

B.I.G

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC

60945

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. XXXIX
(1951—1952)

60945

BUCUREŞTI
1955



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. XXXIX
(1951—1952)



BUCUREŞTI
1955



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

DĂRI DE SEAMĂ ALE ȘEDINȚELOR COMITETULUI GEOLOGIC

Şedinţă din 25 ianuarie 1952

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

Deschizind ședința, Prof. G. MURGEANU spune, în rezumat, următoarele:

Pentru noi toți, deschiderea ședințelor anuale de comunicări științifice este un prilej de mare bucurie, pentru că ea înseamnă măsurarea eforturilor noastre pe un an de zile și conțurarea aportului nostru la îndeplinirea Planului de Stat.

Aactivitatea pe teren în anul 1951 a fost deosebit de intensă și de bogată în rezultate. Grație sprijinului masiv de care s-a bucurat Comitetul Geologic din partea Partidului și Guvernului, ați avut mijloacele necesare pentru îndeplinirea sarcinilor inscrise în Planul de Stat.

Din punct de vedere cantitativ, Dv. ați depășit sarcinile Planului. Pentru această frumoasă realizare, îmi permit, în numele Conducerii, să vă adresez mulțumirile noastre cele mai calde.

În ceea ce privește calitatea muncii Dv., aceasta o vom aprecia în cadrul ședințelor noastre săptămânale. Aici ne vom da seama de felul cum ați aplicat metodele de cercetare cele mai înaintate. Tot aici ne vom strădui, în spirit critic și autocritic, să ne ajutăm în vederea îmbunătățirii muncii noastre.

Şedințele noastre, pe lîngă că vor scoate în evidență gradul de evoluție al cercetărilor geologice în cadrul Comitetului Geologic, vor trebui să fie o adevărată școală pentru elementele tinere care de cîteva luni au venit să întărească insuficientele noastre cadre operative. Vă rog să fiți permanent preocupați de această grija de educare a tinerilor noștri colegi, care în fine vor primi sarcina de onoare de a conlucra la realizarea Planurilor noastre de Stat.

Înainte de a trece la ordinea de zi a primei noastre ședințe, socot de datoria mea să semnalez una din realizările cele mai frumoase ale Comitetului Geologic dela 1944 încoace, și anume: Foaia 2B din Harta Geologică la scara 1:500.000 a



Institutul Geologic al României

Republiei Populare Române. Concepția care stă la baza acestei hărți și expresia grafică a ei sunt din cele mai înalte și reușite. Tuturor — geologi, cartografi și litografi — care au muncit pentru efectuarea la timp a acestei mărețe opere științifice, le adresez felicitări în numele Conducerii. Urez tuturor să aibă permanent incredere în forțele lor de gândire și să alimenteze fondul lor științific, ca să poată prezenta în ședințele noastre lucrări valoroase, spre ridicarea prestigiului Comitetului Geologic și mai ales în vederea creării bazelor materiale ale industriei Patriei noastre.

— Prof. N. ONCESCU spune următoarele: « Deschidem astăzi ședințele noastre obișnuite de comunicări pe anul 1952. În aceste ședințe Dv. veți face cunoscute rezultatele științifice ale lucrărilor de cartă și proiecțiuni obținute în cursul anului 1951.

Cum v-a spus și tov. Director General MURGEANU, Dv., prin munca de fiecare zi, ați reușit să îndepliniți și să depășiți planul de lucrări din anul 1951. Am îndeplinit și depășit Planul în toate sectoarele de activitate, cu excepția sectorului de Geotehnică, unde nu am îndeplinit zilele de lucru prevăzute, din cauză că cele mai multe probleme au fost inscrise pentru terți, și unele din întreprinderile care înscriaseră probleme la noi n-au mai ținut problemele în planul lor. Deci aceasta nu este din vina noastră.

Prin urmare, cantitativ planul nostru a fost îndeplinit. În ședințele științifice care vor urma în anul acesta se va vedea în ce măsură s-au realizat calitativ lucrările Dv. Pentru ca aceste lucrări să poată fi bine judecate, vă rugăm să depuneți toate eforturile ca să fiți clari și concisi în expunerile pe care le veți face; să vă gândiți că materialul care așteaptă să fie prezentat în ședințe este în cantitate mare. De asemenea vă rog să țineți seama că tovarășii din Conducerea Comitetului Geologic, care iau parte la ședințele noastre, au și alte chestiuni importante, care își așteaptă rezolvarea urgentă.

Noi știm că atât în activitatea Dv. de teren cât și în activitatea noastră au fost multe deficiențe inerente începutului sau chiar lucrului, deficiențe care au dus de multe ori la realizări slabe ale programului nostru. Constatările Dv. și observațiile noastre în această privință le vom face în ședințe de lucru speciale, în care vom cerceta atent mijloacele de îndreptare. În aceste ședințe, ținind seama de vasta experiență a științei geologice sovietice, vom căuta să găsim metodele cele mai bune pentru ca să le aplicăm în munca noastră din anul 1952. Căci planul de lucrări pentru 1952 este pentru noi un plan mare, un plan care, în unele sectoare, depășește chiar de două ori ceea ce am realizat în 1951.

În sectorul de Seismică, în special, unde sunt inscrise în Plan probleme care depășesc cu 20% ceea ce am făcut în 1951, avem ajutorul sovietic, care ne-a pus la dispoziție stații de seismică noi, moderne, ce așteaptă să fie utilizate.

Tovarăși, unindu-ne cu toții într-un efort comun, să facem astfel, ca Planul încreditat pe 1952 sectorului nostru de activitate, de către Partid și Guvern, să se realizeze și să fie depășit în condiții cât mai bune».



— Prof. MIRCEA ILIE face o scurtă dare de seamă asupra activității serviciului de documentare științifică al Comitetului Geologic, arătind următoarele:

Dela 5 ianuarie la 25 mai 1951 la Comitetul Geologic s-au ținut 28 ședințe științifice, în care s-au prezentat 86 comunicări.

In ce privește colecțiile, care au fost reorganizate în anii 1950 și 1951, ele cuprind în prezent circa 10.000 exemplare.

In anii 1951 și 1952 Comitetul Geologic a tipărit, prin Secția sa de Publicații, 11 volume, dintre care 8 volume de Dări de Seamă ale Ședințelor, 1 volum de Anuar și 2 broșuri de Studii Tehnice și Economice.

In cursul anilor 1950 și 1951, Comitetul a achiziționat, prin Biblioteca sa, 722 volume și periodice și a tradus 11.721 pagini.

— V. DRAGOȘ. — Asupra structurii geologice a regiunii dintre Rîul Topolog și Valea Olănești.

In anul 1950 am făcut o comunicare preliminară, în care ne-am ocupat mai ales de regiunea dintre râurile Topolog și Olt. Spuneam atunci că, pentru elucidarea unor probleme, am făcut și cîteva incursiuni la W de Olt.

Regiunea de care ne-am ocupat cu acea ocazie, avea o întindere foarte mare și ea nu a putut fi epuizată într-o singură campanie de lucru; de aceea, în anul următor, am mai revenit asupra unor părți de importanță mai mare, iar pentru rezolvarea importantelor probleme de stratigrafie, am fost nevoiți să urmărim formațiunile în detaliu pînă în Valea Olănești.

Din cauza timpului insuficient, afectat pentru lucru, nici acum nu suntem încă în situația de a spune că am epuizat în întregime problema, dar putem afirma că ea va fi prezentată într-o lumină mai clară decît în comunicarea precedentă.

In prezența comunicare, vom insista mai ales asupra structurii regiunii.

Regiunea se încadrează la E de R. Topolog, la W de V. Olănești, limita nordică se oprește la creasta de Șisturi cristaline Cozia—Sturii Olăneștilor, iar limita sudică este dată de paralela Rîurenilor.

Șisturile cristaline constituie osatura regiunii. Creasta Sturii Olăneștilor, deși nu depășește în altitudine decît cu puțin 1800 m, prin sălbăticia și pitorescul ei, amintește regiunile alpine.

Văile Puturoșița Mare, Lotrișoara Cîrligea, care coboară de pe creștele Sturilor nu pot fi străbătute decît prin periculoase escaladări, fiind întrerupte, din loc în loc, de impresionante cascade.

Regiunea este străbătută longitudinal de trei depresiuni morfologice. Două depresiuni mai mari: Depresiunea Sălătrucel—Jiblea—Călimănești—Olănești-băi și Depresiunea Runcu—Fedeleșoiu—Bujoreni—Vlădești. Prima este săpată în marne eocene, iar cea de a doua, în Helvetian-Tortonian. A treia depresiune, mai



mică, Depresiunea Dăești—Gura Văii, este sculptată în partea superioară a Oligocenului.

Dă la Rîmnicul Vilcii spre Răureni se dezvoltă o altă depresiune, în care Oltul își formează largi meandre. Origina acestei depresiuni o considerăm, ca și DE MARTONNE, de natură tectonică.

Dealurile Lăstunul și Manga, între Dăești și Muereasca, Dealurile Călige, Cărărele, Purcărețu și Lacul Frumos între Runcul—Fedeleșoiu—Vlădiceni, separă depresiunile amintite mai sus, dantelind astfel întreaga regiune.

Riul principal este Oltul care este o vale consecventă. Afluenții săi mai mari, Topologul, Sîmnicul, pe partea stîngă și Văile Muereasca și Olănești, pe dreapta, sunt văi consecutive, transversale numai în cursul lor superior, pe cînd în cursul inferior ele devin văi longitudinale, subsecvențe. Văile mai mici, cum sunt : Valea Călimănești, V. Coisca, V. Trantului, V. Satului (Fedeleșoiu) sint văi longitudinale.

Valea Stăncioiului, care afluează în Olt la N de Goranu, urmărește axul unui sinclinal.

Un istoric al cercetărilor referitoare la această regiune l-am făcut în mod complet în comunicările anterioare. Cu toate acestea, nu putem trece mai departe fără a aminti din nou pe G. MURGOȚI, I. P. VOITEȘTI și ION ȚELESCU-ARGETOALĂ, ale căror temeinice monografii servesc ca îndreptar geologic. Despre cercetătorii mai recenti vom aminti, la locul cuvenit, în cursul expunerii ce urmează.

Stratigrafia regiunii

Formațiunile întîlnite în regiunea cercetată se pot încadra în următoarele subdiviziuni:

| | | |
|-------------------|---|--------------------|
| Pliocen | { | Levantin |
| | | Dacian |
| | | Ponțian |
| Miocen | { | Sarmatian |
| | | Tortonian |
| | | Helvetian |
| | | Burdigalian |
| Paleogen | { | Aquitanian |
| | | Oligocen |
| | | Eocen |
| Cretacic superior | { | Senonian |
| | | Turonian? |
| | | Brecia de Brezoiu |
| | | Sisturi Cristaline |



Şisturile cristaline. Şisturile cristaline nu au fost cercetate de către noi, ele neintrind în cadrul preocupațiilor noastre. Arătăm doar că gnaisele oculare de tip Cozia alcătuiesc aproape întreg Masivul Cozia și se continuă cu aceeași frecvență în Culmea Sturii Olăneștilor.

Brecia de Brezoiu. Limita de S a Șisturilor cristaline este acoperită de o bandă de brecie, formată aproape exclusiv din elementele de gnais ocular de tip Cozia, extrem de tare cimentate. Pe lîngă acestea, mai apar tot mai rar blocuri de cuarț negru, amfibolit și cuarț alb. Brecia are numeroase diaclaze și fisuri puternice, prezintind de asemenea numeroase suprafete lustruite de oglinzi de fricțiune. Nu are aspectul unei brecii sedimentare, ci mai mult al unei brecii de natură tectonică.

Vîrsta Breciei de Brezoiu este atribuită de către MURGOCĂ, Liasicului, iar de către GHÎRCA-BUDEȘTI, Cenomanianului. Noi inclinăm a o considera sincronă cu mișcarea tectonică ce a ridicat Creasta Coziei.

