale ca pe o digitaţie superioară şi pe cel al depresiunii ca pe o digitaţie inferioară. Contactul tectonic dintre cele două digitaţii înfăţişează caracterul Faliei Marginale în autohton, adică rădăcina acestei falii care spre S afectează pînzele. La contactul dintre cele două digitaţii este interesant falsul anticlinal Almaş, pe care fosta Soc. Concordia a săpat o sondă. Acest anticlinal reprezintă partea miocenă din flancul invers al anticlinalului Doamna, din fruntea digitaţiei superioare. Miocenul acestui flanc este culcat peste brecia tortoniană a digitaţiei inferioare şi s-a boltit în anticlinal ca un început, de proporţii reduse, de supracutare. Acest fals anticlinal are Helveţian în inimă şi Burdigalian pe flancuri.

2. PÎNZELE

a) *In depresiune* apar trei pînze: Pînza Marginală Externă (Scăriga—Pietricica), Pînza Marginală Internă (Hîrja—Perchiu) şi Pînza gresiei de Tarcău. Ultima face parte din depresiune numai începînd de la S de P. Năruja.

Pînza Marginală Externă este unitatea cea mai de jos şi cea mai exterioară. Ea se iveşte de sub şariajul Digitaţiei Măgireşti, din Pînza Marginală Internă, la S de o linie ce uneşte aproximativ Băseştii cu Bacăul. Fruntea ei se află la contactul dintre depresiune şi Platforma Podolică, adică pe Falia Externă. Apariţia ei se găseşte aşezată în Depresiunea Externă şi pe Creasta Tazlăului. La S de Trotuş pînza este acoperită de depozitele postattice din sinclinalul Odobeşti. La S de acest rîu ea apare la zi numai pe Creasta Tazlăului, ataşată la W de falia Caşin—Bisoca.

Se deosebeşte în această pînză o zonă externă, cu Conglomerate de Pietricica, în Burdigalianul inferior, şi o zonă internă, cu marne împănate cu şisturi verzi, în acelaşi Burdigalian. La N de Trotuş, limita dintre cele două zone se află aproximativ pe cursul inferior al Tazlăului. La S de Trotuş, falia Caşin — Bisoca delimitează probabil cele două zone. Nu este exclus ca aceste zone să reprezinte două digitaţii.

Pînza Marginală Internă apare în partea vestică a depresiunii, aşezată în Depresiunea Premontană. Fruntea ei încalecă pe Pînza Marginală Externă, aflîndu-se, începînd de la Băseşti spre sud, la cîţiva kilometri vest de Tazlău şi de falia Caşin—Bisoca.

Institutul Geologic al României

Această pînză formează cele două digitații: Solonț și Măgirești — Lacul Mociaru. Prima suportă pe ultima.

Digitația Solonț ocupă partea estică a pînzei.

Pînza Marginală Internă constă, în partea nordică a regiunii discutate, din Digitația Măgirești. Aceasta se ivește în Neamț, la Poiana (Horaița), unde este reprezentată prin Oligocen (prima oară remarcat) și prin Strate de Tescani, burdigaliene. Marginea nordică a digitației șariază direct pe autohton, pe o linie aproximativ Poiana—Bodești, pe cînd marginea ei sudică pe digitația Solonț, spre vest, pe o linie aproximativ Tazlău—Frumoasa—Băsești și pe Pînza Marginală Externă, spre est, pe o linie aproximativ Băsești—Bacău. De sub șariajul de la Tazlău—Frumoasa—Băsești al digitației Măgirești se ridică spre S digitația Solonț, în care, mergînd mai departe spre S, apare fereastra de autohton Uture—Mihoc, de la Solonț. La S de Solonț, urmărită longitudinal, Digitația Solonț prezintă o coborîre care merge pînă la R. Putna. În această coborîre se așează din nou Digitația Măgirești. La sud de R. Putna urmează o zonă ridicată, în care la suprafață se află numai Digitația Solonț. Această zonă ridicată ține pînă în P. Năruja, de unde Digitația Solonț coboară iarăși și suportă Pînza gresiei de Tarcău. care la S de acest pîrîu intră în depresiune.

La S de P. Zăbala, peste Digitația Solonț, și în fața Pînzei gresiei de Tarcău, se suprapune Paleogenul marginal al Digitației Lacu Mociaru (GRIGORAȘ, 13, 1955) care, la S de Slănic (Lopătari), cuprinde și parte din Miocenul Subcarpatic.

Unele date sugerează posibilitatea ca Digitația Măgirești să reprezinte o zonă frontală în Pînza Intermediară, iar Digitația Lacu Mociaru o zonă frontală în Pînza gresiei de Tarcău; dar sînt și destule date care se opun. Șansele unei atari posibilități sînt mai mari pentru Digitația Lacu Mociaru.

b) *In Spinarea Marginală* apar deasemeni cele trei pînze întîlnite în depresiune, plus Pînza Intermediară și Pînza gresiei de Tarcău.

Pînza Marginală Externă este reprezentată prin unitatea tectonică inferioară din rîul Putna, de la Poiana Lepșa și din P. Cașin.

Pînza Marginală Internă se ivește în Neamț și în bazinul Trotușului.

În Neamț, această pînză este reprezentată prin cutele externe care se caracterizează prin strate de Bisericani în Eocenul superior, și printr-un Oligocen complet (incl. Menilite Superioare) și fără conglomerate verzi (ex. cuta-falie din Plaiul Rău).

În bazinul Trotușului, pînza considerată formează parautohtonul Pînzei Intermediare. În zona internă a acestui parautohton sînt cute cu Miocen lipsit de brecie saliferă, cute care aparțin, probabil, Digitației Măgirești. În zona

Institutul Geologic al României

externă a parautohtonului considerat sînt cute cu brecie dezvoltată, ce aparțin, probabil, Digitației Solonț. Ultimele cute suportă Digitația Măgirești, reprezentată prin petecele de acoperire atașate, la vest, Faliei Marginale la Moinești (între Tazlăul Sărat și Miocenul subcarpatic), Tg. Ocna, Grozești, Sticlăria, P. Calasău, etc.

Pînza Intermediară se întîlnește în Neamț și în bazinele Trotușului și Putnei.

În Neamț, Pînza Intermediară se află la interior de Pînza Marginală și acoperă autohtonul la N de Bistrița prin digitația ei inferioară. Digitația ei superioară se așterne peste digitația inferioară în sinclinalul Mînăstirea Sihla, între Măgura Dumesnicului și D. Focșei. Ea se dezvoltă la N de Ozana, unde, pînă acum, nu a fost determinată.

Caracteristic pentru Pînza Intermediară din Neamț, este lipsa gresiei de Tarcău în Eocen.

Întinderea Pînzei Intermediare în bazinul Trotușului este cunoscută de la I. Atanasiu (2, 1943). În acest bazin ea conține gresie de Tarcău.

În Putna, după Grigoraș (13, 1955), Pînza Intermediară se interpune între unitatea tectonică inferioară de la Poiana Lepșa (Pînză Marginală Externă) și Pînza gresiei de Tarcău.

Cît privește Pînza gresiei de Tarcău, nu este nimic deosebit de adăugat față de ceea ce se cunoaște.

În ce privește stilul de cutare, constatăm că el este aproape identic atît în unitățile din depresiune cît și în cele din Spinarea Marginală. El se caracterizează prin cute normale, rar culcate, și destul de des prin solzi. Structurile sînt lungi. Lungimea lor variază între 10 și 80 km.

V. CONCLUZII ȘI PROBLEME ÎN LEGĂTURĂ CU DEPRESIUNEA SUBCARPATICĂ

Din cele expuse pînă acum s-au remarcat progresele realizate în cunoașterea Depresiunii Subcarpatice. Principalele date obținute prin ultimele lucrări sînt cele referitoare la Miocen. Prin aceste date se stabilesc numeroase subdiviziuni litologice, se deosebesc faciesurile diverselor provincii petrografice în care sedimentele s-au format și se pot întrevedea catenele muntoase care au constituit surse pentru depozitele terigene din aceste provincii. Noile date au permis o încadrare a depresiunii mai aproape de realitate, în geotectonica și tectonica Carpaților orientali, legîndu-se mai strîns evoluția depresiunii de aceea a zonei Flișului Marginal cretacic-paleogen, prin prelungirea pînzelor de deslipire din zona Flișului Marginal în depresiune pînă la platforme, confirmînd astfel, prin date de teren, ipotezele emise, cu o pătrunzătoare intuiție, de marii noștri înaintași:

Institutul Geologic al României

L. Mrazec, W. Teisseyre, I. Popescu-Voiteşti, G. Macovei, D. M. Preda, G. Murgeanu şi M. G. Filipescu.

Odată cu progresele realizate s-au ivit, cum este firesc, alte noi probleme din care, în cele ce urmează, enumerăm pe cele mai importante, indicînd şi metodele care, la data actuală, se întrevede că ar putea aduce rezolvarea lor.

Pentru cunoaşterea naturii fundamentului pe socoteala căruia s-au format depozitele terigene, este necesar studiul sistematic al acestor roce din punct de vedere petrografic şi mineralogic (argile, prin raze x, minerale grele şi uşoare, etc.) începînd cu psefitele.

Pentru a afla vîrsta depozitelor mesozoice din fundamentul depresiunii este indicat studiul paleontologic al componentelor psefitelor din formaţiunile de la suprafaţă, atît din depresiune cît şi din Spinarea Marginală.

Pentru separarea breciei salifere aquitaniene de cea tortoniană, este util un studiu geologic amănunţit al lor, în care să se includă un studiu temeinic petrografic.

Pentru deosebirea în Pînza Marginală a Stratelor de Tescani, burdigaliene, de Marnele Roşii de Valea Calului, din Helveţianul mijlociu, trebuie întreprins un studiu micropaleontologic, un studiu al mineralelor grele şi uşoare şi unul granulometric. Astfel de studii ar fi bine venite şi pentru întregul Helveţian.

Este necesară cercetarea paleontologică mai îndeaproape a Helveţianului în legătură cu existenţa unui facies de apă dulce.

Vor trebui aplicate datele litofaciale actuale asupra Miocenului inferior şi mediu din Moldova, în celelalte provincii din ţara noastră.

Sînt necesare studii pentru stabilirea temeinică a vîrstelor în Miocenul inferior şi mediu şi în Paleogen, şi paralelizarea acestora cu regiunile clasice din Europa. Aci se include verificarea ipotezei existenţei unei transgresiuni luteţiene în partea externă a geosinclinalului carpatic, a existenţei Tortonianului şi Buglowian-Sarmaţianului în brecia saliferă de sub pînze şi a discordanţei, a lacunei stratigrafice, dintre Bessarabian şi Chersonian.

O urmărire a variaţiilor de facies în amănunt pe structurile mari ar aduce noi preciziuni la schema stratigrafică actuală.

Stabilirea tuturor nivelelor de cinerite, precum şi a naturii şi originii lor, ar duce mai departe lucrarea începută de M. Filipescu (11, 1944).

O caracterizare mai temeinică a mişcărilor de subsidenţă s-ar putea obţine prin studiul granulometric al depozitelor, prin cunoaşterea grosimii şi succesiunii lor.

Este necesară o cercetare printr-o metodă geofizică (ex. metoda seismică de refracţie) a variaţiei grosimii Miocenului inferior şi mediu în Platforma Podolică, în marginea ei dinspre depresiune. Constatarea prin această cercetare a unei grosimi mult redusă faţă de grosimea de 3500 m pe care Miocenul considerat din depresiune o are lîngă platformă, ar aduce un motiv în plus pentru a privi acest Miocen ca alohton.

Institutul Geologic al României

În Spinarea Marginală mai sînt necesare cercetări pentru a verifica existența Pînzei Marginale Externe în Putna și prezența celor două digitații ale Pînzei Marginale Interne în Putna, Oituz și Trotuș. Tot în această unitate geotectonică trebuie urmărită, la N de Ozana, Pînza Marginală și digitația superioară din Pînza Intermediară.

Datele ce vor fi obținute prin cercetările propuse vor aduce multe și prețioase precizări de amănunt la concepția actuală generală asupra Depresiunii Subcarpatice, întărind ideea existenței pînzelor de deslipire în cuprinsul ei.

Primit: martie 1957.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I. Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, XIV, Iași, 1938.
2. — Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXII. București, 1943.
3. Athanasiu S. Cercetări geologice în regiunea carpatică și subcarpatică din Moldova de Sud (Raport pe 1908). *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom.* în 1908—1909. București, 1913.
4. Avanesian G. Geologhicescoe razvitie Moldavscoi Depresii. *Izvestia Academii Nauc SSSR*, Seria gheologhicescaia, 1954, Nr. 1.
5. Băncilă I. Geologia regiunii Gura Humorului Voroneț—Suha (Cîmpulung și Baia). *D. de S. Comit. Geol.*, XXXIII. București, 1952.
6. Belousov V. Geotectonica generală. Moscova, 1948.
7. Bersier A. Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine. *International geological congress.* Report of the eighteenth session Great Britain 1948. Part IV. Proceedings of section C. Rhytm in sedimentation. London, 1950.
8. Codarcea Al. Étude micrographique des roches cristallines du Sénonien de Breaza. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI (1932—33). București, 1937.
9. Dumitrescu I. Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Comit. Geol.*, XXIV. București, 1952.
10. Filipescu M. Cercetări geologice între Valea Teleajenului și Valea Doftanei, jud. Prahova. Teză. București, 1934.
11. — Problema vulcanismului extracarpatic. *Muz. miner.-geologic*, VIII, Nr. 1 (1943—44). București.
12. — Drăghindă I. și Mutihac V. Contribuții la orizontarea și stabilirea vîrstei șisturilor negre din zona mediană a Flișului Carpaților Orientali. *Comunicările Academiei R.P.R.* nr. 9—10, II. București, 1952.
13. Grigoraș N. Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna și Buzău. *An. Comit. Geol.*, XXVIII. București, 1955.
14. Grozescu H. Geologia regiunii subcarpatice din partea de nord a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII (1914). București, 1917.
15. Joja T. Cercetări geologice între Valea Rîșcei și Valea Agapiei. *An. Comit. Geol.*, XXIV. București, 1952.
16. Kelterborn P. und Streckeisen D. Pliozäne Andesittufe am Aussenrand der rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIX. București, 1938.
17. Macovei G. et Preda D. Sur la structure géologique et les richesses minières du bassin du Trotuș (Dép. de Bacău). *Bul. Soc. Rom. Geol.*, III. București, 1937.

Institutul Geologic al României

18. — Geologie stratigrafică, cu privire specială la teritoriul Rep. Populare Romîne. *Editura Tehnică*. Bucureşti, 1954.
19. Mihailov A. Principalele etape ale dezvoltării depresiunii marginale subcarpatice. *Analele romîno-sovietice*, Geologie-Geografie, 6, nov.— dec. 1951. Academia RPR, Institutul de Studii Romîno-Sovietice.
20. Mrazec L. Asupra provenienţii conglomeratelor verzi ale Flişului carpatic între rîurile Buzău şi Putna. *Bul. Soc. Ştiinţe Bucureşti*, XVII, 1908, Şed. 3 Dec. 1907. Bucureşti, 1908.
21. Mrazec L. şi Popescu-Voiteşti I. Date noi pentru clasificarea Flişului carpatic. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. Bucureşti, 1912.
22. — Considérations sur l'origine des dépressions internes des Carpathes Roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, I, pg. 114—125. Bucureşti, 1932.
23. Murgeanu G. Sur une cordillère antésénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpathique. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI (1932—33), pg. 69—85. Bucureşti, 1937.
24. — et Filipescu M. La zone du grès de Tarcău, la zone marginale et les Subcarpathes entre le Caşin et la Zăbala. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI (1932—1933). Bucureşti, 1937.
25. — La nappe du grès de Tarcău entre la vallée de la Năruja et les sources de Rîmnic. Comunicare Inst. Geol. Rom. Şedinţa din 9. II. 1940 (inedit).
26. — et Oncescu N. Unităţile tectonice ale Flişului în V. Buzăului. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, XXXV (1946—1948). Bucureşti, 1952.
27. C. Olteanu. Cercetări geologice între V. Bistriţei, P. Cuejdului şi P. Pîngăraciorul (jud. Neamţ). *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948 — 1949). Bucureşti, 1952.
28. Olteanu F. Observaţiuni asupra apariţiilor de brecia sării cu masive de sare în zona mio-pliocenă dintre R. Teleajen şi R. Bălăneasa (cu privire specială asupra regiunii Pietraru, jud. Buzău). *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, XXXII (1943—1944). Bucureşti, 1951.
29. — Faciesurile şi tectonica Miocenului subcarpatic din regiunea Berzunţ. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVII (1949—1950). Bucureşti, 1953.
30. — Raport geologic preliminar pe anul 1953 asupra Flişului marginal din regiunea Văratec. Sovrompetrol, Oficiul de Prospecţiuni Geologice şi Geofizice. Bucureşti, 1953 (inedit).
31. — Depresiunea subcarpatică în regiunile Solonţ şi Drăgugeşti (Bacău). *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVIII (1950—1951). Bucureşti, 1954.
32. Popescu Gr. Observaţiuni asupra breciei sării şi a masivelor de sare din zona paleogen-miocenă a jud. Prahova. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, XXXII (1943—1944). Bucureşti, 1951.
33. — Zona Flişului paleogen între Valea Buzăului şi Valea Vîrbilăului. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948—1949). Bucureşti, 1952.
34. Preda D. M. Geologia regiunii subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.*, VII (1913). Bucureşti, 1917.
35. Zuber R. Über die Herkunft der exotischen Gesteine am Aussenrande der Karpathen-Flyschzone. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.* Wien, 1903.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

TABLOU SINOPTIC CU FORMAŢIUNILE DIN DEPRESIUNEA SUBCARPATICĂ ŞI UNITĂŢILE GEOTECTONICE VECINE

după G. Macovei, I. Simionescu, T. Văscăuţanu, I. Atanasiu, D. M. Preda, G. Murgeanu, M. Filipescu, I. Băncilă, C. Olteanu, T. Joja, I. Dumitrescu, N. Grigoraş, I. Pătruţ, Gr. Popescu şi F. Olteanu

UNITĂŢI GEOTECTONICE		SPINAREA MARGINALĂ				DEPRESIUNEA SUBCARPATICĂ				PLATFORMA PREBALCANICĂ (DIN DOBROGEA SUDICĂ) după I. Simionescu şi G. Maçovei	PLATFORMA PODOLICĂ după T. Văscăuţanu
UNITĂŢI TECTONICE / FORMAŢIUNI		PÎNZA INTERMEDIARĂ	PÎNZA MARGINALĂ INTERNĂ	PÎNZA MARGINALĂ EXTERNĂ	AUTOHTONUL	PÎNZA GRESIEI DE TARCĂU. Numai la S de P. Năruja (Putna)	PÎNZA MARGINALĂ INTERNĂ (Hîrja-Perchiu)	PÎNZA MARGINALĂ EXTERNĂ (Scăriga-Pietricica)[3]	AUTOHTONUL		
CUATERNAR		Pietrişuri şi lehm				Pietrişuri şi lehm Pietrişuri de Cîndeşti				Pietrişuri, loess	Nisipuri şi pietrişuri cu Moluşte, loess.
LEVANTIN	SUPERIOR	NECUNOSCUTE				CUTĂRI VALAHICE				NEDEPUS (USCAT)	
	INFERIOR									Pietrişuri, nisipuri, argile cărbunoase şi calcare bituminoase de apă dulce cu *Helix*, etc.	Nisipuri şi marne cu *Helix*, etc. şi Mamifere
DACIAN										Gresii şi marne cu *Prosodacna sturi*, etc.	Nisipuri şi lumachelle (calcare de Odesa) cu *Prosodacna sturi*, etc. şi Mamifere
PONŢIAN										Marne argiloase cu *Paradacna abichi*, etc.	NEDEPUS (USCAT)
MEOŢIAN	MOLDAVIAN (după I. Atanasiu)									NEDEPUS (USCAT)	Argile nisipoase verzui cu structura torenţială, cu Mamifere
	OLTENIAN	Pietrişuri, cca 300 m erupţiuni vulcanice (cinerite şi lapilli andezitici)									NEDEPUS (USCAT)
SARMAŢIAN	CHERSONIAN									Marne, gresii calcaroase şi calcare oolitice	Apare local. Nisipuri cu marne cu *Mactra sinzovi* şi *M. bulgarica*
	BESSARABIAN—VOLHYNIAN					CUTĂRI ATTICE					Alternanţă de gresii, nisipuri şi marne fosilifere.
BUGLOWIAN										NEDEPUS (USCAT)	Marne şi nisipuri cu *Ervilia trigonula*, etc.
TORTONIAN	SUPERIOR				Brecie saliferă 0—10 m. Conţine între elemente roce din stratele Borzeşti din această unitate şi din tufurile cu Globigerine ale Tortonianului inferior				Brecie saliferă conţine între elemente roce din stratele Borzeşti, din această unitate	Marne nisipoase cu *Ostrea* şi *Pecten*	Gipsuri, conglomerate, şisturi argiloase, calcare recifale (Miodobore) cu *Nubecularia*, calcare cu *Lithothamnium*, gresii cu *Ostrea cochlear*, marne 3—30 m
	INFERIOR					CUTĂRI STIRIACE TINERE (Faza II-a)					
HELVEŢIAN (HELVEŢIAN SUPERIOR)			*Digitatia Solonţ* (Vîlcele—Tg. Ocna). Gresii şănţuite > 300 m; Gips Perchiu cca 200 m; Marne Poiana cca 50 m; Strate Tescani cca 50 m			CUTĂRI STIRIACE TINERE (Faza I-a)					
BURDIGALIAN (?) (HELVEŢIAN INFERIOR)			*Digitatia Măgireşti* Strate Tescani, gresii cu marne roşii > 300 m; Arcoză Căsoasa spre exterior, cca 20 m			ERODATE sau NEDEPUSE					
AQUITANIAN			Brecie saliferă 0—10 m | cca 500 m; Gips Feschi | (?); Marne, gresii, conglomerate (serie de tranziţie sau nebrecios), cca 50 m			ERODATE sau NEDEPUSE					
OLIGOCEN			Menilite superioare şi diatomite, cca 40 m; Strate Strigoiu cu cinerite dacitice (erupţiuni vulcanice), 10—100 m; Şisturi disodilice superioare cu Peşti, cca 200 m; Gresie Kliwa cca 300 m; Şisturi disodilice inferioare, bogate în resturi de Peşti cca 100 m								
EOCEN	SUPERIOR										
	MIJLOCIU-INFERIOR (?)										
PALEOCEN						CUTĂRI LARAMICE					NEDEPUSE (USCAT)
DANIAN											
SENONIAN											Gresii, marne şi cretă cu *Belemnitella mucronata*, *Inoceramus crispi*, etc.
TURONIAN											NEDEPUS (USCAT) Gresii calcaroase cu *Echinococus subrotundus*, *Inoceramus lamarcki*, etc.
CENOMANIAN											Gresii calcaroase cu *Acanthoceras mantelli*, etc. Conglomerate şi gresii cu *Exogyra columba*
ALBIAN											NEDEPUS (USCAT) Gresii şi nisipuri verzi cu *Hoplites tardefurcatus* şi *Hoplites dentatus* (Albian superior)
APŢIAN											NEDEPUS (USCAT) Marne şi calcare zoogene cu *Orbitolina lenticularis* şi *Hoplites nolani*, pietrişuri, nisipuri şi argile caolinoase
BARREMIAN											NEDEPUS (USCAT) Calcare zoogene
HAUTERIVIAN											Marne calcaroase albicioase
VALANGINIAN											Calcare marnoase cu *Valetia tombecki*, *Monopleura valangiensis*, etc.
JURASIC (Începe cu MALMUL CALLOVIANUL) sau cu DOGGERUL											Calcare dolomitice în plăci. Diferite calcare cu *Peltoceras bimammatum*, *Aspidoceras liparum*, *Perisphinctes*, etc. Calcare în bancuri şi calcare friabile cu concreţii de silex, cu *Terebratula impressa* şi *Cidaris florigemma*. Gresii, calcare feruginoase cu *Rhabdocidaris thurmani* şi *Colyrites eliptica*
Lacună											CUTĂRI CALEDONIENE ŞI HERCINICE
SILURIAN	GOTLANDIAN										Şisturi negre cu Graptoliţi (*Monograptus colonus*, *Mon. dubius*, *M. bohemicus*, *M. zarizelliensis*, *M. nilssoni*, etc) — Strate de Resten, orizont cu Corali şi Brachiopode (calcaros—recifal şi marnos), Strate de Hotin, Stratele superioare cu Corali şi Brachiopode, Strate de Buhotin, Strate de Onut, Strate de Babin, toate cca 200 m
	ORDOVICIAN										Şisturi verzi (cuprinzînd eventual Cambrianul şi Precambrianul) — Gresia de Cosăuţi, şisturi verzi, Gresia de Ataki, Şisturi de Năslavcea, Gresii de Moldova, toate cca 50 m
Lacună											CUTĂRI PRECAMBRIENE
PRECAMBRIAN											Fundament alcătuit din depozite puternic încreţite şi metamorfozate, străbătute de masele eruptive ale granitului de Rapakivi

Concordanţă

Discordanţa marchează începutul unei transgresiuni (cu excepţia limitei inferioare a Cuaternarului).

Suprafaţă de eroziune, actuală sau precedînd o transgresiune.

[1]) În loc de strate cu şisturi calcaroase

[2]) În loc de strate cu marne roşii V. Calului

[3]) În loc de strate cu gresii şănţuite

[4]) În loc de strate cu cinerite Helegiu

Institutul Geologic al României

FLORIAN OLTEANU

HARTA TECTONICĂ SCHEMATICĂ A SPINĂRII MARGINALE ȘI A DEPRESIUNII SUBCARPATICE ÎNTRE OZANA (P. Neamț) ȘI R. BUZĂU

ÎN PARTE DUPĂ CONCEPȚIA LUI G. MACOVEI, D. M. PREDA, I. ATANASIU, I. BĂNCILĂ G. MURGEANU M. FILIPESCU, T. JOJA, I. DUMITRESCU ȘI N. GRIGORAȘ, MODIFICATĂ

BUCUREȘTI 26 APRILIE 1955

LEGENDA

1. Depozite post-attice
2. } PÎNZA ȘISTURILOR NEGRE
3. } PÎNZA GRESIEI DE TARCĂU
4. Digitația superioară / " inferioară — PÎNZA INTERMEDIARĂ
5. Digitația Măgirești-Lacu Mociaru / " Solonț — PÎNZA MARGINALĂ INTERNĂ
6. Zona internă (în facies Scărișoara) / " externă (în facies Pietricica) — PÎNZA MARGINALĂ EXTERNĂ
7. Digitația superioară / " inferioară — AUTOHTON
8. Contacte între subunități
9. " " unități

FLIȘ CRETACIC-PALEOGEN MIOCEN SUBCARPATIC

Scara 0 5 10 15 Km

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC Vol. XXXI

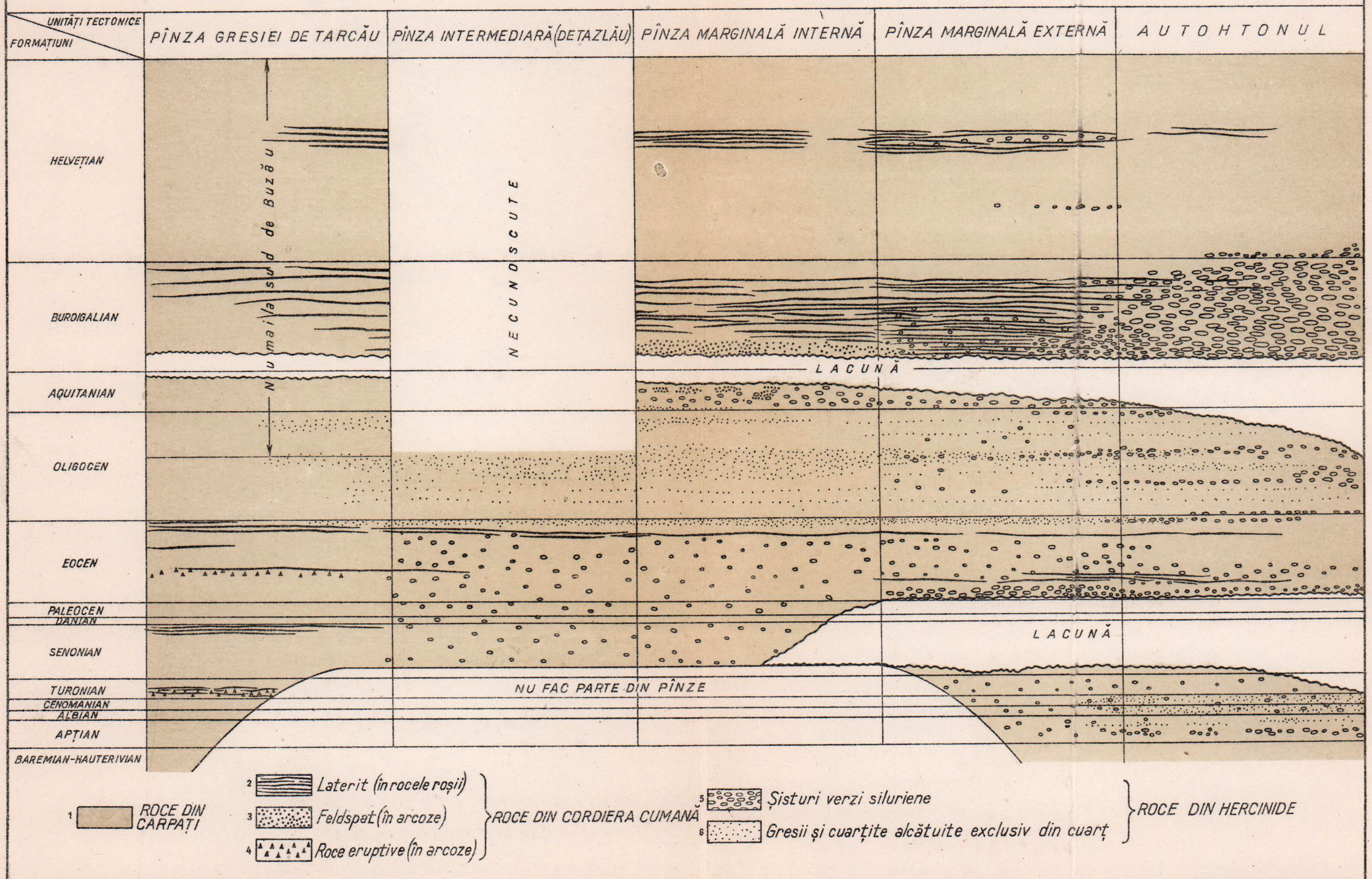
Imprim. Atel. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

F. OLTEANU

RĂSPÎNDIREA ROCELOR PROVENITE DIN CARPAȚI, CORDIERA CUMANĂ ȘI HERCINIDE

ÎN SEDIMENTELE UNITĂȚILOR TECTONICE DIN DEPRESIUNEA SUBCARPATICĂ ȘI SPINAREA MARGINALĂ DINTRE OZANA (P. Neamț) ȘI TELEAJEN DIN HAUTERIVIAN PÎNĂ ÎN TORTONIAN.



Imprim. Atel. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

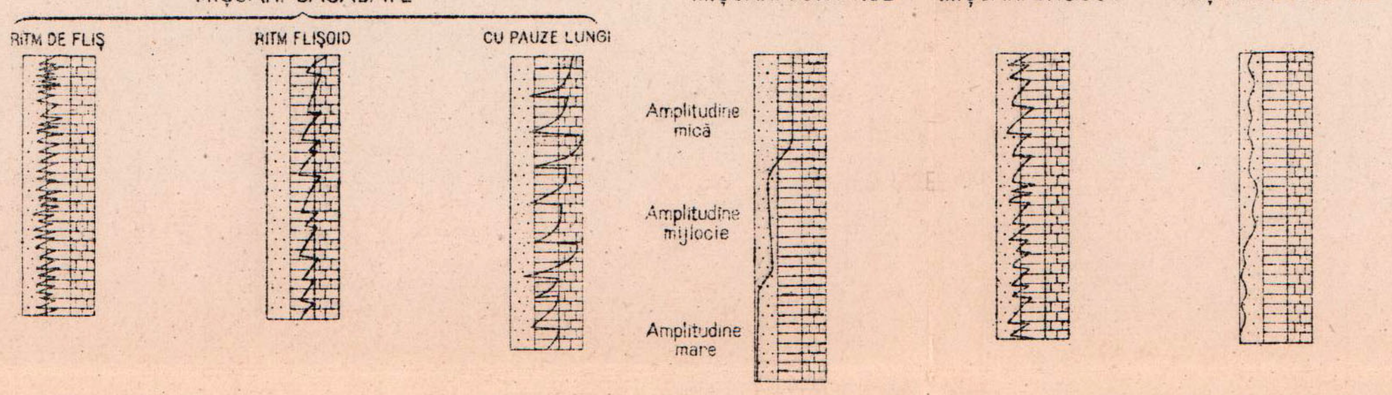
Institutul Geologic al României

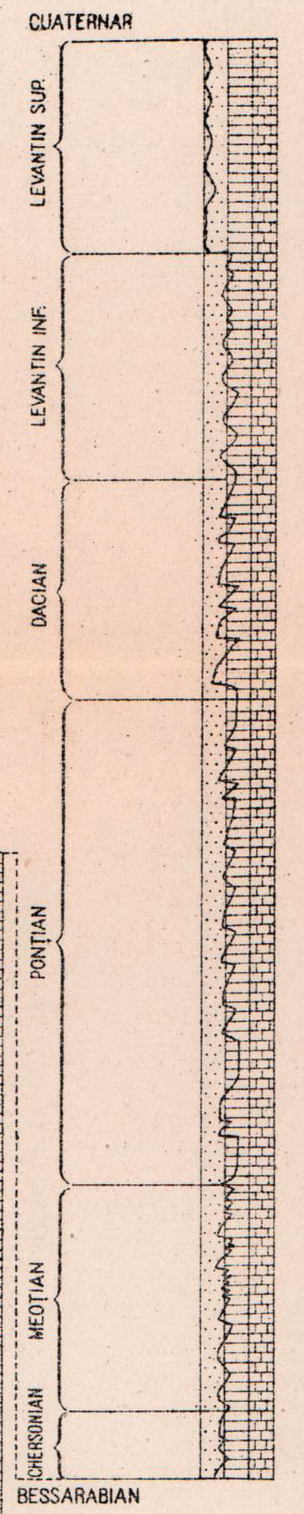
F. OLTEANU

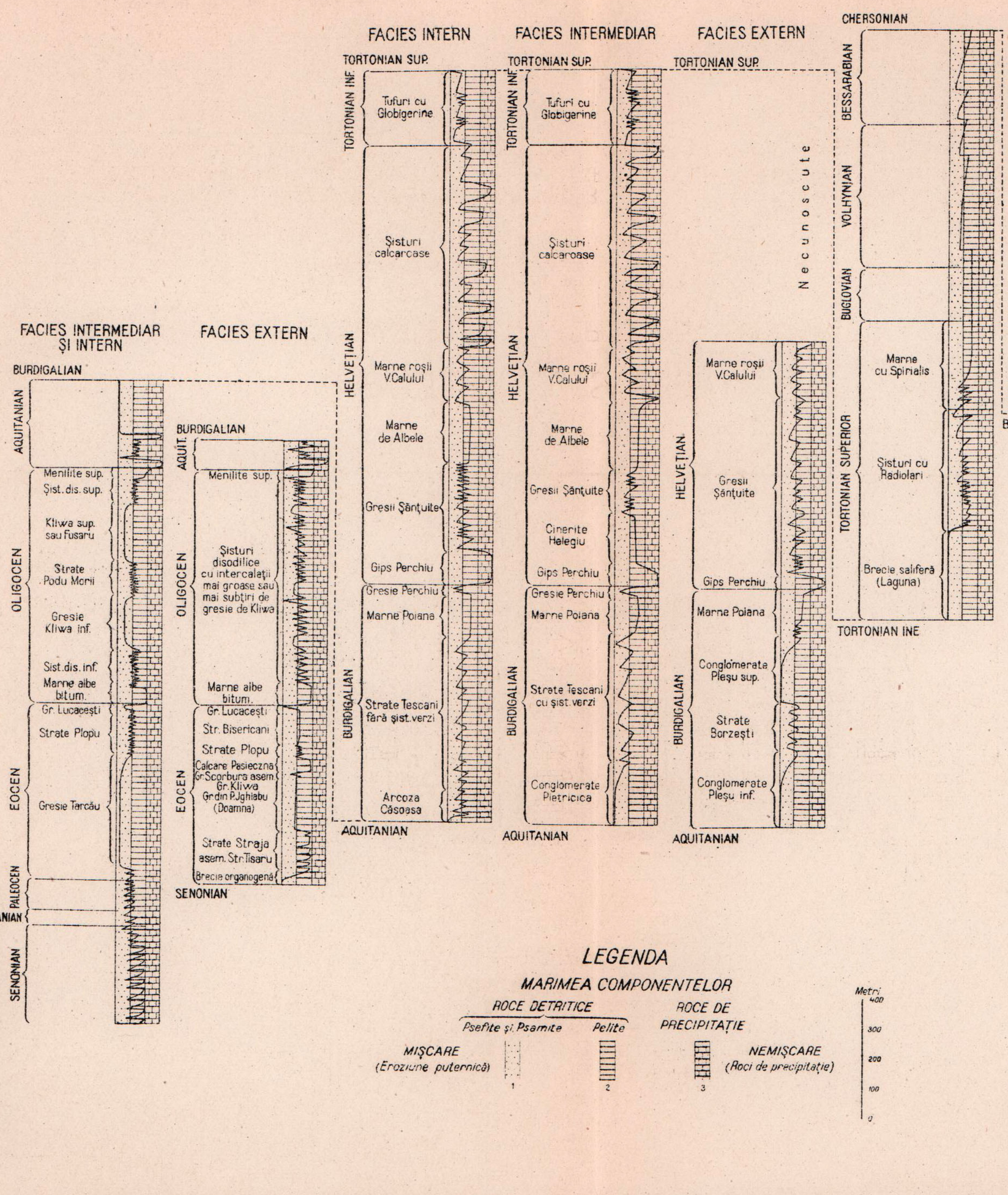
CARACTERUL SUBSIDENȚEI ÎN RITMOGRAMELE FORMAȚIUNILOR DIN DEPRESIUNEA SUBCARPATICA

INTERPRETAREA RITMOGRAMELOR

PRINCIPALELE CARACTERE ALE MIȘCĂRILOR SUBSIDENȚIALE EXPRIMATE ÎN RITMOGRAME







LEGENDA

MĂRIMEA COMPONENTELOR

ROCE DETRITICE — Psefite și Psamite — Pelite

ROCE DE PRECIPITAȚIE

MIȘCARE (Eroziune puternică) 1 — 2 — 3 NEMIȘCARE (Roci de precipitație)

Metri: 400, 300, 200, 100, 0

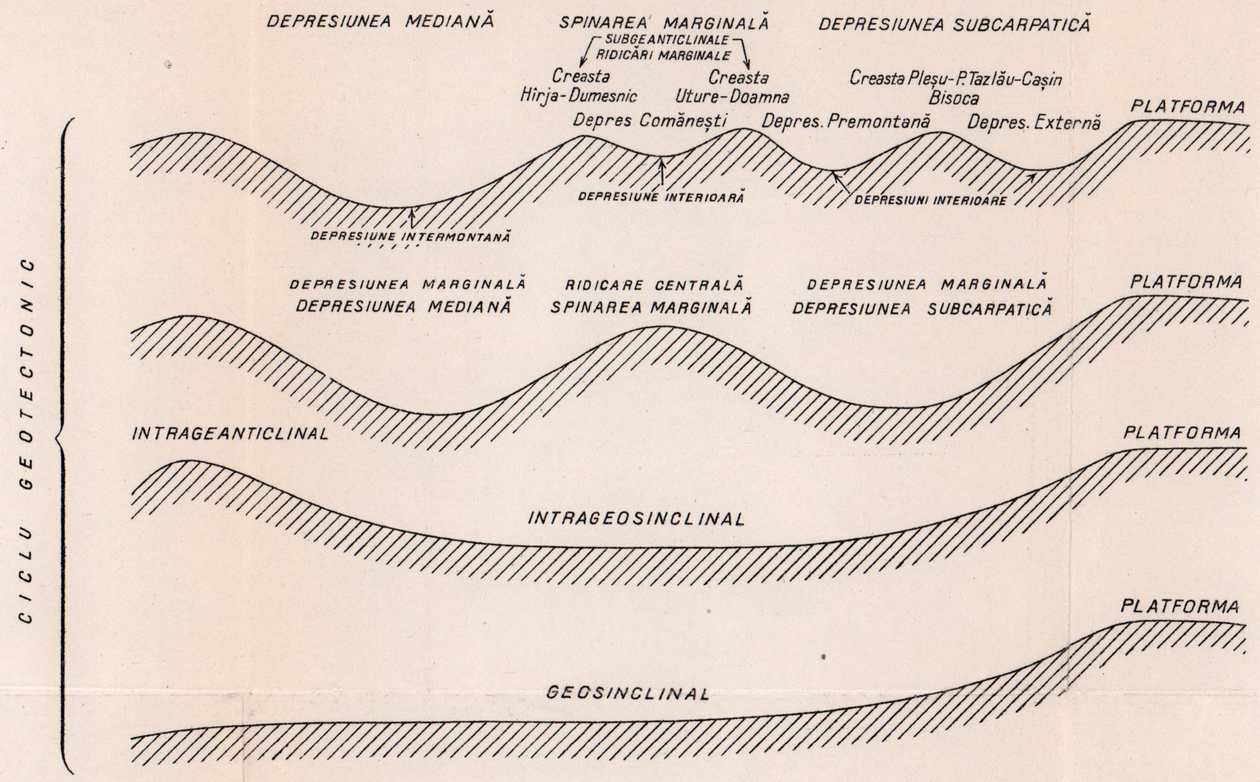
Imprim. Atel. Com. Geol.

EVOLUȚIA GEOTECTONICĂ A AUTOHTONULUI DIN DEPRESIUNEA SUBCARPATICĂ ȘI MEDIANĂ

ÎN TIMPUL CUTĂRILOR ATTICE

(DUPĂ DIAGRAMA LUI BELOUSOV)

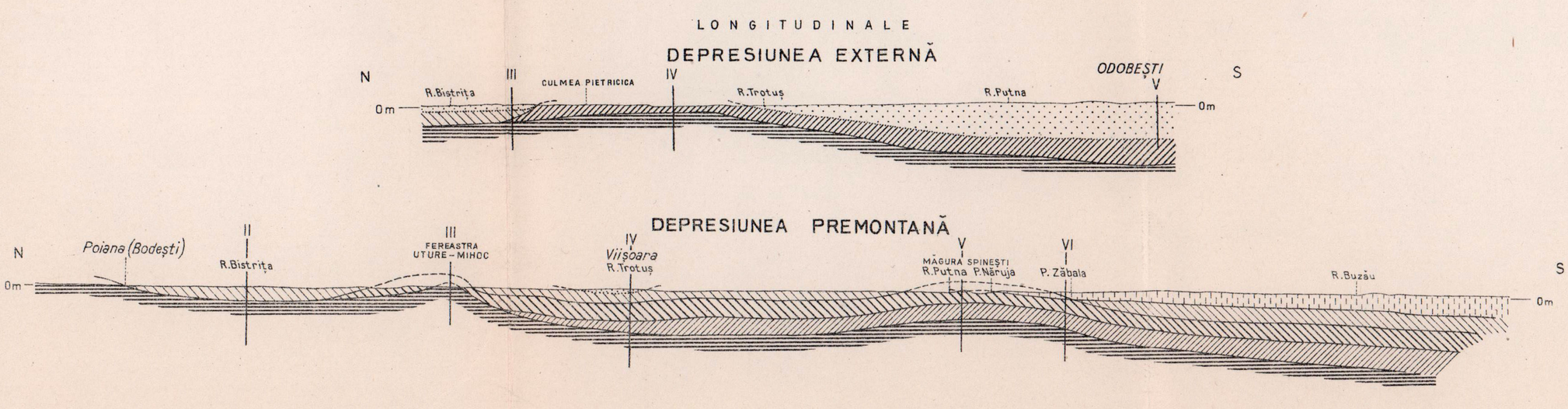
A

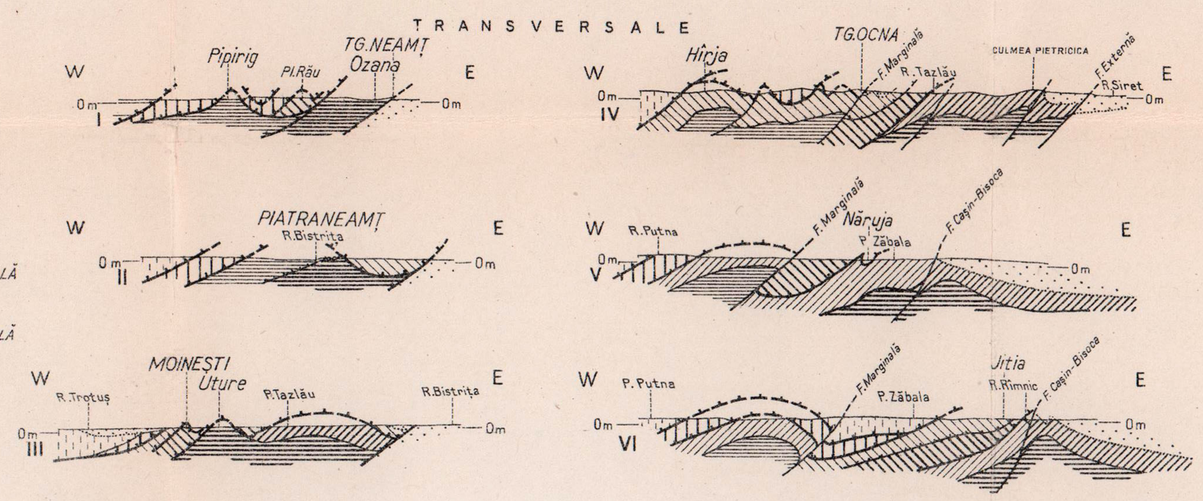


SECȚIUNI GEOLOGICE SCHEMATICE PRIN DEPRESIUNEA SUBCARPATICĂ

sc. cca. 1:600.000

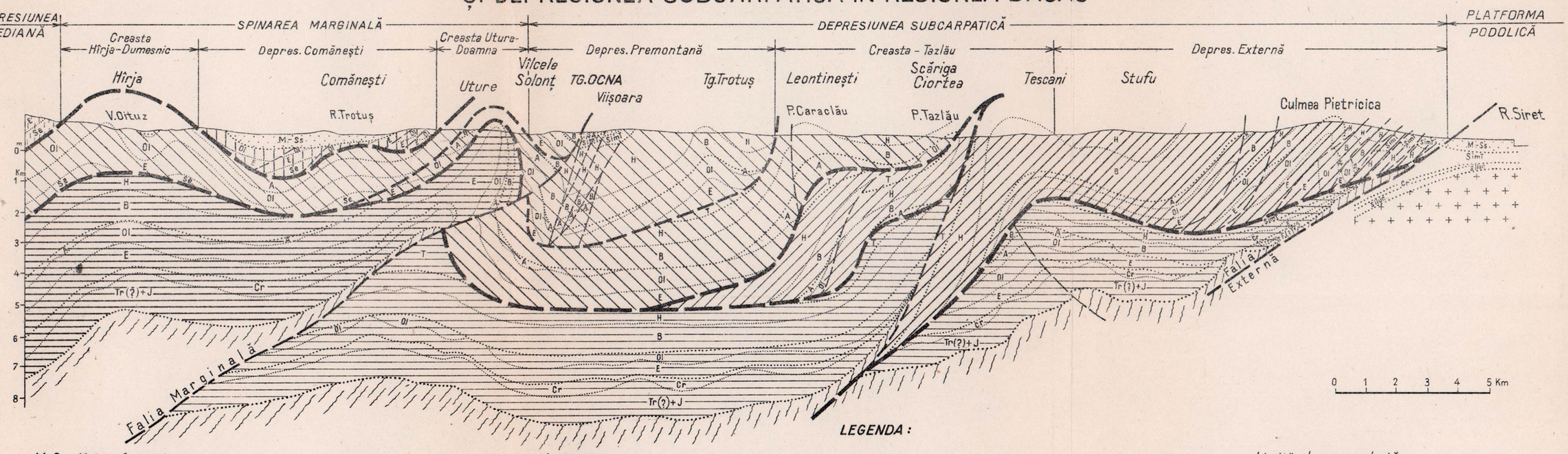
B





SECȚIUNE GEOLOGICĂ TRANSVERSALĂ SINTETICĂ PRIN UNITĂȚILE TECTONICE DIN SPINAREA MARGINALĂ ȘI DEPRESIUNEA SUBCARPATICĂ IN REGIUNEA BACĂU

C



LEGENDA:

M-Ss Meoțian-Sarmațian superior
SimT Sarmațian mediu-inferior-Tortonian
H Helvețian
B Burdigalian
A Aquitanian
Ol Oligocen
E Eocen
Cr Cretacic
J Jurasic
Tr(?) Triasic

1 Depozite post-attice
2 } PÎNZA GREȘIEI DE TARCĂU
3 Digitația inferioară } PÎNZA INTERMEDIARĂ
4 Digitația Măgirești / " Solonț } PÎNZA MARGINALĂ INTERNĂ
5 Zona internă / " externă } PÎNZA MARGINALĂ EXTERNĂ
6
7 Digitația superioară / " inferioară } AUTOHTON
8
9 Fundamentul cristalin
10 Depozite post-attice
11 Platforma Podolică } PLATFORMA
12 Fundamentul granitic
13 Limită de concordanță
14 " " discordanță
15 " " discordanță între autohton și cristalin
16 Falii secundare
17 Falie principală
18 Plan de șariaj între digitații
19 " " " " unități tectonice

Institutul Geologic al României

LA DÉPRESSION SUBCARPATIQUE, COMPRISE ENTRE LES VALLÉES DE L'OZANA (PÎRÎUL NEAMŢULUI) ET DU BUZĂU

PAR

FLORIAN OLTEANU

(RÉSUMÉ)

La Dépression Subcarpatique représente l'unité géotectonique la plus externe du géosynclinal des Carpates orientales. Constituée à la surface, dans sa plus grande partie, par des dépôts miocènes, elle se trouve située entre la zone marginale du Flysch crétacé-paléogène (zone surélevée — F. Olteanu, 31, 1954) à l'intérieur et la Plateforme Podolique à l'extérieur. Entre les rivières Bistrița et Trotuș, la dépression est séparée des unités voisines par la Faille Marginale (S. Athanasiu, 3, 1913) vers l'intérieur et par la Faille externe vers l'extérieur. La dernière paraît être localisée le long du Siret et se prolonge vers le sud par la faille Peceneaga—Camena. Au S de Pîrîul Năruja, la Faille marginale est dépassée par les nappes qui défèrlent de la zone surélevée marginale; ainsi les dépôts miocènes de la dépression sont masqués par des dépôts crétacé-paléogènes des nappes et la Faille Marginale ne peut plus être observée.

À la surface, les dépôts sénoniens sont les plus anciens, tandis qu'en profondeur ce sont les dépots jurassiques ou triasiques. Leur épaisseur totale varie de 12.000 à 15.000 m.

Dans notre pays, L. Mrazec et I. Popescu-Voiteşti (21 1911), G. Macovei et D. M. Preda (17, 1937) et G. Murgeanu et M. Filipescu (24, 1937), ont conçu de manière hypothétique les sédiments visibles de la dépression, comme allochtones. Le reste des géologues de notre pays, ainsi que les chercheurs étrangers, à l'exception du polonais Tolvinski, sont d'avis que les dépôts de la dépression sont exclusivement autohtones. C. Tolvinski considère qu'une partie des dépôts de la dépression sont allochtones (nappe de Stebnic). Les recherches effectuées par l'auteur à partir de 1948 jusqu'en

Institutul Geologic al României

1953, confirment l'opinion des allochtonistes prouvant que dans la région comprise entre les rivières Ozana et Buzău, la plupart des dépôts miocènes constituent un allochtone, et seulement sur des surfaces restreintes ils constituent un autochtone. Ainsi l'évolution de la dépression comprend deux étapes bien distinctes: une première étape, antérieure à la mise en place des dépôts allochtones, et une deuxième, postérieure à celle-ci. La mise en place des dépôts a eu lieu pendant les plissements attiques, c'est-à-dire pendant le Sarmatien (Bessarabien); c'est pourquoi, on peut distinguer pendant la subsidence qui a généré les sediments de la dépression, une étape pré-attique et une autre, post-attique.

L'étape de subsidence pré-attique affecte la partie extérieure du géosynclinal carpatique, occupée par l'Autochtone et l'Allochtone (le dernier n'étant pas encore déraciné). La largeur de cette partie s'élevait à environ 200 km, dont une moitié revenait à l'Autochtone et l'autre à l'Allochtone.

La puissance des sédiments déposés dans cette étape est comprise entre 8.000 et 10.000 m.

Les dépôts les plus anciens qui affleurent dans la dépression appartiennent au Sénonien des nappes crétacé-paléogènes au S de Pîrîul Năruja; dans la zone marginale, les plus anciens dépôts appartiennent au Crétacé inférieur (Schistes Noirs). C'est pourquoi on ne peut pas connaître directement le soubassement et les dépôts pré-crétacés de la dépression, mais on peut les déduire d'après les éléments des roches détritiques plus récentes qui se sont formées à leur dépens.

L'examen de ces éléments révèle que les sédiments de la dépression se sont formés au dépens de trois catènes, dont la succession de l'intérieur vers l'extérieur, était la suivante: une catène cristalline des Carpates, une catène éruptive (la «Cordillère Coumane», MURGEANU 23, 1937) et une catène varisque, de schistes verts siluriens (ZUBER 35, 1903; MRAZEC 20, 1908).

L'abondance en mica, la couleur grise et le ciment calcaire, dénotent une origine carpatique pour les roches détritiques de la dépression. La présence des fragments de granite et des feldspaths dans les arcoses, ainsi que la présence de la latérite dans les sédiments rouges, prouvent que les sédiments se sont formés au dépens de la catène éruptive, la Cordillère Coumane. L'abondance de schistes verts dans les roches terrigènes, leur couleur verdâtre et l'absence d'un ciment calcaire, ainsi que l'exclusivité des grains de quartz (ex. grès de Kliwa) et la nature siliceuse du ciment, dénotent une origine varisque.

Les fossiles déterminées par D. PATRULIUS dans les éléments des pséphites miocènes indiquent que les premiers dépôts qui surmontent le soubassement constitué par les trois catènes sont soit triasiques (?), d'après l'espèce d'*Athyris* (*Dentigera*) *marmoreea* (?), soit jurassique-moyens ou supérieurs, d'après les espèces de *Posidonomia alpina* (?) GRAS. et de *Rhynchonella coralina* LEJM. aff. *renouxiana* D'ORB.

Institutul Geologic al României

L'auteur décrit l'évolution de la subsidence pré-attique pour les dépôts qui constituent la Zone surélevée et la Dépression Subcarpatique en commençant par le Crétacé inférieur (Schistes Noirs) et en finissant par le Sarmatien moyen (Bessarabien). On donne des relations sommaires sur le faciès de ces formations, sur l'origine des sédiments et sur les caractères des bassins de sédimentation. D'après la position des couches cinéritiques, on indique l'âge des éruptions volcaniques et d'après les discordances existantes, l'âge des mouvements orogéniques avec leurs phases d'érosion. On admet l'âge hauterivien (?) - cénomanien pour les Schistes noirs (travaux récents de M. FILIPESCU, I. DRĂGHINDĂ et V. MUTIHAC, 12, 1952). À la partie terminale des marnes à sphérosidérites (la première subdivision des Schistes noirs de Cuejd), l'auteur cite une nouvelle forme *Acanthohoplites* aff. *bigourreti* SEUNES, déterminée par D. PATRULIUS et qui indique l'Aptien supérieur. Dans le Sénonien de Pipirig (Neamț) l'auteur cite *Inoceramus regularis* D'ORB. et *I. balticus* I. BOEHM.

L'auteur souligne la possibilité d'une transgression lutétienne, précédée par les plissements laramiques, dans la partie externe du géosynclinal carpatique (dans l'Autochtone et la partie externe de l'Allochtone) en s'appuyant sur l'absence du Sénonien et la discordance angulaire entre les premiers dépôts éocènes et le Turonien (région de Putna). D'après les identifications faites par D. PATRULIUS, on cite la présence des Orthophragmines (*Asterocyclina et Discocyclina*) dans les calcaires de Doamna ou de Pasieczna de la partie moyenne de l'Éocène de Pipirig (Neamț).

Les cinérites dacitiques connues dans la partie supérieure de l'Oligocène prouvent une activité volcanique.

L'érosion pendant l'Aquitanien et l'Oligocène dans la région externe du géosynclinal, dans l'Autochtone, constitue la preuve des plissements saviques qui entraînent à la surface d'importantes crêtes du soubassement. Ces crêtes ont délimité pendant le Burdigalien (éventuellement l'Helvétien inférieur) trois bassins à faciès différents: un Burdigalien vert, à l'extérieur, à roches d'origine varisque, un Burdigalien rouge verdâtre, dans la région médiane, à roches provenant de la Cordillère varisque et Coumane, et un Burdigalien rouge, vers l'intérieur, à roches rouges et arcoses provenant de la Cordillère Coumane. À partir de Buzău vers le S se développe un Burdigalien gris rougeâtre, à roches d'origine carpatique et de la Cordillère Coumane: c'est le faciès le plus interne. Des faibles éruptions volcaniques, qui ont généré les cinérites dacitiques de l'Helvétien inférieur, sont connues dans l'Allochtone.

Vers la partie moyenne de l'Helvétien, la catène varisque et la Cordillère Coumane sont complètement détruites, les Carpates étant la seule source des roches détritiques plus récentes. À la fin de l'Helvétien a lieu une première phase des plissements stiriques récentes.

Institutul Geologic al României

Dans le Tortonien inférieur ont eu lieu de puissantes éruptions volcaniques qui ont généré des bancs massifs de cinérites dacitiques (anté-Tortonien supérieur). La II-ème phase des plissements stiriques, plus importante que la première, modifie de nouveau l'aspect tectonique de la région. La transgression tortonien-supérieure débute par une phase lagunaire à dépôts de brèches et massifs importants de sel. Ensuite, il y a une phase de mer intérieure, suivie d'une phase marine à récifs. Dans le Tortonien supérieur on distingue de l'extérieur vers l'intérieur les types de brèches salifères suivants: le type de Neamț, à éléments du Burdigalien vert, le type de Pietraru, à éléments du Burdigalien rouge verdâtre et le type de Cosmina, dont les éléments caractéristiques sont les roches éocènes et oligocènes (dans le faciès des couches de Pucioasa). La brèche de Pietraru est associée parfois à la brèche de Slavu, caractérisée par des éléments de gypses marneux du Tortonien moyen (?). Le type de brèche à éléments remaniés du Burdigalien rougeâtre est inconnu. Il existe pourtant, mais attribué, probablement, à tort à l'Aquitanien.

Dans le Sarmatien saumâtre, après le Bessarabien, ont lieu d'importants plissements attiques, lorsque les nappes de la dépression se sont mises en place. La subsidence post-attique se produit dans la Dépression Subcarpatique, dont l'aspect est celui d'aujourd'hui. Les sédiments se sont formés uniquement au dépens des Carpates. Leur puissance varie entre 3.000 et 5.000 m. Ils appartiennent au Sarmatien supérieur et au Pliocène.

Après l'orogénèse attique, les eaux saumâtres kersoniennes à *Mactra caspia* pénètrent, et occupent approximativement la moitié externe de la dépression. Pendant le Méotien supérieur ont lieu des éruptions volcaniques qui ont fourni les cendres et les lapilli andésitiques. À la fin du Levantin inférieur, et avant le dépôt des graviers de Cîndești, se manifestent les faibles plissements rhodaniens; après la sédimentation de ces graviers ont lieu les importants plissements valachiques, bien connus. L'auteur trouve certaines indications qui suggèrent que dans la dépression (zone axiale du synclinal d'Odobești) la subsidence se continuerait aussi pendant le Quaternaire.

Il caractérise sommairement les mouvements de subsidence pendant le colmatage des grands bassins, où se sont déposés les sédiments de la dépression. La subsidence de ces bassins se manifeste, généralement, par des mouvements saccadés du soubassement du bassin.

Dans les successions à caractères typiques de Flysch, ces mouvements sont fréquents et à amplitude relativement petite, comme, par exemple, dans l'Éocène marginal, partiellement dans l'Oligocène, dans l'Helvétien inférieur et partiellement dans le Tortonien. Ces formations sont caractérisées par des cyclothèmes étroits, dont les couches varient de 1 cm à quelques décimètres.

Institutul Geologic al României

Dans les successions dénommées flyschoïdes (Burdigalien moyen, Helvétien moyen et partiellement l'Helvétien supérieur, etc.) les mouvements se produisent à des intervalles plus espacés et avec une amplitude relativement grande.

La puissance des cyclothèmes est d'environ 10 m.

Parfois aux mouvements saccadés ont suivi de longues périodes calmes, lorsque des roches de précipitation se déposèrent (Jurassique, Turonien, Sénonien, Éocène moyen, Oligocène inférieur, Helvétien supérieur, etc.). Quelquefois on doit admettre un mouvement de subsidence continuelle à une amplitude constante. Alors les couches déposées ont une puissance de quelques dizaines et centaines de mètres. À une amplitude réduite se déposent des pélites (la partie inférieure du Crétacé inférieur et l'Éocène supérieur de l'Autohtone, partiellement l'Helvétien inférieur, le Tortonien supérieur, le Buglowien et le Pontien). À une amplitude moyenne se déposent des psamites (partie moyenne du Crétacé inférieur, grès de Tarcău éocène, grès de Fusaru, grès oligocène de Kliwa, grès tortonien d'Andreiașu etc.). À une grande amplitude se déposent des pséphites (conglomérats éocènes, burdigaliens, graviers de Cîndești, etc.)

On constate en même temps que les mouvements de subsidence ne sont pas uniformes dans les différentes régions des bassins. Les mouvements brusques se produisent pendant le Tortonien supérieur et le Sarmatien et les plus lents pendant le Burdigalien, l'Helvétien, le Méotien et le Levantin.

À partir de la phase initiale de la Dépression Subcarpatique et jusqu'à présent, ces dépôts ont subi six phases de plissement, à savoir: laramique, savique, stirique, attique, rhodanienne et valachique.

Les plissements attiques sont les plus importants. Durant ces plissements l'Allochtone pénètre dans la dépression sous forme de nappes de décollement. Chez nous, la conception des nappes de décollement dans la Dépression Subcarpatique, émise hypothétiquement par L. Mrazec, I. Popescu-Voiteşti, G. Macovei, D. M. Preda, G. Murgeanu et M. Filipescu, est récemment fondée, sur des données de terrain, par F. Olteanu (29, 1953). Jusqu'alors, les observateurs de terrain n'admettaient des nappes de décollement que dans la zone du Flysch carpatique. La dépression était considérée comme autochtone. Les dernières recherches, exécutées par F. Olteanu, montrent que les nappes du Flysch marginal se continuent aussi dans la dépression, en atteignant même le bord de la Plateforme Podolique.

Conformément à la conception de I. Atanasiu (2, 1943) en ce qui concerne le Flysch marginal, partiellement modifié par l'auteur, celui-ci distingue dans la Zone surélevée, marginale, et dans la Dépression Subcarpatique de la région examinée, outre l'Autochtone, les unités tectoniques qui se superposent dans l'or-

Institutul Geologic al României

dre suivant: la Nappe Marginale Externe, la Nappe Marginale Interne, la Nappe Intermédiaire et la Nappe du grès de Tarcău. L'auteur donne seulement les caractéristiques faciales principales du Miocène des unités tectoniques mentionnées, celles des formations prémiocènes étant déjà connues (voir le tableau synoptique des formations de la Dépression Subcarpatique et des unités géotectoniques voisines).

L'Autochtone est caractérisé par la présence du Burdigalien vert et de la brèche tortonienne salifère de type Neamț, qui contient des éléments de roches d'un tel Burdigalien.

Le Burdigalien vert rougeâtre et la brèche tortonienne de type Pietraru, à éléments d'un tel Burdigalien, sont caractéristiques dans la Nappe Marginale Externe.

On reconnaît la Nappe Marginale Interne d'après les caractères du Burdigalien rouge à arkoses et la brèche tortonienne qui comprend des éléments d'un Burdigalien de ce type.

Dans la Nappe Intermédiaire le Miocène fait défaut. Il y a soit érosion, soit lacune. C'est la même situation dans la Nappe du grès de Tarcău à partir du N du pays jusqu'à la rivière de Buzău. Au S de Buzău, respectivement dans l'éperon de Homorîciu, là où la nappe comprend aussi du Miocène, celui-ci se caractérise par un Burdigalien rouge grisâtre et une brèche tortonienne de type Cosmina, à éléments du Paléogène de l'éperon.

Pendant l'évolution géotectonique, les Carpates se sont élevées, sous l'influence de «l'arrière-pays», d'environ 14.000 m (12.000 m du temps des dépôts des sédiments de la dépression et 2.000 m de nos jours), en avançant en même temps au-dessus d'un «avant-pays» formé par la Cordillère Coumane et la catène varisque qui s'affaisse. Les deux catènes étaient attachées à la terre-ferme, jusqu'au Trias ou Jurassique moyen. Dès lors, avait commencé leur affaissement, qui se continue jusqu'à présent. Pendant l'Helvétien, ces catènes ont été complètement recouvertes par les sédiments d'origine carpatique.

L'auteur suppose que la Cordillère Coumane se trouve sous l'emplacement actuel des monts éruptifs récents de Hărghita—Călimani; ceux-ci longent une ligne profonde séparant «l'Avant-pays» de «l'Arrière-pays». Admettant cette hypothèse il s'ensuivrait que la masse des Carpates orientales qui se trouve à l'E de la chaîne éruptive, constitue une grande nappe.

Ensuite, l'auteur décrit l'évolution géotectonique de la partie externe du géosynclinal, qui a contribué à la formation de la Dépression Subcarpatique. Au cours de cette évolution pendant les plissements attiques, au milieu de la Dépression Subcarpatique, est apparue la crête de Pleșu — P. Tazlău — Cașin — Bisoca; par conséquent, deux dépressions se sont formées: l'une prémontane et l'autre externe.

Institutul Geologic al României

L'auteur localise géographiquement et géotectoniquement les unités et les sous-unités qui constituent la zone surélevée, marginale, et la Dépression Subcarpatique.

Il remarque l'existence de deux digitations dans l'Autochtone, l'une qui correspond à la dépression et l'autre à la zone élevée, deux digitations dans la Nappe Marginale interne (Măgirești—Lacu Mociaru et Solonț) et dans le Neamț, deux digitations dans la Nappe Intermédiaire.

À la fin, l'auteur énonce les problèmes essentiels, non résolus, concernant la Dépression Subcarpatique et leurs solutions probables.

EXPLICATION DE LA FIGURE, DES PLANCHES ET DE LA CARTE

FIGURE

A. Bersier. Schéma synoptique d'une série cyclothématique aquitanienne.

1—5 cyclothèmes successives; R, érosion; les coupes A, B, C diffèrent.

A. Mihaïlov. Diagramme de l'alternance des roches et des épaisseurs dans diverses formations (modifié par F. Olteanu).

IB, Flysch (en bas argileux, en haut argilo-sableux); II, formation flyschoïde; 1, pséphites; 2, psammites; 3, pellites; 4, roche de précipitation.

PLANCHES

Planche I

Répartition des roches provenant des Carpates, de la Cordillère Cumane et des Hercinides, dans les sédiments des unités tectoniques de la Dépression Subcarpatique et de la zone élevée, comprises entre l'Ozana (Pîrîul Neamțului) et le Teleajen, depuis l'Hauterivien jusqu'au Tortonien, d'après F. Olteanu.

1, roches des Carpates; roches de la cordillère cumane: 2, lattérite (dans les roches rouges); 3 feldspath (dans les arkoses); 4, roches éruptives (dans les arkoses); roches des Hercinides; 5, schistes verts siluriens; 6, grès et quartzites constitués exclusivement par du quartz.

Planche II

Caractère de la subsidence dans les rythmogrammes des formations de la Dépression Subcarpatique, par F. Olteanu.

1, pséphites et psammites; 2, pellites; 3, roches de précipitation.

Planche III

A. — L'évolution géotectonique de l'Autochtone des dépressions subcarpatique et médiane (d'après le diagramme de Belousov) pendant les plissements attiques.

B. — Coupes géologiques schématiques à travers la dépression subcarpatique, à l'échelle du 500.000-e.

1, dépôts post-attiques; 2, nappe du grès de Tarcău; 3, nappe intermédiaire (digitation supérieure et digitation inférieure); 4, nappe marginale interne (digitation Măgirești — Lacu Mociaru et digitation de Solonț); 5, nappe marginale externe (zone interne et zone externe); 6, autochtone (digitation supérieure et digitation inférieure).

Institutul Geologic al României

C. — Coupe géologique synthétique à travers la dépression subcarpatique de la région de Bacău.

M-Ss, Méotien — Sarmatien supérieur; SimT, Sarmatien moyen-inférieur — Tortonien; H, Helvétien; B, Burdigalien; A, Aquitanien; Ol, Oligocène; E, Éocène; Cr, Crétacé; J, Jurassique; Tr (?) Trias. Nappe intermédiaire; 1, nappe du grès de Tarcău; 2, digitation inférieure, Nappe marginale interne; 3, digitation de Măgireşti; 4, digitation de Solonţ. Nappe marginale externe: 5, zone interne; 6, zone externe. Autochtone: 7, digitation supérieure; 8, digitation inférieure; 9, soubassement cristallin. 10, Dépôts post-attiques Plate-forme; 11, plate-forme; 12, soubassement granitique, 13, limite de concordance; 14, limite de discordance; 15, limite de discordance entre l'Autochtone et le Cristallin; 16, failles secondaires; 17, faille principale; 18, plan de charriage entre les digitations; 19, plan de charriage entre les unités tectoniques.

CARTE

Carte tectonique schématique de la zone élevée et de la Dépression Subcarpatique, comprises entre l'Ozana (Pîrîul Neamţului) et le Buzău, à l'échelle du 500.000-e.

1, dépôts post-attiques; 2, nappe des Schistes Noires; 3, nappe du grès de Tarcău; 4, nappe intermédiaire (digitation supérieure et digitation inférieure); 5, nappe marginale interne (digitation marginale externe (zone interne en faciès de Scăriga, et zone externe, en faciès de Pietricica); 7, Autochtone (digitation supérieure et digitation inférieure); 8, contacts entre les sous-unités; 9, contacts entre les unités.

Institutul Geologic al României

ЦРЕДКАРПАТСКАЯ ДЕПРЕССИЯ МЕЖДУ ОЗАНА (П. НЯМЦ) И БУЗЭУ

Ф.ОЛТЯНУ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

Предкарпатская депрессия является самой внешней геотектонической единицей геосинклинали Восточных Карпат. С поверхности она состоит в значительной мере из миоценовых отложений и расположена между краевой зоной мелово-палеогенового флиша или краевой спиной (Ф. Олтяну, 1954) с внутренней части и Подольской Платформой с наружней части. Как видно между реками Бистрица и Тротуш, депрессия отделяется от внутренней единицы краевым сбросом (С. Атанасиу, 1913) а от внешней — Внешним Сбросом, который как бы приурочен к реке Серет и продолжается к югу сбросом Печеняга-Камена. Южнее ручья Нэружа Краевой сброс остается сзади покровов приходящих от Краевой спины, а отсюда к югу миоценовые отложения депрессии скрываются под мелово-палоогеновыми отложениями покровов, поэтому Краевой сброс не может быть уже прослежен.

Самым древним отложениа депрессии на поверхности является в сенон а в глубине юра или триас. Их общая мощность составляет 12.000—15.000 м.

Все румынские и иностранные исследователи за исключением поляка К. Тельвинского считают что в депрессии имеются только автохтонные отложения. К. Тельвинский считает что часть отложений депрессии являются аллохтонными (Покров Стебинк). Исследования проведенные автором в периоде 1948—1953 гг. подтверждают мнение Тельвинского и показывают что на участке исследованном между ручьем Озана и рекой Бузэу, большинство миоценовых отложений выходящих на поверхность являются аллохтонными и лишь на незначительных участках они принадлежат автохтону. Поэтому в развитии депрессии выделяются ясно два этапа: этап предшествующий

Institutul Geologic al României

проникновению аллохтонных отложений в депрессии и второй этап — последующий этому процессу. Этот процесс имел место в течении аттического складкообразования; поэтому в опущение породившем отложения депрессии различаются до-аттический и после-аттический этапы.

Этап до-аттической субсиденции затрагивает внешнюю часть карпатской геосинклинали, занятую автохтонном и аллохтонном, причем последний до перемещения. Ширина этой части составляла приблизительно 200 км, из которых четверть внешнего участка принадлежит автохтону а остальная часть — аллохтону.

Мощность осадков образовавшихся в течении этого этапа определена в 8000—10.000 м.

Самыми древними отложениями появляющимися на дневной поверхности в депрессии являются сенонские отложения мелово-палеогеновых покровов южнее ручья Нэружа, а в участке краевой спины — нижнемеловые (Черные сланцы); по-этому в депрессии нельзя различить непосредственно фундамент и до-меловые отложения. Их можно определить по обломкам более молодых пластических пород образовавшихся за счет до-меловых пород. Из исследования этих обломков вытекает что осадки имеющиеся в настоящее время в депрессии происходят из трех хребтов которые располагались следующим образом изнутри к наружи: кристаллический хребет Карпат, изверженный хребет («Куманская Кордьера», Мурджану 1937) и варисская цепь состоящая из зеленых силурийских сланцев (Зубер 1093, Мразке 1908).

Обилие слюды, серый цвет и известковистый цемент указывают на карпатское происхождение обломочных пород депрессии. Гранитный материал в виде обломков изверженных пород или полевого шпата в аркозах, или латерита в красных породах показывают что обломочные породы происходят из изверженного хребта, «Куманской Кордилерры». Обилие зеленых сланцев в терригенных породах, их зеленоватая окраска и отсутствие известковисткого цемента а также кварцевых зерен (например песчаник Клива) а также кремниевый характер цемента указывают на варисское происхождение.