Cretacicul superior (Turonian-Senonianul). Am arătat, în comunicarea amintită, că am descoperit pe versantul de S al Masivului Cozia, între Minăstirea Stinișoara și versantul stîng al Văii Pătești, depozite litorale recifale turonian-senoniene, de tip Găsau, alcătuite din calcară albe cu frumoase exemplare de *Actaeonella crassa* D'ORB.; calcare roșcate cu Hippuri și Radioliți.

Asemenea formațiuni recifale probabil că se găsesc și la W de V. Oltului și ele urmează a fi căutate pe înălțimile Sturilor, deoarece blocuri de calcară cu *Actaeonella crassa* D'ORB. am găsit pe firul Văii Căldărilor, care coboară de sub Culmea Sturilor. Acum, după ridicarea topografică făcută de către echipele noastre, se va putea urmări cu ușurință și această regiune.

Formațiunile recifale care aparțin Turonian-Senonianului suportă depozite reprezentate prin gresii micacee, moi, dispuse în strate de 30—50 cm grosime, alternind cu marne vineții argiloase, subțiri și cu gresii micacee, ușor friabile, dispuse în bancuri groase de cîte 5—6 m, în care la Minăstirea Turnu s-au săpat cîteva chilii. Această formațiune, la W de V. Păușa, se aşeză direct pe Brecia de Brezoiu, în mod discordant, cum se observă la N de Halta Minăstirea Turnu.

Intercalațiile marnoase se dezvoltă spre partea superioară, ajungind să aibă la Căciulata aceleași proporții ca și gresiile. Tot spre partea superioară, în dreptul Km C.F.R. 313,43 și în dreptul Km 312,50, apar și două lentile de conglomerate, care nu trece decît puțin pe dreapta Oltului.

La N de gura Văii Căciulata, cu aproape 200 m, în escarpamentul din partea vestică a șoselei, am găsit un banc de 50—60 cm de calcar roșcat de tip senonian, fără macrofosile. Pe baza acestui calcar roșcat, spuneam atunci că formația aceasta, pe care o numeam Orizont de Turnu, ar putea reprezenta un Senonian de tip flișoid, extern celui recifal. Însă din cauza lipsei unor dovezi paleontologice sigure (secțiunile subțiri nefiind destul de concludente), cit și din cauza lipsei unei discor-



danțe între această serie și unitatea superioară, am trecut atunci Orizontul de Turnu la Eocen.

Bănuiala noastră că Orizontul de Turnu ar aparține Senonianului s-a adeverit cu un an mai tîrziu cînd GRIGORE POPESCU, a găsit Ammoniți senonieni în marnele dela Comanca, pe V. Olănești, marne care se leagă cu cele de la Căciulata, formind o zonă lată de 3,5 km, care trece pe la S de Minăstirea Frăsinei. De altfel aceasta nu reprezintă o noutate, întrucît chiar și Murgoci, legînd conglomeratele de la Piscul Cinelui, N Comanca, în lungul Văii lui Stan, cu conglomeratele din Bazinul Brezoiu, le-a considerat, de vîrstă cretacic-superioară (Cenomanian-Senonian).

Paleogenul. Eocenul. Eocenul este dezvoltat, ca și mai la E, sub două orizonturi: Orizontul conglomeratic și Orizontul marnos, care au fost descrise în detaliu la comunicarea precedentă.

Orizontul conglomeratic. Ne rezumăm acum să arătă că Orizontul conglomeratic apare în V. Oltului, în dreptul gării Călimănești, pe o grosime de 300 m, trece spre W pe la N de Călimănești, îl găsim în V. Muereasca pe o grosime de 800 m, ajungînd în V. Olănești pînă la 900 m grosime.

Orizontul conglomeratic se dezvoltă în mod transgresiv pe Cristalinul Cozia, din el găsindu-se petece, cruceate de eroziune, la stîna Mocirile și lîngă cabana de pe Vf. Cozia.

Pe V. Puturoasa, la W de Călimănești, în aceste conglomerate și într-o lentilă de marne cu psefite se află o faună de Nummuliti, recoltată de G. MURGOCĂ și determinată de A. Koch ca fiind de vîrstă bartoniană.

Orizontul marnos are o dezvoltare maximă în dreptul satelor Dănești și Pripoare, ajungînd pînă la 3500 m grosime; în V. Oltului se reduce la 1200 m înime, iar pe V. Olănești, la 700 m.

Pe V. Olănești, în amonte, la 250 m de confluența sa cu V. Scaunului și pînă la 300 m în amonte de confluența sa cu V. Brâneasa, se găsește în Orizontul marnos o intercalătie groasă de conglomerate care trec spre partea superioară în gresii moi. Pe V. Scaunului, în gresiile și marnele subordonate, se află o bogată faună de Nummuliti de toate taliiile.

Posiția stratigrafică a acestei mari lentile conglomeratice este identică cu Complexul de Corbi, situindu-se la același nivel. De altfel atât faciesul petrografic, cât și cel paleontologic, este la fel ca în Complexul de Corbi de la Sălătruc, de la N de Corbeni, etc.

Printre elementele conglomeratice ale acestui complex se află și numeroase blocuri rulate de calcare cu Nummuliti.

Oligocenul. Oligocenul se caracterizează printr-o mare variație de facies, atât în sensul longitudinal cât și în cel transversal.

Considerăm începutul Oligocenului acolo unde apar marne cu început de menilitizare, asemănătoare marnelor albe din Carpații orientali și care alternează



cu marne roșietice, marne foioase disodiliforme. La S de Comuna Sălătrucel, deasupra acestoră, urmează bancuri de 1–3 m de nisip gri, vinătiu, fin, micaceu, uneori grosier, cu concrețiuni grezoase, mari, sferoidale și discoidale. Spre partea superioară, intercalăriile de marne disodiliforme devin tot mai frecvente.

Pe V. Muereasca și V. Olănești marnele disodiliforme au numeroși solzi de Pești și au intercalării frecvente de conglomerate slab cimentate, gresii calcaroase cu solzi, marne cărbunoase și marne cu sferosiderite, totul acoperit de o patină galbenă de sulfati.

In acest orizont, la S de satul Muereasca de Sus, în versantul drept al Văii Muereasca, pe pîrul de sub Malu Rîpos și pe P. Stolovanului II (Bancului II), am găsit o faună bogată de Lamellibranchiate și Gasteropode, din care am determinat și publicat în lucrarea din anul 1950, formele următoare:

Aporrhais (Chenopus) callosus ROTH v. TELEGD

Chenopus speciosus SCHLOTH.

Cardium egerense ROTH v. TELEGD

Cerithium margaritaceum BROCC.

Turritella sandbergeri MAYER

Pleurotomia sp.

Fusus sp.

Ostrea sp.

Pectunculus glycymeris LAMK. AG.

Pectunculus crassus PHIL.

Pectunculus acuminatus DESH.

Perna sp.

Pecten sp.

Urmărind Oligocenul de la Berislăvești spre W, observăm că aproape de partea lui inferioară se dezvoltă un banc gros de conglomerate care alcătuiesc D. Lăstunului, între Jiblea și Dăiești, apoi la W de Olt aceste conglomerate capătă o dezvoltare mare constituind D. Manga, traversează V. Muereasca între cele două sate și se continuă, subîndu-se treptat, pînă la W de R. Olănești. Acestea sunt Conglomeratele de Muereasca. Partea superioară a acestor conglomerate devine din ce în ce mai psamitică și mai friabilă. Aceste conglomerate au fost considerate de către G. Murgoci, ca tortoniene. Spre W aceste conglomerate reapar în Măgura Slătioarei.

In nisipurile care se află la partea superioară a Conglomeratelor de Muereasca, am găsit pe V. Plăvaiu, la N de satul Hotarele, formele *Cerithium plicatum* BRUG. și *Cerithium margaritaceum* BROCC. Reamintim că și ELEFTERIE HRIȘTESCU a citat aceste forme de Cieriți la « Hotarele ».

G. Murgoci consideră nisipurile și gresiile de la Gura Văii, în care a găsit aceleași forme, ca aparținând Burdigalianului.



In seria care urmează deasupra acestor conglomerate se găsesc două strate de tuf dacitic care se continuă cu mici întreruperi din dreptul satului Berislăvești, pe la Dăiești pînă la Malul-Vîrtop, unde suferă o mică faliere.

Oligocenul se termină cu dese alternanțe de marne disodiloide, nisipuri și conglomerate în general mărunte, în bancuri de cîte 10—20 m.

Aquitanianul. Considerind Aquitanianul ultimul etaj din ciclul de sedimentare al Paleogenului, îi atribuim numai depozitele lagunare cu gipsuri.

La S de satul Băbucești, la E de Dăiești, se află un orizont alcătuit din gresii gălbui și gipsifere, care se desfac ușor în compartimente verticale și favorizează alunecările de teren. Ultima apariție din orizontul gipsifer se află pe V. Tranțului, la gura Văii Negrea. Mai la W, pe versantul drept al Văii Cornet de la N de Vlădiceni, sub conglomeratele burdigaliene, se vede o mică lentilă de gipsuri.

Valoarea stratigrafică a Nummuliilor. Am arătat în două comunicări anterioare că unitățile lithologice descrise mai sus trebuie atribuite Eocenului, Oligocenului și Aquitanianului, așa cum fuseseră stabilite de G. MURGOCI, SABRA ȘTEFĂNESCU, I. P. VOITEȘTI, iar mai recent de ELEFTERIE HRISTESCU.

Am semnalat aici prezența calcarelor cu Nummuliți în tot Complexul de Corbi, din V. Argeșului, pînă în V. Olănești, în conglomeratele oligocene de la Muereasca și în gipsurile inferioare, aquitaniene, de la Corbșori, descrise de prof. G. MURGEANU; am semnalat, cu alte cuvinte, prezența calcarelor cu Nummuliți la trei nivele succeseive, în Paleogen.

Prezența Nummuliilor este de asemenea cunoscută din Senonian (G. MURGEANU) pînă în Miocenul de la Bahna, din Răchitaș, precum și în rîpale din partea de SE a Ocenelor Mari, unde au fost cîtați de G. MURGOCI Nummuliți mici și Orbitoide.

De data aceasta ținem să adăugăm că pe V. Bădilei, la N de V. Iașului (Curtea de Argeș), într-un banc de nisip grosier ușor conglomeratic, situat în partea superioară a Hălvețianului, deasupra a două strate de tuf dacitic, se află numeroși Nummuliți mici.

Dacă în regiuni cu structură complicată, cum este Răchitașul, poziția stratigrafică a orizontului cu Nummuliți mai poate fi discutată, regiunea de la N de Curtea de Argeș, care are o structură monoclinală, nu mai dă loc la dubiu asupra poziției stratigrafice a bancului în care apar acești Nummuliți.

Vedem, așa dar, că Nummuliții se găsesc în toate formațiunile geologice, din Cretacicul superior pînă în Tortonian, obligindu-ne sau să conchidem, împreună cu G. MURGOCI, că Nummuliții găsiți în depozite mai noi ca Paleogenul, sunt remaniati și se găsesc astfel în zăcămînt secundar, ceea ce este mai probabil, sau că Nummuliții nu mai reprezintă fosile strict caracteisticice, așa cum erau considerați pînă acum, anumite specii de Nummuliți putînd ieși din cadrul Paleogenului.



Miocenul. *Burdigalianul.* Inceputul Miocenului l-am considerat acolo unde se desemnează o mare transgresiune, care, începînd din V. Oltului, de la Fedeleșoiu, avansează mult spre N, depășind formațiile mai vechi și ajunge, cum se întimplă la E de Berislăvești, pe Complexul de Corbi. Această transgresiune socotim că trebuie atribuită Burdigalianului, în sensul în care se dă această vîrstă Conglomeratelor de Brebu.

Debutul Burdigalianului se face prin conglomerate mari, poligene, ușor cimentate, descrise în comunicarea anterioară. Conglomeratele burdigaliene alcătuiesc ca o ghirlandă dealurile cele mai înalte din regiune: D. Robaia, D. Călige, D. Cărărele, între Berislăvești și Fedeleșoiu, precum și dealurile Purcărețu și Lacul Frumos, între Bujoreni și Vlăduceni.

G. MURGOCI atribuia Burdigalianului o parte din depozitele considerate de noi oligocene, precum și conglomeratele de la Bujoreni.

Helcețianul. Deasupra conglomeratelor burdigaliene urmează Orizontul Roșu al Saliferului, alcătuit, în majoritate, din marne ciocolatii caracteristice, și din nisipuri și pietrișuri mărunte.

In Orizontul Roșu se găsesc două strate de tuf dacitic care aflorează, cu oarecare intrerupere, de la Runcu pînă aproape de V. Olănești, la Vlăduceni.

Trecerea la Orizontul Cenușiu se face gradat, încît nu se poate pune limită între aceste două orizonturi.

Tortonianul. La S de Fedeleșoiu, pe panta de N a Dealului Mare, aproape de creastă, apare un banc de tuf dacitic de cca 12 m grosime pe care l-am urmărit în lungime vre-o 1800 m, găsindu-l aflorind și pe versantul stîng al Oltului. În acest tuf s-a găsit o microfaună tortoniană și pe baza acestor date, considerăm marnele și nisipurile superioare ca tortoniene.

Mai la S, în punctul numit Malul Alb, se găsește un tuf dacitic de o grosime ce ajunge pînă la 250 m. Tuful dacitic de la Malul Alb a fost considerat de către ELEFTERIE HRISTESCU ca fiind de vîrstă sarmațiană. De asemenea, GRIGORE POPESCU, cu ocazia observațiilor făcute la comunicarea noastră din 1950, îi atribuia tot o vîrstă sarmațiană, dar în comunicarea să de anul trecut, la un an după prezentarea comunicării noastre, același autor revine și atribuie acestui tuf vîrstă tortoniană.

Mai la E, între Inătești și Urzicaru, depozitele tortoniene sunt formate din marne sistoase albe, cu aspect tufaceu, cu o faună de Radiolari, solzi de Pește și urme de plante.

In partea superioară a Tortonianului se găsesc marne vinețiu-închise ce cuprind o faună cu *Spirialis* și cinci intercalări de tuf dacitic, de cîte 1,5–2 m grosime, cum se observă pe V. Ulmetelu.

Pe V. Debrădet, la 1800 m de șos. Rimnicu Vilcii–Olănești, se află un izvor sărat foarte concentrat. În dreptul acestui izvor, pe versantul de S al Dealului Ciolpan



și pe versantul de N al Dealului Corlate, se află la partea superioară a Tortonianului un ultim strat de tuf dacitic, de 0,50 m grosime, intercalat în marne foioase, iar sub pietrișurile sarmațiene se află un strat subțire de gips fibros.

Trebuie să arătăm că limita între Helvețian și Tortonian este foarte dificil de trasat acolo unde lipsește tuful cu Globigerine.

Buglovian-Sarmațianul. Cele mai vechi depozite sarmațiene care apar în regiune le considerăm pe cele care se găsesc pe Valea Hogii, la SE de Goranu, și sint constituite în bază din marne vineții, micacee pe fețele de separație, pe alocuri din marne cu dungi subțiri albe și cu filme de nisip sau suprafete albe calcaroase. Apoi urmează marne cu intercalații din ce în ce mai frecvente de bancuri de nisip cu concrețiuni de gresii. Deasupra urmează un pachet de strate de nisip amestecat cu pietriș grosolan, strate de pietriș cu blocuri rulate de tuf dacitic, alternând cu pachete de marne în care se găsesc de asemenea blocuri de tuf dacitic. Aceste depozite se continuă pe o distanță de 700 m spre N, pînă sub tuful care apare în malul drept al Oltului, în amonte de podul de la R. Vilcii, tuf care se continuă spre E pînă în V. Simnicelului și care este făiat în partea sa inferioară. Depozitele acestea de pe V. Hogii nu reprezintă baza depozitelor bugloviene, deoarece ele fiind afectate la S de o linie de dislocație, au fost scufundate.

Deasupra acestor depozite urmează un orizont marnos, cenușiu, ce alcătuiește în lungul Oltului umplutura sinclinalului de la R. Vilcii.

Un al treilea Orizont sarmațian variază pe direcție, fiind constituit în D. Capela, la W de Rimnicu-Vilcii, pînă la satul Arhașgelul și apoi la Pietrari, la W de R. Olănești, din nisipuri cu concrețiuni mari grezoase sau conglomeratice (trovanții); la E de Olt acest orizont își schimbă faciesul și apare reprezentat, cum se vede pe V. Stâncioiului, prin pietrișuri foarte rotunjite și avind aproape uniform mărimea nucilor. În aceste pietrișuri se află, pe partea dreaptă a Văii Stâncioiului, un versant înalt de 50–60 m, în care sunt modelate frumoase forme de eroziune.

Toate depozitele sarmațiene sărtă, în general, fosilifere (*Ervilia podolica*, *Mactra fabreana*, *Trochus*, *Cerithium rubiginosum*, *Tapes gregarius*, *Buccinum*, etc.) și atestă o vîrstă buglovian-sarmațian-superioară.

În Orizontul superior găsim frecvențe blocuri rulate de calcar oolitic cu *Cerithium*, *Mactra*, *Solen*, *Trochus*, etc.

Aparițiile de tuf dacitic pe versantul drept al Văii Cetățuia, ca și pe versantul de S al Dealului Capela, la E de V. Pătroiu, nu reprezintă de fapt un strat în loc, nederanjat, cum l-am considerat prima dată, ci reprezintă numai simple blocuri mari de tuf remaniat din tuful de la Cetățuia—Malul Alb, care forma probabil o faleză în timpul Sarmațianului.

Pliocenul. Am arătat că Pliocenul este reprezentat la E de Olt prin depozite ce aparțin Pontianului și Dacianului, alcătuind împreună umplutura



sinclinalului care de la R. Vilcii trece spre E., pe la Ripa Șoimului, Vătășești, Giurgiuveni, Tigveni.

În materialul recoltat pe teren și încă nedeterminat se află cîteva forme de Unionide care ar putea aparține Meotianului. Depozite meotiene tipice nu am putut încă separa.

Levantinul este reprezentat prin Orizontul Pietrișurilor de Cindești și alcătuiește la S ultimele înălțimi ale regiunii.

Tectonica

Din punct de vedere al structurii pînă acum se consideră că între Dimbovița și Olt avem de-a face cu o regiune monoclinală. În adevăr, regiunea nu prezintă o tectonică prea complicată, dar nu se mai poate susține că ea nu a fost afectată de nici un fel de dislocări. Am arătat anul trecut că între R. Tîrgului și R. Bratia există niște dislocări verticale care constituie adevărate grabene. Cu cît urmărim regiunea spre W, cu atit observăm că ea este afectată de mișcări radiare și tangențiale din ce în ce mai violente.

Am arătat în prima comunicare, cu privire la regiunea prezentată azi, că pe V. Topologului, între Sălătrucul de Sus și Sălătrucul de Jos, în Complexul de Corbi, apare un anticlinal normal, a cărui boltă se observă bine în versantul drept al văii. Boltă acestui anticlinal a putut fi fotografiată.

Dă asemenea mai la W, pe V. Bunești, la N de Jiblea, în Orizontul marnos al Eocenului, apare un anticlinal cu flancul de sud faliat. La capetele liniei de fractură apar două izvoare de apă sărată, iar la mijlocul liniei, în albia văii, se află un izvor sulfuros cu emanații gazoase.

Dacă urmărim regiunea de la N la S, găsim următoarele accidente tectonice:

În Senonianul marnos-grezos de la Căciulata se află un anticlinal care ține de la biserică din Păușa pînă la W de ultimul sanatoriu din V. Căciulata.

Urmăind V. Căciulata spre W, am observat la o distanță de aproape 2 km de șosea un alt anticlinal cu axul în lungul văii. În axul acestui anticlinal se află de asemenea un izvor sulfuros. Anticlinul este de mai mică importanță, el încadrindu-se într-un obișnuit anticlinal de vale.

Coborind mai la S, în Orizontul marnos al Eocenului, pe V. Călimănești, aproape de confluența sa cu V. Căldărilor, se găsește un anticlinal, în care simburele este ridicat aproape la 70° .

Falia Muereasca. În Oligocenul de la S de biserică din Muereasca de Sus se găsește o mică linie de fractură longitudinală.

Falia Virtop. În dreptul satului Malul Virtop, în depozitele Oligocenului în care aflorează stratul de tuf dacitic, se află o falie transversală dirijată aproape N-S.

Falia Bujoreni. Mai la S, aproape în continuarea Faliei Virtop, depozitele burdigaliene sunt afectate de o importantă falie transversală, care, probabil,



se continuă pînă la Arhanghelul, unde se observă un anticlinal de mică importanță.

Falia Lacul Frumos. La W de D. Lacul Frumos, conglomeratele burdigaliene iau sfîrșit, în mod brusc, printr-o falie transversală dirijată N-S.

Falia Vlăducești. La N de Vlăducești, în lungul unei faii dirijată NW—SE, marnele oligocene încălecă ușor peste Orizontul Roșu al Miocenului.

Falia Cetățuia. În malul drept al Oltului, cu 100 m în aval de gura Văii Cetățuia, se află în stratul de tuf dacitic o mică boltă anticlinală, mărginită la N și la S de două faii, considerate de G. Murgoci ca mici crăpături, ce favorizează ieșirea unor izvoare de apă potabilă.

Dintre aceste două faii, cel puțin una, pe care o numim Falia Cetățuia, trebuie să aibă importanță mult mai mare decît apare în malul Oltului și ea trebuie să se continue pînă în D. Crucii, la Vlădești, deoarece această falie se observă și pe V. Dianului la N de biserică din Arhanghelul, iar de acolo pînă în D. Crucii se remarcă mereu căderi la N, lucru ce se observă chiar și la tuful dacitic din D. Crucii. În lungul acestei faii, pe ramura estică a Văii Miloia, apare un izvor sulfuros.

De la V. Miloia spre E, Falia Cetățuia este mascată de transgresiunea nisipurilor și pietrișurilor sarmatiene, care avansează mult pe tuful dacitic.

Falia Olănești. O falie importantă este aceea care trece în lungul Văii Olănești, și pe care am urmărit-o de la izvorul sărat aflat la gura Văii Debrădet, spre aval, pînă la gura Văii Olănești, de unde trece la E de Olt și, traversind V. Hogii, ajunge la Fețeni.

Pe harta lui Murgoci figurează la S de Vlădești, în lungul axului de sinclinal sarmatian, o falie care taie în diagonală falia trasată de noi.

Linia de dislocație din lungul Văii Olănești a fost detectată și de măsurările geofizice întreprinse în anul trecut și a fost arătată că se continuă spre SE, pînă spre Pitești.

Falia Rimnicului. O falie de importanță mai mică se observă începînd de la tuful dacitic ce apare la N de podul peste Olt și ea se continuă în lungul acestui tuf pînă în V. Simnicelului.

Faiile Cetățuia, Rimnicului și Hogii se desprind din Falia Olănești sub forma a trei ramificații.

Falia Riureni. Spuneam la început că E. DE MARTONNE atribuie depresiunii de la Riureni o origine tectonică. În adevară, se pare că există o mare falie transversală care trece de la Rimnicu Vilcii pe la dreapta Oltului între Riureni și V. Răii. În lungul acestei faii compartimentul de la E a fost scufundat.

Din observarea modului de dispoziție a liniilor de dislocație descrise, se poate deduce că tectonica de la N de V. Olănești se plasează pe un fundament rigid, cristalin, dislocat, în timp ce de la R. Vilcii spre S. Depresiunea Getică suferă o adâncire mai mare.



În partea de S, regiunea a fost supusă unor presiuni tangențiale care au dat naștere unei cute complete: Sinclinalul Rimnicului și Anticlinalul Govora—Ciofringeni.

Un sinclinal drept asimetric se dezvoltă de la Rimnicu Vilcii spre E, pe la Rîpa Șoimului, Săliștea, S Giurgiuveni. La R. Vilcii, sinclinalul este umplut cu depozite sarmatiene superioare, de la Rîpa Șoimului, acestora li se adaugă Ponțian iar de la Săliștea la E, depozitele daciene constituie umplutura sinclinalului. Asistăm astfel la scufundarea spre E a sinclinalului.