Согласно окаменелостям определенным Д. Патрулиус в обломках миоценовых псеффитов, первые отложения залегающие на фундаменте состоящем из трех цепей являются либо триасовыми (?) во форме *Athyris (Dentigera) marmoreea,* либо средне-юрским или верхне-юрскими по формам *Rhynconella coralina* Lejm. aff. *renouxiana* D'Orb. *Posidonomia alpina (?)* Gras.

Автор описывает развитие до-аттической субсиденции отложений образующих краевую спину и предкарпатскую депрессию — продолжаю-

Institutul Geologic al României

щейся в нижнем мелом (Черные сланцы) и кончаясь средним сарматом (Бессарабским ярусом).

Даются краткие сведения о фациях этих образований, о происхождении осадков и характере бассейнов осадконакопления. Указывается время когда имели место первые вулканические извержения, по положению цинеритовых пластов а также время когда произошли орогенновые фазы с их фазами размыва по ясным несогласиям. Для черных сланцев он определяет гетривский (?) сеноманский возраст, указанный также и М. Филипеску и Онческу в своих недавних работах (1952). В конечной части сферосидеритовых мергелей участка Куежд, автор указывает на наличие новой формы *Acanthohoplites aff. bigouretti* Seunes определенной Д. Патрулиус, указывающим верхний апт. В сеноне участка Пипириг (Нямц) указываются две формы: *Inoceranus regularis* d'Orbи *I. balticus.*

Автор подчеркивает возможность лютецкой трансгрессии, после ларамийских складкообразований во внешней части карпатской геосинклинали (в автохтоне и во внешней части аллохтона) основываясь на отсутствии сенона и на угловсм несогласии между первыми эоценовыми отложениями и туроном (в Путне). Согласно определениям Д. Патрулиас указывается на наличие ортофрагмин *(Asterocyclina, Discocyciina)*.

) в известняках участка Доамна или Пасиенца в средней части эоцена участка Пипириг (Нямц).

К концу олигоцена происходят вулканические извержения из которых происходят дацитовые цинериты.

. Эродирование аквитана и олигоцена к наружной части геосинклинали, в автохтоне, является свидетельством савийских складкообразований, приведших на поверхность значительные гребни из фундамента. Эти гребни создают в бурдигале (возможно в нижнем гельвете) три бассейна в которых отлагаются три различных фации: зеленый бурдигал, к наружной части с горными породами варисского возраста затем следует бурдигал красно-зеленого цвета в средине, с горными породами происходящими из варисской цепи и из куманской кордельерры и красный бурдигал к внутренней части, с красными породами и аркозами из куманской кордильерры. Южнее Бузэу появляется в качестве самой внутренней фации, серо-красноватый бурдигал с породами происходящими из куманской кордьерры. Вулканические извержения цинеритов известны в аллохтоне, в нижнем гельвете.

Ко средине гельвета, варисская цепь и куманская кордильерра уничтожаются полностью, причем Карпаты остаются единственным поставщиком более молодых обломочных пород.

Institutul Geologic al României

В нижнем тортоне имеют место сильные вулканические извержения способствующие образованию массивных пластов дацитовых цинеритов. Перед верхним тортоном вторая фаза стирийских молодых складкообразований, большего значения по сравнению с первыми, изменят снова тектонический вид региона. Трансгрессия верхнего тортона начинается лагунной фазой в течении которой отлагаются брекчии со значительными массивами соли; затем следует фаза закрытого моря и наконец следует хорошо известная морская фаза с рифами. В верхнем тортоне снаружи к внутриенней части выделяются следующие типы соленосных брекчий: тип Нямц содержащий среди своих элементов горные породы из зеленого бурдигала и тип Космина содержащий в качестве характерных элементов эоценовые и олигоценовые породы (в фации пластов Пучоаса). Тип Пистрару сопровождается иногда типом Славу характеризующимся наличием обломков мергелистых гипсов среднего тортона (?). Тип брекчии с измененными элементами красноватого бурдигала — не известен. По-видимому он приписывается ошибочно аквитану.

В соленоватом сармате, после отложения бессарабских слоев имеют место значительные аттические складкообразования, причем образовались покровы депрессии. Этап после-аттической субсиденции затрагивает предкарпатскую депрессию и придает ей ее нынешний вид. Отложенные осадки образовались только за счет Карпат. Их мощность колеблется от 3000 до 5000 м. Они принадлежат верхнему сармату и плиоцену.

После аттического орогена херсонские соленоватые воды с *Mactra caspia* вторгаются и занимают почти всю внешнюю половину депрессии. Там имеют место вулканические извержения которые поставляют хорошо известные золу и андезитовые лапилли. К концу нижнего леванта, до отложения ливневых гравиев Кындешти, происходят слабые роданские складкообразования, а после их отложения — значительные известные валахские складкообразования.

Автор находит некоторые признаки указывающие на то что в депрессии в осевой зоне синклинали Одобешти субсиденция продолжалась даже и в четвертичном времени.

В работе характеризуются очень вкратце нисходяшие движения, имевшие место во время заиления (кольматации) крупных бассейнов в которых образовались отложения находящиеся в настоящее время в депрессии. опускание этих бассейнов проявляется главным образом известными четкими движениями дна бассейна.

Эти движения часты и имеют сравнительно небольшой амплитуд, в свитах с характерными типическими особенностями флиша, как в краевом эоцене, в части олигоцена, в нижнем гельвете и в части тор-

Institutul Geologic al României

тона. Эти образования содержат узкие циклотомы со слоями мощностью от 1 см до нескольких дециметров.

Движения происходят на больших промежутках времени со сравнительно большим амплитудом в так называемых флишевидных свитах; в среднем бурдигале, в среднем гельвете и в части верхнего гельвета, и т. д. Мощность циклотом колеблется вокруг 10 м.

В некоторых случаях четкие движения имеют после себя длительные периоды затишия, когда отлагаются горные породы преципитационного характера (юра, турон, сенон, средний эоцен, нижний олигоцен, верхний гельвет, и пр.). Известны случаи когда следует допустить движение постоянного опускания с постоянным амплитудом. Тогда появляются слои мощностью в несколько десятков и сотен метров. При малом амплитуде образуются пелиты как в нижней части нижнего мела и в верхнем эоцене автохтона, в части нижнего гельвета, в верхнем тортоне, в буглове и в понте. При среднем амплитуде образуются псамиты (средняя часть нижнего мела, эоценовый песчаник Таркэу, песчаники Фусару, олигоценовый песчаник Клива, песчаники Андреяшу в тортоне и пр.). При большом амплитуде образуются псефиты (эоценовые конгломераты, бурдигальские конгломераты, гравий Кындешти и пр.).

Наблюдается что в то же время характер нисходящих движений различен в различных частях бассейнов.

Самые внезапные движения имели место в верхнем тортоне и в сармате а самые слабые — в бурдигале, гельвете, меоте и леванте.

С момента образования предкарпатской депрессии до настоящего времени отложения этой депрессии прошли шесть фаз складкообразования в следующей последовательности: ларамийские, савские, стирийские, аттические, роданские и валахийские.

Самыми важными являются аттические. В их время аллохтон проникает в депрессию в качестве покровов отслоения. В нашей стране понятие о существовании таких покровов в предкарпатской депрессии является новым (Ф. Олтяну, 1953). До появления этого представления такие покровы допускались только в зоне карпатского флиша. Депрессию считали автохтоном. Последние исследования показывают что покровы флиша краевого флиша продолжаются и в депрессии и даже достигают края Подольского щита.

Согласно концепции И. Атанасиу (1943) о краевом флише, частично измененной, автор выделяет в краевой спине и в предкарпатской депрессии, в исследованном участке, кроме автохтона, следующие тектонические единицы лежащие в следующем порядке: Внешний краевой покров, Внутренний краевой покров, Промежуточный покров и Покров

Institutul Geologic al României

Песчаника Таркэу. Автором даются только главные особенности фаций миоцена вышеуказанных тектонических единиц, так как фациальные особенности до миоценовых формаций уже известны.

Для автохтона характерным является зеленый бурдигал и соленосная тортонская брекчия типа Нямц, содержащая обломки таких бурдигальских пород.

Во внешнем краевом покрове типичным является зелено-красноватый бурдигал и тортонская брекчия типа Пиетрару, с обломками из бурдигала характерного для данной единицы.

Внутренний краевой покров отличается наличием красного бурдигала с аркозами и тортонской брекчии содержащей элементы такого типа бурдигала.

В Промежуточном покрове не появляется миоцен. Он был размыт или же не отложился. Такое же положение встречается и в покрова песчаника Таркэу на севере страны до Бузэу. Южнее Бузэу однако, соответственно в выступе Хоморычу, там где к покрову присоединяется и миоцен, последний отличается красно-серым бурдигалом и тортонской брекчией типа Космина, с элементами из палеогена выступа.

В их геотектонической эволюции Карпаты, под влиянием гинтерланда поднялись на приблизительно 14.000 м (12.000 м во время отложения осадков в депрессии и 2000 в настоящее время), надвигаясь на погружающийся форланд, состоящий из куманской кордьерры и варисской цепи. Эти две горные цепи составляли части континента до триасового времени или до средины юры. В гельвете эти горные цепи были полностью покрыты осадками карпатского происхождения.

Автор считает что глубокое залегание куманской кордильерры может быть приурочено под цепями недавно изверженных гор Харгита-Кэлиман, причем это находится на глубокой линии отделяющей область форланда от области гинтерланда. В результате такой гипотезы вся масса Восточных Карпат восточнее этой изверженной горной цепи находится в покрове.

Далее автор дает картину эволюции геотектонической эволюции внешней части геосинклинали, которая способствовала образованию предкарпатской депрессии. В этой эволюции указывается что при аттических складкообразованиях в центре предкарпатской депрессии появился гребень Плешу-П. Тазлэу-Кашин-Бисека создающий две депрессии: предгорную и внешнюю.

Автор локализирует вкратце, географически и геотектонически, единицы и подединицы входящие в состав Краевой спины и предкарпатской депрессии.

Institutul Geologic al României

Он отличает две подединицы в автохтоне, одну соответствующую депрессии и другую — Краевой спине, затем две подединицы во Внутреннем краевом покрове (Маджирешти, Лаку-Мочару и Солонц) и в районе Нямц — две подединицы в Промежуточном покрове.

Работа кончается обзором вопросов связанных с развитием Предкарпатской Депрессии и способами для их разрешения.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКА, ЧЕРТЕЖЕЙ И КАРТЫ

РИСУНОК

А. Берсье. Сводная таблица аквитанской циклометанической свиты.

А. Михайлов. Диаграмма чередования пород и мощностей в различных образованиях.

ЧЕРТЕЖИ

Чертеж I

Распространение пород происходящих из Карпат, Куманской Кордильеры и Герцинидов в отложениях тектонических единиц Подкарпатской Низменности и Краевого Хребта между Озаной (П. Нямцулуй) и Теляженом, от готрива до тортона, по Ф. Олтяну.

Чертеж II

Характер нисходящего скольжения ритмограмм образований из Подкарпатской Низменности, Ф. Олтяну.

Чертеж III

A. — Геотектоническое развитие автохтонных формаций в Подкарпатской и Средней Низменностях (по диаграмме Белоусова) в период аттических снятий.

B. — Схематические геологические разрезы Подкарпатской Низменности, масштаб 1:500.000.

C. — Сводный геологический разрез через Подкарпатскую Низменность в области Бакэу.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PEȘTERA DIN VALEA FUNDATA (RÎȘNOV)

DE

MARGARETA DUMITRESCU și TRAIAN ORGHIDAN

SUMAR

Pag.

Introducere 421
Descrierea peșterii 423
Geneza și evoluția peșterii 428
Condițiile de viață actuale ale peșterii 431
Fauna peșterii 433
Nevertebrate 434
Vertebrate 439
Bibliografie 443

INTRODUCERE

Din punct de vedere geografico-geologic, Peștera din Valea Fundata aparține povîrnișului apusean al Masivului Postăvaru, care se lasă în trepte spre bazinul de scufundare al Țării Bîrsei. Dintre acestea, două apar mai clar în relief. Prima este Poiana Brașov, ce reprezintă o suprafață netezită la aproximativ 1000 m înălțime, iar a doua cu 250 m mai jos, tăiată de văi adînci transversale, în culmi paralele terminate în fațete, semn al scufundării, care le-a retezat capetele dinspre cîmpie. Fenomenul apare foarte clar la Rîșnov (ex. Dealul Cetății).

La formarea treptelor menționate au contribuit însă nu numai forțele eroziunii, ci și structura în solzi cu stratele cutate în sinclinale, așa cum a descifrat-o E. Jekelius.

Sub raportul rocelor, harta regiunii arată o mare diversitate; precumpănitoare sînt însă cele două roce care alcătuiesc cea mai mare parte a înălțimilor din

Institutul Geologic al României

grupa Munților Bucegi: Conglomeratele (în regiunea studiată, mai frecvente sînt gresiile cenomaniene) și Calcarul jurasic (Titonic). Ivirile acestuia din urmă apar înșirate pe linii paralele cu direcția cutelor (NE—SW).

Numeroase fenomene carstice sînt legate de aceste iviri. Ca și peștera Cernea Deal (Flinschhöhle), cunoscută de multă vreme, peștera studiată de noi se află la extremitatea sudică a klippelor, care marchează marginea dintre Cristian — Rîșnov, a Poienii, la 3,5 km distanță de Rîșnov (fig. 1).

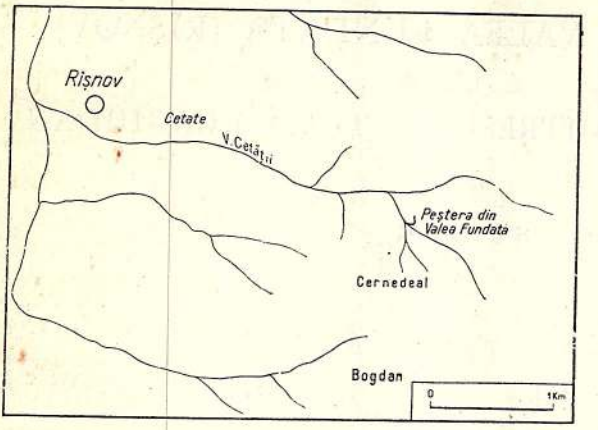


Fig. 1. — Regiunea comunei Rîșnov. Poziția geografică a peșterii din Valea Fundata.

Valea Fundata este afluent stîng al Văii Cetății care înainte de a intra în Rîșnov își pierde apa într-un punct de absorbție. După părerea lui E. JEKELIUS, apa este captată la limita gresiilor cenomaniene și iese sub forma de izvoare cu debit bogat, la poalele dealului Cetății, chiar în comuna Rîșnov.

În albia Văii Cetății, în aval de punctul de absorbție, apa curge numai în timpul ploilor. Atît apa din izvoare cît și debitul temporar al Văii Cetății se varsă în apa Ghimbavului.

Drumul ce duce la peșteră este poteca ce leagă Rîșnovul cu Poiana Brașov. Această potecă se continuă pînă la confluența Văii Cetății cu Valea Fundata. De aici se urcă timp de 15—20 minute pe Valea Fundata, pînă se ajunge în fața deschiderii de jos a peșterii, care este săpată în malul drept al văii, cu 8 m deasupra talvegului. În acest punct ne găsim cu 180 m mai sus de centrul Rîșnovului, la o altitudine de 788 m.

Peștera din Valea Fundata a fost descoperită în vara anului 1954 de mai mulți tineri din Rîșnov, care, cu ajutorul lămpilor de acetilenă, au pătruns în sala mare a peșterii, străbătînd un culoar de 60 m lungime. Ulterior a fost parcurs de acești tineri exploratori și drumul destul de greu ce urcă din sală pînă la deschiderea superioară a peșterii, din Poienița Dracului.

Descoperirea atît de tîrzie a peșterii se datorește faptului că deschiderea peșterii din Valea Fundata a apărut abia în 1949, în urma unei puternice explozii hidraulice. O cantitate importantă de blocuri și bolovani au fost aruncați de presiunea apei în malul vecin al văii. O altă cantitate mare de blocuri și bolo-

Institutul Geologic al României

vani au fost, tot atunci, transportați mai departe de puhoiul apei, care i-a presărat pe Valea Fundata pînă la confluența ei cu Valea Cetății.

Totul s-a petrecut în urma unor ploi torențiale din toamna anului 1949, iar inundația a provocat mari pagube în comuna Rîșnov.

Frumusețea stalactitelor și stalagmitelor din peșteră a provocat o adevărată manie printre locuitorii comunei, care s-au străduit să transporte la locuința lor stalagmite întregi, pe care le-au smuls din peșteră, folosind pentru aceasta pînă și tîrnăcopul și toporul. Excursioniștii veniți ulterior din toată țara, au contribuit, și ei, la distrugerea podoabelor peșterii. Această lipsă de înțelegere și de respect pentru valoarea frumuseților naturale, trebuie s-o mărturisim cu părere de rău este un aspect descurajant al educației cu totul incomplete a oamenilor dela sate și a turiștilor noștri. Felul cum a fost murdărită peștera cu miile de iscălituri, pentru care au fost folosite tot felul de vopsele, unele solubile în apă, care s-au prelins pe stalagmitele rămase și pe pereți, colorînd concrețiunile în modul cel mai ridicol, umple de revoltă pe oricine își dă seama de valoarea bogățiilor pe care, așa cum spunea cîndva RACOVIȚĂ «natura le-a tors în timp de secole din caerul de piatră».

DESCRIEREA PEȘTERII

Pentru înțelegerea evoluției peșterii din Valea Fundata vom căuta să dăm o descriere schematică a ei, așa cum se prezintă azi.

«Masivul calcaros în care este săpată peștera este străbătut de o rețea deasă de diaclaze și crăpături adînci, orientate mai ales în direcțiile, E—W, N30°E și N30°W, evidente mai ales în jurul deschiderii din Poienița Dracului. Galeriile peșterii urmăresc în mare parte aceste direcții ale diaclazelor» (E. JEKELIUS).

Peștera cuprinde trei unități principale, legate între ele:

I. Galeria ce coboară din Poienița Dracului (pl. I, a);

II. Sala mare (pl. I, b);

III. Galeria ce se deschide în Valea Fundata (pl. I, c).

Această peșteră prezintă două deschideri, una în malul drept al Văii Fundata (pl. I, d) și o a doua situată mai sus, spre E față de prima, la o distanță în linie dreaptă de aproximativ 150 m și cu o diferență de nivel de 37 m (pl. I, e). Această a doua deschidere reprezintă un vechi punct de absorbție din prima perioadă de eroziune a văii pîrîiașului, afluent drept al Fundatei, cînd numai o parte din debitul său era captat de golurile masivului calcaros.

Astăzi, pîrîul pătrunde în întregime în peșteră printr-o altă deschidere, foarte îngustă, situată la 6 m spre SE de deschiderea accesibilă și la un nivel mai coborît cu 3 m. Acest nivel corespunde talvegului actual al văii în punctul de absorbție (pl. I, f).

Institutul Geologic al României

La 30 m est de intrarea în peșteră se mai găsește un punct de absorbție inaccesibil, care nu a putut fi urmărit în profunzime și care în perioadele de mari precipitații lasă apele să se scurgă prin diaclaza cu care se continuă (pl. I, g).

Apa care pătrunde prin această diaclază vine prin vîlceaua care în trecut era afluent drept al pîrîiașului ce intră azi în peșteră. După ce apa a fost captată prin punctul de absorbție, albia s-a adîncit cu 2 m și legătura cu vîlcica pîrîiașului s-a întrerupt, rămînînd un prag, care reprezintă mărturia primei faze de eroziune.

În afară de aceste două puncte de absorbție, în masivul calcaros mai există și alte numeroase crăpături și diaclaze prin care apele de infiltrație pot ajunge în peșteră. Hornurile galeriilor, cu pereții înegriți de argila adusă de apă și cu conuri de dejecție la baza lor, sînt tot atîtea mărturii ale pătrunderii apei prin fisurile masivului calcaros.

Intrînd prin deschiderea superioară (alt. 860 m), orientată spre sud, se coboară 2 m printr-un gang îngust, acoperit cu frunze veștede. Încăperea în care se ajunge după 11 m prezintă în peretele din dreapta o deschidere care se continuă cu un gang scund, inaccesibil, ce coboară dinspre est. Din acest punct galeria cotește spre stînga (W), și după un parcurs de 5 m coboară într-o sală mică, lăsînd pe stînga locul prin care pătrunde cursul de apă ce vine din punctul de absorbție (pl. I, h).

De aici drumul se poate continua prin două galerii, care după aproximativ 45 m se întîlnesc din nou. Galeria din dreapta, care reprezintă cursul actual al apei, este extrem de îngustă, sinuoasă și inaccesibilă în timpul ploilor. Cea din stînga se desfășoară la un nivel mai ridicat cu 4 m (pl. I, i). Din punctul de întîlnire al galeriilor (pl. I, j) peștera se continuă cu valea subterană a pîrîului, care capătă de aici înainte aspectul unui defileu strîmt, mai mult sau mai puțin sinuos, pe alocuri mai larg, cu podeaua plină de blocuri prăbușite, ce urmează pe cea mai mare parte a traiectului său deschiderea unui sistem de diaclaze.

După 170 m se ajunge în sala mare a peșterii. De la intrarea superioară și pînă la deschiderea defileului în sală, s-au coborît în pantă lină aproximativ 25 m.

Sala, de dimensiuni impunătoare, ne apare mai largă și mai înaltă pe măsură ce ne coborîm pe cursul apei subterane spre mijlocul său. Tot în sală mai pătrunde prin extremitatea estică și o altă vale mai veche. Aceasta din urmă este astăzi părăsită de apă și închisă prin formațiuni de precipitare, reprezentînd un etaj superior, care coboară spre sală în pantă abruptă printre stînci, blocuri stalagmitice și bolovani. Explorarea ei se termină printr-o galerie situată cu 12 m deasupra planșeului sălii, după parcurgerea unui canion foarte strîmt. Atît plafonul cît și pereții acestei galerii sînt bogat concreționați cu scurgeri de calcită de coloare galben-roz.

Institutul Geologic al României

Urmărind schița peșterii (pl. I, k), se observă că această vale vine tot din sistemul de diaclaze prin care curge astăzi pîrîul subteran.

Valea actuală, ce urmează pe parcursul său direcția generală E—W, intră în sală prin extremitatea sudică și își are albia săpată în planșeul sălii, printre blocuri mari stalagmitate, dislocate și prăbușite. După 20 m părăsește direcția S—N, cotește spre W, coborînd destul de repede aproximativ 10 m, și iese din sală printr-o galerie, ce conduce după 60 m la deschiderea principală a peșterii, care dă direct în Valea Fundata (fig. 2). Aspectul actual al acestei galerii, cu profil de tunel și cu pereții modelați de ape, arată cu claritate acțiunea circulației apelor cu presiune hidrostatică.

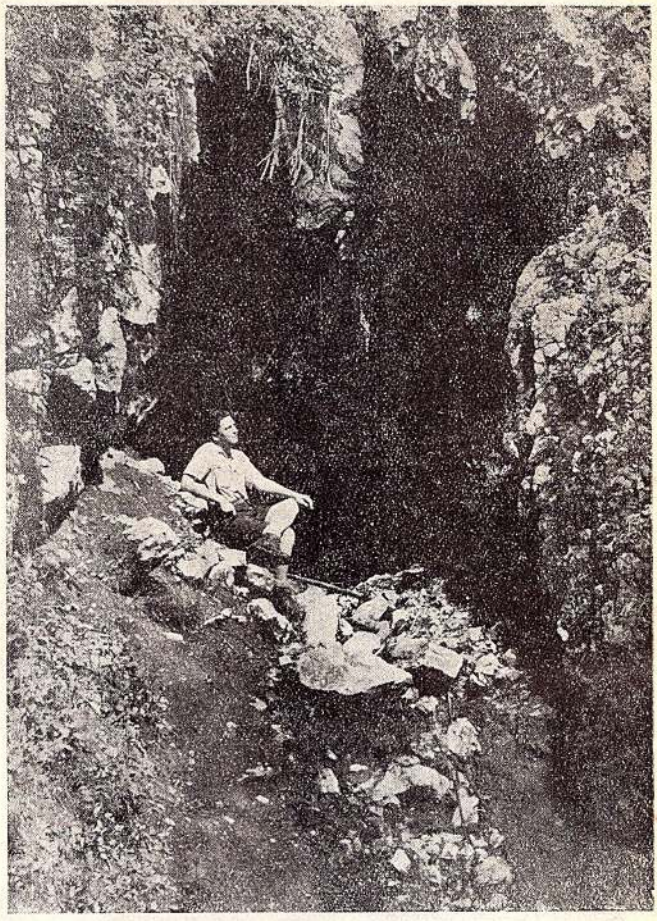


Fig. 2. — Intrarea principală a peșterii din Valea Fundata.

Ceea ce impresionează la intrarea în sală, în afară de dimensiunile ei monumentale, este plafonul cu înălțimi de aproape 20 m, bogat împodobit cu stalactite ce atîrnă în ghirlande, multe din ele avînd lungimi ce trec de 4 m. Aceste stalactite sînt de vîrste și forme diferite (fig. 3, 4, 5). Scurgerile stalagmitice cele mai frumoase se găsesc pe peretele vestic, care se ridică impresionant deasupra văii pîrîului subteran.

Blocul calcaros ce a rămas între cele două văi este străbătut de mai multe galerii, dintre care unele se termină, suspendate la diferite înălțimi, în peretele sudic al sălii (pl. I, l).

Institutul Geologic al României

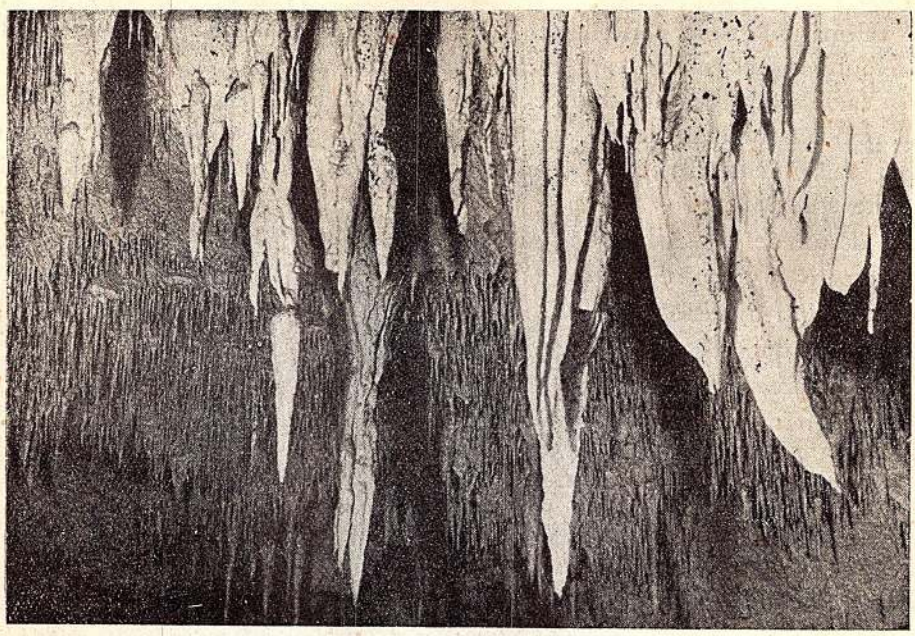


Fig. 3. — Stalactite din partea de W a sălii mari; se observă resturi vegetale în descompunere lăsate de apa în retragere.

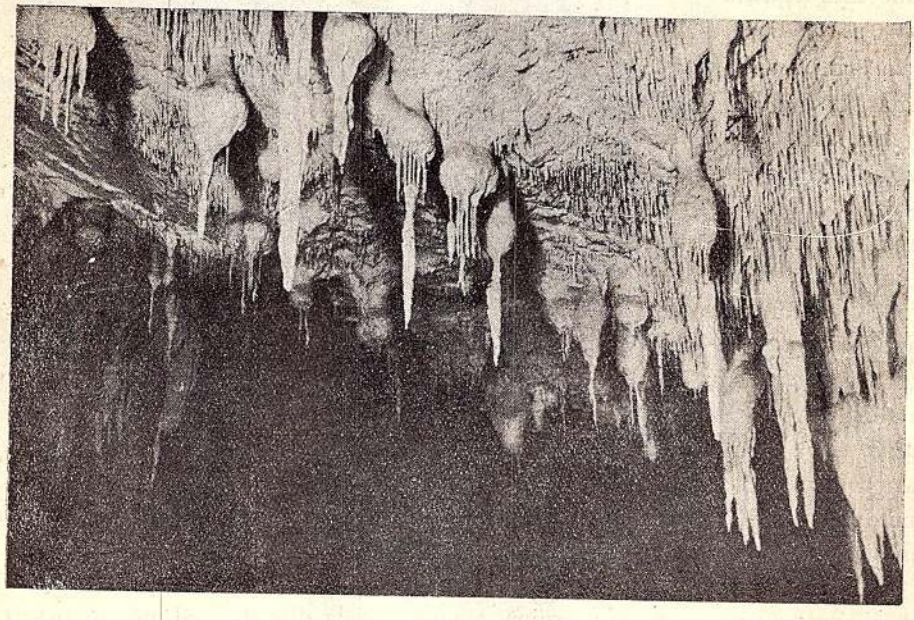


Fig. 4. — Stalactite cu îngroșări dezvoltate la înălțimea aproximativă de 8 m deasupra planșeului.

Institutul Geologic al României

Particularitatea cea mai caracteristică a sălii mari o constituie însă aspectul actual al planșeului de calcită, ușor înclinat de la E la W. Acest planșeu este întrerupt și prăbușit de o parte și de alta a văii pîrîului subteran și este perfect păstrat în extremitatea de est a sălii (pl. I, m).

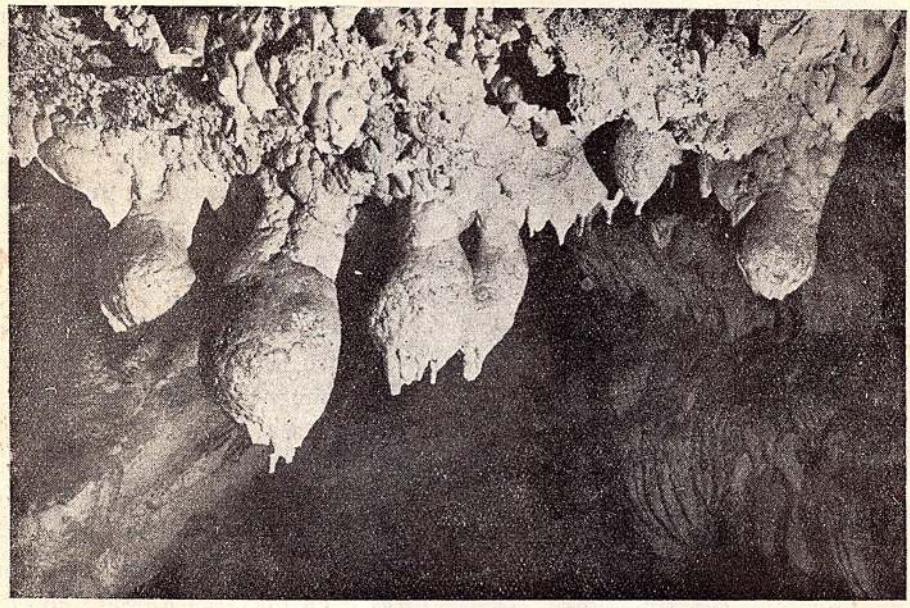


Fig. 5. — Formațiuni stalactitice de mondmilch în extremitatea sudică a sălii mari

Acțiunea cea mai puternică de eroziune și dărîmare se observă în apropierea punctului de ieșire a pîrîului din sală. Această eroziune lasă să se vadă profilul depozitelor peșterii, care se prezintă în modul următor:

La suprafață se găsește planșeul de calcită concreționată, cu grosimi ce variază între 10 și 40 cm, acoperit în unele locuri de un strat, mai mult sau mai puțin gros, de argilă.

Sub pătura de calcită se găsește un depozit de umplutură, care poate fi urmărit cu ușurință pe secțiunea rupturii de pe malul drept al pîrîului. Această umplutură este compusă dintr-un amestec de argilă, prundiș și bolovani de calcar, proveniți din dărîmături. Grosimea maximă a umpluturii este în punctul unde eroziunea apei curgătoare a fost mai activă, adică în mijlocul sălii. Aici planșeul a rămas suspendat la o înălțime de 6 m deasupra patului albiei (fig. 6).

Aspectul extrem de sugestiv al rupturii planșeului peșterii, prezența celor două deschideri ale actualului curs subteran, una în Poenița Dracului și alta cu

Institutul Geologic al României

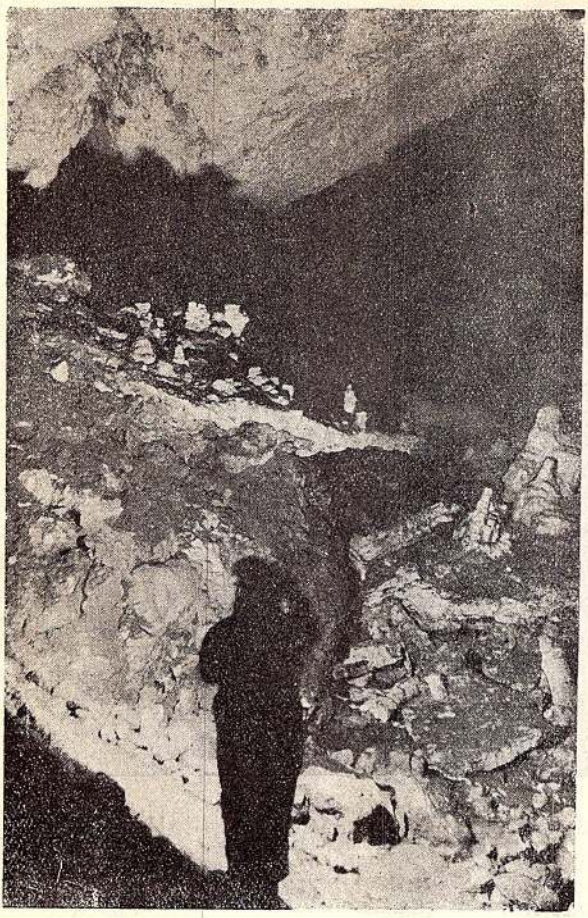


Fig. 6.— Fragmente din planşeul prăbuşit al sălii mari.

37 m mai jos în Valea Fundata, existența galeriei închise, care a comunicat în trecut cu nivelul superior al galeriei *a*, precum și importanța exploziei hidraulice care a avut loc în toamna anului 1949, ne-a determinat să căutăm a lămuri evoluția acestei peșteri.

Explozia s-a produs în urma acumulării unei cantități enorme de apă în sala mare a peșterii. Cercetarea atentă a pereților și tavanului sălii ne-a permis să stabilim cu preciziune că nivelul suprafeței lacului interior, se găsea înainte de explozie la o înălțime de 8 m deasupra planșeului. O perioadă de timp acest nivel ridicat s-a menținut aproape constant, cu mici oscilații, fapt dovedit prin prezența unei linii de demarcare ce se poate urmări cu ușurință pe pereți, la această înălțime. De asemenea, vîrfurile stalactitelor și în unele locuri tavanul mai coborît al peșterii au păstrat numeroase resturi de frunze veștede, care au rămas aderente în urma evacuării apei prin explozie. Calculînd suprafața sălii și ținînd seama că bazinul a avut o adîncime de 8 m, am stabilit cu proximație volumul apei ce s-a scurs brusc din această sală, la 12.000 m³.

GENEZA ŞI EVOLUŢIA PEŞTERII

Vom căuta în cele ce urmează să urmărim desfășurarea fenomenelor care au dus la explozia din toamna anului 1949 și care au dat peșterii din Valea Fundata aspectul de azi.

Defileul văii actuale urmează calea deschisă de un sistem de diaclaze ce leagă Poienița Dracului cu sala mare.

Institutul Geologic al României

I. Pentru explicarea genezei peșterii trebuie să admitem existența unui vechi sistem de rețele de ape subterane, ajunse în acest punct prin fisurile și diaclazele numeroase ce se întretăiau și care au reușit cu timpul, prin măcinări și prăbușiri repetate, să dea naștere vastului gol subteran al sălii mari. Această geneză s-a petrecut desigur într-o perioadă îndepărtată, cînd exista o rețea de ape subterane mult mai activă ca cea actuală.

Materialul prăbușit și măcinat a fost transportat în mare parte la exterior de cursul apei subterane (pl. II, fig. 1).

II. În perioada de liniște ce a urmat, concomitent cu dezvoltarea formațiunilor de precipitare a calcitei, apa de infiltrație a continuat să acumuleze în sală și o cantitate apreciabilă de argilă, prin numeroasele fisuri ale pereților peșterii.

Această acumulare de material de proveniențe diferite, a dus cu timpul la colmatarea galeriei inferioare care conduce spre Valea Fundata, întrerupînd complet, în acest loc, legătura cu exteriorul (pl. II, fig. 2).

Cantitatea cea mai mare de apă care a pătruns în peșteră și care pare să fi avut un rol însemnat în colmatarea ei, a venit dinspre extremitatea de SE, pe traiectul galeriei astăzi închisă de formațiunile de precipitare.

O puternică îngrămădire de blocuri prăbușite și argilă alcătuiesc un adevărat con de dejecție la intrarea acestei galerii în sala mare. Este probabil că materialul ce formează umplutura peșterii să fi provenit, în cea mai mare parte, pe această cale. Înclinarea în pantă ușoară și continuă a planșeului, care acoperă acest depozit pledează în acest sens.

III. După perioadele de măcinare și aluvionare a sălii, trebuie să admitem că a urmat o a treia perioadă, în care apele curgătoare și-au redus mult activitatea.

Acțiunea apelor curgătoare a fost înlocuită de acțiunea apelor de infiltrație, care cu timpul a dus la cimentarea planșeului și la creșterea stalactitelor. Este foarte interesant aspectul pe care îl prezintă cele mai multe din stalactitele de pe plafonul mai scund al sălii, cu cîte două sau chiar trei îngroșări rotunjite în lungul lor, legate între ele prin porțiuni mai înguste sau prin grupe de țurțuri fini și paraleli (fig. 4).

În timpul acestei perioade din evoluția peșterii, probabil de lungă durată, deschiderea colmatată dinspre Valea Fundata a galeriei inferioare a fost complet astupată și la exterior, cu materialul provenit prin alunecări și dislocări de pe panta de deasupra deschiderii (blocuri de stîncă, sol de pădure, resturi vegetale, etc.).

Această afirmație se bazează pe declarațiile localnicilor, care spun că în locul deschiderii actuale a peșterii nu exista mai înainte nici un semn care să indice prezența ei (pl II, fig. 3). Panta, care astăzi este săpată de apa ce curge cu intermitență din interior, era înainte de 1949 netedă și omogen acoperită cu vegetație.

Institutul Geologic al României

În cursul acestei lungi perioade, în care s-a manifestat acțiunea de precipitare în peșteră, este posibil să fi existat și momente de acumulare a apei în sala mare. Îngroșarea stalactitelor la diferite nivele ar corespunde cu perioadele de contact ale acestora cu suprafața apei, cînd calcita peliculei superficiale precipita, ducînd la formarea îngroșărilor.

Apa ce se acumula provenea desigur tot din pîraiele care pătrund și azi în peșteră prin punctele de absorbție. Cele două deschideri din Poienița Dracului sînt locuri prin care apa a pătruns în interiorul masivului calcaros încă din cele mai îndepărtate timpuri.

Între vechile perioade de acumulări de apă și formarea lacului recent, sala mare a trecut prin lungi intervale de timp, în care planșeul nu era acoperit cu apă, ceea ce a dat posibilitatea formării și creșterii stalagmitelor și a blocurilor stalagmitice.

IV. Explozia din toamna anului 1949, care a prilejuit evacuarea apei acumulată în peșteră, se explică atît prin bogatele precipitații atmosferice din acel timp, cît și prin captarea totală a pîrîului, afluent al Văii Fundata. Cantitatea mare de apă pătrunsă în ultimul timp în peșteră a dus la ruperea echilibrului hidrostatic și la slăbirea rezistenței materialului îngrămădit.

Forța uriașă a exploziei a împins și a aruncat blocurile și întreg materialul de umplutură în malul opus al văii, provocînd distrugerea completă a vegetației din acest loc. Puhoiul de apă izbucnit sub o mare presiune a prăvălit și a transportat o parte din blocuri, așa cum am mai spus, pînă departe, la confluența Văii Fundata cu Valea Cetății.

Explozia provocînd o completă desechilibrare a presiunii hidrostatice din interiorul peșterii, a antrenat și o bună parte din umplutura sălii prin curentul puternic format de coloana de apă ce ieșea prin galeria inferioară. Concomitent cu această dislocare a umpluturii, s-a produs ruperea și prăbușirea planșeului. Această prăbușire a provocat crăpături adînci la limita dintre planșeu și perete, dislocînd blocuri mari stalagmitate și făcîndu-le să alunece către centrul sălii.

După ce peștera a trecut prin acest moment, ce a transformat profund vechea sa înfățișare, apare azi sub actualul său aspect cu toate trăsăturile care trădează la tot pasul clipele de zbucium prin care a trecut în ultimul timp al evoluției sale (pl. II, fig. 4).

Pîrîul subteran își continuă drumul printre dărîmăturile care se găsesc astăzi răvășite pe traiectul său. Acest pîrîu curge cu intermitențe, în funcție de regimul ploilor.

În majoritatea deplasărilor noastre am găsit valea sa complet secată, deși prin vîlcica din Poienița Dracului o șuviță de apă pătrundea în peșteră. Alteori pîrîul curgea pînă în sala mare și dispărea sub blocul ce o desparte de galeria inferioară.

Institutul Geologic al României

Aceste fapte ne arată că în drumul său subteran, pîrîul prezintă puncte în care apa se pierde, pătrunzînd în golurile unui sistem inferior de crăpături, care vor duce cu timpul la săparea unui nou etaj al peșterii. În timpul ploilor abundente debitul apei crescînd, aceste fisuri nu pot capta toată apa și surplusul formează pîrîul care curge prin peșteră și ajunge pînă în Valea Fundata.

Fenomenele recente petrecute în evoluția acestei peșteri constituie un document extrem de prețios pentru lămurirea unora din problemele atît de variate ale evoluției formațiilor carstice.

E. Racoviță și R. Jeannel (6), în descrierea Peșterii Smeilor din Onceasa indică pe scurt, tot după observații făcute asupra resturilor planșeului stalagmitic, patru faze asemănătoare. Acest fapt ne îndeamnă să bănuim o evoluție comună a acestor peșteri, ceea ce constituie o problemă care va trebui să fie urmărită mai cu atenție.

CONDIȚIILE DE VIAȚĂ ACTUALE ALE PEȘTERII

Pentru interpretarea componenței faunei actuale a Peșterii din Valea Fundata este necesară o scurtă prezentare a condițiilor de viață determinate de factorii fizici și biologici ai mediului.

Intunericul este complet după primii 14 m parcurși în galeria ce se deschide în Valea Fundata și după 5 m de la intrarea din Poienița Dracului.

Curentul de aer nu se simte decît în galeria ce se deschide în Valea Fundata și în defileul ce coboară din vîlcică. Sala mare este lipsită de curent, cu excepția punctelor de comunicare cu galeriile de legătură cu exteriorul.

Umiditatea. În cursul cercetărilor noastre am găsit totdeauna că în sala mare umiditatea depășea valoarea de 90%. Majoritatea micilor bazine (gururi) din această sală erau pline cu apă (fig. 7), iar din plafon, apa de infiltrație se scurgea sub formă de picături.

Cu toate acestea, s-a constatat o variație a umidității peșterii. Valea pîrîului subteran a fost găsită secată de multe ori. În octombrie 1954 albia pîrîului prezenta din loc în loc doar ochiuri de apă stătătoare. În noembrie și decembrie acestea dispăruseră complet. În ianuarie 1955 cursul de apă a reapărut pentru o scurtă perioadă de timp. La 25 februarie, pătrunzînd în peșteră pe la orele 19, am întîlnit cursul subteran în momentul cînd apa nu reușise să ajungă încă pînă la deschiderea din Valea Fundata, ci înainta încet pe nisipul galeriei. A doua zi dimineața la ora 6, cursul apei ajunsese în gura peșterii, unde forma un lac de 50 cm adîncime. În aprilie, în urma ploilor abundente, debitul apei sub-

Institutul Geologic al României

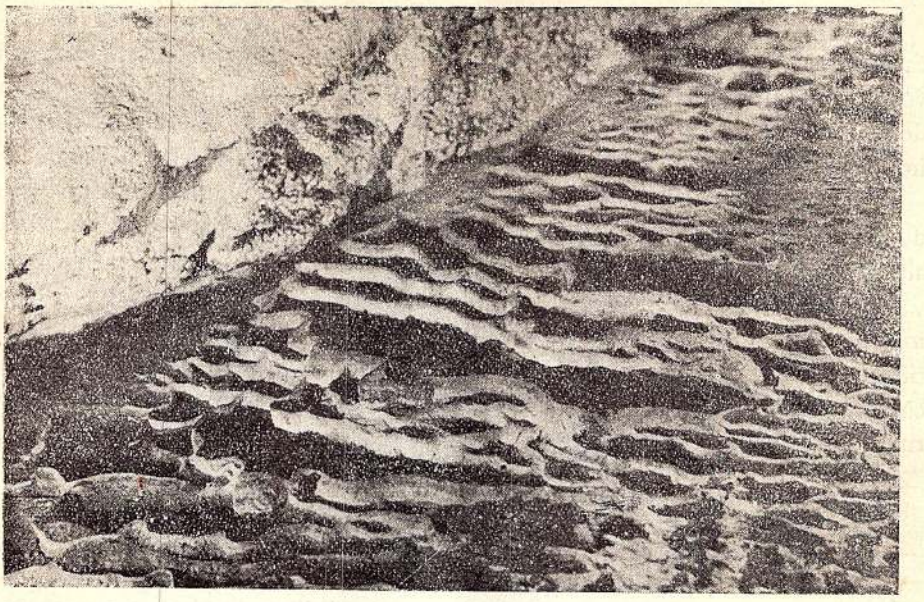


Fig. 7. — Gururi cu apă în sala mare.

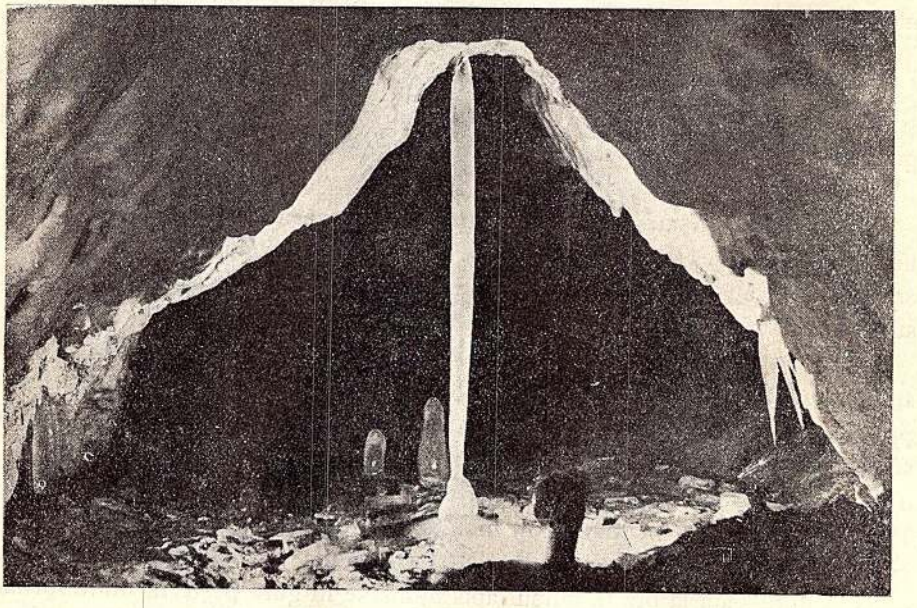


Fig. 8. — Coloane și stalagmite de ghiață la 10 m de intrarea principală (ianuarie 1955).

Institutul Geologic al României

terane crescuse, iar lacul format la intrarea în peșteră n-a putut fi trecut decît după săparea unui canal de scurgere care i-a coborît nivelul. Din cele arătate rezultă că atît cursul apei subterane, cît și umiditatea generală a peșterii, variază în funcție de precipitațiile atmosferice.

Temperatura. În preajma deschiderilor, temperatura este apropiată de aceea de afară, variind odată cu ea (fig. 8). În sala mare se observă o constanță mai pronunțată. Astfel, în octombrie 1954 temperatura din sală era de +8°, iar în februarie 1955 nu s-a constatat decît o scădere de 2,5°. La 25 aprilie 1955 termometrul a arătat +6,5°, iar la 7 august, +7°.

Resursele alimentare sînt bogate, datorită în primul rînd cursului subteran de apă, care aduce material vegetal de afară, și în al doilea rînd dejecțiilor liliecilor, care sînt diseminate atît pe parcursul galeriilor, cît și pe planșeul sălii mari.

Se remarcă o cantitate mare de frunze veștede în prima porțiune a galeriei ce se deschide în Poienița Dracului. De asemenea trebuie să adăugăm că în galeria sud-vestică ce urcă din sala mare se observă, pe plafonul uneia din încăperi, numeroase rădăcini ramificate, care au străbătut fisurile calcarelor, atîrnînd în gol.

Acest fapt ne dă și o indicație asupra grosimii reduse a păturii de calcar ce acoperă sala mare a peșterii.

FAUNA PEȘTERII

Și din punct de vedere al faunei, Peștera din Valea Fundata prezintă un interes deosebit. Cu toate că nu conține specii numeroase propriu zis cavernicole, și aceasta desigur în legătură cu perioada lungă de timp în care apele au ocupat o mare parte din peșteră, totuși componența acestei faune arată că Peștera din Valea Fundata reprezintă un mediu favorabil desfășurării vieții în interiorul ei. Se remarcă lipsa organismelor acuatice în bazinele cu apă. Ne explicăm acest fapt prin instabilitatea în timp a regimului apelor. Chiar dacă lacul adînc al sălii mari a durat o perioadă de timp suficientă colonizării lui cu animale acuatice subterane, evacuarea bruscă a apelor din peșteră a provocat, se pare, și o eliminare a faunei pe care o conținea. Formele aeriene se întîlnesc de asemenea în număr foarte mic pe planșeul sălii mari; ele sînt mai frecvente pe malurile fostului lac. De aici se vede că perioada de 5 ani a fost prea scurtă pentru colonizarea uniformă a sălii cu forme troglobionte, în schimb sînt frecvente dipterele și păianjenii, forme troglofile venite de afară.

Cu toată bogăția de argilă, resturi de vegetale și guano, planșeul este aproape lipsit complet de viață, cu excepția ciupercilor inferioare (mucegaiuri), peste tot prezente.

Institutul Geologic al României

NEVERTEBRATE

Fauna de Nevertebrate[1]) este reprezentată prin următoarele forme:

Gasteropode	*Vitrea transylvanica* CLESSIN *Oxychilus glaber* (STUDER) FERASSAC *Clausilia* sp.
Isopode	*Philoscia muscorum* SCOP. *Ligidium germanicum* VERHOEF *Mesoniscus albicolus meridionalis* CHAPPUIS
Miriapode	*Gervaisia orghidani* TĂBĂCARU *Gervaisia costata* WAGA
Colembole	*Onychiurus fimentarius* L. *Pseudosinella sollaudi* DENIS *Arrhopalites coecus* TULLBERG
Diptere	*Rhymosia fenestralis* MEIG. *Sciara* sp. *Fungivora lineola* MEIG. *Helomyza serrata* L.
Trichoptere	*Micropterna nicterobia* MAC LACHLAN
Lepidoptere	*Triphosa sabaudiata* DUP. (fig. 9) *Triphosa dubitata* L. *Scoliopteryx libatrix* L. (fig. 10)
Coleoptere	*Trechus pulchelus* PUTZ. *Choleva* sp. *Quedius* sp.
Opilionide	*Ischyropsalis dacica* ROEWER (fig. 11) *Ischyriopsis manicata* L. KOCH
Araneide	*Meta menardi* LATR. (fig. 12) *Meta merinae* SCOP. *Drassodes lapidicola* WALK. (fig. 13) *Tegenaria sylvestris* L. KOCH *Troglohyphantes.* sp. *Porrhomma* sp.

1) Materialul a fost determinat după cum urmează: Gasteropode, AL. GROSSU; Miriapode, I. TĂBĂCARU; Colembole, M. IONESCU; Diptere, A BURGHELE; Lepidoptere, A. POPESCU-GORJ; Coleoptere, M. IENIŞTE; Acarieni, Z. FEIDER. Restul grupelor a fost determinat de autori.

Institutul Geologic al României

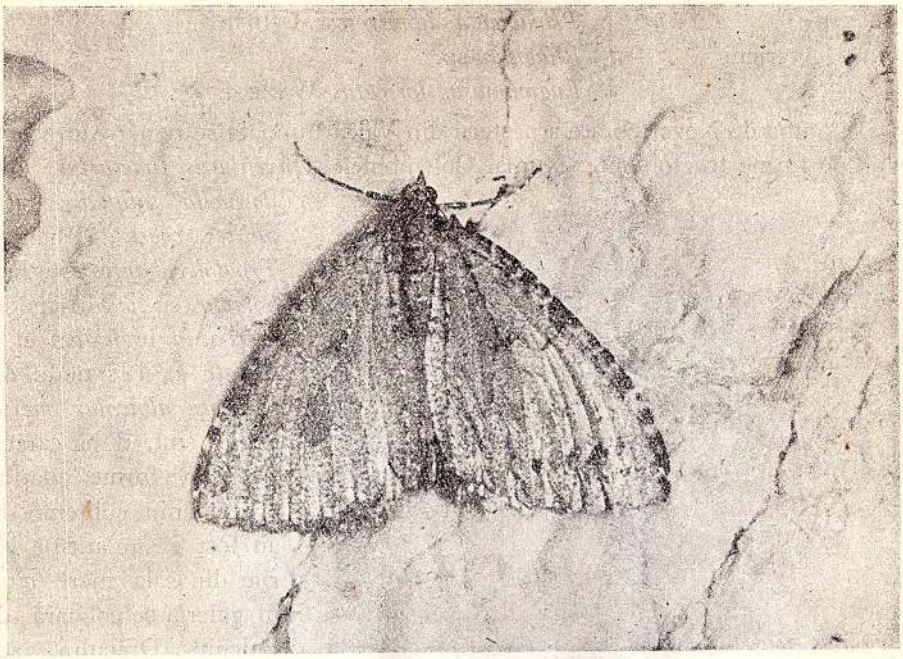


Fig. 9. — *Triphosa sabaudiata* pe peretele galeriei ce se deschide în Valea Fundata (ianuarie 1955), 25 m de la intrare.

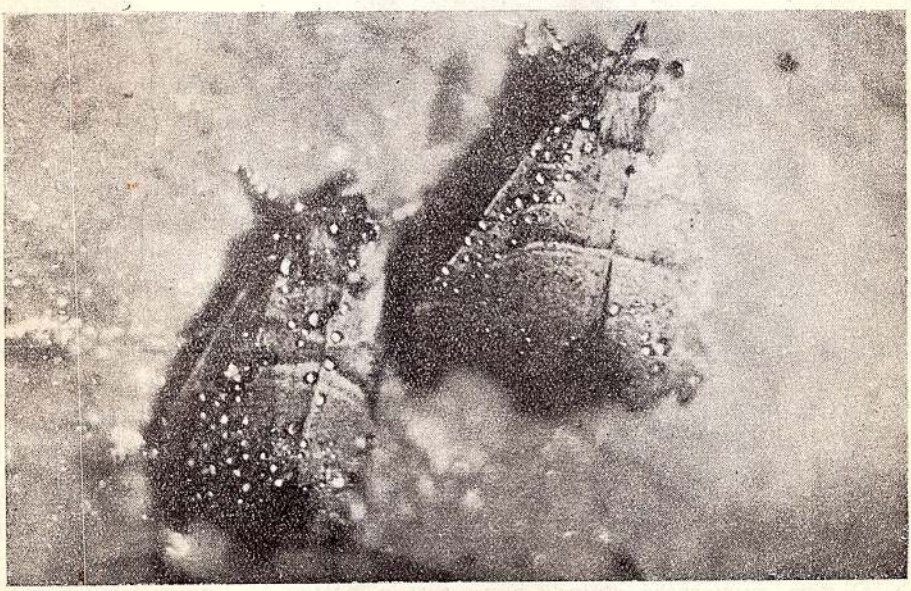


Fig. 10. — *Scoliopterix libatrix* hibernînd (ianuarie 1955) în tavanul galeriei ce se deschide în Valea Fundata la 10 m de intrare. Se remarcă picăturile de apă depuse pe aripi.

Institutul Geologic al României

Acarieni { *Trombicula dumitrescui* FEIDER
Rhagidia sp.
Eugammasus loricatus WANKEL

În fauna de Nevertebrate a peșterii din Valea Fundata se remarcă procentul redus de forme troglobionte. Numai Colembolele *Onychiurus fimetarius*, *Pseudosinella sollaudi*, *Arrhopalites coecus*, Păianjenii *Troglohyphantes* sp., *Porrhomma* sp., Miriapodele *Gervaisia orghidani* și *G. costata* ca și Isopodul *Mesoniscus albicolus meridionalis* sînt, după caracterele lor, forme adaptate la domeniul subteran. Ele au fost găsite atît pe blocurile din sala mare cît și în galeria ce coboară din Poienița Dracului, adăpostite pe sub ramurile putrede antrenate de afară de apa care pătrunde în peșteră.

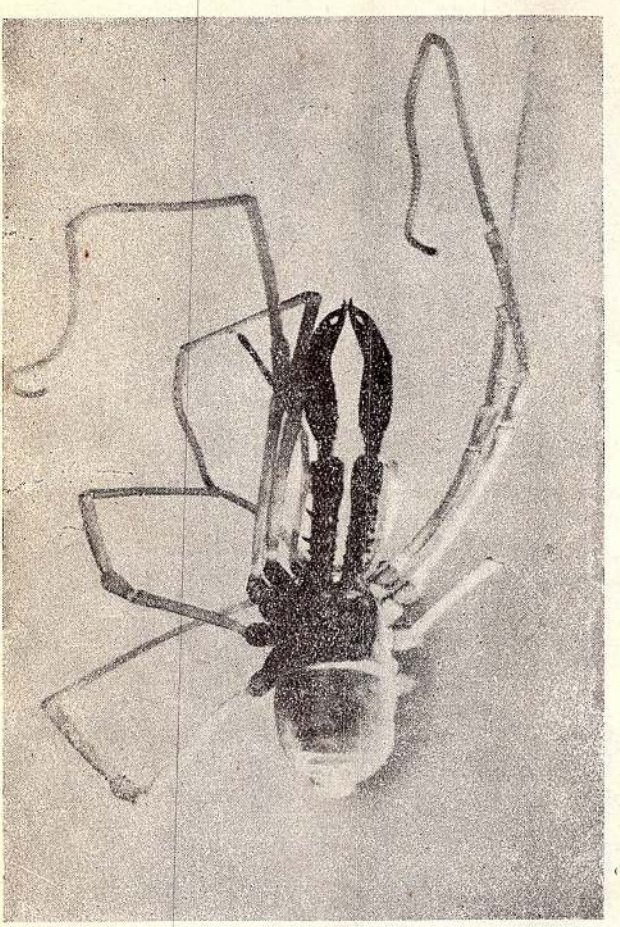


Fig. 11. — *Ischiropsalis dacica*, găsit pe blocurile din sala mare.

Peste tot au fost găsite cochiliile goale ale Gasteropodelor enumerate și răspîndirea lor mare în peșteră nu se poate explica decît prin acțiunea de transport a pîrîului, ele neprezentînd nici o adaptare la mediul subteran.

În ceea ce privește genul *Ischiropsalis* se remarcă raritatea indivizilor celor două specii găsite, *Ischyropsalis dacica* și *Ischyropsalis manicata*. Din toate deplasările făcute nu s-au putut colecta decît cîte un exemplar din fiecare specie (fig. 11).

Diptere numeroase abundă peste tot în peșteră și, după larvele găsite, rezultă că unele își petrec aici tot ciclul lor vital.

Institutul Geologic al României

De asemenea, păianjenii se găsesc răspîndiți în toate părțile peșterii și din cele șase specii întîlnite, două sînt forme troglobionte, observîndu-se o depigmentare a corpului și a ochilor; este vorba de *Troglohyphantes* sp. și *Porrhomma* sp.

Acarienii liberi sînt destul de frecvenți în sala mare și aparțin atît grupei Parazitidelor, de ex. *Eugammasus loricatus*, cît și familiei Trombidiidae, ca *Rhagidia* sp. Pe urechea indivizilor de *Barbastella barbastellus* s-au găsit parazitînd Acarieni din familia *Trombidiidae (Trombicula dumitrescui* FEIDER n. sp. 1955*)*.

Lepidopterele *Triphosa sabaudiata* și *Tr. dubitata* au fost văzute pe pereții galeriei ce se deschide în Valea Fundata, la fiecare deplasare, începînd din octombrie pînă în februarie, ceea ce precizează faptul necunoscut încă în biologia acestei specii, că hibernează în peșteri.

Același lucru s-a stabilit și pentru *Scolyopterix libatrix* care, ca și primele specii, a fost întîlnită în galeriile peșterii la mai mulți metri distanță de cele două intrări, în numeroase exemplare. Despre această ultimă specie se știa că hibernează în adăposturi naturale, crăpături de stîncă, scorburi, etc.

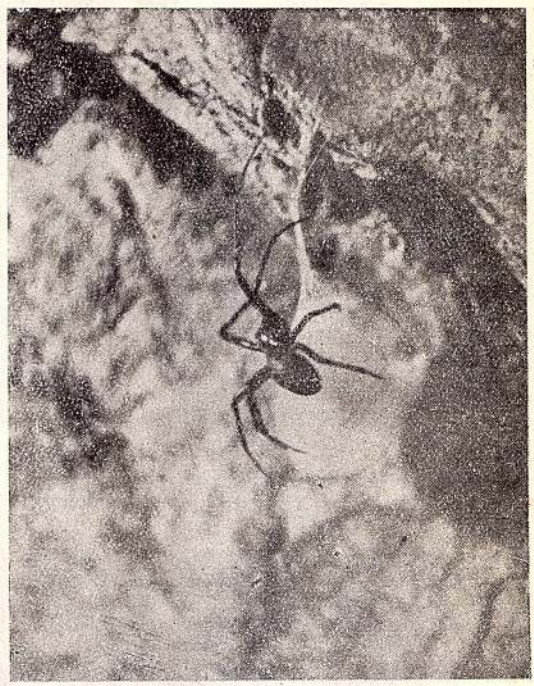


Fig. 12. — *Meta menardi* cu ponta sa, pe peretele galeriei ce coboară de la punctul de absorbție, la 4 m de intrare (septembrie 1954).

Prezența ei în număr mare în diferite peșteri din țară, cercetate în ultimii ani de Colectivul Speologic nr. 1 din București, arată că este vorba de o specie troglofilă. Trichopterele au fost găsite în număr mare în lunile de vară; ele erau grupate mai multe la un loc pe pereții galeriei de la intrare, la o temperatură de + 8,5°.

Colembolele, Miriapodul *Gervaisia* sp. și cele două specii de păianjeni *Troglohyphantes* și *Porrhomma* reprezintă fauna troglobiontă a peșterii. Colembolele sînt răspîndite în sală, mai ales acolo unde stratul de argilă amestecată cu guano este prezent. Formele de Colembole, *Pseudosinella sollaudi* și *Arrhopalites coecus*, au fost semnalate de noi pentru prima oară în țară, în Peștera Liliecilor de la Bistrița.

Institutul Geologic al României

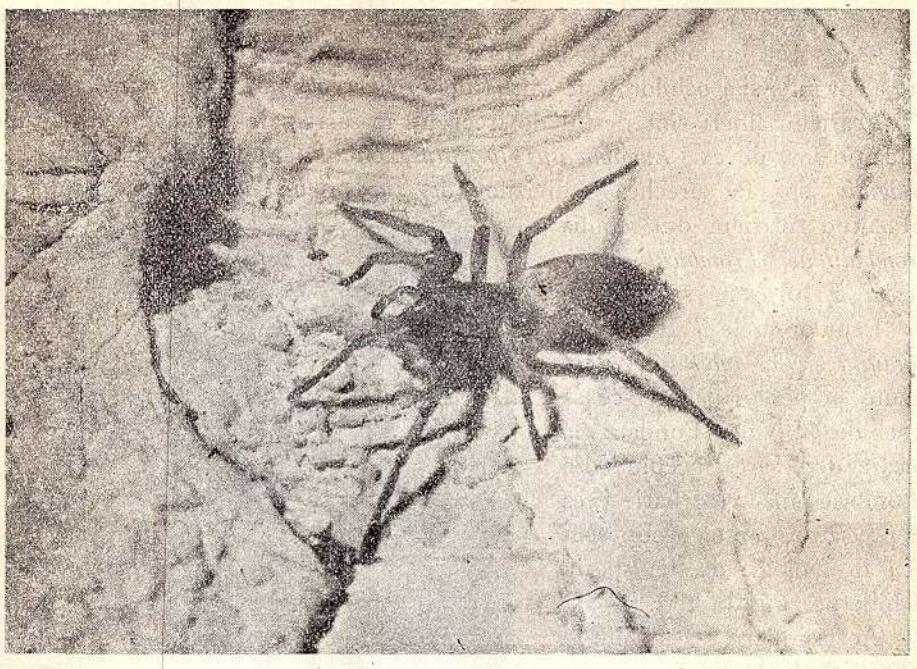


Fig. 13. — *Drassodes lapidicola* la 5 m distanță după pătrunderea prin intrarea principală (septembrie 1954).

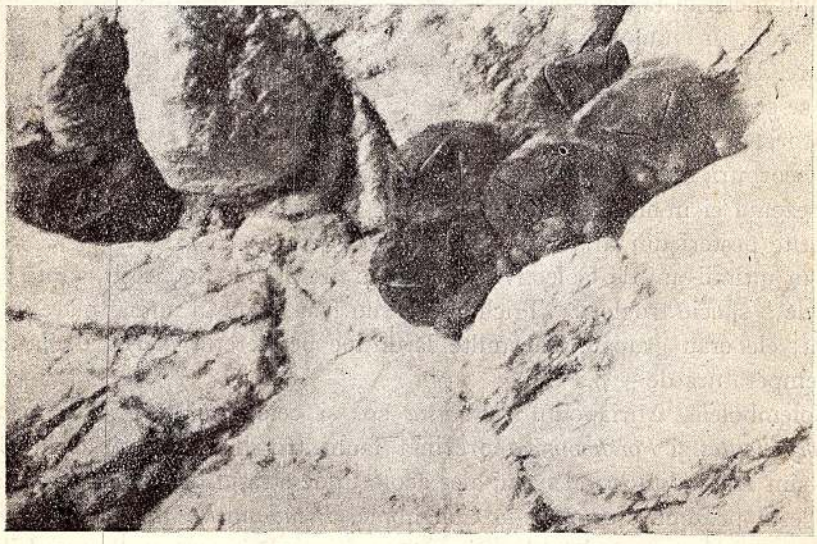


Fig. 14. — Colonie de *Barbastella barbastellus*, în tavanul galeriei ce se deschide în Valea Fundata (ianuarie 1954).

Institutul Geologic al României

VERTEBRATE

Chiroptere. În deplasările lunare făcute din octombrie 1954 pînă în iulie 1955 s-a constatat o variație în componența faunei de Vertebrate reprezentată prin Chiroptere. În octombrie s-au găsit pe pereții galeriei superioare, colonii mici de cîte 10—15 indivizi de *Rhinolophus ferrum-equinum*, care nu intraseră încă în somnul hibernal.

În noiembrie s-au prins pe pereții galeriilor ce urcă din sala mare patru indivizi aparținînd speciei *Rhinolophus hipposideros*, iar din galeria ce duce spre deschiderea din Valea Fundata, trei indivizi (2 ♂♂ și 1 ♀) de *Barbastella barbastellus*. Este a treia peșteră în care întîlnim acest liliac rar, care în țara noastră a fost găsit prima dată în peștera de la Bistrița.

Dintre liliecii găsiți iarna în timpul hibernației, *Barbastella* este dintre aceia care își aleg adăpostul mai aproape de gura peșterii, rezistînd la temperaturi scăzute de +1°, +2°.

În luna decembrie am putut vedea pentru prima oară o colonie de *Barbastella* (fig. 14, 15). În aceeași lună, plafonul sălii mari adăpostea o colonie numeroasă de *Rhinolophus ferrum-equinum*. Temperatura scăzută din galeria de legătură cu Poenița îi obligase să se retragă în sala mare, unde temperatura se menținea la +5°,5.

În luna februarie, temperatura ușor scăzută din sala mare (+4°,5) a dispersat colonia de rinolofi de pe plafon în galeriile mai retrase ale etajului superior, unde stăteau agățați pe pereți din loc în loc, la înălțimi mici (fig. 16).

La 25 aprilie 1955 colonia de *Rhinolophus ferrum-equinum* părăsise deja adăpostul de iarnă, indivizii plecînd spre locuri mai propice perioadei de nașteri și de creștere a puilor. Din observațiile culese în peștera de la Bistrița, data părăsirii locului de hibernație a acestei specii corespunde în cele două peșteri.

În galeria ce coboară spre sală s-au mai găsit doar doi indivizi izolați de *Rhinolophus hipposideros*, care își mai continuau încă somnul de iarnă.

Lipsa unei colonii de *Myotis myotis* sau de *Miniopterus schreibersi* la această dată în peștera din Valea Fundata, ne arată că ea nu reprezintă un lăcaș potrivit pentru perioada vieții active a liliecilor în timpul verii.

Noi știm, din cercetarea multor peșteri, că acolo unde se adăpostesc coloniile de vară de *Myotis* și *Miniopterus*, sosirea lor nu întîrzie mult după primele zile ale lui aprilie.

Un alt indiciu, care ne permite să întărim afirmația că liliecii lipsesc vara din peștera de la Rîșnov, chiar fără a mai fi nevoie de control lunar, ni-l dă absența depozitelor de guano proaspăt.

Institutul Geologic al României

Argila amestecată cu guano se găsește în galeriile etajului superior, însă cantitatea redusă și aspectul vechi al depozitului ne confirmă că a trecut mult timp de la formarea lui.

Zbuciumul prin care a trecut peștera în ultimul timp, probabil că a antrenat și transformări în condițiile de viață necesare liliecilor în perioada nașterilor.



Fig. 15. — *Barbastella barbastellus.*

Prezența în timpul iernii a speciilor de lilieci amintite și lipsa lor vara ne autorizează să clasăm această peșteră în grupul adăposturilor favorabile numai hibernației. În legătură cu aceasta putem spune că din punct de vedere al ecologiei Chiropterelor, putem clasifica peșterile în patru categorii:

1. Peșteri în care liliecii nu se întîlnesc decît ca indivizi izolați, în diferitele anotimpuri ale anului;

2. Peșteri ce reprezintă adăposturi favorabile epocii de gestație, naștere și creștere a puilor;

3. Peșteri care prezintă toate condițiile necesare somnului de iarnă;

4. Peșteri reprezentînd adăposturi permanente care adăpostesc colonii de lilieci tot timpul anului.

Peștera din Valea Fundata face parte, în momentul de față, din categoria a treia.

Resturile de oase găsite aparțin atît faunei de Mamifere actuale cît și aceleia dintr-un trecut mai îndepărtat.

În firidele și pe podeaua galeriilor superioare și a sălii mari s-au găsit numeroase schelete de Rozătoare, Insectivore și Chiroptere.

S-au determinat următoarele specii și subspecii:

Rozătoare
- *Cricetus cricetus* LIN.
- *Microtus nivalis* MARTINS
- *Microtus agrestis* LIN.
- *Microtus arvalis* PALAS.

Institutul Geologic al României

Rozătoare	*Apodemus sylvaticus* LIN.
	Arvicola terrestris scherman SCHAW
	Glis glis LIN.
	Evotomis glareolus MILL.
Insectivore	*Talpa europaea* LIN.
Chiroptere	*Rhinolophus ferrum-equinum* SCHR.
	Rhinolophus hipposideros BECHSTEIN

Prezența scheletelor de Rozătoare prin firidele și fisurile peșterii la baza pereților sălii mari și a galeriilor este un fapt care merită toată atenția.

Frecvența acestor resturi de Rozătoare a fost constatată de noi în cele mai multe peșteri din țara noastră, pe care le-am cercetat. Ele se găsesc cu ușurință atît la suprafață cît și în profunzime, cum s-a dovedit prin numeroasele săpături făcute în umpluturile peșterilor din alte țări și de la noi.

Printre resturile faunistice păstrate în depozitele așternute din timpuri străvechi în umplutura peșterilor, au fost semnalate și descrise forme de Rozătoare, dintre care multe sînt astăzi dispărute complet, fie din fauna actuală, fie numai din cea locală.

Astfel, de pildă, chiar la noi în țară, în ultimele săpături efectuate de NICOLAESCU-PLOPȘOR în Peștera Hoților de la Băile Herculane, a fost găsit, în orizontul de trecere de la Paleolitic la Neolitic, maxilarul inferior al speciei *Cricetulus migratorius*, care nu a fost niciodată semnalat în fauna actuală regiunii.

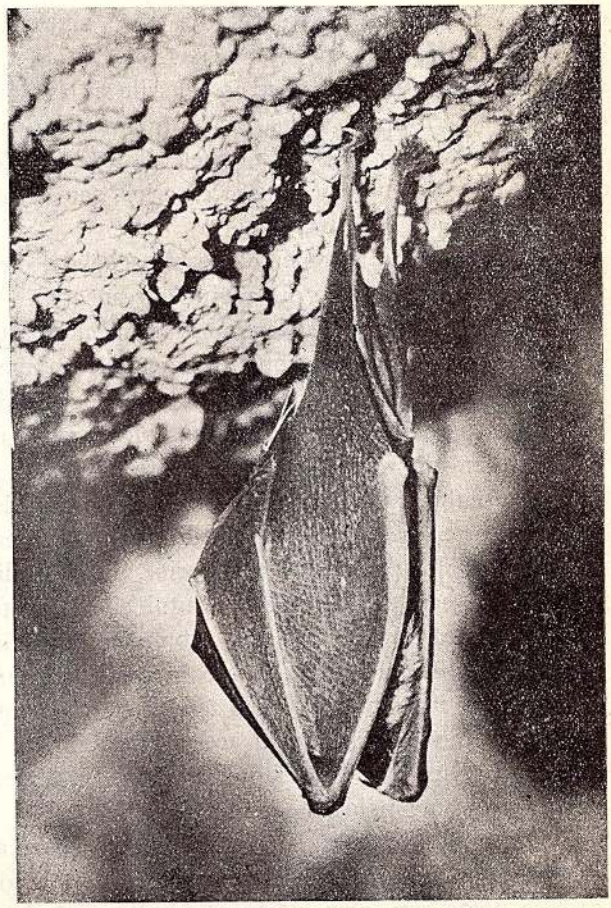


Fig. 16. — *Rhinolophus ferrum-equinum* hibernînd în extremitatea de SE a sălii mari (februarie 1955).