Urmărit spre W de R. Vilcii, axul sinclinalului suferă o decroșare spre S, continuindu-se spre W pe la Firești.

Anticlinalul care urmează la S reprezintă continuarea anticlinalului de la Govora, determinat de MURGOCI, a cărui boltă de la Gura Suhașului este formată din stratul gros de tuf dacitic tortonian.

În dreptul satului Troianu, de sub tuful dacitic apar în axul anticlinalului marnele roșii helvețiene.

— GRIGORE POPESCU. — Cercetări geologice în regiunea Ciocadia—Pițicu—Baia de Fier (Depresiunea Getică)¹⁾.

Regiunea Ciocadia—Pițicu—Baia de Fier este situată la poalele munților înalți și cuprinde în partea ei nordică Depresiunea sinclinală Novaci—Aniniș, iar în partea sudică, Anticlinalul Săcel—Ciocadia—Pițicu—Ciuperceni.

Cercetările noastre în această regiune au fost făcute în campania anului 1951 și s-au limitat la un cadru format de V. Ciocadia—Aniniș la W, de R. Olteț la E, de limita Sedimentarului cu Autohtonul Pinzei Getice la N, iar la S de o linie convențională situată la S de șoseaua națională Bâlcești—Poenari—podul Olteț.

În afara acestei regiuni am cercetat pentru documentare stratigrafică insula eocenă de la Săcel pe V. Blahniței și o parte a profilului Văii Măghirești, în care este cuprins contactul Sarmatian/Meoțian.

¹⁾ Literatură consultată:

ARGETOIA-IONESCU I. P. Pliocenul din Oltenia. Teză. București, 1916.

ATANASIU ION. Le Sarmatiens du plateau moldave. *Anal. Acad. Rom. Mem. Secf. st. Seria III, Tom. XX*. București, 1945.

FILIPESCU M. G. Recherches géologiques sur le Nord-Ouest de l'Oltenie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. V. 1942.

KOLESNIKOV M. Sarmatische Mollusken. *Palaeontologie der U. R. S. S.*, Bd. X, T. 2. Leningrad, 1935.

MURGOCI GR. Terțiul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* T. I, fasc. 1. 1907.

REDLICH K., Geologische Studien im Gebiete des Olt- und Oltezthales in Rumänien. *Jahrbuch der k. k. geol. R.-A.* XLIX Viena, 1899.

VOIȚEȘTI I. P. Privire generală asupra structurii și evoluției morfologice și geologice a județului Gorj. *Anuarul Liceului « Tudor Vladimirescu »*. 1953.



Ridicările au fost făcute pe hărți la scara 1: 50.000 (mărite după vechile hărți 1: 100.000), care cuprind erori foarte mari și, de aceea, a trebuit să drumuim cu pasul și busola o mare parte din itinerariile parcurse.

Regiunea aceasta a fost cercetată în trecut de Gh. MURGOCĂ, I. P. IONESCU—**ARGETOAIĂ**, I. P. Voitești și M. G. FILIPESCU. Un interes deosebit prezintă cercetările lui Gh. Murgocă prin faptul că semnalează majoritatea problemelor de stratigrafie și mai ales de tectonică, în întreaga zonă miocenă a Olteniei. Depresiunea sinclinală Aniniș—Novaci—Baia de Fier și Anticlinalul Săcel—Ciocadia—Pițicu—Ciuperceni sunt figurate pe harta lui Murgocă și discutate în textul lucrării.

Rezultatele pe care le-am obținut noi în această regiune sunt în parte diferite de datele cuprinse în lucrările amintite. Acesta este cazul pentru depozitele din Depresiunea Novaci, care pe harta lui Gh. Murgocă sunt atribuite, o parte Buglovian-Sarmațianului (cele de la E de R. Gilort) și o parte Ponțianului (cele de la W de R. Gilort), dar cărora noi le-am atribuit vîrstă meotiană. În ce privește Anticlinalul Ciocadia—Pițicu, el este trasat ca o cută normală, în timp ce în interpretația noastră apare ca un «Hoch» de depozite sarmațiene, ridicat între depozitele, meotiene de la S și cele ale Depresiunii Novaci, de la N.

Stratigrafia

Depozitele care alcătuiesc regiunea aparțin Tortonianului, Sarmațianului și Meotianului. Pe marginea munților, de sub sedimentarul terțiar, apare autohtonul pînzei getice care n-a format însă obiectul unor observații speciale.

I. Tortonianul. Aceasta se intilnește pe două zone restrinse: o zonă situată la poalele munților, la Cernădia și Baia de Fier, în care Tortonianul apare ca lentile între autohotnul pînzei getice și conglomeratele sarmațiene și altă zonă la S, în axul Anticlinalului Ciocadia—Pițicu, în profilul Fîrfului Ciocadia și al Rîului Gilort.

A) *La poalele munților*, în profilul P. Baia, la N de Baia de Fier. Tortonianul este format din gresii și conglomerate verzui, peste care urmează marne albăstrui-deschis, grezoase, cu Globigerine, reprezentând Tortonianul inferior (echivalentul tufurilor cu Globigerine). Aceste depozite apar în patul pîriului, stînd peste calcarale jurasice; iar pe flancurile pîriului, deci la un nivel superior, sunt acoperite și depășite transgresiv de conglomeratele și pietrișurile sarmațiene.

În P. Cernădia și Cernățioara, Tortonianul este reprezentat de asemenea prin marne albicioase cu Globigerine, marne nestratificate, nisipoase, cu *Dentalium* și *Ervilia* și prin conglomerate calcaroase, cu elemente colturoase, care se aşeză în escavațiunile calcarului jurasic. Spre Plaiul Pleașa, pe P. Cernățioara și în malul drept al Pîriului Cernădia apar Calcare de Leitha, fosilifere, care aparțin Tortonianului superior.



Aceste apariții de Tortonian fosilifer au fost studiate în re anii 1885—1889, de K. REIDLICH, care le găsește identice cu Calcarele de Leitha din Bazinul Vienei.

B) *In axul Anticlinului Ciocadia—Pițicu*, Tortonianul este expus în P. Ciocadia, la N și S de podul șoselei principale și în P. Gilort. În P. Ciocadia, la N de pod, Tortonianul începe prin șisturile argiloase cu Radiolari peste care urmează un pachet de strate de 20 m grosime, format din marne calcaroase, stratificate, cu intercalări grezoase. În acest pachet se intercalează și cîteva strate, groase de 30—40 cm, de marne tari, calcaroase, albicioase și de marnocalcare dure, în plăci foarte bogate în *Spirialis* și resturi de plante. Acest pachet reprezintă deci orizontul marnos cu *Spirialis*, cu care se termină Tortonianul.

În patul Văii Ciocadia, în jurul podului, la nivelul șisturilor cu Radiolari și al marnelor cu *Spirialis*, apar spinări neregulate de marno-calcare negricioase, grezoase, brecioase, uneori invadate de pietriș cu bobul mare. Local se observă structura calcarelor cu *Lithothamnium*. Calcarele prezintă geode și miros de bitumen prin lovire. Ele sunt de același tip cu calcarele recifului de la Bircii, situat în apropiere, spre W, asupra căreia Murgoci face observațiuni amănunțite.

Aceste lentele de calcar reprezintă probabil periferia părții bazale a recifului de la Bircii. Ele indică de asemenea că instalarea recifului în jurul insulei de la Săcel a inceput în timpul depunerii șisturilor cu Radiolari, a continuat în timpul depunerii marnelor cu *Spirialis* și a durat, după indicațiunile date de nivelement, pînă în, Sarmatian.

II. Sarmatianul. Ca și Tortonianul, Sarmatianul apare tot pe două zone, dar bine dezvoltate: una, nordică, la poalele munților, peste Autohtonul Pinzei Getice și peste Tortonian și alta, sudică, în Anticlinul Ciocadia—Pițicu. În aceste două zone de apariție, separate prin Depresiunea meotiană a Novacilor, litofaciesul Sarmatianului este diferit.

O altă apariție de Sarmatian, izolată, se mai află la S de Anticlinul Pițicu, în V. Cîlnicului.

A) *Sarmatianul din Anticlinul Ciocadia—Pițicu*. Pentru o mai clară expunere a acestei formări vom începe cu Sarmatianul din Anticlinul Ciocadia — Pițicu. Acest Sarmatian formează, ca aspect cartografic, un bloc triunghiular care intră larg în regiunea cercetată dinspre W, adică dinspre Săcel, traversează V. Ciocadia și V. Gilortului și se ascunde treptat, închindu-se în R. Galbenul, în dreptul confluenței acestuia cu P. Neagra. Pe acest traseu el alcătuiește două forme de relief dominante: Dealul Mița, între P. Ciocadia și R. Gilort, și Dealul Seciu, între R. Gilort și R. Galbenul.

Pentru descrierea Sarmatianului din Anticlinul Ciocadia—Pițicu vom prezenta profilul văilor Ciocadia și Gilort și pe al Văii Măghirești.

1. *Profilul Văilor Ciocadia și Gilort completat în D. Miței și D. Seciu.* a) Buglovian – Sarmațianul inferior. Peste orizontul marnos cu *Spirialis* (Tortonian) din partea sudică a acestor văi, urmează, în continuitate de sedimentare, o serie des stratificată de marne nisipoase, bogăte în resturi de plante, cu filme și intercalațiuni subțiri de nisip sau de gresii și cu rare strate subțiri, lentiliforme, de marno-calcare gălbui. În această serie apar în mod constant nivale, a 1–3 m grosime, de marne cu dese intercalațiuni de pelicule gălbui de carbonat de calciu, care le dă un aspect fin rubanat. Asemenea nivale de marne peliculate se întâlnesc în tot Sarmațianul și Meotianul de facies pelitic din Depresiunea Novacilor. Uneori, stratele de marne peliculate sunt diagenizate și apar ca plăci de calcar tari, dungate, mai ales în Sarmațianul inferior. Această serie de strate este slab fosiliferă. S-au întîlnit rare *Ervilia*, *Cardia*, *Hydrobia* și *Modiola*, rău conservate.

La cca 80 m stratigrafic deasupra limitei cu Tortonianul, am colectat din această serie, pe V. Gilortului, *Cryptomactra pes anseris* ANDRUS., formă care, după KOLESNICOW, apare în Sarmațianul mediu în facies de adincime (pelitic) și este citată și de VĂSCĂUȚEANU din argilele de la Ungheni.

Dată fiind continuitatea de sedimentare a seriilor descrise cu Tortonianul superior (marnele cu *Spirialis*), trebuie presupus că în această serie de depozite, groasă de 80 m, este reprezentat Buglovianul și Sarmațianul inferior. Colectarea amănunțită a formelor extrem de sporadice în această serie ar putea aduce dovezi în sprijinul acestei interpretări. Deocamdată, menționăm că în regiunea Ocnele Mari și D. Cetățuia (R. Vilcea) depozitele acestea, situate în aceeași poziție peste Tortonianul superior și dezvoltate într-un facies identic, conțin *Bulla* și *Mohrensternia inflata* M. HÖRN., pe care KOLESNICOW o situează în Sarmațianul inferior iar LASKAREW și I. ATANASIU, în Buglovian.

Gh. MURGOCI, în Terțiarul Olteniei, afirmă că, după determinările lui LASCAREW, în Oltenia există toate cele trei orizonturi ale Sarmațianului și Buglovianul.