Institutul Geologic al României

Ceea ce vrem să relevăm este însă faptul, că, deși resturile acestor Mamifere au fost adesea semnalate în depozitele de umplutură ale peșterilor, totuși nu s-a căutat să li se explice prezența și nici să fie utilizate în cunoașterea faunei actuale a regiunii.

După constatările noastre, Rozătoarele pătrund în mod curent în peșteri. În mai multe rînduri, atît vara cît și iarna, am întîlnit strecurîndu-se prin întunericul galeriilor, mai ales în apropierea deschiderilor, dar și în profunzime, Rozătoare, în general de talie mică, ce nu au putut fi prinse din cauza numeroaselor ascunzișuri în care se puteau refugia.

C. RIȘCUȚIA a capturat în fundul peșterii de la Meziad, doi pui de *Glis glis*, care au pătruns, după părerea noastră, accidental în această peșteră.

Numeroasele crăpături din calcare, care desigur că în unele locuri vin în legătură cu galeriile săpate de Rozătoare, sînt căi de pătrundere, uneori accidentală, a acestora pînă în golul peșterilor.

Alteori șoarecii își găsesc, în galeriile situate mai aproape de deschideri, locul de refugiu pe timp de iarnă, așa cum am observat în peștera din Valea Fundata.

Prezența unor piese din scheletul Rozătoarelor în peșteri se mai datorește și apei, care le-a antrenat de la exterior, sau carnivorelor care le-au adus să le mănînce.

Oricare ar fi proveniența acestor schelete, ele sînt mărturii ale componenței faunei trecute și actuale din regiunea respectivă.

Studiul scheletelor aparținînd la specii foarte variate de Rozătoare ce se găsesc în peșteri, poate constitui metoda cea mai comodă pentru cunoașterea repartiției acestor Mamifere în diferitele regiuni carstice.

Lista pe care am dat-o mai sus pledează în acest sens.

În afară de resturile de schelete recente, s-au mai scos la iveală din umplutura planșeului, canini, molari, vertebre și coaste de *Ursus spelaeus*.

Faptul că peștera din Valea Fundata nu prezintă în depozitele umpluturii sale resturi ale industriilor preistorice, ne dă indicații asupra condițiilor nefavorabile pe care le oferea în trecutul ei îndepărtat, pentru un adăpost uman.

Vechimea cursului de apă subterană, îngustimea galeriei prin care se pătrunde din Valea Fundata, fără o încăpere mai largă pe traiectul ei, întunericul ce domnește în restul peșterii și temperatura scăzută, sînt cauze ce au împiedicat instalarea omului primitiv în această peșteră.

Ca urmare a acestor fapte, Peștera din Valea Fundata nu prezintă nici o importanță antropologică sau arheologică.

Din punct de vedere însă al faunei trecute și actuale și din punct de vedere al genezei și evoluției sale, Peștera din Valea Fundata stă ca o carte deschisă, în care se poate ceti, prin mărturiile ce le oferă la tot pasul, istoria trecutului ei.

Primit: martie 1957.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Birstein I. A. Pescenaria fauna zapodnovo zacavcazia. *Zool. Jurnal*, XXIX. Leningrad, 1950.
2. — și Borutzki E. V. Jizni v podzemnih vodah Jizni presnîh vod SSSR. Leningrad, 1950.
3. Dumitrescu M. și Tanasachi J. Barbastella barbastellus. Chiropter nou pentru R.P.R *Rev. Universității Parhon*, nr. 3. București, 1953.
4. — Tanasachi J. și Orghidan T. Contribuțiuni la studiul biologiei Chiropterelor. Dinamica și hibernația Chiropterelor din Peștera Liliecilor de la Mînăstirea Bistrita. 1955.
5. Jeannel R. și Racoviță E. Énumération des grottes visitées. 1918—1927. *Biospeologica Arch. de Zool. exp. et gén.* T. 68, F. 2. Paris, 1929.
6. Jekelius E. Das Gebirge von Brașov. Extras din *An. Inst. Geol. Rom.* XIX. București,1938.
7. Kowalski Kazimierz. Jaskinie Polski. *Panstwowe Muzeum Archeologiczne*. Warszawa, 1954.
8. Kusiakin P. A. Letucie mîși. *Covetscaia Ňauka*. Moscva, 1950.
9. Leruth R. Exploration biologique des cavernes de la Belgique et du Limbourg Hollandais. *Overdruck uit het natuurhistorisch maanblad*. XXIV Jrg. Liège, 1935—1937.
10. Martel E. A. L'évolution souterraine. *Bibl. de Phil. et Sc. Flamarion*. Paris, 1919.
11. — Nouveau traité des eaux souterraines. Paris, 1921.
12. Orghidan T., Dumitrescu M. și Tanasachi J. Două descoperiri interesante în peștera Cioclovina cu Apă. 1955.
13. Pușcariu V. Peșterile din Țara noastră. *Ocrotirea Naturii. Academia R.P.R.*, nr. 1. București, 1955.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

FIG. 1. PERIOADA DE ALUVIONARE PRIN CURSUL APEI SUBTERANE

PROFIL DESFĂȘURAT

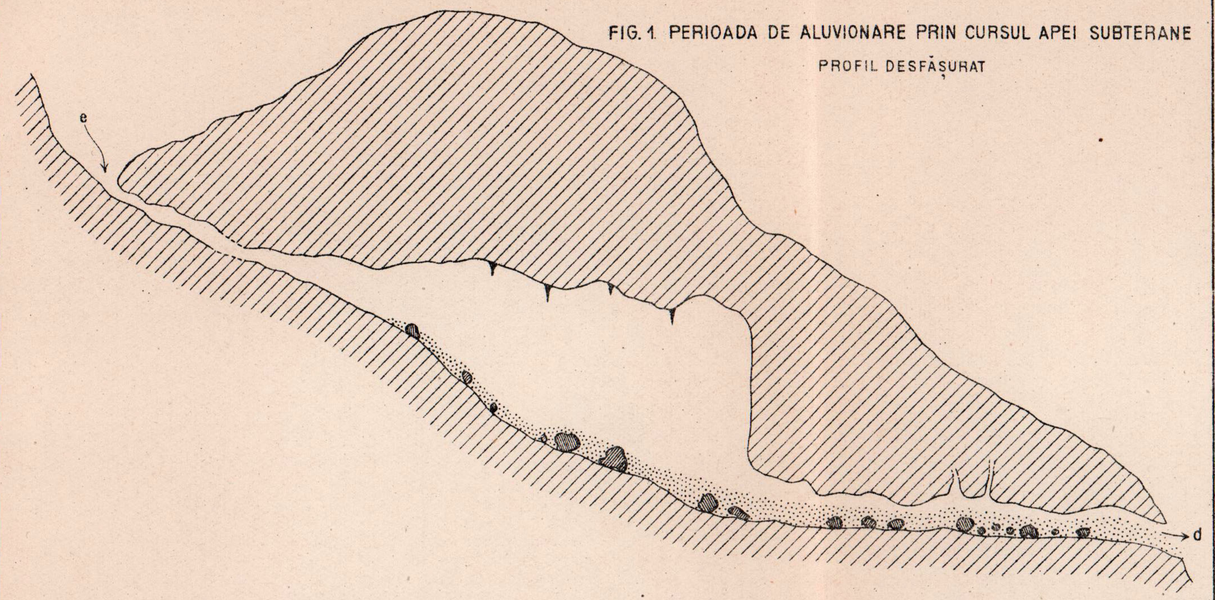


FIG. 2 PERIOADA DE PRECIPITARE ȘI FORMAREA PLANȘEULUI

PROFIL DESFĂȘURAT

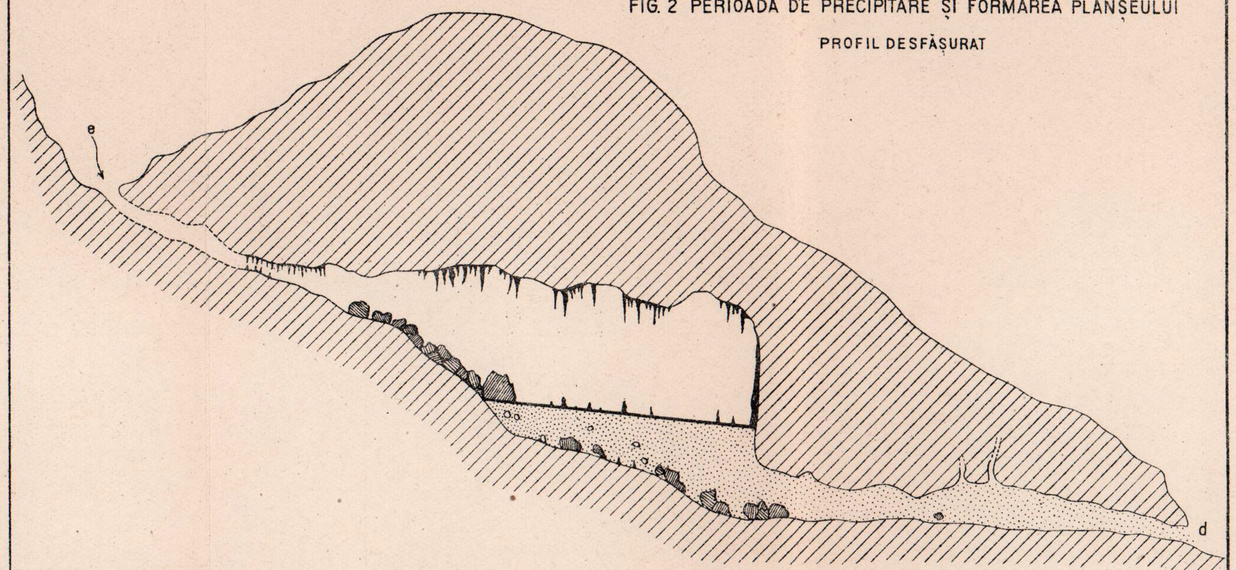


FIG. 3 PERIOADA DE FORMARE A LACULUI SUBTERAN

PROFIL DESFĂȘURAT

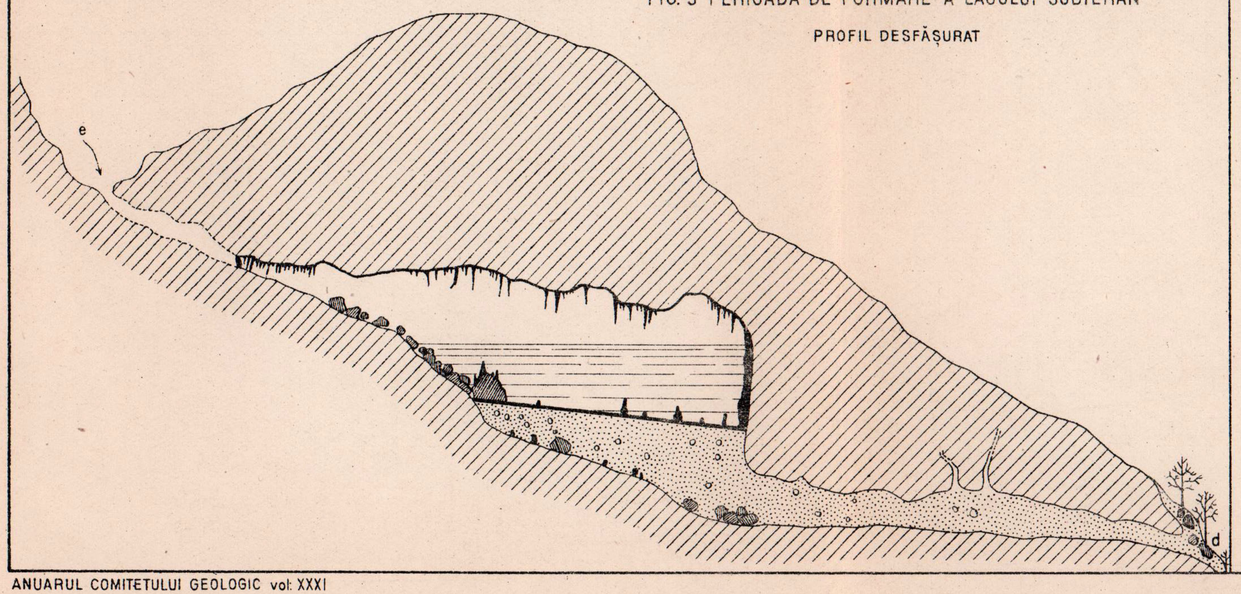
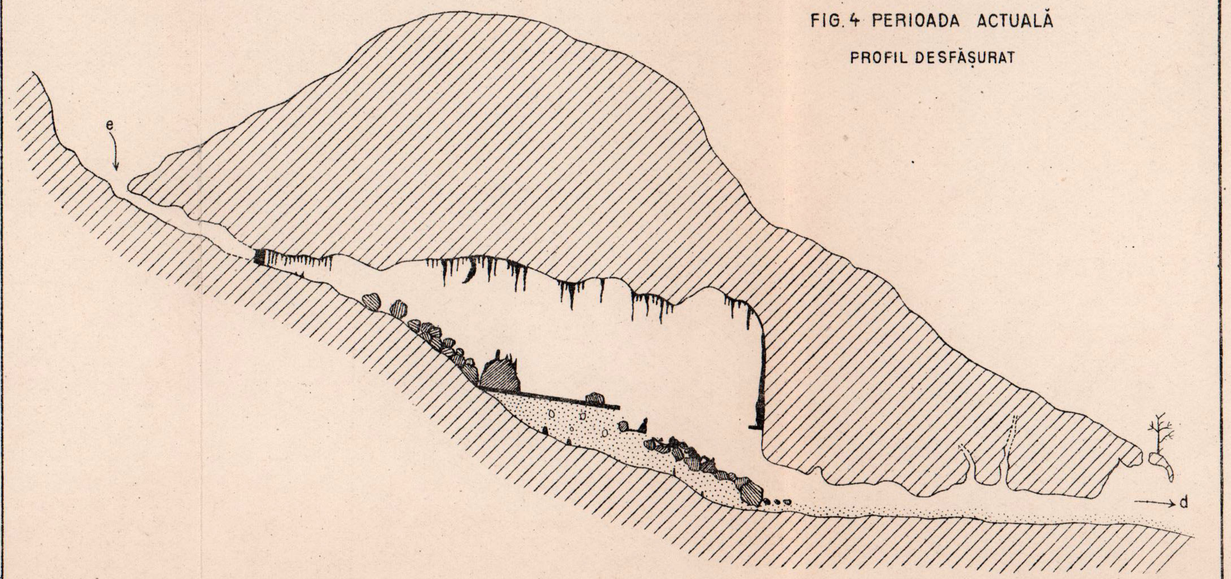


FIG. 4 PERIOADA ACTUALĂ

PROFIL DESFĂȘURAT



Imprim. atel. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

LA GROTTE DE VALEA FUNDATA (RÎŞNOV)

PAR

M. DUMITRESCU ET TR. ORGHIDAN

(RÉSUMÉ)

INTRODUCTION

Les calcaires jurassiques (tithoniques) dans lesquels est creusée la grotte de Valea Fundata, appartiennent à la pente ouest du massif Postăvaru.

Située à une distance de 3,5 km du village de Rîşnov, à 180 m au-dessus de cette localité et à l'altitude de 788 m, elle a été découverte pendant l'été de 1954 par quelques jeunes hommes de Rîşnov.

La découverte tardive de cette grotte est due au fait que l'entrée principale qui s'ouvre vers la Valea Fundata, est apparue à jour seulement au cours de l'automne 1949, par suite d'une forte explosion hydraulique. C'est seulement à ce phénomène qu'on peut attribuer l'apparition de l'entrée, qui n'a pas été vue par personne auparavant.

La pression excessive de l'eau a provoqué au moment de l'explosion la projection d'une importante quantité de blocs calcaires vers la rive voisine de la vallée et l'entraînement d'une grande partie de ce matériel à 500 m en aval jusqu'au confluent de Valea Cetății.

DESCRIPTION DE LA GROTTE

La grotte présente deux communications avec l'extérieur, dont l'une est l'entrée de la Valea Fundata, récemment apparue par suite de l'explosion; l'autre est représentée par un point d'absorbtion typique, situé 37 m plus haut et formé à l'endroit appelé «Poienița Dracului», par l'eau d'un affluent de la rive droite de la Valea Fundata rencontrant une bande calcaire transversale.

Le développement total de la grotte, y compris les galeries latérales, est de 450 m, mais la distance qu'on doit parcourir sous terre entre les deux points d'accès, en suivant la vallée souterraine, est de 260 m.

Institutul Geologic al României

La grotte comprend, dans son ensemble, trois unités principales: 1, la galerie qui descend du point d'absorbtion; 2, la grande salle; 3, la galerie qui descend vers Valea Fundata.

1. La galerie qui déscend du point d'absorbtion suit son développement dans un système ouvert de diaclases, le long desquelles le petit ruisseau qui traverse la grotte a creusé son lit.

À l'extrémité ESE de la grande salle descend une galerie, dont le niveau dépasse de 12 m d'altitude le point actuel par lequel le ruisseau pénètre dans cette salle. La galerie, maintenant obstruée à son extrémité, indique une ancienne communication directe avec la galerie qui descend du point d'absorbtion et, par conséquent, un ancien niveau supérieur de la vallée souterraine.

2. La particularité la plus caractéristique de la grande salle consiste dans l'aspect actuel du plancher stalagmitique, faiblement incliné de l'est vers l'ouest. Ce plancher a été, pendant l'explosion de 1949, interrompu au milieu de la sale par l'écroulement, d'un côté et de l'autre, de la vallée souterraine.

L'action d'érosion ultérieure permet de voir clairement la section des dépôts de la grotte.

À la surface s'étend le plancher stalagmitique, dont l'épaisseur est de 10 à 40 cm. Il couvre un dépôt formé par un mélange de gravier, de blocs et d'argile, qui vers le milieu de la salle a 6 m d'épaisseur. Par conséquent, les vestiges du plancher sont restés ici suspendus à 6 m au-dessus du thalweg souterrain.

3. La grande salle communique avec l'entrée de la Valea Fundata par une longue galerie d'environ 60 m. L'aspect actuel de cette galerie, dont le profil est celui d'un tunnel à parois modelées par les eaux, prouve qu'elle est très ancienne, provenant des premières phases d'évolution de la grotte.

GENÈSE ET ÉVOLUTION DE LA GROTTE

L'existence des restes suspendus du plancher, l'étude des galeries et des deux points de communication avec l'extérieur, ainsi que l'accumulation de l'eau dans la grande salle, suivie par l'explosion qui a provoqué l'évacuation du lac souterrain, nous ont permis d'établir les suivantes étapes d'évolution de la grotte:

1. Genèse de la grotte et période de comblement;
2. Période de précipitation et formation du plancher;
3. Accumulation de l'eau (formation du lac souterrain);
4. Période actuelle.

1. *Genèse de la grotte et période de comblement.* Pour expliquer la genèse de la grotte il faut admettre l'existence d'un ancien système en réseau, d'eaux souterraines de beaucoup plus étendu qu'aujourd'hui. L'eau arrivait en cet endroit

Institutul Geologic al României

par les nombreuses diaclases qui s'entrecoupaient et qui, grâce à l'érosion et aux éboulements répétés, ont réussi à produire l'immense vide de la grande salle et à creuser la vallée du ruisseau souterrain.

Le matériel provenant de l'érosion et des éboulements a été déposé dans la salle, mais une autre partie a été charriée à l'extérieur par le cours d'eau. Simultanément, par les nombreuses fissures du calcaire, l'eau d'infiltration a provoqué le colmatage.

2. *Période de précipitation et formation du plancher.* Dans la période de calme qui a suivie, l'eau d'infiltration a donné naissance au plancher stalagmitique qui s'était formé à la surface des dépôts alluvionnaires. Les stalactites et les stalagmites ont commencé à se développer. Pendant ce temps les eaux du ruisseau ont cessé de traverser la grotte à la surface des dépôts et s'infiltrèrent probablement plus profondément dans les alluvions, en sortant par l'ouverture de Valea Fundata. Vers la fin de cette période l'entrée principale a été complètement obstruée par l'activité de transport du ruisseau.

3. *Période d'accumulation de l'eau (formation du lac souterrain).* L'étude des formations stalactitiques montre que cette période a été assez longue. L'epaississement successif des stalactites, qui trahie leur contact avec la surface du lac, prouve aussi que celui-ci présentait des variations de niveau.

4. *Période actuelle.* Elle commence au moment de l'explosion due à l'accumulation excessive de l'eau pendant la période des pluies de l'automne 1949.

L'aspect actuel de la grotte avec le plancher effondré de la grande salle et avec l'entrée de la Valea Fundata qui porte les marques de l'explosion, caractérisent la nouvelle phase de l'histoire de la grotte.

CONDITIONS ACTUELLES DE VIE DANS LA GROTTE

L'obscurité est parfaite dans toute la grotte, même à quelques mètres de distance de ses deux ouvertures, à cause de l'étroitesse de celles-ci.

Le courant d'air est faible et il se fait sentir seulement à proximité des deux points de communication avec l'extérieur.

Humidité. Au cours des visites que nous avons faites à la grotte, à peu près chaque mois, pendant les années 1954 et 1955, nous avons constaté une variation sensible de l'humidité en rapport avec les précipitations atmosphériques; plusieurs fois, la vallée du ruisseau souterrain a été trouvée à sec.

La température est constante dans la grande salle, où les variations enregistrées sont de 3° au maximum.

Institutul Geologic al României

Les ressources alimentaires sont riches, ce qui s'explique par l'entraînement dans la grotte des débris végétaux par le ruisseau, et par la présence du guano.

LA FAUNE DE LA GROTTE

Invertébrés. La faune d'Invertébrés est la suivante:

Gastéropodes	*Vitrea transilvanica* CLESSIN *Oxychilus glaber* (STUDER) FERASSAC *Clausilia* sp.
Isopodes	*Philoscia muscorum* SCOP. *Ligidium germanicum* VERHOEF *Mesoniscus albicolus meridionalis* CHAPPUIS
Miriapodes	*Gervaisia orghidani* TĂBĂCARU *Gervaisio costata* WAGA
Collemboles	*Onychiurus fimetarius* L. *Pseudosinella sollaudi* DENIS *Arrhopalites coecus* TULLBERG
Dipteres	*Rhymosia fenestralis* MEIG. *Sciara* sp. *Fungivora lineola* MEIG. *Helomyza serrata L.*
Trichopteres	*Micropterna nicterobia* MAC LACHLAN
Lépidopteres	*Triphosa sabaudiata* DUP. (fig. 9) *Triphosa dubitata* L. *Scoliopteryx libatrix* L. (fig. 10)
Coléoptères	*Trechus pulchelus* PUTZ. *Choleva* sp. *Quedius* sp.
Opilionides	*Ischyropsalis dacica* ROEWER (fig. 11) *Ischyriopsis manicata* L. KOCH
Aranéides	*Meta menardi* LATR. (fig. 12) *M. merinae* SCOP. *Drassodes lapidicola* WALK. (fig. 13) *Tegenaria sylvestris* L. KOCH. *Troglohyphantes* sp. *Porrhomma* sp.

Institutul Geologic al României

Acariens
- *Trombicula dumitrescui* FEIDER (parasite du *Barbastella barbastellus)*
- *Rhagidia* sp.
- *Eugammasus loricata* WANKEL

Nous n'avons pas trouvé de représentants de la faune cavernicole aquatique, dans les quelques petites flaques d'eau de la grande salle. Dans le ruisseau non plus nous n'avons trouvé que de la faune aquatique épigée. L'absence de faune aquatique cavernicole s'explique par l'instabilité du régime hydrologique de la grotte.

Parmis les formes aériennes, de véritables troglobies sont seulement les Collemboles et *Gervaisia orghidani*, *Rhagidia* sp., *Troglohyphantes* n. sp. et *Porrhomma* sp. Les autres sont troglophiles ou trogloxènes.

La faune des Invertébrés est plus riche vers les niveaux plus hauts de la grotte, dans les galeries latérales d'au-dessus de la salle, ce qui s'explique par la présence, jusqu'en 1949, du lac souterrain.

Vertébrés. Chiroptères. Nous avons trouvé des colonies d'hibernation de *Rhinolophus ferrum-equinum*, *Barbastella barbastellus*, ainsi que des individus isolés de *Myotis myotis* et de *Rhinolophus hipposideros*.

Des observations ont été faites sur la dynamique des Chauves-souris et nous pouvons dire que la grotte de Valea Fundata compte parmi les abris favorables au sommeil hivernal.

Les restes de vieux guano, qui se trouvent dans les galeries supérieures, prouvent que cette grotte a cessé depuis longtemps d'être un abri estival pour les Chiroptères.

Ossements récents. Dans les niches de la grotte et sur le parcours des galeries supérieures, nous avons trouvé de nombreux squelettes de Rongeurs, d'Insectivores et de Chiroptères:

Rongeurs
- *Cricetus cricetus* LIN.
- *Microtus nivalis* MARTINS
- *M. agrestis* LIN.
- *M. arvalis* PALLAS
- *Apodemus sylvaticus* LIN.
- *Arvicola scherman exitus* SCHAW
- *Glis glis* LIN.
- *Evotomis glareolus* MILL.

Insectivores
- *Talpa europaea* LIN.

Institutul Geologic al României

Chiroptères { *Rhinolophus ferrum-equinum* SCHR.
R. hipposideros BECHSTEIN

Ossements anciens. *Ursus spelaeus* ROSENM.

L'étude des ossements récents et anciens trouvés dans les grottes peut, selon nous, donner de précieux renseignements sur la faune actuelle de la région respective, ainsi que sur la répartition géographique des espèces dans un passé plus ou moins éloigné.

Les dépôts de comblement de la grotte étudiée ne contiennent pas de restes d'industrie humaine préhistorique, car la présence du ruisseau souterrain, l'étroitesse des galeries dans le voisinage des ouvertures, ainsi que l'exposition peu favorable de celles-ci ont empêché l'installation de l'homme préhistorique dans cette grotte.

EXPLICATION DES FIGURES ET DES PLANCHES

FIGURES

Fig. 1. — Région de la commune de Rîşnov. Position géographique de la grotte de Valea Fundata.

Fig. 2. — Entrée principale de la grotte de Valea Fundata.

Fig. 3. — Stalactites dans la partie W de la grande salle; on remarque des restes végétaux en décomposition après la retraite des eaux.

Fig. 4. — Stalactites à dilatations développées à une hauteur d'environ 8 m au-dessus du plancher.

Fig. 5. — Formations stalactititiques de mondmilch à l'extrémité S de la grande salle.

Fig. 6. — Fragments du plancher effondré de la grande salle.

Fig. 7. — Gours à eau dans la grande salle.

Fig. 8. — Piliers et stalagmites de glace à 10 m de l'entrée principale (janvier 1955).

Fig. 9. — *Triphosa sabaudiata* sur le mur de la galerie qui s'ouvre dans Valea Fundata (janvier 1955) à 25 m de l'entrée.

Fig. 10. — *Scoliopterix libatrix* en hibernation (janvier 1955) sur le plafond de la galerie qui s'ouvre dans Valea Fundata à 10 m de l'entrée. On remarque des gouttes d'eau déposées sur les ailes.

Fig. 11. — *Ischiropsalis dacica*, trouvée sur les blocs de la grande salle.

Fig. 12. — *Meta menardi* avec sa ponte sur le mur de la galerie qui descend du point d'absorbtion, à 4 m de l'entrée (septembre 1954).

Fig. 13. — *Drassodes lapidicola* à 5 m distance de l'entrée principale (septembre 1954).

Fig. 14. — Colonie à *Barbastella barbastellus* sur le plafond de la galerie qui s'ouvre dans Valea Fundata (janvier 1954).

Fig. 15. — *Barbastella barbastellus.*

Fig. 16. — *Rhinolophus ferrum-equinum* en hibernation dans l'extrémité SE de la grande salle (février 1955).

Institutul Geologic al României

PLANCHES

Planche I

a) galerie qui descend de Poenița Dracului; *b)* grande salle; *c)* galerie ouverte dans Valea Fundata; *d)* entrée principale; *e)* entrée secondaire, point d'absorbtion abandonné; *f)* point d'absorbtion actuel; *g)* idem; *h)* première salle du cours souterrain; *i)* galerie à sec; *j)* point de jonction des galeries; *k)* galerie de l'extrémité SE de la grande salle; *l)* bloc calcaire situé entre les vallées; *m)* plancher de la grande salle.

Planche II

Fig. 1. — Période d'alluvionnement par le cours d'eau souterrain. Coupe déployée
Fig. 2. — Période de précipitation et formation du plancher. Coupe déployée.
Fig. 3. — Période de formation du lac souterrain. Coupe déployée.
Fig. 4. — Période actuelle. Coupe déployée.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ПЕЩЕРА ВАЛЯ-ФУНДАТА

М. ДУМИТРЕСКУ, ТР. ОРГИДАН

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

Юрские (титонские) известняки в которых находится пещера Валя Фундата принадлежит западному склону массива Постэварул.

Располагаясь на расстоянии в 3,5 км от села Рышнов и на отметке 180 м выше этой местности, эта пещера была обнаружена в течении лета 1954 г. несколькими молодыми людьми села Рышнов.

Такое позднее обнаружение этой пещеры связано с тем что главный вход открывающийся к долине Фундата, открылся на дневную поверхность лишь осенью 1949 г. в результате сильного гидравлического взрыва.

Только таким путем можно объяснить появление входа который до того был полностью покрыт и замаскирован растительностью развившейся на аллювиальном принесенном извнутри материале.

Сверхмерное давление воды скопленной в пещере привело к тому что при взрыве, на соседний берег долины было выброшено огромное количество известковых глыб, причем часть этого материала была увлечена на расстоянии около 500 м вниз по долине, до соединения с долиной Валя Четэций.

Пещера имеет два отверстия; одним из них является вход в точке Валя Фундата, недавно открывшийся в результате взрыва, а другой представлен старой поглощающей точкой, расположенной на расстоянии 37 м выше, в точке называемой «Поеница Дракулуй». Эта поглощающая точка образовалась под воздействием правого притока долины Валя Фундата.

Общая длина пещеры, со всеми боковыми галереями, составляет 450 м однако длина под землей между указанными двумя входами составляет лишь 260 м.

В целом пещера состоит из трех главных единиц:

Institutul Geologic al României

1. Галереи начинающейся из поглощающей точки.
2. Большого зала.
3. Галереи ведущей к входу Валя Фундата.

1. Галерея начинающаяся из поглощающей точки развивается в систему диаклаз вдоль которых углубил свое русло подземный ручей. В юго-юго-восточной оконечности большого зала, начинает углубляться одна галерея вход в которую превышает на 12 м ту точку в которой ручей проникает в этот зал. Эта галерея в настоящее время закрытая в своем конце, обнаруживает старую непосредственную связь с галереей отходящей от поглощающей точки, т. е. старый верхний уровень подземной долины.

2. Самой характерной особенностью большого зала является нынешний вид сталагмитового перекрытия, полого наклоненного от В к З. Во время взрыва имевшего место в 1949 г. это перекрытие обрушилось в середине зала с обеих сторонах подземной долины. Последующий размыв позволяет видеть ясно разрез отложений пещеры.

3. Галерея ведущая к главному входу Валя Фундата имеет профиль туннеля, со стенами моделированными водой, что доказывает ее древность.

На поверхности находится сталагмитовое перекрытие, мощностью в 10—40 см. Оно покрывает отложение состоящее из смеси гравия, глыб и глин, мощность которого в центре зала составляет 6 м. Остатки этого перекрытия остались здесь и висят на высоте 6 м над подземным водотоком. Наличие остатков перекрытия, исследование галерей и указанных двух точек связывающих с дневной поверхностью, а также скопление воды в большом зале, в результате которого произошел взрыв вызвавший исчезновение подземного озера, позволили нам установить этапы развития этой пещеры.

I. Происхождение пещеры и период заиления.
II. Период осаждения и образование перекрытия.
III. Скопление воды, образование подземного озера.
IV. Настоящий период.

I. *Происхождение пещеры и период заиления.* Для объяснения происхождения пещеры авторы допускают наличие старой сети подземных вод, значительно сильнее развитой по сравнению с настоящей. Вода доходила сюда через многочисленные диаклазы которые пересекались и путем повторных размывов и обрушений образовали крупную подземную полость большого зала и способствовали углублению русла протекающего через пещеру ручья.

Institutul Geologic al României

Часть материала полученного в результате размыва и обрушений отложилась в зале, а остальная часть была вынесена на поверхность подземными водами. Одновременно инфильтрационная вода, через многочисленные трещины известняков, докончила заиление.

II. *Период осаждения и образование перекрытия.* В последующем периоде затишия, под действием подземной воды образовалось сталагмитовое перекрытие, на поверхности аллювиальных отложений. В это время вода подземного ручея перестала проходить больше через пещеру, причем она начала течь на поверхности отложений, инфильтрируясь возможно глубже в аллювиальные отложения и выходя на дневную поверхность через Валя Фундата.

К концу этого периода, главный вход был полностью закрыт в результате транспортного действия ручья.

III. *Период скопления воды, образование подземного озера.* Исследования сталактитовых образований показывает что этот период длился значительное время. Последующие утолщения сталактит указывающие на их соприкосновение с поверхностью воды озера, доказывают также что в течении времени озеро имело изменения уровня.

IV. *Настоящий период* начинается при взрыве, в связи с сверхмерным скоплением воды, во время больших дождей имевших место осенью 1949 г.

Нынешний вид пещеры, с обрушенным перекрытием большого зала и с входом со стороны Валя Фундата, со своими следами взрыва, характеризует новую фазу в истории развития этой пещеры.

СЕГОДНЯШНИЕ УСЛОВИЯ ЖИЗНИ В ПЕЩЕРЕ

Темнота господствует во всей пещере, даже на расстоянии в несколько метров от указанных двух входов, в связи с их незначиельными размерами.

Воздушное течение слабое и чувствуется лишь вблизи указанных двух точек связи с дневной поверхностью.

Влажность изменяется в зависимости от атмосферных осадков. Часто наблюдалось что долина подземного ручья без воды.

В большом зале температура является устойчивой, причем колебания не превосходят 3°.

Питательные источники — обильны; это объясняется тем что растительные остатки были увличены водой ручья а также наличием гуано.

Institutul Geologic al României

ФАУНА ГРОТА

Безпозвоночные Фауна беспозвоночных следующая:

Gasteropoda	*Vitrea transilvanica* CLESSIN
	Oxychilus glaber (STUDER) FERASSAC
	Clausilia sp.
Isopoda	*Philoscia muscorum* SCOP.
	Ligidium germanicum VERHOEF
	Mesoniscus alpicous meridionalis CHAPPUIS
Miriapoda	*Gervaisia orghidani* TĂBĂCARU
	Gervaisia costata WAGA
Collembola	*Onychiurus fimentarius* L.
	Pseudosinella sollaudi DENIS
	Arrhopalites coecus TULLBERG
Diptera	*Rhymosia fenestrals* MEIG.
	Sciara sp.
	Fungivora lineola MEIG.
	Helomyza serrata L.
Trichoptera	*Micropterna nicterobia* MAC LACHLAN
	Triphosa sabaudiata DUP. (fig. 9)
Lepidoptera	*Triphosa dubitata* L.
	Scoliopterix Libatrix L. (fig. 10)
Coleoptere	*Trechus pulchelus* PUTZ.
	Choleva sp.
	Quedius sp.
Opilionida	*Ischyropsalis dacica* (fig. 11)
	Ischyropsalis manicata L. KOCH
Arachneida	*Meta menardi* LATR. (fig. 12)
	Meta merinae SCOP.
	Drassodes lapidicola WALK. (fig. 13)
	Tegenaria silvestris L. KOCH
	Troglohyphantes sp.
	Porrhomma sp.
Acari	*Trombicula dumitrescui* FEIDER
	Rhagidia sp.
	Eugammasus loricata WANKEL

В небольших водоемах нами не были найдены представители водной пещерной фауны. Кроме того в подземном ручее мы нашли лишь эпигеевую водную фауну.

Institutul Geologic al României

Отсутствие пещерной водной фауны объясняется неустойчивостью гидрологического режима в прошлом.

Среди воздушных форм, настоящими, триглобиями являются: *Colembola, Gervaisia orghidani, Rhagidia sp., Troglohypantes sp., Phorrhomma sp.*. Остальные являются троглофильными или троглоксенными.

Фауна беспозвоночных является более богатой в верхних частях пещеры, в галереях открывающихся в стенах большого зала, там куда не доходил уровень подземного озера.

Позвоночные Кирроптеры. Была обнаружена гибернационная колония *Rhinoplohus ferrum equinum, barbastel la barbastelung*. а также отдельные особи *Rhinolophus hipposideris, Myotis myotis.*

В результате исследования динамики летучих мышей мы пришли к заключению что пещера валя Фундата является убежищем благоприятствующем для зимней спячки.

Незначительное количество старого гуано в верхних галереях указывает на то что эта пещера уже давно не служит летним убежищем для рода *chirraptera.*

Недавние остатки костей В нишах пещеры и в галереях были найдены многочисленные остатки скелетов грызунов, насекомоядных и Cheiroptera.

Грызуны	*Cricetus cricetus* L. *Microtus nivalis* MARTINS *Microtus nivalis aquitanicus* *Microtus agrestis* LIN. *Microtus arvalis* PAL. *Apodemus sylvaticus* LIN. *Arvicola scherman exitus* SCHAW. *Glis glis* LIN. *Evotomis glareolus* MILL.
Насекомоядные	*Talpa europaea* LIN.
Cheiroptera	*Rhinolophus ferrum-equinum* SCH. *R. hipposideros Bechstein.*

остатки старых скелетов. *Ursus spelaeus* ROSENM.

Отложения указанной пещеры не содержат остатков культуры доисторического человека, ибо наличие подзепного ручья, незначительные размеры галерей в близи входов, а также не очень благоприятная

Institutul Geologic al României

экспозиция последних, явились препятствием для того чтобы доисторический человек поселился в этой пещере.

ОБЪСНЕНИЕ РИСУНКОВ И ЧЕРТЕЖЕЙ

РИНУНКИ

Рис. 1. Окрестность села Рышков. Географическое положение пещеры долины Фундата.
Рис. 2. Главный вход пещеры долины Фундата
Рис. 3. Сталактиты западной части большого зала; наблюдаются разлагающиеся растительные остатки оставленные отступающей водой.
Рис. 4. Сталактиты с утолщеинями развитыми на высоте примерно 8 м. над полом.
Рис. 5. Стактитовые образования. мондмильха в южной оконечности большого зала.
Рис. 6. Отрывки обрушившегося пола большого зала.
Рис. 7. источники в большом зале.
Рис. 8. Ледяные колонны и сталагмиты на расстоянии 10 м от главного входа (январь 1955).
Рис. 9. Triphosa sabandiata на стенке галереи открывающейся в долине Фундата (январь 1955), в 25 метрах от входа.
Рис. 10. Scoliopteris libatrix зимуюая (январь 1955) в потолке галереи открывающейся в долине Фундата в 10 м. от входа. Отмечаются водяные капли на крыльях.
Рис. 11. Ischeropsali dacica найденый на глыбах большого зала.
Рис. 12. Meta menardi со своеими яйцами на стене галерей спускающихся к точке поглошения, в 4-х метр. от входа (сент. 1954)
Рис. 13. Drassodes lapsidicala в 5-и метрах после проникновения через главный вход (сент. 1954).
Рис. 14. Колония с Barbastella barbastellus в потолке галереи открывающиеся в долине Фундате (янв. 1954 г).
Рис. 15. Barbastella barbastellus.
Рис. 16. Rhinolophus ferrum-equinum Зимующая в юговосточной оконечности большого зала (февр. 1955 г).

ЧЕРТЕЖИ

Чертеж I

а) Галерея ведущая вниз от Поеница Дракулуй.
б) Большой зал.
в) Галерея, открывающаяся в Валя Фундата.
г) Главный вход.
д) Второй вход, заброшенный абсорбционный пункт.
е) Нынешний абсорбционный пункт.
ж) То же.
з) Первый зал подземного прохода.
л) Сухая галерея.

Institutul Geologic al României

м) Точка встречи галерей.
н) Галерея у Ю-В стороны большого зала.
о) Междольный известняковый блок.
п) Пол большого зала.

Чертеж II

Рис. 1. — Период накопления аллювия при течений подземных вод. Развернутый профиль.
Рис. 2. — Период осаждения и образование плато. Развернутый профиль.
Рис. 3. — Период образования подземного озера. Развернутый профиль.
Рис. 4. — Настоящий период. Развернутый профиль.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PEȘTERA DE LA GURA DOBROGEI [1])

DE

MARGARETA DUMITRESCU, TRAIAN ORGHIDAN
ȘI JEANA TANASACHI

SUMAR

Pag.

Introducere 461
Descrierea peșterii 464
Originea peșterii 467
Condițiile de viață în peșteră 468
Fauna peșterii 469
Nevertebrate 469
Nevertebrate actuale 469
Nevertebrate fosile 472
Vertebrate 472
Chiroptere 472
Rozătoare 478
Carnivore și alte Mamifere 479
Resturi scheletice de om 479
Material arheologic găsit 479
Bibliografie 483

INTRODUCERE

Printre manifestările carstice cele mai tipice din Dobrogea de Nord, sînt acelea legate de apariția calcarelor jurasice din lungul văii Casimcea. Apele, atît Casimcea cît și afluenții săi, au săpat văi destul de adînci, cu pereții drepți, adevărate chei, care surprind pe călătorul ce face drumul cu trenul de la Med-

[1]) Dr. I. LEPȘI și G. MARCOCI ne-au semnalat existența unor peșteri în regiunea Văii Casimcea și căutînd să aflăm date cît mai precise înainte de a explora această vale, am rugat pe geologi și pe geografi să ne dea indicații în acest sens. NICOLAE ORGHIDAN ne-a atras

Institutul Geologic al României

gidia la Tulcea. Cînd ajungi la N de Tîrgușor, spre halta Gura Dobrogei, aspectele sălbatice ale stîncilor îți dau impresia că te afli într-o adevărată regiune muntoasă.

În aceste locuri am vizitat, în cursul anului 1955, mai multe peșteri, dintre care cea mai importantă, atît în ce privește dimensiunile ei cît mai ales prin

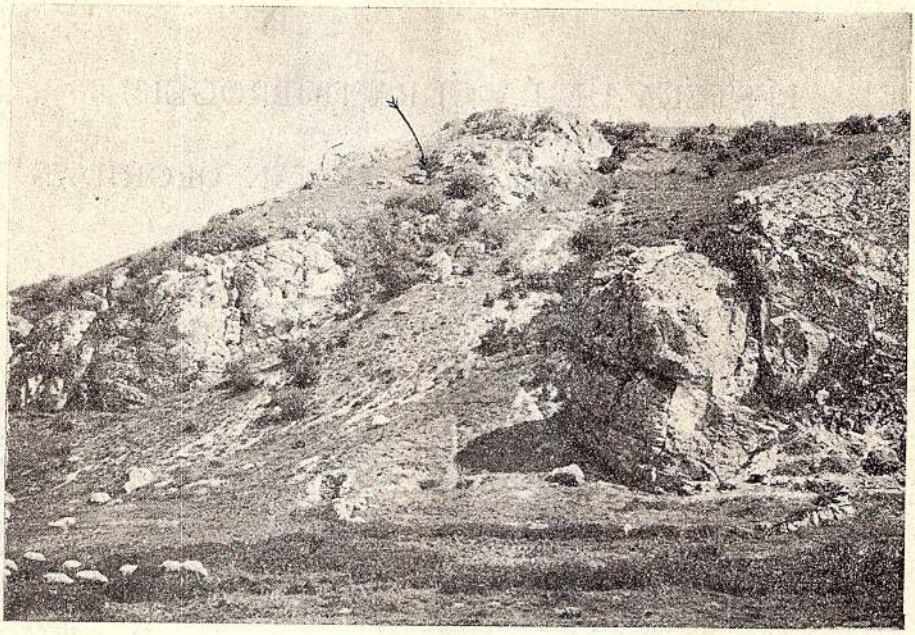


Fig. 1. — Malul drept al văii Gura Dobrogei, cu intrarea peșterii.

interesul științific pe care-l prezintă, este aceea cunoscută sub numele de « Peștera de la Gura Dobrogei », situată cam la egală distanță între comuna cu același nume și comuna Tîrgușor.

Pornind din gara Tîrgușor spre NE, în lungul văii Gura Dobrogei (Reg. Constanța), se ajunge aproximativ după 3 km, la izvorul « Cișmeaua Gura

---

atenția asupra unui pasaj din Istoria Romînilor de C. C. GIURESCU, în care este descrisă viața de acum 2000 de ani a dacilor din Dobrogea. Profesorul C. GIURESCU redă, după DION CASSIUS, descrierea luptelor dintre doi regi daci, ROLES din nordul Dobrogei și DAPIX din partea centrală. DAPIX, asediat de armata romană condusă de generalul CRASSUS, pe care ROLES îl chemase în ajutor, s-a sinucis în cetate (cu 100 de ani înainte de sinuciderea lui DECEBAL), după ce își trimisese o parte din oșteni și din populație să se ascundă într-o mare peșteră din Dobrogea, unde romanii i-au urmărit și au continuat să-i asedieze, zidind intrarea peșterii.

Infrapaginal, profesorul GIURESCU scrie: « s-ar putea să fie vorba de una din peșterile care se văd și azi la Gura Dobrogei ».

Aceleași fapte sint relatate și în « Getica » lui V. PÎRVAN.

Institutul Geologic al României

Dobrogei », situat pe dreapta văii, în fața unor stînci ce se ridică sub forma unui impresionant «abri sous roche». De la izvor, poteca urcă la deal, iar la 55 m deasupra patului văii se ajunge la un al doilea grup de stînci. Privite de pe linia ferată, ce se află pe stînga văii, aceste stînci apar eșalonate în forma unui arc de cerc. Aici, în interiorul semicercului (fig. 1), se găsește intrarea principală

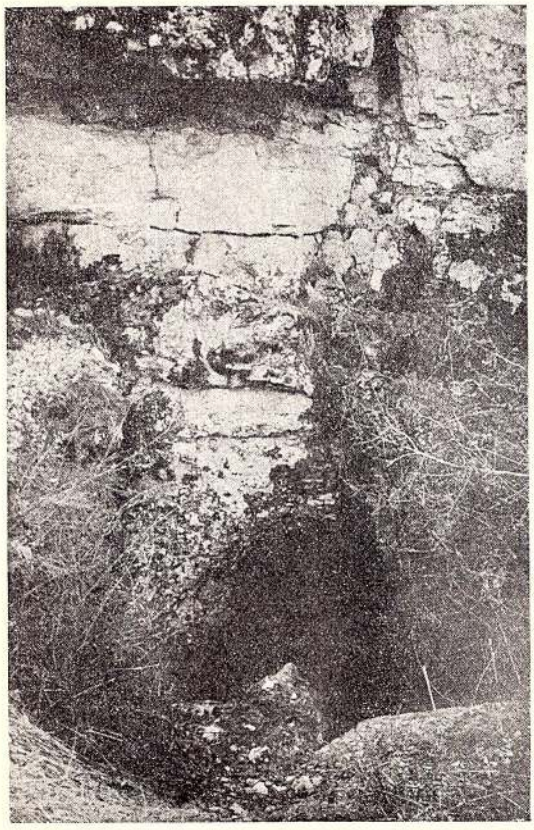


Fig. 2. — Intrarea principală.

a peșterii, (fig. 2, 3) iar la 20 m distanță, spre stînga, se află a doua intrare, ce se prezintă în prima ei porțiune sub formă de mică avenă. Peștera mai are și o a treia deschidere, mai greu de observat de la distanță.

Deși bine cunoscută de locuitorii satelor din împrejurimi, peștera de la Gura Dobrogei a scăpat atenției cercetătorilor speologi, colaboratorii de la Biospeologica neavînd cunoștință de existența ei. Din datele bibliografice care ne-au stat la dispoziție rezultă că un singur cercetător arheolog a vizitat această peșteră. Este vorba de VASILE PÎRVAN (1912). Nu am reușit să găsim nici o altă

Institutul Geologic al României

dată din care să rezulte de cine şi sub ce raport a mai fost cercetată peştera de la Gura Dobrogei.

Rezultatele pe care le prezentăm în această lucrare au fost obţinute în şapte deplasări consecutive, întreprinse în toate anotimpurile.



Fig. 3. — Sala mare de la intrare.

DESCRIEREA PEŞTERII

Cele două galerii care constituie peştera, se întîlnesc în unghi drept în sala în care se pătrunde prin intrarea principală (pl. I, 4).

Galeria cea mai lungă, ramificată şi cu săli pe traiectul său, este orientată N—S, iar cealaltă, mai scurtă şi mai simplă, se îndreaptă de la W la E.

Intrînd prin deschiderea principală a peşterii (pl. I, 1), largă de 2 m şi înaltă de 1,50 m, se ajunge, coborînd o pantă de 2 m, într-o sală despărţită în două pe o porţiune de 11 m, printr-un perete median necomplet. Această sală este umplută cu material de dărîmătură şi cu depozite aduse de ape, ce conţin resturi ale culturii materiale, la care se adaugă şi o pătură de guano din ce în ce mai groasă spre fundul sălii.

Partea terminală a acestei încăperi, ascendentă, conduce într-o galerie ce se strîmtează şi urcă pînă la locul unde bolta adăposteşte prima colonie impor-

Institutul Geologic al României

tantă de lilieci (pl. I; 5). De aici, galeria plină cu guano continuă spre S, coborînd, pînă la deschiderea ei într-o sală vastă plină cu blocuri, desprinse din tavan în diferitele etape din trecutul peșterii și rămase suprapuse (pl. I, 6). Din această sală, drumul se bifurcă. Spre dreapta (W) se pătrunde într-un coridor cu aspect de defileu descendent, strîmt, în pereții căruia se observă impresiuni ale scheletelor de Hexacoralieri (pl. I, 7). După 20 m, acest defileu se întîlnește cu o diaclază importantă, cu care se întretaie și care ar constitui un obstacol în calea înaintării dacă mai multe blocuri prăbușite și înțepenite între pereții diaclazei nu ar forma o punte naturală (pl. I, 8). Coborînd în această diaclază, la o adîncime de 3 m, sub blocuri, se ajunge într-un sistem de cotloane descendente, umplute cu un amestec de nisip și guano. În acest loc ne aflăm în punctul cel mai de jos al peșterii, situat cu 9 m sub intrarea principală.

Urcînd peste blocurile care traversează diaclaza și escaladînd un prag de 1,60 m drumul se mai continuă 8 m, pînă ce galeria strîmtă se deschide într-o sală mare, lungă de 30 m și cu lărgimea maximă de 8 m. Extremitatea acestei săli se îngustează treptat urcînd 3 m, iar tavanul coboară pînă la 30 cm (pl. I, 9). Ea se închide în fund cu un perete concreționat (pl. I, 10).

Din punctul de bifurcare al galeriei principale, se poate pătrunde și în galeria stîngă, traversînd sala cu blocuri, pînă în locul unde drumul nu se mai poate continua decît trecînd peste un bloc de 3 m înălțime, acoperit cu guano alunecos (pl. I, 11). Dincolo de acest obstacol, se ajunge într-o galerie prin care nu poți înainta decît tîrîndu-te pe suprafața perfect orizontală a unor blocuri, care lasă între ele și tavan, un spațiu de maximum 50 cm. La capătul acestor lespezi se coboară într-o galerie mai largă, plină pe dreapta cu blocuri prăbușite și pe stînga cu guano. Chiar de la intrarea în această galerie se deschide spre stînga un scurt coridor de 18 m, îngust de 2 m, din pereții și plafonul căruia se desprind din bancurile de calcar, numeroase resturi fosile ale faunei jurasice așa, cum vom vedea mai departe (pl. I, 12).

După 53 m, galeria principală se termină printr-o sală la care se ajunge urcînd 7 m pe un povîrniș de guano (fig. 4). Mijlocul acestei săli este ocupat de o importantă movilă de guano proaspăt, provenit de la marea colonie de lilieci ce se adăpostește în timpul verii în bolta înaltă de 3 m (pl. I, 13). Din acest loc, coborînd 3 m printr-o mică crăpătură dintre planșeu și perete, se ajunge în sala cu care se termină galeria dreaptă, ce pleacă din punctul de bifurcație, făcîndu-se astfel legătura între cele două ramificații ale galeriei principale (pl. I, 14).

Cea de a doua galerie principală a peșterii pornește tot din sala de la intrare, printr-un cotlon lung de 6 m, scund și acoperit pe o bună parte cu pietre. Se pătrunde în el ocolind un sondaj arheologic, care a fost executat probabil de către VASILE PÎRVAN.

Institutul Geologic al României

Dincolo de acest gang scund, galeria se înalţă şi se lărgeşte, urmînd, în prima sa porţiune, traiectul unei diaclaze a cărei înălţime ajunge la 12 m. După 6 m ne găsim într-o sală în care pătrunde lumina difuză ce ajunge aici prin coridorul ce urcă spre NE pînă la intrarea a doua a peşterii (pl. I, 15). Această sală este acoperită pînă spre mijlocul ei cu guano.

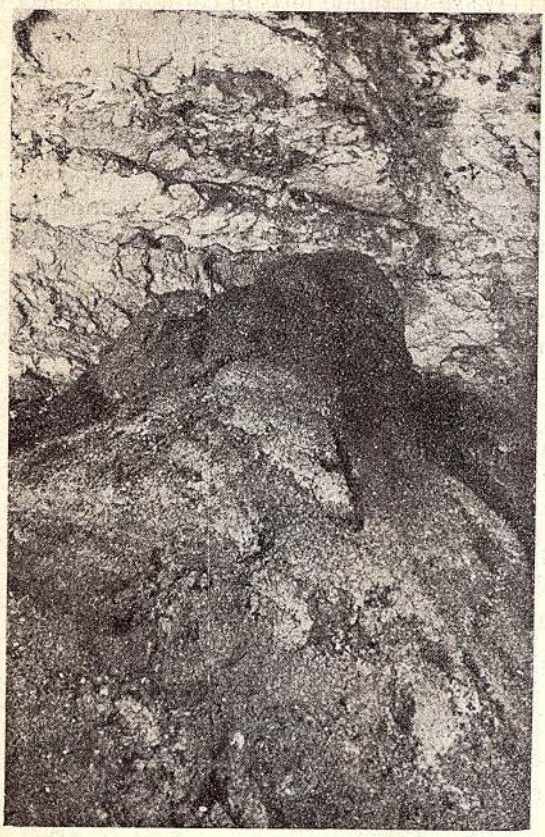


Fig. 4. — Movila cu guano din ultima sală.

În cursul cercetărilor noastre am observat că în intrîndul pe care îl formează peretele în partea dreaptă a acestei săli, se poate pătrunde, dînd la o parte umplutura, într-un coridor descendent strîmt. Acesta se deschide la cealaltă extremitate a sa în sala de la intrarea principală (pl. I, 17).

Tot din sala cu ceramică se poate ajunge imediat la intrarea a II-a a peşterii, urcînd spre stînga o galerie, care la jumătatea ei se strîmtează, devenind şi foarte scundă (50 cm). Apoi aceasta se lărgeşte şi după 15 m se ajunge în afara peşterii, urcînd o pantă rapidă (pl. I, 16).

Din sala cu ceramică, peştera continuă cu o galerie ce merge aproape în linie dreaptă spre est pe o distanţă de 70 m, avînd aspectul unui tunel, lat de 2—4 m şi înalt de 2—3 m (Pl. I, 18). Pereţii de calcar au aici o structură conglomeratică, datorită numeroaselor concreţiuni silicioase din masa calcarelor, pe care acţiunea apei de infiltraţie le-a pus în evidenţă. Profilul uniform al galeriei lasă să se creadă că pe o bună distanţă ea a fost lărgită de oamenii ce au folosit în trecut peştera ca adăpost. Partea cea mai remarcabilă a acestei galerii o formează aglomerarea, în tot lungul ei, a fragmentelor de oale, unele preistorice, altele mai recente. Ele se găseau atît pe suprafaţă cît şi în adîncime pînă la 10—20 cm. După 70 m galeria coteşte spre dreapta, dînd într-o sală acoperită pe toată suprafaţa ei cu guano (pl. I, 19). Aproape de fundul acestei săli, plafonul formează o boltă de 4 m înălţime, care reprezintă adăpostul coloniilor de lilieci. În ianuarie 1956

Institutul Geologic al României

am găsit aici cea mai mare colonie de *Rhinolophus mehelyi* în hibernare, constituită din cîteva mii de indivizi. La o mică distanță după locul coloniei, peștera se împarte în două etaje. Cel inferior, ușor ascendent, se strîmtează din ce în ce, terminîndu-se după cîțiva metri printr-o diaclază inaccesibilă. Etajul superior, cu aspect de platformă, se găsește cu 1,80 m deasupra celui inferior și se continuă printr-un coridor strîmt, în care se găsesc singurele formațiuni de stalactite și gururi, în miniatură (pl. I, 21). În lunile de vară și de toamnă, acestea erau pline cu apă, iar în ianuarie 1956 ele au fost găsite uscate.

A treia intrare a peșterii este orientată W—NW și prin ea se ajunge într-un coridor lung de 14 m, care comunică printr-un aven de 5,5 m adîncime, cu sala mare de la intrarea principală (pl. I, 3).

ORIGINEA PEȘTERII

Cele trei intrări de la Gura Dobrogei sînt cu 55 m deasupra nivelului actual al pîrîului Gura Dobrogei.

Privind profilul malului drept, în care este săpată peștera, se observă că deschiderile acesteia se află la baza unor bancuri de calcar mai rezistent, care se ridică sub forma de stînci, pînă la platou.

Dedesubtul deschiderilor, panta se atenuează ușor, ceea ce înseamnă că nivelul peșterii se află la contactul dintre stratele de calcar mai moale, peste care urmează strate mai compacte, mai rezistente. Peștera este săpată, prin urmare, în planul de minimă rezistență bogat în fisuri, dintre cele două categorii de calcare.

Dat fiind faptul că cele trei intrări actuale ale peșterii sînt descendente, principalul rol în săparea ei nu l-au avut atît apele de ploaie cît, mai ales, apele pîrîului, care odinioară își avea valea săpată la un nivel superior locului unde s-au format deschiderile. Această afirmație se bazează mai ales pe constatarea că nu există în momentul de față, și nici nu pare să fi existat vreodată, un bazin de recepție pentru apele de șiroire, suficient de important pentru a da naștere unei grote atît de mari. Dacă deschiderile ar fi condus în galerii ascendente, atunci ne-am fi putut gîndi la acțiunea apelor de ploaie ce se infiltrau prin fisurile calcarelor de deasupra peșterii.

Diferența mare (50—60 m) dintre altitudinea la care se desfășoară peștera și nivelul actual al patului rîului, ne arată că peștera de la Gura Dobrogei are o mare vechime. După părerea lui E. JEKELIUS, care a vizitat-o ulterior, ar fi luat naștere la începutul Cuaternarului, sau chiar la sfîrșitul Pliocenului.

În afară de cele trei deschideri prin care se poate pătrunde astăzi în peșteră, este probabil că au mai existat și alte puncte prin care odinioară, apa pîrîului a putut să se infiltreze în sistemul de fisuri. Astfel, coborînd în sala mare de

Institutul Geologic al României

la intrarea principală, se observă pe dreapta o galerie scundă ascendentă, plină cu bolovani şi pietre rulate (pl. I, 22). Explorarea ei se face cu greu, dar se poate urmări pînă în dreptul unde ar trebui să se deschidă în peretele de calcar de afară. Aici se găseşte o surpătură care o astupă, izolînd-o complet de exterior.

O altă intrare pare să fi existat ceva mai departe şi ea făcea legătura între sala terminală a defileului şi exterior (pl. I, 10). Aici, închiderea vechii guri a avut loc în timp mai îndelungat, prin dezvoltarea formaţiilor de precipitare. Ca o dovadă a apropierii de exterior, este prezenţa în acest punct a numeroase resturi scheletice de rozătoare, răspîndite în lungul coridorului cu care se termină sala, coridor care este pardosit cu pietre rulate, ca toate celelalte intrări.

Numeroase prăbuşiri de pe traiectul galeriilor peşterii, şi mai ales cele din locurile cu nivel mai coborît, ca şi acumularea intensă a guanoului, opreşte accesul în sistemul de diaclaze inferioare descendente, care pot fi urmărite în unele locuri numai pînă în punctele unde nisipul amestecat cu guano le înfundă complet.

Din cele spuse rezultă că peştera de la Gura Dobrogei are o vechime apreciabilă şi că ea a luat naştere nu atît prin acţiunea apelor de infiltraţie, cît prin acţiunea unei ape curgătoare subterane. Lucrul acesta poate fi argumentat şi pe baza faptului că aproape peste tot, pe parcursul galeriilor sale se găsesc numeroase blocuri prăbuşite, care pot fi interpretate şi ca un semn al vechimei peşterii.

CONDIŢIILE DE VIAŢĂ ÎN PEŞTERĂ

Condiţiile de viaţă din peştera de la Gura Dobrogei au dat, atît în trecut cît şi azi, posibilitatea perpetuării unei faune destul de bogate. În tot cuprinsul peşterii, atît factorii fizici cît şi cei trofici, favorizează, în tot cursul anului, viaţa a nenumărate nevertebrate, cît şi adăpostirea unor colonii excepţional de mari de Chiroptere.

Temperatura anuală variază în limite destul de restrînse, mai ales în porţiunile mai profunde ale peşterii (2°—3°). În apropierea intrărilor se resimte influenţa variaţiei temperaturii atmosferice. Astfel, în mijlocul sălii de la intrarea principală, în timpul verii (iulie, august 1955), temperatura urca pînă la +14°, iar în ianuarie 1956 scăzuse pînă aproape de 0°.

În fundul galeriei principale (pl. I, 13), acolo unde vara se adună un mare număr de lilieci, temperatura rămîne aproape constantă. În iulie, august, septembrie 1955, s-a înregistrat +13° maximum, iar în ianuarie 1956, +12°. Aproape aceeaşi situaţie se menţine pe o mare porţiune a galeriei principale.

Institutul Geologic al României

În ceea ce privește galeria cu ceramică, prezența celei de a doua deschideri a peșterii provoacă o variație a temperaturii, care se resimte în oarecare măsură pînă în fundul său.

Lumina pătrunde prin intrarea principală, difuzînd slab pînă în dreptul punctului unde se formează în timpul verii colonia de naștere a liliecilor (pl. I, 5).

Prin intrarea a doua, raze slabe de lumină coboară pînă în dreptul sondajului efectuat de noi (pl. I, 15).

Restul peșterii rămîne scufundat în întuneric.

Umiditatea variază în oarecare măsură, în legătură cu precipitațiile manifestate la suprafață. Punctele cele mai umede ale peșterii sînt reprezentate de sala de la intrarea principală, sala de la intrarea a doua și porțiunea terminală a galeriei cu ceramică. În acest din urmă punct există singurele bazinașe din peșteră, în care se adună apă numai în timpul verii și toamnei. Iarna ele au fost găsite complet secate.

În fundul galeriei principale, din cauza umidității scăzute, depozitul de guano rămîne încontinuu afînat la suprafață.

Curenții de aer sînt frecvenți numai între intrarea principală și intrarea a doua. Maximum de intensitate se remarcă în coridorul scund ce leagă sala mare de la intrare cu galeria estică.

Factorul trofic. În privința substanțelor nutritive nu mai este nevoie de adăugat nimic, întrucît din descrierea peșterii s-a văzut că guanoul este larg răspîndit în toată peștera.

FAUNA PEȘTERII

NEVERTEBRATE

Nevertebrate actuale. Fauna de Nevertebrate din peștera de la Gura Dobrogei își datorește bogăția marei cantități de guano care se găsește răspîndit în toate încăperile. Este vorba deci de forme troglofile, în marea lor majoritate guanobii. Speciile troglobii, după cum se va vedea, sînt puține.

Grupele reprezentate, după cercetările de pînă acum sînt următoarele: Viermi, Copepode, Colembole, Lepidoptere, Diptere, Himenoptere, Coleoptere, Araneide și Acarieni. Din acestea nu au fost determinate pînă în prezent Viermii, Coleopterele (în parte) și Acarienele.

Institutul Geologic al României

Iată lista speciilor [1]):

Copepode	*Acanthocyclops vernalis* (FISCHER)
Colembole	*Pseudosinella dobrogica* IONESCU
Coleoptere	*Quedius* sp.
	Atheta sp.
Lepidoptere	*Scoliopteryx libatrix* L.
	Tinea insectella F. (= *Misella* Z.)
	Monopis rusticella HBN
	Autophila limbata STGR.
Diptere	*Sciara* sp.
	Limosina sp.
Himenoptere	*Hemiteles flavigaster* (SCHMIEDE-KNECHT)
Araneide	*Harpactes rubicundus* C. L. KOCH
	Meta menardi LATR.
	Meta merinae SCOP.
	Criphoeca sylvicola C. L. KOCH
	Amaurobius sp.
Acarieni	*Ixodes* sp.

Lista de mai sus arată sărăcia formelor troglobii din această peșteră.

Formele guanobii sînt răspîndite peste tot, chiar și în porțiunile, rare de altfel, în care lipsește guanoul. Ele se întîlnesc peste tot acolo unde se găsesc resturi organice. Dăm în cele ce urmează cîteva observații asupra răspîndirii acestor forme în peștera de la Gura Dobrogei.

Copepodul *Acanthocyclops vernalis*, specie cunoscută atît din peșteri cît și din ape dulci de diferite categorii de la suprafața pămîntului, a fost găsit în partea terminală a galeriei cu ceramică, în măruntele și unicele bazinașe cu apă existente în peșteră.

Colembolul *Pseudosinella* sp. nu are o răspîndire largă în peșteră, ci se întîlnește mai ales în porțiunea terminală a galeriei cu ceramică, atît pe marginea zăcămîntului de guano, cît și în ultima porțiune, lîngă bazinașele în care a fost găsit *Acanthocyclops vernalis*. În restul peșterii a fost observat rar și tot în preajma acumulărilor de guano. Trebuie precizat că nicăieri exemplarele de *Pseudosinella* sp. nu se găsesc în număr mare în această peșteră, și acest lucru se poate observa în toate anotimpurile.

[1]) Colembolele au fost determinate de prof. M. IONESCU; Coleopterele de M. IENIȘTEA; Lepidopterele de A. POPESCU-GORJ; Copepodele de A. DAMIAN; Himenopterele de prof. M. CONSTANTINEANU; Dipterele de A. BURGHELE. Restul grupelor a fost determinat de autori.

Institutul Geologic al României

Coleopterul *Quedius*, formă guanobie, este foarte rar întîlnit. Dimpotrivă *Atheta* este dintre toate Nevertebratele forma cea mai frecventă. Densitatea maximă se observă pe movilele de guano proaspăt, dar numeroși indivizi se găsesc și pe guanoul mai vechi. Chiar și în punctele total lipsite de guano, *Atheta* se găsește frecvent pe resturi animale sau vegetale în descompunere. Astfel, la 21 ianuarie 1956, sub cadavrul unei vulpi, abandonat (probabil de un lup) în galeria din dreptul intrării a doua, se găseau 50—60 exemplare ale acestui mărunt stafilinid. În lunile de vară, pe guanoul proaspăt, am numărat 12—15 exemplare pe decimetru pătrat.

Microlepidopterele *Tinaea insectella* și *Monopis rusticella* sînt, ca și *Atheta* sp., cu o răspîndire foarte largă în peșteră. Numărul indivizilor adulți este totdeauna mai mic decît cel al larvelor și vom explica mai tîrziu cărui fapt se datorește acest fenomen. Întreaga dezvoltare a celor două Microlepidoptere se petrece în peșteră. Peste tot unde se găsește guano sînt prezente și larvele lor. Cele mai numeroase le-am găsit în punctele de contact între guano și calcar, la baza bolovanilor și a pereților, stînd nemișcate și agățate de piatră prin fire fine de secreție mătăsoasă. Ele se numără în aceste locuri cu zecile pe decimetru pătrat. Pentrucă dezvoltarea acestei insecte va forma obiectul unei note viitoare, ne mărginim să dăm aici numai cîteva fapte.

Căsuța larvară este turtită, avînd o formă de toc de ochelari. Este deschisă la ambele capete, care se termină fiecare cu cîte două clape cu conturul rotunjit. Căsuța este formată dintr-o pătură fină de secreție, care aglutinează pe suprafață un strat alcătuit din elemente de guano, în care se observă mărunte fragmente de chitină. Larva se poate întoarce în interiorul căsuței și poate apare cu capul cînd la o deschidere, cînd la alta. De obicei larvele stau nemișcate și numai deranjîndu-le putem să observăm aceste mișcări. Din cauza imobilității larvelor și mai ales din cauza formei căsuții, care pare că mimează forma dejecțiunilor de liliac, este foarte greu să observi prezența lor din primul moment.

Aducînd în laborator mai multe larve, am observat că după șase zile s-au transformat în pupe, închizîndu-și căsuțele la ambele capete prin alipirea celor două clape și îndoirea lor pe una din părți. După 25 zile, vrînd să vedem în ce stadiu se găsesc nimfele, am tăiat una din căsuțe și am văzut ieșind, în loc de fluture, un Ichneumonid vioi. Majoritatea larvelor de *Tinea insectella* din peștera de la Gura Dobrogei sînt parazitate de Ichneumonidul *Hemiteles flavigaster*, explicîndu-se în felul acesta numărul mult mai mare al larvelor față de adulți. În același timp, este cunoscut că liliecii se hrănesc uneori și cu aceste microlepidoptere. În tratatul lui P. Grassé se susține că numai în regiunea indiană Tineidele își petrec toată dezvoltarea în domeniu subteran. Observațiile noastre la Gura Dobrogei contrazic această afirmație, iar pe de altă parte, ele trădează poate o nouă trăsătură comună a faunei noastre cu aceea a Indiei.

Institutul Geologic al României

Noctuidul *Autophila limbata* este pentru prima dată întîlnit în ţara noastră, fiind cunoscut pînă azi numai din Spania, Franţa de sud, Grecia, Muntele Taurus, Armenia şi Persia. Gura Dobrogei este punctul cel mai de NE al arealului său. Este demn de semnalat faptul că a fost găsit de noi în micile spaţii dintre bolovani şi fragmentele de ceramică, la 1 m adîncime în umplutură, în timpul executării sondajului.

Genul *Limosina* este reprezentat în Peştera de la Gura Dobrogei prin trei specii guanobii, dintre care una este înrudită cu *Limosina racovitzai*. Prelucrarea materialului nu este încă terminată.

Nevertebrate fosile. Un fenomen interesant, cu importanţă pentru Paleontologie, a fost observat de noi în peştera de la Gura Dobrogei. Cercetînd umplutura peşterii şi făcînd sondaje pentru a scoate ceramică şi silexuri neolitice, am găsit frecvent resturi de Brachiopode, Echinide şi Crinoide jurasice. Mai ales radiolele de Echinide apăreau cu o frecvenţă remarcabilă şi majoritatea în stare de perfectă conservare. Acţiunea de eroziune a apelor de infiltraţie asupra bancurilor de calcar întrece în această peşteră pe aceea de cimentare. În felul acesta fosilele sînt detaşate mereu din tavan şi trec în umplutura peşterii perfect izolate. S-ar putea să fie vorba de un fenomen mai general pentru o întreagă categorie de peşteri, dar care nu a fost observat pînă în prezent.

Iată lista formelor determinate de D. PATRULIUS:

Millericrinus milleri SCHLOT. (calicii)
Millericrinus escheri LORIOL (entroce)
Plegiocidaris cervicalis AGAS. (radiole, plăci interambulacrare)
Plegiocidaris blumenbachi MÜNST. (radiole)
Plegiocidaris filograna AGAS. (radiole)
Rhabdocidaris caprimontana DESOR (radiole)
Rhabdocidaris maxima AGAS. (plăci interambulacrare)
Diplocidaris desori QUENST. von WRIGHT (radiole)
Hemicidaris crenularis LAMARCK (radiole)
Trigonelina pectunculus SCHLOT.
Isoarca sp. aff. *I. argoriana* ROLLINER

Este vorba deci de o faună lusitaniană (pl. II).

VERTEBRATE

Chiroptere. În peştera de la Gura Dobrogei s-au găsit următoarele specii de Chiroptere:

Myotis myotis BORK.
Myotis mystacinus KUHL.

Institutul Geologic al României

Miniopterus schreibersi KUHL.
Plecotus auritus LIN.
Rhinolophus ferrum-equinum SCHREB.
Rhinolophus mehelyi MATSCHIE

În prima deplasare făcută la peștera de la Gura Dobrogei, la 19 iunie 1955, liliecii erau în plină activitate de creștere a puilor.

Coloniile mari, constituite fiecare din 3—4 mii de indivizi, erau adăpostite în două din bolțile galeriei principale. Prima colonie se găsea la 40 m de intrarea principală (pl. I, 5), fiind alcătuită din cele două specii, atît de des întîlnite în peșterile din țara noastră, *Miniopterus schreibersi* și *Myotis myotis*. Epoca nașterilor trecuse și puii de *Myotis* începuseră să zboare. Dimensiunile și dentiția arătau că vîrsta lor nu depășise încă trei săptămîni. Puii de *Miniopterus schreibersi* însă erau abia născuți. Ca și în peștera de la Bistrița, se observă și aici o asociere strînsă între aceste două specii gregare, în epoca de reproducere.

Temperatura în dreptul coloniei era de +12°,5.

A doua grupare impresionantă era adăpostită în ultima încăpere a galeriei principale, la 130 m de la intrare. Ea era formată în mare parte de *Rhinolophus mehelyi*, la care se adăuga un număr mai restrîns de *Rhinolophus ferrum-equinum*. Temperatura în această încăpere era de +12°.

Afară de aceste două colonii, în fundul sălii de la intrare se mai găseau două grupe mici, alcătuite fiecare din cîteva zeci de *Rhinolophus ferrum-equinum*, fără pui, în care dominau masculii. În restul peșterii, lilieci răzleți și în zbor.