«Stratele de Buglowo» ocupă, după MURGOCI, întreaga regiune între poalele munților, unde încreză că faciesul conglomeratic de țărm, și pînă în linia Slătioara – Săcel, adică Depresiunea subcarpatică a Olteniei. După datele noastre, însă, Depresiunea subcarpatică, în regiunea Novaci, este ocupată de depozite meotiene fosilifere, cu *Radix*; *Hydrobia*, *Unio* și *Ostracode*. Rămîne deci posibil ca numai o fîșie îngustă de depozite, pe marginea nordică a depresiunii, din care MURGOCI citează *Ervilia trigonula* Sok. la Cernădia, să aparțină Buglovian-Sarmațianului inferior.

b) Sarmațianul mediu. Seria de marne des stratificate, în care apare nivelul cu *Cryptomactra pes anseris* ANDRUS., se continuă, pe o grosime de cca 100 m, cu aceleași caractere litologice și deasupra acestui nivel. În plus, apar intercalațiuni de conglomerate necimentate, de nisipuri grosiere cu fragmente de fosile, iar la partea superioară, de nisipuri mai groase formînd pachete de 3–7 m. Aceste depozite se urmăresc în patul rîurilor amintite și pe pantele dealurilor Mița și Seciu. Uneori, în nisipurile grosiere apar trovanți, cum este cazul pe V. Ciocadia. Într-un nisip grosier de 1 m grosime apare, în P. Aniniș, în amonte de confluența cu V. Ciocadia, o



faună bogată în care se întâlnesc: *Mactra fabreana* d'Orb., *Cerithium lignitarum* Eichw., *Trochus woronzowii* d'Orb., *Trochus marginatus* Eichw., *Donax* sp., apoi Ceriți, Modiole și Cardii. Aceste forme, împreună cu *Cryptomactra pesanseris*, găsită pe Gilort, indică vîrstă sarmățian-medie pentru acest pachet de strate a cărui grosime este de cca 100 m.

Nu este exclus că prezența conglomeratelor necimentate, cu elemente mari să reprezinte dovada unei discontinuități în timpul sedimentării Sarmățianului mediu.

Trasarea limitei între Sarmățianul mediu și Sarmățianul inferior este dificilă, dată fiind continuarea faciesului marnos în ambele orizonturi și raritatea resturilor organice.

c) Sarmățianul superior. Pe creasta trunchiată a dealurilor Mița și Seciu, deasupra ultimelor nisipuri sarmățian-medii, succesiunea de depozite se continuă cu marne nisipoase, des stratificate și cu nivele de marne peliculate, prezintând deci același facies litologic care se menține încă din Buglovian.

Un element litologic nou în acest pachet superior de strate îl constituie cîteva intercalătuni de marne calcaroase tari, alburii-gălbui, bogate în Ostracode și care apare în strate subțiri sau pachete de 1–2 m grosime. Grosimea acestui pachet de strate în creasta dealurilor menționate este de cca 50 m. Pe baza considerentelor ce se vor face la profilul Văii Măghirești, le-am atribuit Sarmățianului superior.

2. *Profilul Văii Măghirești*. Valea Măghirești, spre amonte de confluența ei cu V. Blahniței, oferă un profil bine deschis, în care se poate observa succesiunea de strate de la Pontianul inferior, cu *Congeria rumana*, prin Meotian, pînă la Sarmățianul mediu cu *Mactra fabreana*. Sub marnele pontiene moi, concoidale, cu *Congeria rumana* și bogate în Ostracode, urmează o serie alcătuită tot din marne concoidale cu Ostracode și cu numeroase manganomelane, între care se intercalează marne peliculate și marne nisipoase cu nisipuri subțiri. Forma *Congeria rumana* nu mai apare în această serie; în schimb, unele marne nisipoase conțin *Hydrobia* cf. *virella* ȘTEFĂNESCU, *Radix* (*Velutinopsis*) cf. *velutina* (DESHAYES), *Theodoxus* sp. și Congerii mici, forme care indică vîrstă meotiană.

În continuare, sub aceste depozite meotiene, urmează o serie de tip sarmățian, formată din marne nisipoase des stratificate, nisipuri, gresii subțiri și marne peliculate. Local, mai apar în această serie cîteva intercalătuni, a 1–2 m grosime, de marne gălbui tari, calcaroase, cu Ostracode. În intercalătunile de nisip se întâlnesc *Cerithium*, *Hydrobia*, *Modiola*. În continuare, sub acestea, încep să se intercaleze nisipuri cu trovanți care conțin *Mactra fabreana* d'Orb., reprezentând deci Sarmățianul mediu.

Seria cuprinsă între Meotian și Sarmățianul mediu dovedite paleon-tologic, reprezintă o serie de tranziție și i-am atribuit vîrstă sarmățian-superioară

Ea este identică cu seria descrisă mai sus din plaiul dealurilor Mița și Seciu și este caracterizată în ambele cazuri prin intercalări de marne alb-gălbui cu Ostracode.

În rezumat, Sarmațianul din Anticlinalul Ciocadia-Pițicu este reprezentat printr-o serie continuă de depozite, încadrată între Tortonian la partea inferioară și Meotian la partea superioară. În consecință, această serie de strate cuprinde teoretic atât Buglovianul, cât și cele trei orizonturi stratigrafice separate în Platforma moldovenească: Volhynianul, Bessarabianul și Kersonianul. Dintre acestea, Bessarabianul este dovedit paleontologic chiar în cuprinsul acestei regiuni, iar prezența Buglovian-Volhynianului este presupusă prin paralelizare cu Sarmațianul din regiunea Ocnele Mari și Cetățuia (Vilcea).

Din punct de vedere al faciesului litologic, Sarmațianul este format predominant din pelite, cu excepția Sarmațianului mediu în care intervin epizoade de conglomerate și de nisipuri.

Pe V. Cilnicului, Sarmațianul apare în axul Anticlinalului Ripa Gherghinei cu aceeași alcătuire litologică și conține intercalări de marne cu Ostracode. El reprezintă deci Sarmațianul superior și probabil partea superioară a Sarmațianului mediu.

B) *Sarmațianul de la poalele munților*. Peste granitele și depozitele mesozoice din Autohtonul Pînzei Getice și peste aparițiunile de Tortonian de la Cernădia și Baia de Fier, se așează o serie de pietrișuri mari și de nisipuri, în general slab cimentate. Limita extenziunii lor spre N este marcată printr-un prag morfologic ridicat deasupra terenurilor eruptive și cristalofiliene. De la acest prag coboară spre S vaste suprafețe structurale cu o inclinare de 6°-7°. La E de Gilort, aceste platforme se opresc brusc, formind o ruptură de pantă în fața Depresiunii Novaci. La W de Gilort, ele se continuă morfologic cu pietrișurile teraselor cuaternare.

Din aceste depozite, la Crasna, în vestul regiunii noastre, MURGOCI citează *Mactra fabreana* D'ORB. și *Mactra fragilis*, întlnite și de noi, și le atribuie, pe această bază, Sarmațianului mediu.

Între Aniniș și Baia de Fier, am recoltat fosile în aceste depozite în mai multe puncte. Astfel, pe P. Aniniș se întâlnesc *Mactra*, *Modiola*, *Theodoxus*, *Hydrobia* în malul drept al Pîriului Gilortelul Novacilor Strâinăi apare un banc continuu de Lumachelle, format din Mactre și Ervili, printre care *Mactra fabreana* D'ORB.; la Baia de Fier am întâlnit de asemenea *Mactra fabreana* D'ORB. În afară de acestea mai sunt de semnalat intercalări de marne cu Ostracode în partea superioară a acestor depozite, în plaiul din malul stîng al Pîriului Gilortelul Novacilor strâinăi, marne în care mai apar fragmente de Cardii și *Theodoxus*.

Din aceste date reiese sigură prezența Sarmațianului mediu pe care-l indică *Mactra fabreana* D'ORB. Se pune însă întrebarea dacă în seria de pietrișuri descrisă



sint reprezentate și celelalte orizonturi ale Sarmațianului, inclusiv Buglovianul. A doua chestiune care interesează este natura raporturilor acestei serii cu depozitele marnoase, meotiene, din Depresiunea Novacilor.

Regiunea nu oferă suficiente posibilități de observație pentru lămurirea acestor chestiuni, deoarece zona de trecere de la pietrișuri la marnele meotiene ale Depresiunii Novaci este acoperită de terase sau n-are deschideri suficiente. În unele cazuri, urmărindu-se pachetul de pietrișuri sarmațiene spre S, se trece neobservat la pietrișurile de terasă din depresiune, de care uneori se deosebesc greu.

Faptul că înclinările stratelor sint mici și că nivelmentul hărții topografice nu este corect și suficient de sensibil ingreuează de asemenea urmărirea succesiunii pachetelor de strate și corelarea lor geometrică și stratigrafică.

În sectorul de la E de R. Gilort, mai favorabil observațiunilor, sub Muntele Runcul, în malul stîng al Văii Cernăzioara, se constată că pietrișurile cu *Mactra fabreana* stau peste depozite marnoase, care se interpun între fundamentul vechi și aceste pietrișuri. După faciesul litologic, aceste depozite aparțin Buglovianului și Sarmațianului inferior. În malul drept, sub seria aceasta marnoasă, apare și Tortonianul amintit care înconjoară ca un briu plaiul, spre W, pînă în V. Cernădia, de unde a fost descris mai sus. Urmărindu-se profilul Văii Cernădia în aval, se constată că, peste marnele cu Globigerine și conglomeratele calcaroase tortoniene, din escavațiunile calcarului jurasic, urmează un nivel subțire de conglomerate colțuroase care trec repede la gresii conglomeratice și acestea la marne buglovian-sarmațian-inferioare, conținînd local elemente rare de pietriș. La o depărtare de 400 m de la Tortonian, apar marne peliculate și marne cu Ostacode care pot reprezenta Sarmațianul superior, iar după încă 500 m se întâlnesc prima deschidere de marne cu *Radix*, meotiene. În profilul acestei văi și pe dealul estic, pînă în V. Cernăzioara, nu se întâlnesc deci pietrișurile cu *Mactra fabreana* ale Sarmațianului mediu, atît de larg răspîndite imediat spre E și W.

În V. Gilortelul Novacilor Strâini, de sub marginea nordică a pietrișurilor sarmațiene medii, apar marne nisipoase, fără stratificație, cu Foraminiifere, care se interpun de asemenea între acestea și fundamentul vechi. Ele aparțin Tortonianului sau Buglovianului.

În fine, în R. Baia, la N de Baia de Fier, la prima insulă de calcar jurasic, pietrișurile stau în firul apei peste Tortonian, iar în malul drept, la un nivel superior, depășesc Tortonianul și se aşeză pe calcarul jurasic.

Din aceste observațiuni, făcute în sectorul de la E de R. Gilort, se pot trage concluziile următoare:

Complexul de pietrișuri cu *Mactra fabreana* reprezintă Orizontul Sarmațianului mediu, dezvoltat aici în facies conglomeratic, de țărm, facies care se face simțit la același nivel stratigrafic și mai la S, în anticlinalul Ciocadia-Pițicu. El corespunde unei faze de răspîndire mai mare a Mării sarmațiene, dat fiind că aceste pietrișuri depășesc spre N depozitele inferioare lor, luînd contact direct cu fundamentul vechi.



La partea superioară a pietrișurilor, prezența intercalațiunilor de marne cu Ostracode arată că este cuprins în acest complex și Sarmatianul superior.

La W de R. Gilort, la Hirisești, pe un affluent estic al Pîrifului Gilorțelul Hiriseștilor, apar marne cu Ostracode de tipul celor din Sarmatianul superior, dar situate sub bancuri de pietrișuri, la marginea sudică a acestora. S-ar putea deci presupune că în complexul pietrișurilor de la poalele munților este cuprins și Meotianul.

Aceste supozitii sunt însă discutabile, dacă admitem că, în regiunea de coastă, unde s-au depus pietrișurile, aportul apelor dulci de pe uscat a putut determina local o indulcire mai devreme a Mării sarmatiene, permîșind dezvoltarea Ostracodelor încă din timpul Sarmatianului mediu și, dacă ținem seamă în același timp că Ostracodele ajung o dezvoltare mare în timpul apelor indulcite ale Meotianului.

În ce privește depozitele buglovian-sarmatian-inferioare, situate sub pietrișuri, ele sunt dezvoltate într-un facies predominant pelitic, asemenea cu cel din Anticinalul Ciocadia-Pițicu, denotând aceleasi condiții de sedimentare în ambele regiuni.

Trecind la raporturile dintre pietrișurile sarmatiene de coastă și Meotianul Depresiunii Novaci, constatăm că la E de R. Gilort marginea sudică a acestor pietrișuri marchează un prag morfologic în fața zonei cu relief sters, ocupată de depozitele marnoase meotiene.

Dacă se ține seama de inclinările mici ale pietrișurilor sarmatiene, reiese că acestea nu pot intra normal sub Meotianul depresiunii și trebuie admisă o flexură accentuată sau chiar o ruptură la marginea sudică a pietrișurilor, de-a lungul căreia depozitele meotiene a' e depresiunii sunt căzute. Certitudinea unei astfel de rupturi o dau observațiunile făcute între Cernădia și Baia de Fier, unde se vede bine deschis un contact tectonic între pietrișurile cu *Mactra fabreana* și marnele meotiene cu Hydrobii. În același fel se poate explica și lipsa pietrișurilor sarmatiene în profilul din V. Cernădia, în aval de Tortonian, unde se trece de la Buglovian-Sarmatian inferior la Meotianul depresiunii.

La W de Gilort, terasele cuaternare care se așeză în continuarea pietrișurilor sarmatiene, marchează aceste raporturi.

III. Meotianul. În regiunea cercetată Meotianul ocupă Depresiunea sinclinală a Novacilor între Huluba-Aniniș în W și Baia de Fier-Ciuperceni pe Olteț, în E. Apare apoi în continuarea estică a Anticinalului Ciocadia-Pițicu-Ciuperceni, în regiunea de la E de Pițicu și formează flancul sudic al acestui anticinal între Bălcești și Pițicu.

În Depresiunea Novaci această formațiune este dezvoltată într-un facies pelitic, alcătuit predominant din marne cenușiu deschis, concoidale, bogate în Ostracode. Subordonat, conține nivale de marne nisipoase, des stratificate cu filme și intercalații de nisip și de marne peliculate asemenea depozitelor de tip sarmatian.



În toate profilele care străbat Depresiunea Novaci au fost întlnite, în Meotian macrofosile dintre care cităm: *Hydrobia* sp., *Hydrobia* cf. *vitrella* STEFĂNESCU, *Theodoxus*, Congerii mici, Modiole, *Unio* cf. *subrecurvus* TEISSEYRE, *Gabillotia mrazeci* WENZ și *Radix* (*Velutinopsis*) cf. *Velutina* DESHAYES. Dintre acestea, speciile de *Radix*, *Gabillotia* și *Unio* menționate, sunt caracteristice pentru Meotian.

Pe marginea nordică a depresiunii, între Bercești și Cernădia, mărnele meotiene sunt invadate de pietrișuri mărunte și blocuri, fie diseminate în marne, fie formând strate de 1 m între stratele de marne.

În profilul Văii Măghirești, Meotianul de pe flancul sudic al Anticlinalului Săcel-Ciocadia, este dezvoltat tot în faciesul marnelor cu Ostracode. La fel se prezintă Meotianul din acest flanc și în continuare spre E pînă la Pițicu, unde, datorită afundării Sarmațianului, se leagă cu Meotianul Depresiunii Novaci. Pe acest traseu, în profilul P. Galbenul, s-au întlnit cîteva puncte fosilifere conținind *Unio*, *Radix*, *Theodoxus*, *Hydrobia*.

De la Pițicu spre E, Meotianul din axul Anticlinalului Ciocadia—Pițicu—Ciuperceni se menține dezvoltat în același facies marnos. În cîtele de la S de acest anticlinal, în nivele situate mai sus stratigrafic, precum și spre Olteț, în nivele sincrone, încep însă să se intercaleze nisipuri importante și mărnele devin mai nisipoase.

Tectonica

În regiunea cercetată se disting trei elemente structurale principale, orientate E—W, care se succed de la N la S, astfel: 1, Monoclinul sarmațian de la poalele munților; 2, Depresiunea sinclinală Novaci; 3, Anticlinalul Ciocadia—Pițicu—Ciuperceni.

1. *Monoclinul sarmațian de la poalele munților* inclină cu 7°—10° spre S pînă la marginea Depresiunii Novaci, în fața căreia, mai ales în sectorul de la E de Gilort, formează un prag morfologic. La Cernădia, pe Valea Cernăzioara, monoclinul este dislocat de o falie transversală, orientată N—S, care aduce în contact anormal, pe o lungime de 600 m, Buglovian-Sarmațianul inferior din blocul estic, căzut, cu Autohtonul Pinzei Getice din blocul vestic, ridicat. Această falie se prelungeste probabil cu falia transversală de la S de Poenari, care taie Anticlinalul Pițicu—Ciuperceni și cîtele de la S de acesta.

Asemenea falii transversale este posibil să existe și în partea de W a regiunii, unde unele ieșinduri ale conglomeratelor sarmațiene și intrînduri ale depozitelor meotiene, aflate la același nivel, nu-și găsesc o altă explicație. Aceasta este cazul, spre exemplu, în regiunea Aniniș.

2. *Depresiunea sinclinală Novaci*. Depresiunea Novacilor face parte dintr-o lungă depresiune ce se întinde la poalele munților de la Horezu spre W, pe la N de Tg. Jiu, spre Tismăna și pe care Gh. Murgoci a denumit-o « Depresiunea Subcar-



patică ». Din punct de vedere structural ea corespunde unui sinclinal de depozite meotiene, acoperite în mare parte de depozite cuaternare.

Pe laturile de N și de S, această depresiune se mărginește, respectiv, cu monoclinul sarmătian de la piciorul munților și cu Anticlininalul Ciocadia—Pițicu, după linii de flexură sau fractură, orientată E—W, între care se află scufundată. Denivelarea maximă se află pe fractura de S, unde poate atinge 100 m.

Datele de observație din care se deduce existența acestui accident tectonic pe marginea de N au fost arătate la «stratigrafie» cu ocazia discuției asupra Sarmătianului de la poalele munților.

Pe marginea de S, linia de ruptură se definește clar între V. Aniniș și Pițicu, trecind pe la S de Hîluba și Pociovalistea. Astfel, în profilul V. Aniniș, apar în contact depozite nisipoase ale Sarmătianului mediu din Anticlininalul Ciocadia, în poziție aproape orizontală, cu depozite sarmătiene superioare sau meotiene, cu Ostracode, aparținând Depresiunii sinclinale Novaci și înclinând cu 60° spre N. Această denivelare tectonică se manifestă și morfologic în dealurile din malul drept și stâng al văii printre ruptură de pantă între Sarmătianul nisipos formind un relief înalt și Meotianul marnos cu relief șters.

Din regiunea Pițicu spre E, Sarmătianul Anticlininalului Ciocadia—Pițicu rămîne în adincime și linia de fractură amintită se întinde cu fală de pe flancul sudic al acestui anticlinal. Din acest punct spre E, o singură linie se continuă, în Meotian, constituind axul anticlininalului și care probabil este tot o linie de fală.

Depozitele meotiene din Depresiunea Novaci prezintă numeroase cute secundare care se înscriu însă în curbura generală sinclinală a depresiunii. Aceste cute secundare presupunem că se datoresc impingerii exercitată din flancuri de către cele două blocuri ridicate care încadrează depresiunea la N și la S.

3. Anticlininalul Ciocadia—Pițicu—Ciuperceni. Acest anticlinal reprezintă continuarea estică a Anticlininalului Săcel, în simburele căruia apare insula de Eocen de la băile Săcel.

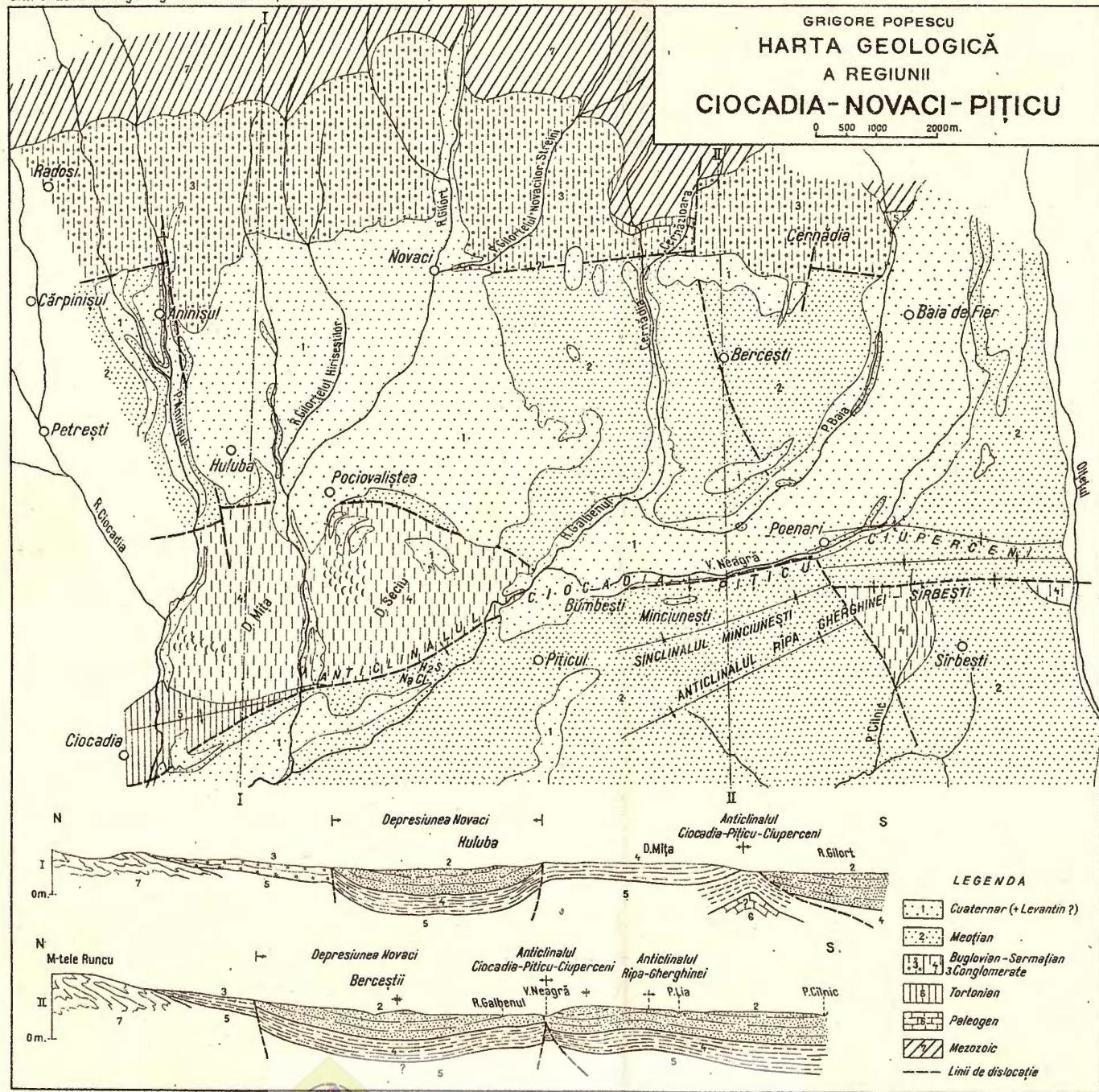
De la W spre E, pînă la Pițicu, anticlininalul apare ca un «Hoch» de depozite sarmătiene cu Tortonian în simbure, ridicat între depozitele meotiene de la N (Depresiunea Novaci) și de la S. Pe latura de N, Sarmătianul anticlininalului se limitează tectonic cu Meotianul Depresiunii Novaci, pe linia de fractură amintită. Pe marginea de S, acesta se limitează de asemenea tectonic, după o altă linie de fală, cu Meotianul sudic din regiunea Petecul—Pițicu. Această fală se observă în profilul Văii Ciocadia în regiunea podului de la intrarea în satul Ciocadia. În acest profil, în amonte de pod, apar șisturile cu Radiolari, marind zona axială a anticlininalului, acoperite spre N și spre S de marnele cu *Spirialis*. Marnele cu *Spirialis* din flancul sudic se continuă spre S de pod, descriind mici cute secundare și vin în contact anormal cu marnele meotiene cu Ostracode.

Același contact tectonic între Tortonian și Meotian de pe flancul sudic al anticlininalului se constată și mai la E, în profilul R. Gilort. La E de Gilort însă,



GRIGORE POPESCU
HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
CIOCADIA-NOVACI-PIȚICU

0 500 1000 2000 m.