La 27 iulie s-a observat o asociere și mai concentrată a celor patru specii de lilieci, caracteristice pentru epoca de vară în peștera de la Gura Dobrogei. La această dată, în bolta primei colonii din iunie erau îngrămădiți, într-o forfoteală și agitație continuă, majoritatea liliecilor. Puii de *Myotis myotis* și *Rhinolophus mehelyi* zburau alături de părinți în jurul coloniei, căutînd mereu alt loc. Dimensiunile lor ajungeau să egaleze pe ale adulților și nu se recunoșteau decît prin nuanța mai deschisă a părului. Puii de *Miniopterus schreibersi* însă, erau încă incapabili să-și ia zborul și părul cenușiu deschis, deosebit de al părinților, lăsa regiunea cefii goală. Ca și cu o lună înainte, colonia se dispersa numai în parte la zgomot și la lumina lămpilor; temperatura aerului sub colonie era de +13°. În restul peșterii, lilieci răzleți.

La 9 august s-a constatat dispariția coloniei de *Myotis myotis*, care plecase în migrație spre locurile de iernare.

La celelalte trei specii se observă, în această lună, o tendință de dispersare și de destrămare a marilor colonii. În tot timpul zilei, zborul liliecilor prin peșteră era continuu și grupările erau de scurtă durată într-un loc, pentru a se desface și apoi a se reface într-altul. Erau atît de vioi, încît cu greutate puteau fi prinși.

Institutul Geologic al României

Temperatura în peşteră varia între +12° şi +13°.

La 22 septembrie temperatura atingea maxima de +14° în dreptul bolţii, unde în iunie se găsea marea colonie de *Myotis* şi *Miniopterus*. Colonia formată acum din *Miniopterus schreibersi* şi *Rhinolophus ferrum-equinum* era într-o mobilitate continuă şi la apropierea noastră şi-a luat zborul. O colonie tot atît de

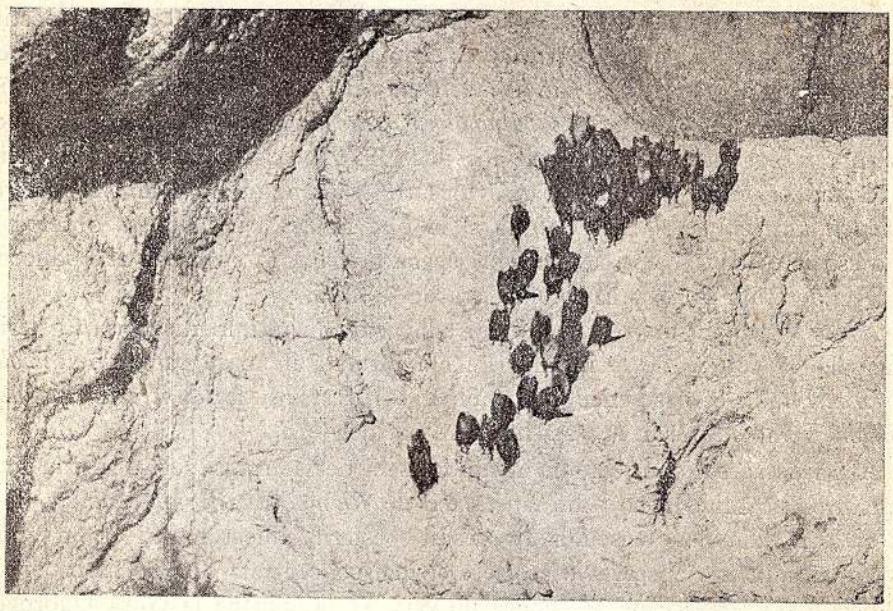


Fig. 5. — Colonie de *Rhinolophus ferrum equinum*.

instabilă se găsea şi în fundul galeriei principale, alcătuită aproape în întregime din indivizi de *Rhinolophus mehelyi*. Aici temperatura era +13°.

Interesant pentru această epocă a anului erau grupările de cîte doi indivizi de *Miniopterus schreibersi*, mascul şi femel, care se găseau din loc în loc pe pereţii galeriilor.

În această lună au fost observate speciile *Miniopterus schreibersi* şi *Rhinolophus ferrum-equinum*, zburînd sau stînd agăţaţi izolaţi, atît în defileu cît şi în galeria estică. În aceasta din urmă s-a înregistrat temperatura cea mai scăzută din peşteră (+12°).

Într-o gaură a plafonului din apropierea deschiderii principale s-au găsit izolaţi doi indivizi ♀ ♀ de *Myotis myotis*. Stadiul de tocire a dinţilor arăta că avem de-a face cu indivizi bătrîni. Această observaţie concordă cu aceea făcută şi în peştera din Valea Fundata, unde în timpul iernii au fost găsiţi, la fel, numai cîţiva indivizi aparţinînd acestei specii. Problema dinamicei lui *Myotis myotis*

Institutul Geologic al României

nu am putut s-o rezolvăm încă. În niciun caz această specie nu rămîne în peșterile amintite decît cel mult 4 luni, din aprilie pînă în august.

La 21 octombrie, temperatura se menținea în peșteră încă ridicată ca și în septembrie. De remarcat, față de luna precedentă, este îngrămădirea liliecilor în număr mare pe pereții și bolțile defileului. Coloniile de *Rhinolophus ferrum-equinum* se desfășurau, cum obișnuit se observă la această specie, cu spații între indivizi, atîrnînd în gol, prinși numai cu ghiarele picioarelor de asperitățile plafonului sau ale pereților (fig. 5).

Miniopterii nu alcătuiau grupări numeroase, ci stăteau mai mult răzleți, împestrițînd peretele defileului. Din loc în loc se vedeau perechi cu indivizi ♀♀ și ♂♂ îmbrățișați pentru acuplare, cu antebrațele încrucișate.

Pe tot parcursul galeriei principale, Miniopterii erau răspîndiți pe pereți fără a constitui nicăieri o colonie. În fundul acestei galerii, o colonie extrem de numeroasă de *Rhinolophus mehelyi* stătea înghesuită în boltă (fig. 6). Este interesant că indivizii acestei specii de Rinolofi, spre deosebire de *Rh. ferrum-equinum*, stau strînși unul lîngă altul, iar aripile nu le învelesc tot corpul. Grupările lor se recunosc de la distanță atît prin aspectul compact cît și prin coloarea deschisă a blănii care rămîne dezvelită. Trebuie să spunem că în a doua jumătate a lunii octombrie nu se observă încă nici o pregătire de hibernație. În afara peșterii temperatura era de +20°.

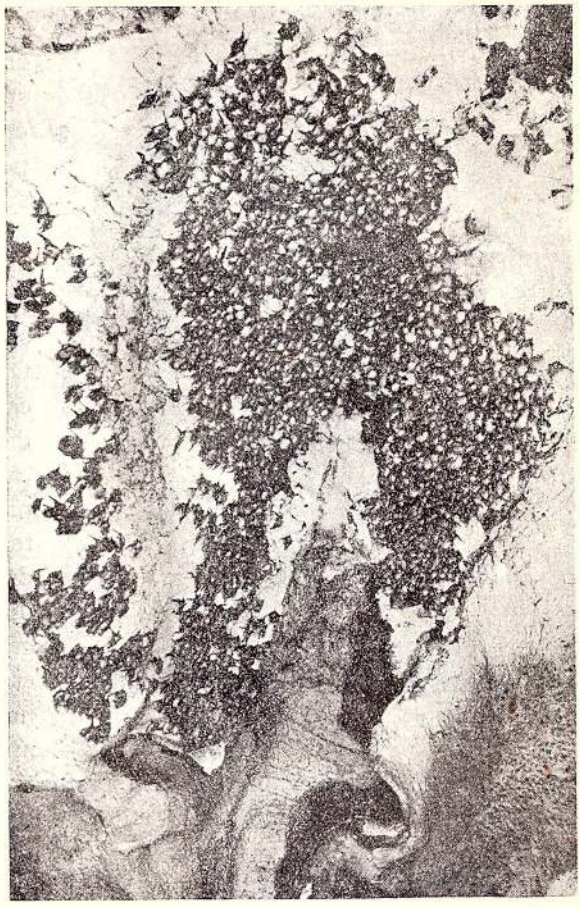


Fig. 6. — Colonie de *Rhinolophus mehely* în hibernație.

La 21 ianuarie 1956 vremea se menținea încă excepțional de bună în regiunea Gura Dobrogei, unde temperatura oscila între +3° la umbră și +9° la

Institutul Geologic al României

soare. În peşteră s-a observat o scădere a temperaturii în încăperile legate cu exteriorul. În sala mare de la intrarea principală temperatura era de +4°. Într-o scobitură a peretelui stătea adăpostit pentru somnul de iarnă un individ aparţinînd speciei *Plecotus auritus*. În fundul acestei săli hibernau două colonii de *Rhinolophus ferrum-equinum*. De remarcat că gruparea liliecilor în aceste două colonii ale aceleiaşi specii nu era la fel. Prima colonie era compactă, iar a doua, situată pe peretele diaclazei ce conduce spre locul coloniei de vară, se desfăşura pe o suprafaţă mai mare cu indivizii depărtaţi între ei. Acest fapt ne-a arătat cît de riscate sînt generalizările asupra comportării acestor Mamifere, comportare care poate varia în funcţie de o serie de factori ai mediului extern. În cazul acesta, aspectul compact al primei colonii se datoreşte probabil temperaturii mai scăzute (+5°) din dreptul ei, faţă de temperatura din diaclază care era de +8°. În restul galeriei principale, pînă în fundul ei, temperatura se menţinea în jurul a + 11° sau + 12°, diferînd numai cu 1° faţă de temperatura lunilor de vară. Din cauza acestei temperaturi ridicate liliecii au părăsit galeria, neputînd hiberna la o temperatură atît de ridicată. În schimb, galeria estică, prezentînd avantajul unei temperaturi mai scăzute, constituia locul ales de majoritatea liliecilor ca adăpost pentru somnul de iarnă. Pe traiectul ei temperatura varia între +7° şi +9°,5.

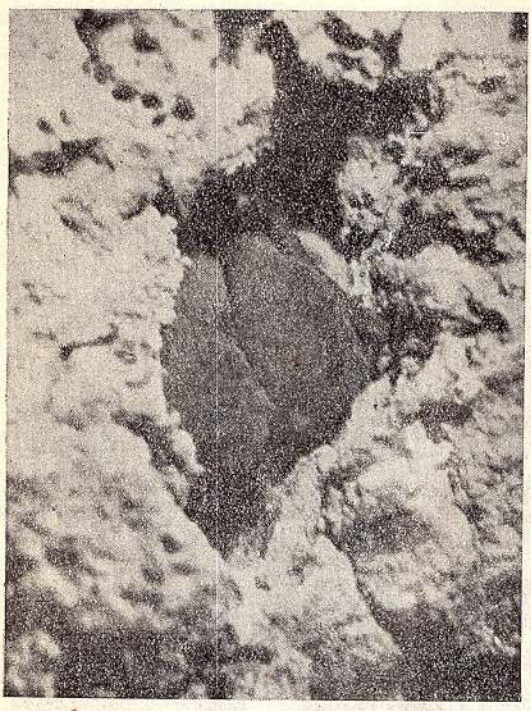


Fig. 7. — *Myotis mistacinus*.

În două scobituri ale plafonului s-au găsit primii trei indivizi de *Myotis mystacinus* (fig. 7). Pînă la această dată nu am găsit nicăieri această specie în cele peste 140 de peşteri vizitate, nici în timpul verii şi nici în epoca de hibernare.

Myotis mystacinus (fig. 8) este citat pentru ţara noastră de R. CĂLINESCU în Banat (Oraviţa, Baziaş, Bîrzasca şi Plavişeviţa), în Retezat şi alte masive din Carpaţi. Autorul nu dă localităţile decît pentru Banat şi nu spune care sînt condiţiile ecologice în care a fost găsit. Din observaţiile noastre, putem spune că

Institutul Geologic al României

Myotis mystacinus este o specie destul de rară pentru țara noastră. Temperatura unde au fost găsiți acești lilieci intrați în somnul hibernal, era de +7°.

Pe pereții înaltei diaclaze din dreptul intrării a doua, se găsea o colonie din mai multe zeci de indivizi de *Rhinolophus ferrum-equinum*, răsfirată. Temperatura în dreptul coloniei era de +7°. Pe pereții și plafonul galeriei atîrnau



Fig. 8. — Indivizii de *Myotis mistacinus* hibernînd în galeria cu ceramică.

de asemenea, din loc în loc, cîte un individ de *Rhinolophus ferrum-equinum* cu silueta caracteristică, iar pielea aripilor ce înveleau în întregime corpul, era acoperită cu picături fine de apă, ce străluceau la lumina lămpilor.

În locul unde galeria estică cotește spre dreapta, era constituită o colonie masivă de mai multe sute de Miniopteri, cu structura tipică de colonie compactă și aderentă la perete, ca un covor. Temperatura în acest punct era de +8°,5, iar a liliecilor de +11°.

În fine, în sala acoperită cu guano, bolta era ocupată de cea mai mare colonie de Rinolofi pe care am văzut-o vreodată. Colonia se întindea pe o suprafață de 5 m/3 m și după o apreciere sumară, era constituită din cel puțin 5000 de indivizi, marea majoritate aparținînd speciei *Rhinolophus mehelyi*. În masa compactă de nuanța nisipului, se conturau net cîteva insule de coloare închisă, constituite din Miniopteri. Liliecii erau atît de înghesuiți încît nu li se vedeau decît capetele. În multe locuri s-a observat chiar o etajare în două sau trei

Institutul Geologic al României

planuri. Pe marginea coloniei se mai găseau grupe mai mici de Miniopteri şi indivizi izolaţi de *Rhinolophus ferrum-equinum*.

Temperatura în sală era de +9°,5. Am remarcat că în această colonie de hibernare somnul nu era profund. Trezirea completă s-a produs cam în 20 de secunde, cît a durat fotografierea. Mişcări de mică amploare au fost observate de la început la unii indivizi. Această stare de semiletargie este în legătură cu temperatura, care în mijlocul iernii se menţinea încă destul de ridicată.

Din observaţiile făcute lunar, rezultă că peştera de la Gura Dobrogei intră în categoria adăposturilor permanente de lilieci, prezentînd condiţii prielnice atît pentru epoca de reproducere cît şi pentru hibernare.

În acelaşi timp, menţionăm că în această peşteră am găsit pentru prima oară la noi în ţară speciile *Rhinolophus mehelyi* şi *Myotis mystacinus*.

Rozătoare. În peştera de la gura Dobrogei, ca în aproape toate peşterile din ţară, se găsesc numeroase schelete de Rozătoare. Ele sînt răspîndite atît pe suprafaţa podelei cît şi în profunzimea umpluturii. Obişnuit se găsesc mai ales la baza pereţilor, pe sub blocuri, în firidele şi micile diaclaze ce au legătură cu exteriorul.

Cele mai numeroase piese au fost găsite printre pietrele culoarului terminal ascendent (pl. I, 9), la o distanţă de 60 m de gura peşterii. Deşi acest culoar nu mai are azi legătură cu exteriorul, totuşi cantitatea mare de pietre de mici dimensiuni, multe dintre ele rulate, cu care este pardosit, îi dă aspectul unui culoar de intrare prin care s-a scurs apa.

Al doilea loc bogat în resturi de Rozătoare este suprafaţa lespezilor pe deasupra cărora se trece în sala cu blocuri (pl. I, 11), precum şi în această sală, în imediata apropiere a pragului constituit din aceste lespezi. Blocurile surpate în mare cantitate în acest punct al peşterii, desigur că astupă fisuri pe care nu le-am putut observa şi prin care Rozătoarele au putut pătrunde din afară.

In galeria estică resturi de Rozătoare s-au găsit răspîndite la baza pereţilor şi chiar în bazinaşele cu apă ale etajului său superior.

În sondajele executate atît în sala de la intrare cît şi în firida din galeria estică au fost găsite de asemenea un număr mare de maxilare, cranii şi diferite alte piese ale scheletului.

Din determinările făcute, s-a văzut că aceste resturi scheletice aparţin următoarelor specii: *Mesocricetus newtoni* (NEHRING), *Citellus citellus* LIN., *Spalax dalbrogiae* MILL., *Mus musculus* LIN., *Microtus arvalis* PAL., *Epimis norvegicus* ERX., *Apodemus sylvaticus* LIN., *A. flavicolis* MELCHIOR şi *Lepus europaeus* PAL.

Dintre acestea, cele mai multe piese aparţin speciilor *Mesocricetus newtoni* şi *Citellus citellus*.

Institutul Geologic al României

Această listă este interesantă din două puncte de vedere. În primul rînd ea reflectă conținutul faunei de rozătoare din regiunea Gura Dobrogei și în al doilea rînd arată dominanța a două elemente: *Mesocricetus newtoni* și *Citellus citellus*.

În privința vechimei acestor schelete nu putem da încă date sigure din cauză că majoritatea au fost găsite la suprafață, iar cele scoase din sondajul făcut erau amestecate cu ceramica și silexurile diferitelor culturi materiale în depozitul răscolit de ape.

Carnivore și alte Mamifere. În afară de Rozătoare au mai fost găsite la suprafață și resturi scheletice de alte Mamifere ca: *Vulpes vulpes* BECH., *Canis familiaris* LIN., *Felis sylvestris* SCHREB., *Vormella peregusna* SUELD., *Mustella putorius* LIN. și *Meles meles* LIN. Din sondajul efectuat au fost scoase de asemenea oase lungi, fragmente de craniu, vertebre și dinți de: porc domestic, bou, capră, oaie, cîine, pisică și cal.

Resturi scheletice de om. În coridorul de comunicare între galeria estică și sala de la intrarea principală (pl. I, 17), s-au găsit, alături de două silexuri neolitice, două fragmente din maxilarul superior și inferior, o porțiune din osul frontal, vertebre lombare, dorsale și cervicale, metatarse, falange și coaste, aparținînd omului actual. Maxilarele par a fi destul de vechi, avînd oseina înlocuită cu substanță minerală. Felul tocirii molarilor și premolarilor arată utilizarea unei hrane tari. În sondajul executat în firida din galeria estică au mai ieșit la iveală, o mandibulă de copil, vertebre și alte părți din scheletul de om. Toate aceste piese scheletice aparțin lui *Homo sapiens*.

MATERIAL ARHEOLOGIC GĂSIT ÎN PEȘTERA DE LA GURA DOBROGEI

Chiar de la prima noastră deplasare, la peștera de la Gura Dobrogei am remarcat prezența numărului neobișnuit de mare al resturilor de cultură materială. În micul sondaj, existent în sala de la intrare, executat probabil de VASILE PÎRVAN, și despre care am vorbit în introducere, am găsit mai multe cioburi de ceramică, alături de alte obiecte și resturi scheletice de Mamifere.

Pătrunzînd în galeria secundară din dreptul intrării a doua (fig. 9), ne-a impresionat faptul că pe o distanță de zeci de metri, podeaua era presărată cu bucăți de ceramică de diferite tipuri, în cantitate extraordinară.

În aceeași deplasare, am pătruns cu greu și în micul culoar, ce coboară printr-o deschidere scundă din sala principală de la intrare (pl. I, 17). Printre bolovani și argila depozitată în mare cantitate, am găsit primul silex, bucăți de ceramică,

Institutul Geologic al României

precum și două fragmente aparținînd maxilarului superior și inferior de *Homo sapiens*.

În deplasările următoare am căutat ca prin sondajul efectuat în sala intrării a doua, în dreptul acestui coridor, să deschidem comunicarea întreruptă prin acumularea umpluturii. Sondajul, făcut pe o suprafață redusă, a scos la iveală o serie întreagă de resturi ale culturii materiale, amestecate cu fragmente scheletice de Mamifere și om.

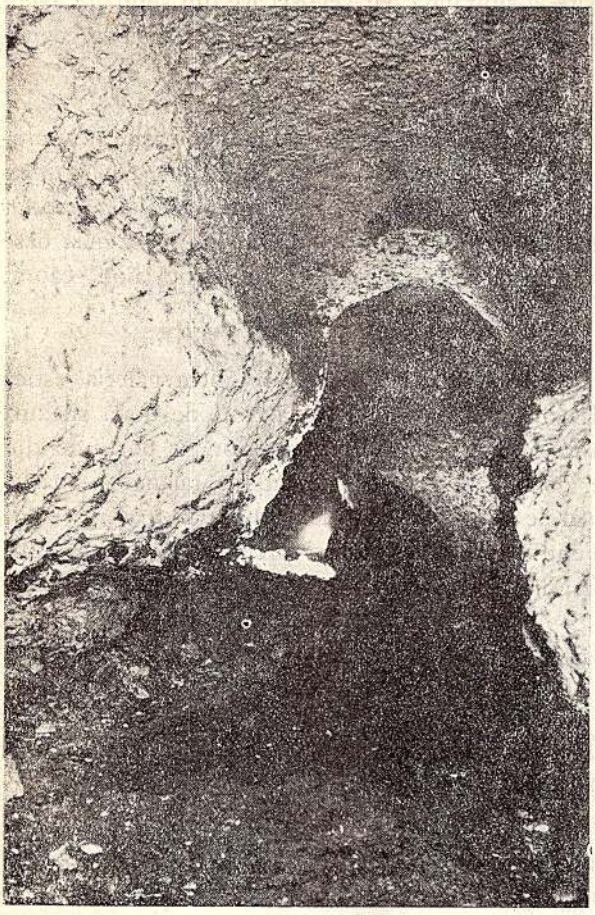


Fig. 9. — Galeria cu ceramică.

Materialul arheologic scos din acest sondaj a fost încredințat arheologului C. S. NICOLAESCU-PLOPȘOR, de la Muzeul de Arheologie al Academiei R.P.R., pentru determinare. În cele ce urmează dăm comunicarea scrisă a specialistului autorizat: « Uneltele întregi sau fragmentare sînt cioplite din cremene de diferite calități și nuanțe, unele patinate, altele trecute prin foc. Unelta predominantă este « gratoarul » — răzușa simplă sau dublă (pl III, 4, 5) — lucrate pe lamă, două simple și una dublă. Urmează apoi « burinul » sau scoaba, reprezentat printr-un exemplar median sau cioc de flaut (pl. III, 3). Restul este reprezentat printr-un fragment de fierăstrău și cîteva fragmente de lamă.

Cele patru unelte tipice sînt caracteristice Neoliticului de tip Hamangia și nu lipsesc nici din cultura Gumelnița. Amîndouă aceste culturi sînt bogat reprezentate în regiunea peșterii.

Patna albă, puternic pătrunsă pe o așchie lată (pl. III, 1) și pe fragmentul de fierăstrău (pl. III, 2), ne îndreptățește a înclina către o locuire mult mai veche a peșterii: către Paleoliticul superior.

Institutul Geologic al României

Neoliticul este reprezentat și de ceramica aparținînd fazei timpurii a culturii Gumelnița în aspectul ei dobrogean, cu puternice tradiții din cultura Hamangia. S-au găsit fragmente de străchini și oale lucrate din pastă în amestec cu cioburi pisate mărunt (ca în cultura Hamangia). Ornamentul este incizia lineară sau punctată, încrustată cu alb (pl. III, 7). Nu lipsește nici brîul alveolar sau buza unei oale care este stropită cu barbotină.

După Neolitic peștera a servit ca adăpost în prima epocă a fierului, în Hallstattul timpuriu. Ceramica este lucrată din pastă în amestec cu cioburi pisate, aparținînd unor forme cunoscute: căni cu toarta supraînălțată, vase bitronconice și străchini ornamentate cu proeminențe, brîie alveolate, caneluri oblice, linii incizate drepte, paralele sau în semi-cercuri și cerculețe punctate (pl. III, 6).

Ceramica aceasta este identică cu cea descoperită în așezarea Mlăjitul Florilor de la Garvăn, cea de la Ienisala și cea de la Stînca Topalu. Urmează în ordine cronologică cîteva fragmente ceramice de amfore romane tîrzii din secolele IV—VI: un fund prelungit, un fragment cu striuri și unul cu caneluri largi. De asemenea opaițe din aceeași vreme (pl. III, fig. 8). Apoi cîteva fragmente ceramice din epoca feudală timpurie secolul X, XI, lucrate din pastă în amestec cu nisip și cu cărămidă pisată (pl. II, 8). Se mai adaugă două lulele turcești din secolul al XVIII-lea și două monede, tot turcești, din anul 1709, care sînt ultimele ecouri ale unor refugii umane ».

Din studiul făcut de C. S. Nicolaescu-Plopșor, rezultă că în peștera de la Gura Dobrogei s-au perindat populații începînd, cu probabilitate, din Paleoliticul superior pînă în secolul al XVIII-lea, cu unele lacune, care credem că se datoresc numărului mic de piese pe care am reușit să le punem la dispoziția specialiștilor.

În cursul verii 1956 arheologul Nicolaescu-Plopșor, împreună cu colectivul său de la Institutul de Arheologie al Academiei R.P.R., după indicațiile primite din partea noastră, au executat săpături sistematice în peștera de la Gura Dobrogei, găsind 16 nivele de locuire, fără a ajunge la patul peșterii. Săpăturile vor continua și este de așteptat să se găsească și cultură materială paleolitică.

Este foarte probabil că săpăturile sistematice, ce se vor efectua în viitor atît în peștera de la Gura Dobrogei cît și în peșterile din împrejurimi, vor aduce date noi asupra trecutului omului și a vieții sociale în ținuturile dobrogene.

Prin cercetările întreprinse pînă acum la peștera Gura Dobrogei nu am reușit să găsim urmele dacilor refugiați și asediați de romani.

Lipsa oricărui indiciu de zidărie la intrările peșterii, precum și proporția cu totul redusă de ceramică dacă, găsită prin săpături de C. S. Nicolaescu-Plopșor, arată că nu este vorba de peștera menționată de Dio Cassius.

Institutul Geologic al României

Importanța studiului peșterilor dobrogene este arătată și de primele rezultate ale cercetărilor Institutului de Speologie R.P.R. la peștera situată în apropierea celei studiate și cu 800 m mai în amonte, tot pe Valea Gura Dobrogei, în locul numit de localnici « La Adam ».

În lunile octombrie—noembrie 1956 a fost deschis aici un șantier de săpături, la care au participat, în afară de autorii acestui articol, echipa de paleontologi a Institutului, P. SAMSON și M. GHICA împreună cu colaboratorii E. TERZEA, C. RĂDULESCU și E. ȘERBAN.

În afară de faptul că au fost găsite, în această peșteră, pentru prima dată la noi în țară, Copeognate cavernicole, prin săpături sistematice au fost dezgropate pînă acum, resturi, în special maxilare, măsele și dinți, aparținînd la 36 de specii de Mamifere cuaternare ca: hienă, leu, rinocer, mamut, ursul de peșteră etc. Totodată a fost scoasă la iveală o cultură materială bogată paleolitică, neolitică și mai recentă.

De la adîncimea de 2,80 m și 4 m au fost scoase blocuri de piatră lucrată, reprezentînd cultul zeului Mithra, între care două basoreliefuri sculptate cu multă artă.

În momentul de față săpăturile se continuă.

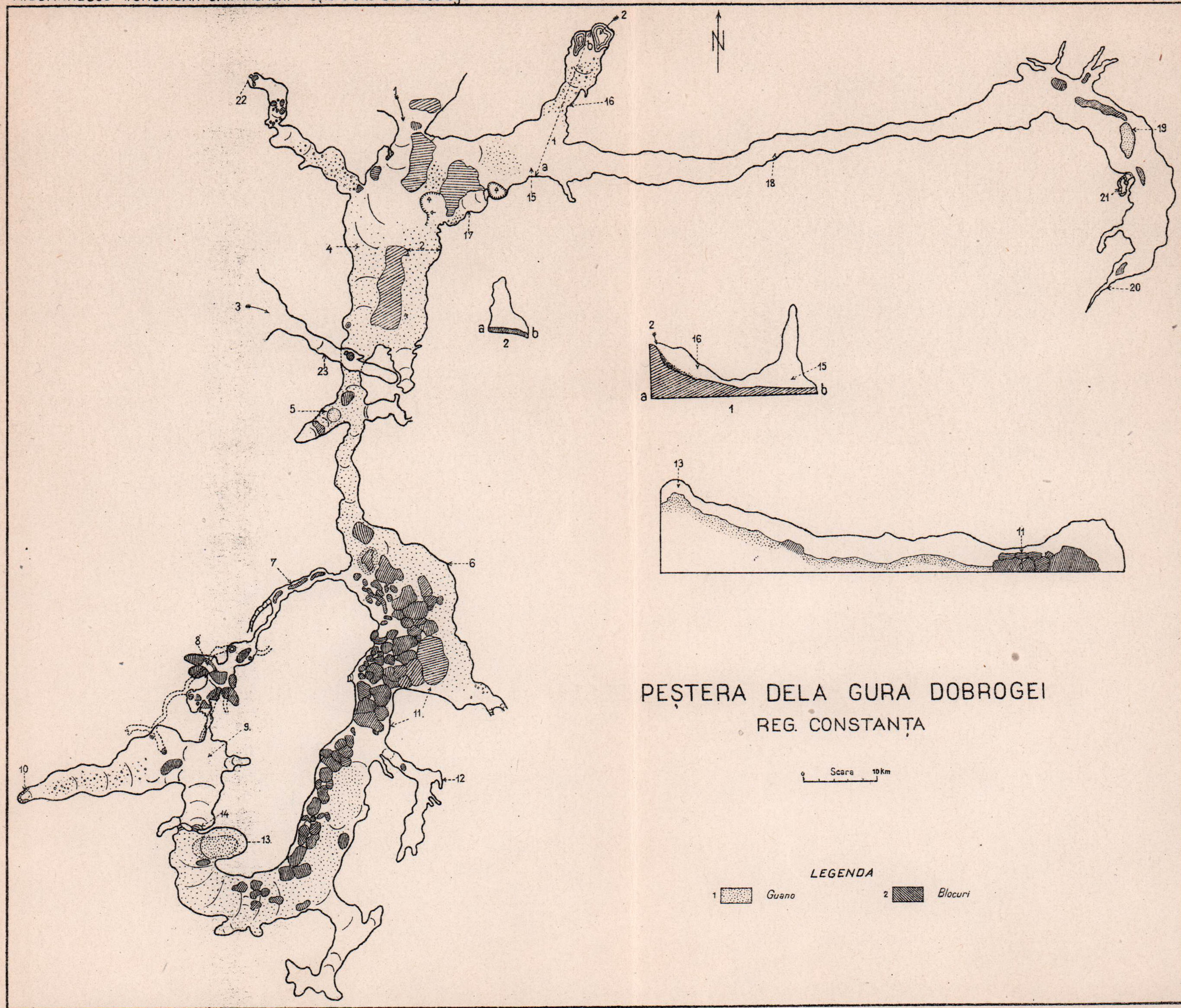
Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Chappuis P. A., Jeannel R. Énumération des grottes visitées (huitième série). *Arch de Zool. exp. et gén.* T. 88, pp. 81—230. Paris, 1927—1949.
2. Dumitrescu M., Tanasachi J. şi Orghidan Tr. Contribuţii la studiul biologiei Chiropterelor. Dinamica şi hibernaţia Chiropterelor din Peştera Liliecilor de la Mînăstirea Bistriţa. *Bul. Ştiinţ. Acad. R.P.R.* T. VII. nr. 2. Bucureşti, 1955.
3. — Orghidan Tr. şi Tanasachi J. Două descoperiri interesante în Peştera Cioclovina cu Apă. *Acad. R.P.R. Bul. Şt. Secţ. şt. biol., agrou., geol., geograf.* T. VII, nr. 2. Bucureşti, 1955.
4. Giurescu C. C. Istoria Romînilor. Bucureşti, 1935.
5. Jeannel R., Racoviţă E. Énumération des grottes visitées. *Biospeologica.* Nr. LIV. *Arch. de Zool. exp. et gén.* T. 68, Fasc. 2. Paris, 1918—27.
6. Martel E. A. Nouveau Traité des eaux souterraines. Paris, 1921.
7. — L'évolution souterrain. Paris, 1908.
8. Pîrvan V. Getica. Bucureşti, 1926.
9. — Începuturile vieţii romane la gurile Dunării. Bucureşti, 1923.
10. — Descoperiri noui în Sciţia Minor. *Acad. Romînă.* Bucureşti, 1913.
11. Patrulius D. Notă asupra unei faune lusitaniene din regiunea Văii Casimcea (Peştera de la Gura Dobrogei). *Acad. R.P.R. Bul. şt. Secţ. geol. şi geogr.* T.I., nr. 3—4. Bucureşti, 1956.
12. Simionescu I. Studii geologice şi paleontologice din Dobrogea. Lamelibranchiatele, gasteropodele, brachiopodele şi echinodermele din păturile jurasice de la Hîrşova. *Acad. Rom. Publ. Fond. Adamachi.* No. XXV. Bucureşti, 1910.
13. Stote W. Ralph. Origin of caves. *National speological society.* Bulletin eleven. Washington.
14. Trombe F. Traité de spéléologie. Paris, 1952.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



PEȘTERA DELA GURA DOBROGEI

REG. CONSTANȚA

Scara 0 10 km

LEGENDA

1 *Guano*

2 *Blocuri*

Imprim. atel. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

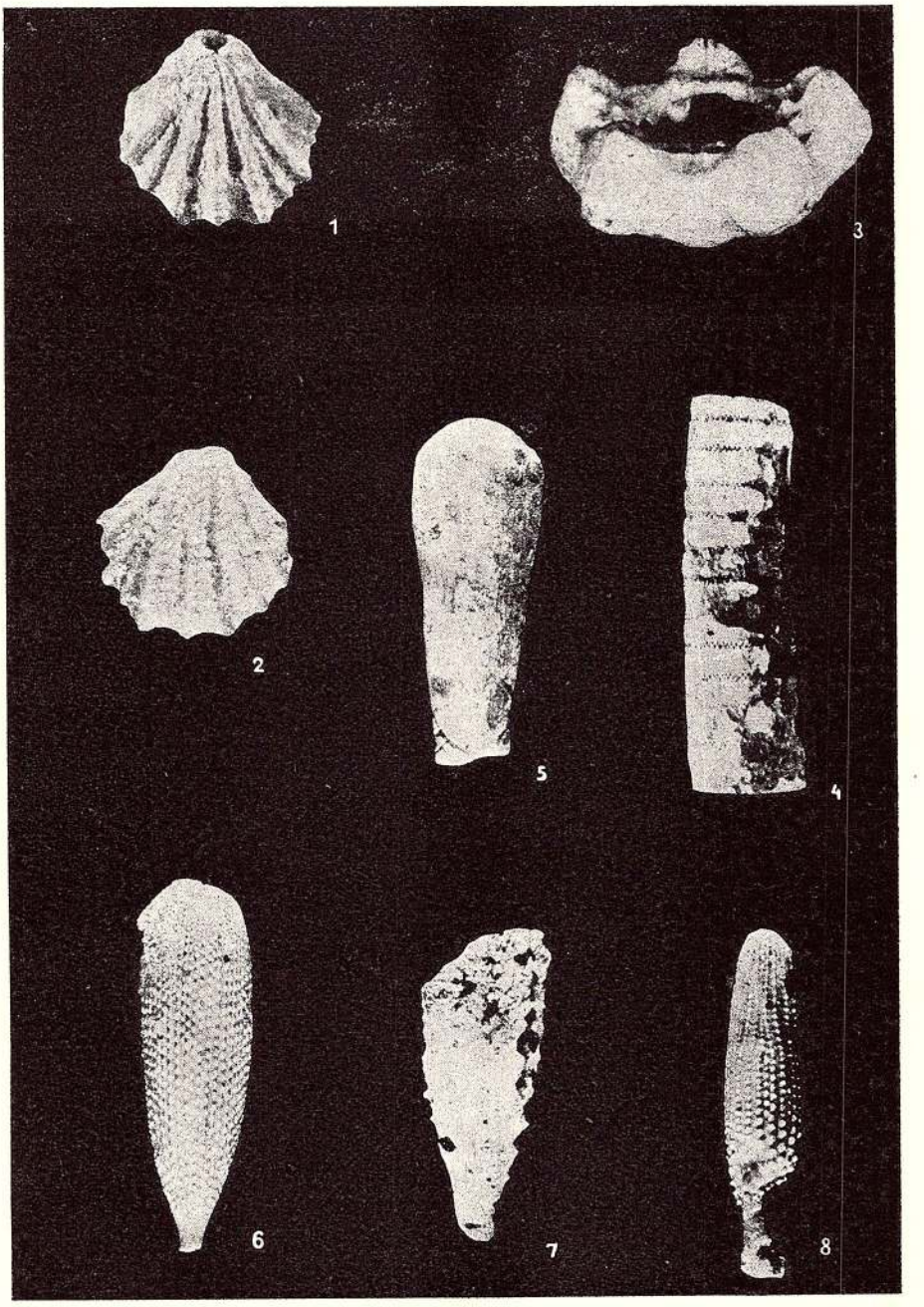
PLANŞA II

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Fig. 1. — *Trigonelina pectunculus*, ventral. × 5.
Fig. 2. — *Trigonelina pectunculus*, dorsal. × 5.
Fig. 3. — *Millericrinus milleri*, caliciu. × 2.
Fig. 4. — *Millericrinus escheri*, peduncul.
Fig. 5. — *Hemicidaris crenularis*, radiolă × 2.
Fig. 6. — *Plegiocidaris filograna*, radiolă. × 0,5.
Fig. 7. — *Rhabdocidaris caprimontana*, radiolă (fragment baza) × 2.
Fig. 8. *Plegiocidaris cervicalis*, radiolă. × 2.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

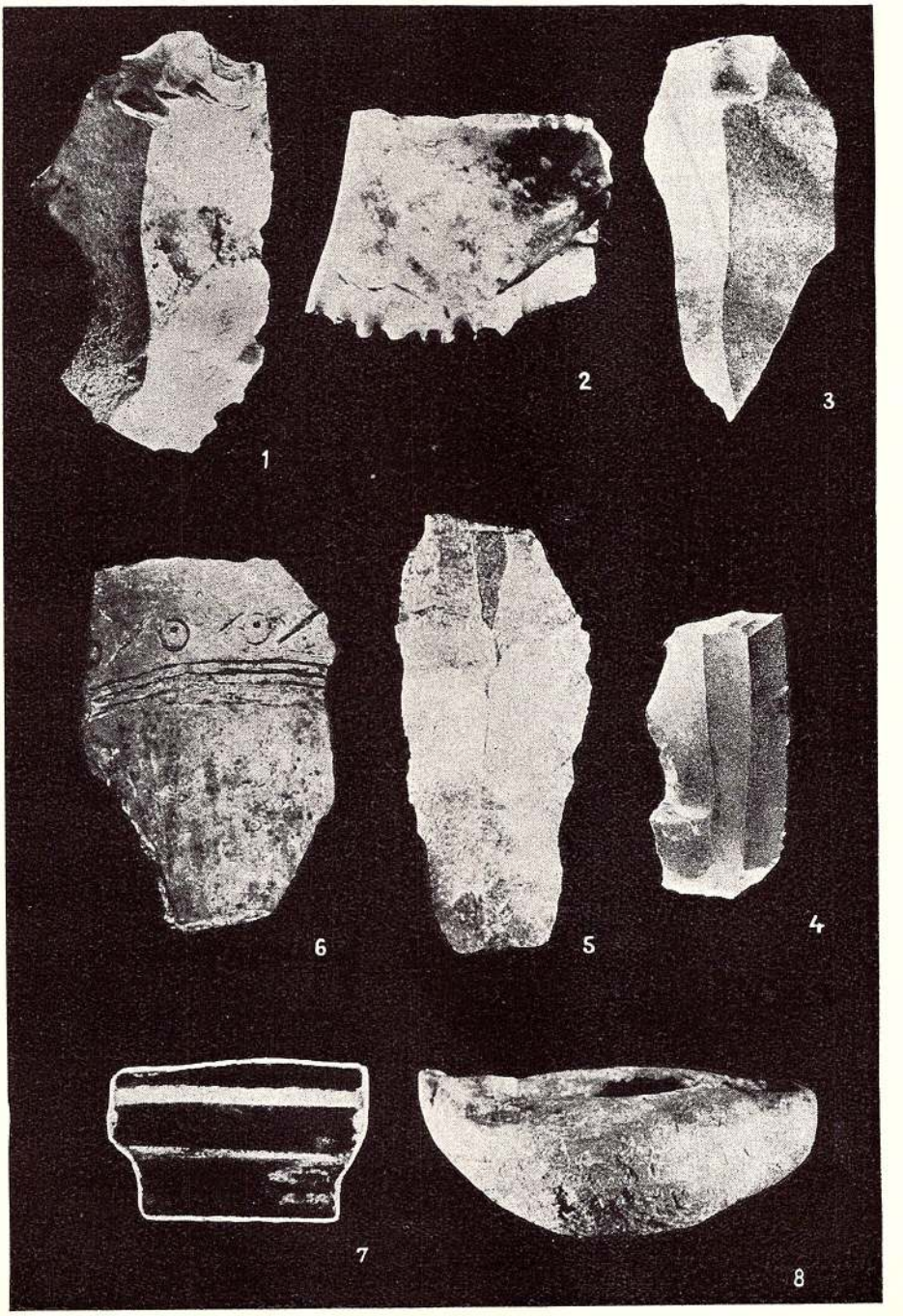
PLANȘA III

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Fig. 1. — Lamă provenind din paleoliticul superior.
Fig. 2. — Idem.
Fig. 3. — Burin neolitic.
Fig. 4. — Lamă neolitică.
Fig. 5. — Grattoir neolitic.
Fig. 6. — Ceramică de Hallstatt.
Fig. 7. — Ceramică neolitică (Gumelnița).
Fig. 8. — Opaiț din epoca romană.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

LA GROTTE DE GURA DOBROGEI

PAR

M. DUMITRESCU, TR. ORGHIDAN ET J. TANASACHI

(RÉSUMÉ)

INTRODUCTION

Nous savions, d'après les renseignements fournis par les travaux de nos historiens V. Pîrvan et C. C. Giurescu, que l'historien romaine Dion Cassius mentionne une bataille survenue entre une armée romaine et une armée dace. Cette dernière étant vaincue, se serait réfugiée dans une grande grotte de Dobrogea.