Tortonianul rămîne în adincime și falia se continuă la suprafață între Sarmățian și Meotian. Sarmățianul se îngustează treptat de la W spre E între cele două linii de fractură care îl flanșează și se închide complet la Pițicu, în punctul de joncțiune al acestora. În acest punct, depozitele meotiene din Depresiunea Novac și cele dela S vin în contact iar de aici spre E, pînă la Ciuperceni, pe Olteț, Meotianul formează la suprafață bolta anticinalului.

Îngustarea «Hoch»-ului de Sarmățian spre E și închiderea lui la Pițicu nu pare să se datorească unei afundări axiale, deoarece în unghiul de închidere nu apar depozitele sarmățian-superioare cu Ostracode din Dealul Seciu, cum ar fi de așteptat în cazul unei asemenea afundări, ci depozite sarmățian-medii-inferioare. Închiderea se face prin convergența celor două linii de fractură, dintre care cea de la S, care este o falie axială, apare mai importantă. Presupunem deci că linia de fractură sudică este aceea care se continuă spre E de la Pițicu, marind mai departe în Meotian axul anticinalului, cel puțin pînă în dislocația transversală de la Poenari — P. Cîlnic. La E de această dislocație, axul anticinalului este deplasat spre N și se continuă W—E pînă la Ciuperceni.

De la Pițicu spre E, pînă la Ciuperceni, flancurile anticinalului sunt dezvoltate diferit. În timp ce flancul nordic, care reprezintă flancul sudic al Depresiunii Novaci, este dezvoltat pe 2 km lărgime, flancul sudic este foarte îngust, avind o lărgime de numai 500 m. Acest flanc se întoarce repede într-un sinclinal, de asemenea foarte îngust, Sinclinalul Minciunești, după care se ridică la S un anticinal mai pronunțat, Anticinalul Rîpa Gherghinei — Sirbești, în axul căruia apare o înălțime de depozite sarmățiene.

În ce privește caracterul faliei de pe marginea sudică a «Hoch»-ului sarmățian discutat, este de făcut următoarea observație: Între V. Ciocadia și Rîul Gilort această falie trece la suprafață între Tortonian și Meotian și anume, la S de șarniera anticinalului care arc loc în Tortonian. Spre S de falie, după datele lui I. C. Motăș, Meotianul și restul Pliocenului se afundă, rupindu-se în cîteva blocuri tot mai căzute, pînă se oprește pe Falia Cîlnicului. Acest stil sugerează că Pliocenul, cu Meotianul în bază, rupt pe Falia Ciocadia — Gilort, ar fi alunecat spre S pe o suprafață cu înclinare sudică și în parte paralelă cu înclinarea stratelor alunecate.

Anticinalul Rîpa Gherghinei — Sirbești, menționat mai sus, a fost cercetat de I. C. Motăș și noi ne referim numai la raporturile pe care le prezintă cu Anticinalul Ciocadia — Pițicu — Ciuperceni. Între Pițicu și Ciuperceni, Anticinalul Ciocadia — Pițicu — Ciuperceni rămîne deschis în Meotian, în timp ce în zona axială a Anticinalului Rîpa Gherghinei — Sirbești apare Sarmățian în P. Cîlnic și în malul Oltețului, la Sirbești. Acest anticinal apare deci mai ridicat în raport cu primul. În acest caz, pare posibil ca «Hoch»-ul sarmățian de la Ciocadia — Gilort să se continue spre E, în direcția acestor apariții de Sarmățian din P. Cîlnic și de la Sirbești și nu în Meotianul dintre Pițicu — Ciuperceni, cum s-a discutat mai sus.



— I. C. MOTĂŞ. — **Cercetări geologice în regiunea Bengeşti—Pițicu—Zorleşti—Negoeşti (Depresiunea Getică, Oltenia)** (com. preliminară)¹⁾.

Regiunea care face obiectul prezentei comunicări este situată în Depresiunea Getică și se întinde între V. Oltețului și V. Gilortului, limitindu-se la N cu șoseaua Tg. Jiu—R. Vilcea, iar la S cu o linie care trece aproximativ pe la Albeni, pe Gilort și Corșorul, pe Olteț.

Cercetările executate în vara anului 1951 s-au desfășurat într-o strânsă colaborare cu Gr. POPESCU, care cerceta în același timp regiunea Ciocadia—Pițicu—Baia de Fier. Delimitarea între zonele respective a fost stabilită de comun acord.

Regiunea Bengeşti—Pițicu—Zorleşti—Negoeşti reprezintă, din punct de vedere geologic, prelungirea spre W a zonei de cufe neogene Petrari—Folești—Măgura Slătioarei, în care am făcut cercetări în anii 1949 și 1950, cercetările desfășurându-se în cadrul studiilor inițiate de către Comitetul Geologic asupra Depresiunii Getice de la W de Olt, cu privire specială asupra cutelor neogene.

Regiunea a făcut obiectul cercetărilor lui G. M. MURGOCI, studiul său «Terțiarul Olteniei» rămînind și lucrarea de bază cu privire la Depresiunea Getică — partea dintre Olt și Dunăre.

Sunt apoi cercetările lui I. P.-VORTEŞTI, I. IONESCU-ARGETOAIA și alții, iar mai de curind acelea ale prof. M. G. FILIPESCU cu privire la NW Olteniei (1937) și prof. N. ONCESCU, reg. Bălteni—Pojogeni, hartă manuscris (1944).

Cele mai recente sunt cercetările prof. M. ILIE (1945, actualmente sub tipar)²⁾.

¹⁾ Literatură consultată:

DESHAYES G. P. Mém. géol. sur la Crimée par M. de Verneuil suivi d'Observations sur les fossiles de cette péninsule par M. Deshayes. *Mém. Soc. géol. de France*. T. III. Paris, 1838.

BITTNER A. Valenciennessenschichten aus Rumänien. *Verh. der k. k. geol. R.-A.* Nr. 15. Wien, 1884.

ȘTEFĂNESCU S. Étude sur les terrains tertiaires de la Roumanie. *Mém. Soc. géol. de France*, VI, Nr. 15, 1896.

ANDRUSSOW N. Fossile und lebende Dreissensidae Eurasiens. St. Petersburg, 1897.

GORJANOVIC-KRAMBERGER K. Ueber die Gattung Valenciennesia und einige unterponitische Limnaeen. *Beitr. zur Palaeont. u. Geologie. Oester.-Ungarns u. des Orientes*. 1901, IV, 165. Wien und Leipzig.

MURGOCI G. M. Terțiarul Olteniei. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I. București, 1908.

IONESCU-ARGETOAIA I. P. Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII. București, 1914

— Contribuționi la studiul faunei pliocene din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII. București, 1914.

— Etajul meotic în general și în special în Oltenia. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. V. București, 1923.

FILIPESCU M. G. Recherches géologiques sur le Nord-Ouest de l'Olténie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. II. București, 1942.

WENZ W. Die Molusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl-Gebiete. *Senckenbergiana*, Bd. 24, S. 1—293. Frankfurt a. M., 1942.

²⁾ Comunicare în ședința din 12 martie 1945. Comit. Geol.



Stratigrafia

1. Miocenul, din care apare la zi numai Sarmațianul, se întâlnește în două locuri: la Ciuperceni pe malul drept al Oltețului și la fundul Pirfului Cilnicului la Rîpa Gherghinei, unde constituie nucleul unui anticlinal faliat. Miocenul este, în schimb, mai complet reprezentat la N și E de teritoriul considerat în prezență comunicare.

În aflorimentul de la Ciuperceni apare un nisip grosier, conglomeratic, cu concrețiuni sferoidale de tipul trovanților și foarte fosilifer.

Fauna recoltată de aici cuprinde specii de *Cerithium*, *Modiolus*, *Theodoxus*, *Mactra (grupul caspia)* și *Mactra bulgarica* Eichw., care indică vîrstă sarmațian-superioară, etajul Chersonian.

La Rîpa Gherghinei se găsește o succesiune de marne și argile șistoase, uneori cu aspectul disodilelor, prezintând pelicule albe de CO_3Ca și filme nisipoase micaferă.

Argilele și marnele comportă intercalațiuni nisipoase și grezoase, precum și strate subțiri (pînă la 2 cm) de marno-calcare. În ele se găsesc rare exemplare de *Ervilia* și *Cryptomactra pes anseris*, care ar indica prezența Bessarabianului.

Grosimea Sarmațianului nu poate fi apreciată din datele pe care ni le oferă aflorimentele sus menționate.

2. Pliocenul. Este alcătuit din cele patru subdiviziuni ale sale dintre care Meotianul are cea mai largă dezvoltare în regiune.

a) *Meotianul*. Pare să se situeze în continuitate de sedimentare peste Sarmațianul superior și este alcătuit, în general, dintr-o succesiune de marne cu intercalațiuni de nisipuri.

În partea de răsărit a regiunii, Meotianul se prezintă sub un facies nisipos, uneori cu intercalațiuni de pietrișuri mărunte, la care se adaogă intercalațiuni importante de marne șistoase, adesea cu pelicule albe de CO_3Ca , prezintând ca aspect lito-logic o mare asemănare cu Sarmațianul.

În partea de W a regiunii, Meotianul îmbracă un facies predominant marnos, constituit dintr-o succesiune de marne compacte, alternind cu marne șistoase și subordonat nisipuri și marne nisipoase. Marnele compacte au culoare cenușie, prezintă spărtură concoidală, pete de oxizi de Mn și au o ocărcare asemănare lito-logică cu marnele ponțiene.

Această comportare specială face ca Meotianul să fie relativ greu de separat, pe de o parte de Sarmațian, iar pe de altă parte chiar de Ponțian.

În ambele faciesuri însă apare, aproximativ în jumătatea inferioară a Meotianului, o intercalătie de 45—90 cm de marnă cenușie tufacee (un tufit andezitic).

La o cercetare rapidă în regiune pot avea loc foarte ușor confuzii; de aceea pe teren este nevoie de o cercetare stratigrafică detailată.



În marnele meotiene se remarcă abundența Ostracodelor, fapt care le deosebește de depozitele pelitice asemănătoare din Sarmățian.

Se mai găsesc de asemenea *Hydrobia*, *Theodoxus* și mai ales *Radix*. Este vorba de *Radix (Velutinopsis) velutina* DESH., specie de Gasteropod cunoscută în Pliocenul din peninsula Taman (U.R.S.S.).

Nu am întâlnit *Radix* în Sarmățian.

Exemplarele de *Radix* pot ajunge la o talie de cca 3 cm, în general, în marne găsindu-se exemplare de talie mare. Se găsesc exemplare de *Radix* și în unele nisipuri, însă mult mai rar și în general de talie mai mică, în schimb formele sunt mai bine conservate, neturtite și astfel mai ușor de determinat specific.

Prezența formelor de *Radix* în Meotian constituie un prețios indiciu în cartare.

Am găsit de asemenea la Sirbești, în niște șisturi marno-argiloase cu aspect sarmatoid un punct fosilifer, din care am recoltat o faună cu *Theodoxus*, *Pirenella caspia* și *Dosinia maeotica*. Fauna aceasta se găsește într-un nivel inferior al Meotianului, nivel situat peste Chersonianul de la Ciuperceni. Întră Sarmățianul de la Ciuperceni și nivelul cu faună meotiană inferioară pare să existe continuitate de sedimentare.

La partea superioară a Meotianului se găsesc intercalații de marne și nisipuri grosiere, uneori pietrișuri fine fosilifere cu *Hydrobia*, *Unio*, *Viviparus*, *Radix*, *Theodoxus*, *Leptanodonta*.

Astfel în V. Prigoria, aproape de Zorlești, limita superioară a Meotianului este alcătuită dintr-un strat de marne nisipoase de 25 cm grosime cu *Leptanodonta*, peste care urmează un nisip oolitic cu *Hydrobia* și *Theodoxus*, de 18 cm grosime, care suportă la rîndul lui o gresie micaferă de cca 20 cm cu *Theodoxus*, *Hydrobia*, *Congeria novorossica* și *Congeria panticapaea panticapaea*.