Les historiens roumains mentionnés ci-dessus considèrent la grotte de Gura Dobrogei comme étant l'endroit où se serait réfugiée cette armée en défaite.

Dans l'intention de tomber sur les traces laissées par les daces, nous avons exploré cette grotte au mois de juillet 1955.

Nos études, ainsi que les fouilles faites par l'archéologue C. S. Nicolaescu-Plopşor, qui, d'après nos indications, avait installé un chantier dans la première salle de cette grotte, ont par la suite prouvé, que celle-ci n'est pas la grotte présumée. Mais son importance, surtout au point de vue archéologique, est néanmoins très grande.

Les collaborateurs de E. Racovitza n'ayant pas visité cette grotte, ne l'ont pas mentionné dans le recueil « Biospeologica ». Elle a été vue, d'une façon superficielle, seulement par V. Pîrvan, en 1912.

Nous donnons ci-dessous une description de la grotte de Gura Dobrogei, ainsi que les résultats de nos recherches biologiques, paléontologiques et archéologiques.

Institutul Geologic al României

DESCRIPTION ET ORIGINE DE LA GROTTE

En ce qui concerne la position géographique, la grotte dont il s'agit est située à une distance de 20 km de la Mer Noire, au nord-ouest de Constanța. Elle appartient au système hydrographique de la vallée de Casimcea, qui traverse au centre de la Dobrogea une bande calcaire mesozoïque s'étendant de l'ouest a l'est, du Danube vers la Mer Noire.

La grotte, d'une longueur totale de 450 mètres, offre trois orifices à 55 m d'altitude au-dessus du thalweg de la vallée de Gura Dobrogei, affluent de la rive droite de la vallée de Casimcea.

L'entrée principale, haute de 1,50 m et large de 2 m, donne accès à une salle, vers laquelle il faut descendre 3 mètres.

À partir de cet endroit, la grotte présente deux branches principales (pl. I) en angle droit.

À son début la galerie droite est ascendente. Elle se divise à son tour en deux branches, dont la droite descend de quelques mètres, pour monter ensuite jusqu'à une salle ovale. Celle-ci se trouve en communication avec l'extrémité terminale de la branche gauche.

Partout sur le parcours de la galerie principale droite on trouve du guano, dont les couches ont par endroits plus d'un mètre d'épaisseur. De nombreux blocs calcaires écroulés se trouvent parsemés dans cette galerie.

Dans la galerie gauche on peut pénétrer soit par l'une des deux entrées secondaires, soit par la première salle de la grotte.

Cette galerie est creusée le long d'une diaclase et donne accès à une salle où règne une faible lumière diffuse, provenant de l'entrée secondaire.

Dans cette salle, qui n'a pas été observée par V. PÎRVAN en 1912, nous avons trouvé une quantité incroyable de restes de poteries néolitiques. À partir de cet endroit, la galerie par laquelle la grotte se continue, semble avoir été élargie par la main de l'homme. Les parois présentent des ajustements curieux. Après 80 mètres de parcours elle conduit à la salle terminale remplie de guano.

L'origine de la grotte de Gura Dobrogei doit être recherchée probablement dans les temps les plus reculés du Quaternaire, voir même au Pliocène supérieur. L'altitude élevée des entrées, par rapport au thalweg de la vallée, dans une région drainée par des rivières peu importantes, prouve une longue période d'évolution.

CONDITIONS DE VIE DANS LA GROTTE

La température est constante dans presque toute la grotte. Dans les profondeurs les variations annuelles ne dépassent guère 2°—3° au maximum. Dans la première salle nous avons trouvé 14° d'amplitude annuelle.

Institutul Geologic al României

La lumière pénètre par l'ouverture principale seulement dans la salle. Dans les galeries règne une obscurité complète.

L'humidité varie peu en rapport avec les précipitations atmosphériques. Les endroits les plus humides de la grotte se trouvent à proximité des entrées et au fond de la galerie gauche, où l'on trouve d'habitude quelques petites flaques d'eau. Le fond de la galerie droite est au contraire toujours sèche, ne dépassant jamais 70 % d'humidité.

Les courants d'air sont fréquents seulement dans la galerie que relie les deux entrées.

Les resources alimentaires sont considérables grâce à la présence d'une grande quantité de guano et de toute sorte de débris.

FAUNE DE LA GROTTE

Invertébrés. Invertébrés actuels. La faune d'invertébrés de la grotte est composée d'un mélange de formes, parmi lesquelles les espèces troglobies ont bien moins d'importance. L'humidité insuffisante, la température élevée et l'inexistence des formations stalagmitique expliquent certainement l'absence des veritables troglobies. Voici la liste des espèces:

Copépodes	*Acanthocyclops vernalis* (FISCHER)
Collemboles	*Pseudosinella dobrogica* IONESCU
Coléoptères	*Quedius* sp. *Atheta* sp.
Lépidoptères	*Scoliopteryx libatrix* L. *Autophila limbata* STGR. *Tinea insectella* F (= *Misella* Z.) *Monopis rusticella* HBN.
Diptères	*Sciara* sp. *Limosina* sp.
Hyménoptères	*Hemiteles flavigaster* (SCHMIEDE-KNECHT)
Aranéides	*Harpactes rubicundus* C. L. KOCH *Meta menardi* LATR. *Meta merinae* SCOP. *Criphoeca sylvicola* C. L. KOCH *Amaurobius* sp.
Acariens	*Ixodes* sp.

Institutul Geologic al României

La présence du guano, répandu partout dans la grotte, explique la teinte guanobie de la faune. On peut considérer comme troglobie seulement l'espèce nouvelle de Collembole, habitant le fond de la galerie gauche.

Nous avons trouvé aussi des Nématodes, des Diptères et des Acariens qui ne sont pas encore déterminés.

L'Ichneumonide *Hemiteles flavigaster* vit en parasite sur les larves des Tinéides. Celles-ci passent dans la grotte par toutes leurs phases de développement, comme dans les grottes des régions indiennes. Le Lépidoptère *Autophila limbata* est pour la première fois trouvé en Roumanie, Gura Dobrogei représentant la limite extrême nord-est de son aréal.

Invertébrés fossiles. Dans les dépôts de remplissage de la grotte nous avons trouvé à de différents niveaux de nombreux fossiles d'Échinides jurassiques. Les Crinoïdes, les Lamellibranches et les Brachiopodes sont bien moins nombreux. Voici la liste des espèces:

Échinides	*Plegiocidaris cervicalis* AGAS.
	Plegiocidaris filograna AGAS.
	Plegiocidaris blumenbachi MÜNST.
	Rhabdocidaris caprimontana DESOR
	Rhabdocidaris maxima AGAS.
	Diplocidaris desori QUENST.
	Hemicidaris crenularis LAMARCK
Crinoïdes	*Millericrinus milleri* SCHLOT.
	Millericrinus escheri LORIOL
Lamellibranches	*Isoarca* sp. aff. *I. argoriana* ROLLIER
Brachiopodes	*Trigonellina pectunculus* SCHLOT.

L'action de corrosion des eaux d'infiltration, plus puissante que celle de la cimentation, produit surtout le remaniement des fossiles, qu'on trouvent ainsi dans les couches d'argile.

Selon D. PATRULIUS, qui a déterminé cette faune, les fossiles sont d'âge lusitanien et elles semblent caractériser le sous-étage Rauracien. C'est pour la première fois qu'on peut préciser l'âge des calcaires de la vallée de Casimcea.

Vertébrés. Les Chiroptères trouvés dans la grotte de Gura Dobrogei sont représentés par les espèces suivantes:

Miniopterus schreibersi KUHL.
Myotis myotis BORK.
Myotis mistacinus KUHL.
Rhinolophus ferrum-equinum SCHREB.

Institutul Geologic al României

Rhinolophus mehelyi MATSCHIE
Plecotus auritus LIN.

En visitant chaque mois la grotte, nous avons fait des observations intéressantes sur la biologie des chauves-souris.

Pendant l'été, dans les voûtes de la grotte se constituent de grandes colonies de *Miniopterus schreibersi*, *Myotis myotis*, *Rhinolophus ferrum-equinum* et *Rh. mehelyi*. Ces espèces habitent la grotte pendant la période de gestation des femelles, de la mise à bas et de l'élevage des petits. La température varie de +12° à +13°.

Au mois d'août les *Myotis myotis* quittent la grotte, faisant des migrations pour trouver d'autres abris hivernaux.

La température de l'air dans la galerie principale N—S ne baissant jamais au-dessous de +11°, les chauves-souris y font défaut. Les colonies d'hivernation on été trouvées aussi bien au fond de la première salle de la grotte — où la température de l'air variait de +5° à +8° — qu'au fond de la galerie gauche W—E. Nous avons trouvé ici une colonie de *Rhinolophus mehelyi* d'environ 5000 d'individus. En cet endroit la température variait de +8° à +9,5°. Les colonies de *Miniopterus schreibersi* et de *Rhinolophus ferrum-equinum* comptaient moins d'individus et elles étaient installées dans plusieurs endroits de la grotte.

Les espèces *Myotis mystacinus* et *Plecotus auritus* ont été trouvées seulement dans la période d'hivernation. *Myotis mistacinus* hivernait à +7° et *Plecotus auritus* à +4°.

La colonie de *Rhinolophus mehelyi* était tellement dense qu'on ne pouvait apercevoir que les têtes des individus. Les colonies de *Rhinolophus ferrum-equinum* présentaient, au contraire, de petits espaces entre les individus.

Les espèces *Rhinolophus mehely* et *Myotis mystacinus* n'ont pas été trouvées dans les autres grottes du pays étudiées jusqu'à présent.

R o n g e u r s. Comme dans presque toutes les grottes, on trouve à Gura Dobrogei aussi beaucoup d'ossements de Rongeurs, répandus partout, soit à la surface des dépôts, soit à l'intérieur des couches.

Voici la liste des espèces:

Mesocricetus newtoni NEHRING
Citellus citellus LIN.
Spalax dalbrogiae MILLER
Mus musculus LIN.
Microtus arvalis PAL.
Epimys norvegicus ERX.
Apodemus sylvaticus LIN.
Lepus europeus LIN.

Institutul Geologic al României

Les restes les plus nombreux appartiennent aux espèces *Mesocricetus newtoni* et *Citellus citellus*.

La liste ci-dessus donne une idée assez claire sur la composition de la faune des Rongeurs de la région.

Carnivores. Outre les restes de Rongeurs, nous avons trouvé aussi les restes squelettiques des Carnivores: *Vulpes vulpes*, *Canis familiaris*, *Felis sylvestris*, *Meles meles*, *Vormella peregusna* et *Mustella putorius*.

Restes de squelettes humains. Au cours du sondage que nous avons fait nous avons trouvé plusieurs pièces d'un squelette humain, comportant aussi des portions de maxillaires inférieur et supérieur. Ces fragments ne représentant que des morceaux très incomplets, on n'a pu préciser l'ancienneté du squelette.

Selon l'avis du prof. Olga Necrasov, il pourrait être néolitique. Nous espérons qu'en poursuivant les études il sera possible d'éclaircir ce problème.

MATÉRIAUX ARCHÉOLOGIQUES

Comme nous l'avons dit auparavant, la galerie gauche de la grotte abrite une quantité remarquable de fragments de céramique, même à la surface des dépôts. Tant au cours du sondage que nous avons effectué, qu'à la surface, nous avons trouvé aussi plusieurs instruments de silex — burins et grattoirs, — ainsi que des pièces en os travaillés, des coquilles et des dents perforées et des objets plus récents de l'époque historique.

D'après C. S. Nicolaescu-Plopșor, deux de nos silexes sont probablement paléolitiques, tandis que les autres sont certainement néolitiques. En ce qui concerne la poterie, le même archéologue a établi qu'elle appartient aussi bien à la phase ancienne de culture de Gumelnița, avec des éléments de Hamangia, qu'au Hallstatt, aux époques romaine et féodale et aux temps récents.

Cela veut dire que la grotte offre des rélictes de toutes les époques de culture matérielle.

Au cours des travaux effectués par C. S. Nicolaescu-Plopșor pendant l'été 1956, on a trouvé, dans la même grotte, 16 niveaux différents de cultures matérielles superposés.

En octobre 1956 l'Institut de Spéologie de la R.P.R. a organisé des fouilles dans la petite grotte nommée par les paysans « La Adam ». Elle est située, par rapport à la grande grotte, à 700—800 m en amont de la rivière Gura Dobrogei et à seulement 10 m au-dessus du thalweg. Nous avons trouvé ici beaucoup d'ossements de Mammifères quaternaires: hyènes, lions, rhinocéros, mamouths etc. et d'assez belles pièces de silex du Paléolitique, qui seront étudiées par les spécialistes. En même temps, à 3 m de profondeur, nous avons trouvé, dans

Institutul Geologic al României

les dépôts de remplissage, des bas-reliefs en calcaire représentant le culte du dieu Mithra, d'une très belle exécution, avec des inscriptions grecques.

Les premiers résultats des recherches que nous avons commencées sur les deux grottes démontrent l'intérêt que présentent les grottes de Dobrogea non seulement au point de vue zoologique, mais aussi au point de vue paléontologique, anthropologique et archéologique.

EXPLICATION DES FIGURES ET DES PLANCHES

FIGURES

Fig. 1. — Rive droite de la vallée Gura Dobrogei, avec l'entrée de la grotte.
Fig. 2. — Entrée principale.
Fig. 3. — Première salle.
Fig. 4. — Guano de la dernière salle.
Fig. 5. — Colonie de *Rhinolophus ferrum equinum.*
Fig. 6. — Colonie de *Rhinolophus mehelyi* en hibernation.
Fig. 7. — *Myotis mistacinus.*
Fig. 8. — Individus de *Myotis mistacinus* hivernant dans la galerie a céramique.
Fig. 9. — Galerie a céramique.

PLANCHES

Planche I

1, entrée principale; 2, entrée secondaire; 3, troisième entrée; 4. salle de l'entrée principale; 5, voûte abritant la plus grande colonie de chauve souris; 6. salle aux gros blocs; 7, galerie descendente; 8, diaclase; 9, salle terminale (branche droite de la galerie principale); 10, concrétions stalagmitiques; 11, passage au-dessus de blocs; 12, galerie contenant une grande quantité de fossiles; 13, salle à guano; 14, couloir reliant les deux branches de la galerie principale; 15, salle communiquant avec la deuxièmme entrée; 16, galerie menant à la deuxième entrée; 17, galerie étroite contenant des restes squelettiques humains; 18, galerie renfermant une énorme quantité de poterie; 19, salle remplis entièrement de guano; 20, portion terminale de la galerie à céramique; 21, petites formations stalagmitiques; 22. entrée obstruée; 23, galerie supérieure communiquant par un aven avec la grande salle;

Planche II

Fig. 1. — *Trigonelina pectunculus*, vue ventrale. × 5.
Fig. 2. — *Trigonelina pectunculzs*, vue dorsale, × 5.
Fig. 3. — *Millericrunus milleri*, calice. × 2.
Fig. 4. — *Millericrinus milleri*, pédoncule. ×
Fig. 5. — *Hemicidaris crenularis*, radiole. × 2.
Fig. 6. — *Plegiocidaris filograna*, radiole. × 0,5.
Fig. 7. — *Rhabdocidaris caprimontana*, radiole (fragment basal). × 2.
Fig. 8. — *Plegiocidaris cervicalis*, radiole. × 2.

Institutul Geologic al României

Planche III

Fig. 1. — Lamme provenant du Paléolitique supérieur.
Fig. 2. — Idem.
Fig. 3. — Burin néolitique.
Fig. 4. — Lamme néolitique.
Fig. 5. — Grattoir néolitique.
Fig. 6. — Poterie de Hallstatt.
Fig. 7. — Poterie néolitique (Gumelnița).
Fig. 8. — Lampe paysanne primitive.

Institutul Geologic al României

ПРЕДВАТРИТЕЛЬНАЯ ЗАМЕТКА ОБ ИССЛЕДОВАНИИ В ПЕЩЕРЕ ГУРА ДОБРОДЖЕЙ

М. ДУМИТРЕСКУ, ТР. ОРГИДАН и Ж. ТАНАСАКИ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

ВВДЕНИЕ. ОПИСАНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЕЩЕРЫ

Историки В. Пырван в своем труде Getica и К. К. Джюреску в своей Истории Румын указывают согласно данным от римского историка Дио Кассиус, о битве имевшей место между римскими и дакейскими войсками, что в результате поражения даков, остатки их войск как указывает историк Дио Кассиус скрылись «в большой пещере в Добрудже».

Вышеуказанные румынские историки считают что здесь речь идет о пещере Гура Доброджей.

При наших исследованиях в периоде 1955—56 гг. а также в результате археологических раскопок организованных К. С. Николеску-Плопшор в 1956 г. по нашим указаниям, мы пришли к заключению что эта пещера не представляет собой древнее убежище о котором пишет римский историк Дио Кассиус. К тому же значение этой пещеры оказалось большим с археологической точки зрения. Сотрудники проф. Е. Раковица не осмотрели этой пещеры и даже не указывают ее в своей коллекции «Biospeologica». Однако ее посетил в 1912 г. В. Пырван но он не мог понять ее значения так как ему не удалось проникнуть вглубь этой пещеры.

По географическому положению эта пещера находится на расстоянии около 20 км от побережья Черного моря, северо-западнее города Констанца. Она принадлежит к гидрографической системе долины Касимча, проходящей в центре Добруджи полосу мезозойских известняков простирающуюся от Дуная почти до Черного моря.

Institutul Geologic al României

Эта пещера, общая длина которой составляет 45 км, имеет три отверстия раскрывающихся на высоте 55 м выше тальвега долины Касимча.

Главный вход, высотой в 1,55 м и шириной в 2 м, ведет к залу до которого надо спуститься на 3 м. Отсюда пещера разветвляется под прямым углом в 2 главных направлениях. Правая галерея сначала восходящая, в свою очередь разветвляется на две другие галереи. Правая ветвь погружается на несколько метров, а затем поднимается к овальному залу, связанному с концом левой галереи. Повсюду почва главной правой галереи покрыта толстыми слоями, гуано местами свыше 1 метра. Многочисленные глыбы известняка упали по всему протяжению этой галереи.

В левую галерею можно проникнуть либо через один из 2 второстепенных входов, либо через первый зал пещеры. Эта галерея образовалась вдоль диаклаза и после нескольких метров ведет в зал в который проникает слабый свет от второстепенного входа.

В этом зале неотмеченном В. Пырваном в 1912 г. мы нашли значительное количество керамических остатков. С этой точки галерея, ведущая в том же направлении как бы расширена человеком. После 80 м галерея кончается последним конечным залом полным гуано.

Происхождение пещеры Гура Добруджей повидимому следует искать в самых отдаленных временах четвертичного периода или даже в верхнего плиоцена. Высотное положение входов по отношению к тальвегу реки и тот факт что район дренируется малыми реками указывают на длительное развитие.

УСЛОВИЯ ЖИЗНИ

Температура воздуха постоянная, не превосходя в глубине амплитуд 2—3° в год.

Свет проникает через главный вход только в входной зал а через второстепенное отверстие — в зал которым начинается галерея тде были найдены остатки керамики. В остальных частях пещеры полная темнота.

Влажность имеет небольшие колебания в связи с атмосферными осадками. Самые влажные места находятся вблизи входов и ко дну левой галереи где обычно имеются и несколько бассейнов с водой. Дно правой галереи остается обычно сухим, причем влажность не превосходит никогда 70%.

Воздушные течения часты только в галереи соединяющей зал у главного входа с второстепенным входом.

Institutul Geologic al României

Пищевые возможности значительны вследетвие большого количества гуано и различных органических остатков распространенных по всей пещере.

ФАУНА ГРОТА

Беспозвоночные. Современные беспосвоночные

Copepoda	*Acanthocyclops vernalis* (FISCHER)
Colembola	*Pseudosinella dobrogica* ÎONESCU
Coleoptera	*Quedius sp.* *Atheta sp.*
Lepidoptera	*Scoliopteryx libatrix* L. *Autophila limbata* STRG. *Tinea insectella* F. (MISELLA Z) *Monopis rusticella* HBN.
Hymenoptera	*Hemiteles flavigaster* (SCHMIEDE-KNECHT)
Araneides	*Harpactes rubicundus* C. L. KOCH *Meta menardi* LATR. *Meta merinae* SCOP. *Criphoeca sylvicola* C. L. KOCH *Amaurobius sp.*
Acaridae	*Ixodes sp.*

Наличие гуано распространенного по всей пещере объясняет и характер фауны. Можно считать трилобиотом только *Pseudosinella* sp., представляющей собой новый вид для науки, и живущий на дне левой галереи.

Собранные *Nematodo*, *Diptera*, *Acaridae* еще не были определены.

Ихневмонид *Hemiteies fiavigaster* паразитирует на личинках Tineida. Они проводят все свои фазы развития в пешере, как в индийскик регионах. Лепидоптер *Autophila limbata* найденный впервые в РНР, в участке пещеры Гура Добруджей маркирует краинюю северо-восточную границу своего ареала.

Ископаемые беспозвоночные. В наносах пещеры нами были найдены на разных горизонтах многочисленные ископаемые юрских мшанок. Менее распространены криноиды, пластипчатожаберные и брахиоподы. Следует список видов:

Institutul Geologic al României

Echinida	*Plegiocidaris cervicalis* AGASS.
	Plegiocidaris filograna AGASS.
	Plegiocidaris blumenbachi MÜNST.
	Rhabdocidaris caprimontana DESOR.
	Rhabdocidaris maxima AGAS.
	Diplocidaris desori QUENST.
	Hemicidaris crenularis LAMARCK
Crinoida	*Millericrinus uilleri* SCHLOT.
	Millericrinus escheri LORIOL
Lamellibranchiata	*Isoarca* sp. aff. *I. argoriana* ROLLIER
Brachiopoda	*Trigonellina pectunculus* SCHLOT.

Воздействие воды вызывает в этой пещере видоизменение ископаемых переходящих в глинистые слои.

По Д. Патрулиус определившему эту фауну, ископаемые принадлежат лузитанскому ярусу и как бы характеризуют рауракские отложения. Таким образом уточняется впервые возраст известняков в зоне долины Касимча.

Позвоночные. Кеироптеры найденные в пещере Гура Доброджей представлены следующими видами:

Miniopterus schreibersi KUHL.
Myotis myotis BORK.
Myotis mistacinus KUHL.
Rhinolophus ferrum-equinum SCHREB.
Rhinolophus mehely MATSCHIE
Plecotus auritus LIN.

Посещая каждый месяц зту пещеру мы сделали интереные наблидишя о биологии летучих мышей.

Летом в сводах пещеры появляются большие колонии *Miniopterus schreibersi, Myotis myotis, Rhinolophus ferrum-equinum, Rh. mehelyi*. Эти виды живут в пещере в периоде беременности, родов и роста детёнышей. В это время температура колеблется от 12 до 13°.

В августе индивидуумы *Myotis Myotis* покидают пещеру и мигрируют в поисках других убежищ для зимы.

Температура воздуха не снижается никогда ниже 11° в правой главной галереи поэтому летучие мыши отсутствуют там. Зимние колонии были найдены как в конце первого зала пещеры — где температура воздуха колебалась от 5 до 8 — а также и к концу левой галереи, где мы обнаружили колонию состоящую из 5000 особей *Rhinolophus mehely*. Температура имела колебания от 8 до 9,5°. Колонии *Miniopterus*

Institutul Geologic al României

schreibersi и *Rhinolophus ferrum-equinum* состояли из меньшего числа индивидуумов и располагались в нескольких местах пещеры.

Виды *Myotis mistacinus* и *Plecotus auritus* были найдены только в периоде зимы. *Myotis mistacinus* зимовала при +7° и *Plecotus auritus* при +4°.

Колония *Rhinolophus mehelyi* была так густа что виднелись только головы индивидуумов. Колонии *Rhinolophus ferrum-equinum* имели свободные пространства между индивидуумами.

Виды *Rhinolophus mehelyi* и *Myotis mistacinus* еще не были найдены в других пещерах исследованных до сих пор в РНР.

Остатки грызунов. Как почти во всех пещерах и в пещере Гура Добруджей находятся остатки грызунов, либо на поверхности отложений, либо внутри пластов.

Список видов:

Mesocricetus newtoni Nehring
Citellus citellus Lin.
Spalax dalbrogiae Miller
Mus musculus Lin.
Microtus arvalis Pal.
Epimys norvegicus Erx.
Apodemus sylvaticus Lin.
Lepus europeus Lin.

Самые многочисленные остатки принадлежат видам *Mesocricetus newtoni* и *Citellus citellus*.

Этот список дает нам довольно полное представление о составе фауны грызунов в этом районе.

Кроме остатков грызунов мы нашли также скелетные остатки хищных: *Vulpes vulpes, Canis familiaris, Feles sylvestris, Meles meles, Vormela peregusna, Mustella putorius.*

Человеческие скелетные остатки. В процессе зондирований мы обнаружили несколько скелетных остатков человека, среди которых и остатки нижней и верхней челюсти. Не было возможности уточнить их возраста. Согласно данным проф. Ольги Некрасовой они могут принадлежать неолиту.

АРХЕОЛОГИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Как мы уже сказали левая галерея пещеры содержит значительное количество керамических предметов. При наших исследованиях мы нашли несколько предметов из кремня и костяные предметы, раковины

Institutul Geologic al României

моллюсков и пробитые зубы, а также более недавние предметы исторического возраста.

По данным К. С. Николеску-Плопшор два из кремневых предметов являются палеолитическими, тогда как другие принадлежат неолиту. Что касается керамики она представлена предметами принадлежащими фазе древней культуры Гумельница с элементами Хаманджия, а также и хальштаду, римскому периоду и средневековью а также и более близким временам.

В результате работ проведенных К. С. Никулеску-Плопшор в течении лета 1956 г. было обнаружено 16 разных уровней материальной культуры.

В октябре 1956 г. Спеологический Институт РНР организовал раскопки в пещере «Адам» расположенной на растоянии приблизительно 700—800 м выше по долине, по отношению к первой пещере Гура Доброджей и только на 10 м выше тальвега. Здесь были найдены многочисленные кости млекопитающихся четвертичного периода: гиены, льва, броненосца, мамонта и красивые предметы из кремня которые будут исследованы специалистами. Кроме того на глубине 3 м в наносах были обнаружены барельефы в известняках представляющие культ бога Митрас с надписью на греческом языке.

Наши исследования в пещерах Добруджи доказывают свое значение с биологической точки зрения а также они дают широкие возможности для дальнейших исследований в области палеонтологии, антропологии и археологии.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ И ЧЕРТЕЖЕЙ

РИСУНКИ

Рис. 1. — Правый берег долины Гура Доброджей со входом в пещеру.
Рис. 2. — Главный вход.
Рис. 3. — Большой зал у входа.
Рис. 4. — Груда гуано в последнем зале.
Рис. 5. — Колония *Rhinologhus ferrum equinum*
Рис. 6. — Колония *Rhinolophus mehely* во время гибернации.
Рис. 7. — *Myatis mistacinus*
Рис. 8. — Экземпляры *Myatis mistacinus*, гибернирующие в галерее с керамикой.
Рис. 9. — Галерея с керамикой.

Institutul Geologic al României

ЧЕРТЕЖИ

Чертеж I

1. — Главный вход.
2. — Второй вход.
3. — Третий вход.
4. — Зал у главного входа.
5. — Свод, в котором находится большая колония летучих мышей.
6. — Зал с большими блоками.
7. — Нисходящая галерея.
8. — Диаклаз.
9. — Последний зал (правое разветвление основной галереи).
10. — Сталагмитовые конкреции.
11. — Проход над блоками.
12. — Галерея с большим количеством юрских окаменелостей.
13. — Зал с большим накоплением гуано.
14. — Пункт соединения двух разветвлений главной галереи.
15. — Зал сообщающий со вторым входом.
16. — Галерея, ведущая ко второму входу.
17. — Узкая галерея, содержащая остатки человеческих скелетов.
18. — Галерея с остатками керамики.
19. — Зал, полностью покрытый гуано.
20. — Край галереи с керамикой.
21. — Помещение с небольшими сталагмитовыми образованиями.
22. — Вход закрытый обвалом.
23. — Верхняя галерея, сообщающаяся через провал с большим залом.

Чертеж II

Рис. 1. — *Trigonelina pectunculus*, снизу. × 5.
Рис. 2. — *Trigonelina pectunculus*, сверху. × 5.
Рис. 3. — *Millerierinus milleri*, чашечка × 2.
Рис. 4. — *Millericrinus escheri*, стебель. ×
Рис. 5. — *Hemicidaris crenularis* радиола. × 2.
Рис. 6. — *Plegiacidaris filograua*, радиола. × 5.
Рис. 7. — *Rhabdocidavic caovimontana*, радиола (базальный сегмент) . × 2.
Рис. 8. — *Plegiocidaris cevvicolis*, радиола. ×2.

Чертеж III

Рис. 1. — Лезвие происходящее из верхнего палеолита. ×
Рис. 2. — То же. ×
Рис. 3. — Неолитическое зубило. ×
Рис. 4. — Неолитическое лезвие. ×
Рис. 5. — Неолитический скребок. ×
Рис. 6. — Керамика гальштатского периода. ×
Рис. 7. — Неолитическая керамика. (Гумельница). ×
Рис. 8. — Светильник римской эпохи.

Institutul Geologic al României

Ingrijirea de imprimare: N. Alexandrescu, A. Petrescu şi G. Cazaban

Traduceri: *C. Missir, I. Teţulescu* şi *B. Komarovschi*

Revizia traducerilor: *C. Dimitriu* şi *L. Contescu*

Ilustraţia: *I. Petrescu*

Dat la cules: 22.VII.957. Bun de tipar: 24.XI.1958. Tiraj: 1.650 ex. Hîrtie velină de 45 g. m. p. Fl. 70×100. Coli editoriale 49. Coli de tipar 34,50. Comanda 829.

Pentru biblioteci indicele de clasificare: 55 (058)

Tiparul executat sub comanda 829 la Intreprinderea Poligrafică nr. 4. Calea Şerban Vodă nr. 133. Bucureşti.

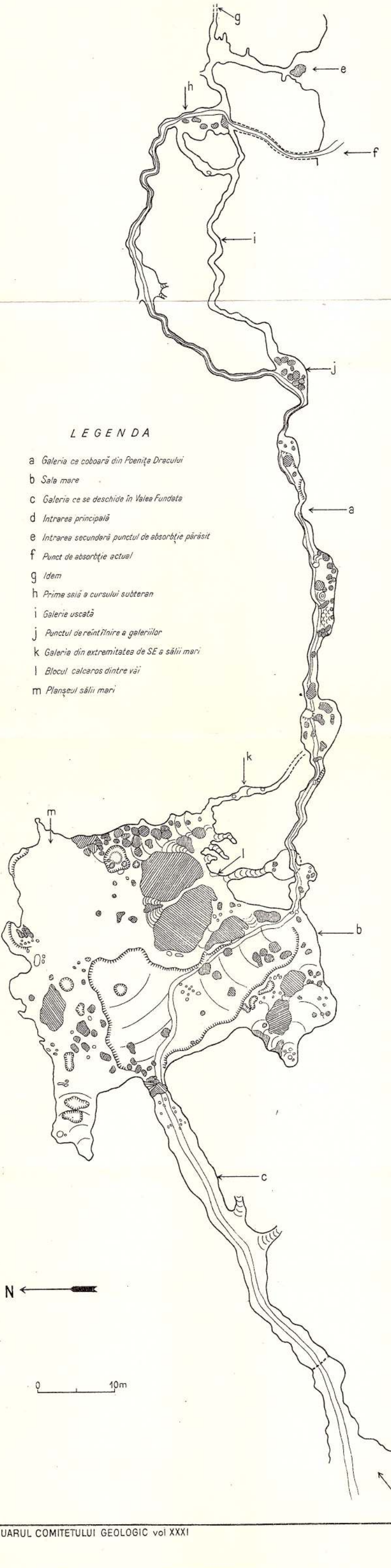
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PEȘTERA DIN VALEA FUNDATA (RÎȘNOV)



LEGENDA

a *Galeria ce coboară din Poeniță Dracului*
b *Sala mare*
c *Galeria ce se deschide în Valea Fundata*
d *Intrarea principală*
e *Intrarea secundară punctul de absorbție părăsit*
f *Punct de absorbție actual*
g *Idem*
h *Prima sală a cursului subteran*
i *Galerie uscată*
j *Punctul de reîntîlnire a galeriilor*
k *Galeria din extremitatea de SE a sălii mari*
l *Blocul calcaros dintre văi*
m *Planșeul sălii mari*

Imprim. atel. Com. Geol.

Institutul Geologic al României