Meotianul are în consecință o dezvoltare completă de la Stratele cu *Dosinia* pînă la Stratele cu *Leptanodonta* și orizontul cu *Congeria novorossica* și poate să atingă aproximativ 700 m grosime.

Dintre fosilele recolțate în diverse puncte am determinat pînă în prezent următoarele:

Theodoxus (Calvertia) stefanescui (FONTANNES)

Hydrobia vitrella ȘTEFĂNESCU

Radix (Velutinopsis) velutina (DESHAYES)

Viviparus moldanicus WENZ

Pirenella caspia ANDRUSSOW

Dosinia maeotica ANDRUSSOW

Psilunio (Psilunio) subrecurvus TEISSEYRE

Psilunio (Psilunio) subhörnensi SINZOW

Congeria novorossica SINZOW

Congeria panticapaea panticapaea ANDRUSSOW

Dreissenomyia unioides rumana (*Leptanodonta rumana* WENZ)



b) *Ponțianul*. Este alcătuit dintr-o succesiune de marne cenușii, în general compacte, cuprinzind o faună caracteristică. Marnele de la partea cu totul inferioară seamănă litologic pînă la identitatea cu cele meotiene. Ele prezintă aceeași spărtură concoidală, pete de oxizi de Mn și chiar Ostracode și Hydrobia. Cercetate însă cu atenție ele relevă prezența de rare fragmente de Cardiacee. În orice caz asemenea marne, cum este cazul celor din profilul Gilortului, la S de Bengești, se situează stratigrafic deasupra unui lumașel de 20 cm, grosime cu *Congeria novorossica*.

Din cercetarea proilelor în Ponțian se constată, că peste gresia sau lumașelul cu *C. novorossica* urmează marne cenușii cu *Congeria* și *Paradacna* după care urmează marne cenușii ușor nisipoase cu *Paradacna*, *Hydrobia* și *Viviparus*.

Către partea superioară apar marne argiloase cenușii cu *Congeria* și Limno-cardiacee, peste care urmează un strat de cca 2 m de marne nisipoase cu *Phyllicardium* și *Pisidium*. Peste acest strat urmează cca 15–20 m de nisipuri cu intercalării subțiri de nisipuri marnoase cuprinzind o faună cu *Lithoglyphus*, *Hydrobia*, *Dreissena* și rare exemplare de *Phyllicardium*.

Acest nivel constituie limita superioară a Ponțianului. Grosimea Ponțianului poate atinge 500 m.

Din fosilele recoltate am determinat următoarele:

- Lithoglyphus* sp.
- Zagrabica reticulata* S. STEF.
- Hydrobia spicula* STEF.
- Hydrobia pontiliformis* WENZ
- Viviparus achatinoides* (DESHAYES)
- Congeria rumana* STEFĂNESCU
- Congeria rhomboidea* M. HOERNES
- Paradacna abichi* (R. HOERNES)
- Prosodacna (Prosodacna)* sp.
- Phyllicardium planum planum* (DESHAYES)
- Phyllicardium planum rumanum* WENZ
- Pisidium amnicum* O. F. MÜLLER

c) *Dacianul*. Este alcătuit dintr-o succesiune de nisipuri cu intercalării subordonate de marne și marne argiloase.

Succesiunea depozitelor este în general următoarea:

La bază o alternanță de nisipuri și de marne în bancuri de 20–30 m conținind o faună cu *Dreissena rimestiensis*, *Stylocerata heberti*, *Viviparus*, *Unio*, *Melanopsis*, *Prosodacna*, *Theodoxus* și altele.

Către partea superioară apar marne cenușii cu *Viviparus bifarcinatus*, *Hyriopsis*, care alternează cu nisipuri. Peste acestea se aşeză un strat de cca 50 cm de argilă cărbunoasă și uneori un lignit șistos, de care este legată și prezența porțelanitelor roșii.



Argilele cărbunoase și stratul de lignit constituie limita superioară a Dacianului. Dacianul atinge o grosime de 350—400 m.

Din fosilele colectate am determinat următoarele:

- Limnea (Limnophysa) peregra* O. F. MUELLER
Radix sp.
Melanoides (Stenomelania) abchasica SENINSKI
Bulinus (Tylopoma) speciosus COBĂLCESCU
Hydrobia grandis COB.
Viviparus bifarcinatus bifarcinatus BIELZ
Dreissena polymorpha PALLAS
Prosodacna (Prosodacna) cobălcescui FONT.
Prosodacna (Prosodacna) savae TEISS.
Prosodacna (Stylocerina) rumana FONT.
Prosodacna (Stylocerina) heberti COB.
Unio rumanus TOURNOUËR
Hyriopsis sp.

d) *Levantinul*. Începe la partea inferioară cu argile nisipoase și argile de culoare verzuie cu pete de oxizi de fer, peste care urmează nisipuri groși și pietrișuri, uneori cu stratificație încrucișată.

Levantinul, în general, nu este fosilifer; într-un singur punct, pe V. Hirnea, am întîlnit în argile din bază cîteva exemplare de *Helix (Helix) lucorum supralevantina*?

Grosimea minimă a Levantinului este de cca 250 m.

* * *

În cadrul restrîns al acestei comunicări preliminare desprindem cîteva probleme cu privire la stratigrafie.

Meotianul îmbracă un facies litologic foarte apropiat de al Sarmatianului. Separarea Meotianului cu aspect sarmatoid de Sarmatianul superior este din această cauză îndeajuns de dificilă. Totuși, după cum am arătat, fauna fosilă este cît se poate de concludentă. Este însă nevoie ca aceste fosile să fie uneori căutate cu multă răbdare. În special pentru partea de E a regiunii această distincție este mai delicată, mai ales că pe majoritatea profilelor pare să existe continuitate de la Sarmatian la Meotian.

În U.R.S.S. și în Podișul Moldovenesc, adică în regiuni unde există continuitate evidentă de la Sarmatianul superior la Meotian, sunt motive ca acesta din urmă să poată fi considerat ca ultimul termen al Miocenului.

Același lucru se poate spune și despre Oltenia, mai ales dacă ținem seama de existența acelei intercalării de tufit andezitic din Meotian, situată analog cu tufurile andezitice din Moldova.



În fauna de Moluște a Meoțianului se remarcă abundența formelor de *Radix*. Acest subgen de *Limnea* are o evoluție rapidă în Meoțian; împreună cu alte forme de Limneide, el este considerat ca una din ramurile de origină ale grupului polifiletic al lui *Valenciennius*, care este cantonat în Pontian.

S-a mai observat și faptul că orizontul de gresii cu *Congeria novorossica* se aşează uneori pe diferenți termeni ai Meoțianului, ceea ce constituie un motiv să considerăm acest orizont ca bază Pontianului.

Aceste cîteva considerații pot sprijini ideea că Pliocenul, în sens larg, începe, în Oltenia, cu Pontianul, iar Meoțianul se individualizează ca un termen de trecere (în sensul lui ANDRUSSOW), el reprezentind mai mult încheierea ciclului sarmatic.

Prin separarea Meoțianului s-a realizat pentru regiunea noastră o contribuție nouă față de harta geologică a R.P.R. scara 1:500.000, pe care, în zona respectivă și pînă la Polovraci, este trecut numai Sarmațian.

Pe harta lui MURGOCĂ Meoțianul nu este separat de Sarmațian.

Pe harta la scara 1:500.000 este separat numai Meoțianul superior și Meoțianul în faciesul cunoscut din Muntenia, în timp ce Meoțianul în facies sarmatoid este trecut la Sarmațian atât pe această hartă, cât și pe hărțile lui I. IONESCU-ARGEȚOIA, M. G. FILIPESCU și M. ILIE.

Tectonica

În regiunea cercetată se individualizează un accident tectonic care separă două zone. Acest accident este Linia Cîlnicului, constituită dintr-un sistem de falii longitudinale cu direcție generală NE-SW, la care se adaugă cîteva falii și decroșări satelite transversale și diagonale.

Linia Cîlnicului se întinde între Fundul Pîrîului Cîlnic la Zorlești și Călugăreasca-Albeni, urmărind aproximativ V. Cîlnicului.

În zona de la N de linia Cîlnicului se disting două cîte: Sinclinalul Ciupereni—P. Lia la N și Anticlinalul Sirbești la S, între care se dezvoltă Anticlinalul Pădurea Bolovanul.

a) Anticlinalul Ciuperceni—P. Lia, cu direcție aproape E-W, este făiat axial la Ciuperceni—Ripa Gherghinei. Flancul nordic prezintă inclinări de 35°—50°, iar cel sudic 10°—20°. În axul anticlinalului apare Sarmațianul, flancurile fiind dezvoltate în Meoțian. La Ripa Gherghinei intervine o falie transversală cu direcție aproape N-S, care se continuă mult spre N, în regiunea cercetată de Gr. POPESCU. La W de această falie Anticlinalul se dezvoltă numai în Meoțian.

b) Anticlinalul Sirbești se dezvoltă în Meoțian, și apare ca o slabă boltire, fiind separat de Anticlinalul Ciuperceni printr-un mic sinclinal din care se dezvoltă spre W Sinclinalul Pădurea Bolovanul.



c) Sinclinalul Pădurea Bolovanul se situează în partea de W a zonei nordice între V. Gilortului la N și V. Cilnicului la S, marcând o zonă de cborire în care Pliocenul este dezvoltat complet pînă la Levantin inclusiv. Flancul de N este deschis în malul stîng al Gilortului, la Bălcești, unde apare Meotianul marnos. În V. Ogrăzilor, la Bengești, pare să existe o ușoară boltire secundară care este probabil un ecou al prelungirii spre W a Anticlinalului Ciuperceni – P. Lia.

Axul major al Sinclinalului Pădurea Bolovanul se desenează în regiunea Călugărească și are direcția NE–SW.

Flancul sudic al sinclinalului este ridicat de-a lungul liniei Cilnicului.

Zona de la S de linia Cilnicului constituie în ansamblu un monoclin dislocat în trepte prin cîteva accidente de tipul faliilor:

a) Falia Albeni – V. Hirnea. Are direcție NE–SW și de-a lungul ei Pontianul din compartimentul estic vine în contact direct cu Levantinul din compartimentul vestic.

b) Falia Negoești – V. Giovria. Are direcția aproximativ E–W. La gura Văii Giovria Meotianul apare în contact cu Dacianul. În V. Obîrșia structura se conturează sub forma unei butoniere și tot aici se observă cîteva căderi contrare în Meotian, aşa încît structura pare să fie mai curind un anticlinal faliat, care separă Sinclinalul Burlani cu Dacian la N de Sinclinalul Prunești cu Levantin la S. Linia de fractură este însă evidentă, deoarece în cele două maluri ale Văii Giovria se proiectează la N orizontul inferior cu *Stylodacna heberti* al Dacianului, pe cînd la S se proiectează limita superioară a Dacianului. În consecință falia ar avea o săritură verticală de cca 250 m.

Structurile menționate prezintă o tendință de afundare generală spre W și SW.

Structural regiunea prezintă de asemenei o serie de trepte de la N la S. Începînd de la Anticlinalul Săcel–Ciocadia cu Sarmațianul ridicat și de la Falia Ciocadia care înclină spre S (Gr. POPESCU), Sinclinalul Pădurea Bolovanul apare ca o treaptă cborită, mărginită la S de Falia Cilnicului care înclină către N. Zona de la S de linia Cilnicului ar reprezenta un compartiment relativ ridicat față de Sinclinalul Pădurea Bolovanul.

Subînătarea diferenților termenii ai Pliocenului de-a lungul liniei Cilnicului, credem că se datorează numai parțial laminărilor și în mare măsură depunerii pe zone de ridicare, ceea ce ar arăta că Pliocenul mulează un relief structural. Pentru această concluzie pledează și repartizarea spațială a faciesurilor depozitelor și anumite discordanțe, pe care le marchează local diferenții termenii ai Pliocenului.

Cu alte cuvinte, interpretăm sedimentarea și tectonica depozitelor pliocene din regiunea Bengești–Pîticu–Zorlești–Negoești, ca strins legate de mișcările oscillatorii într-o zonă accidentată de un relief structural.

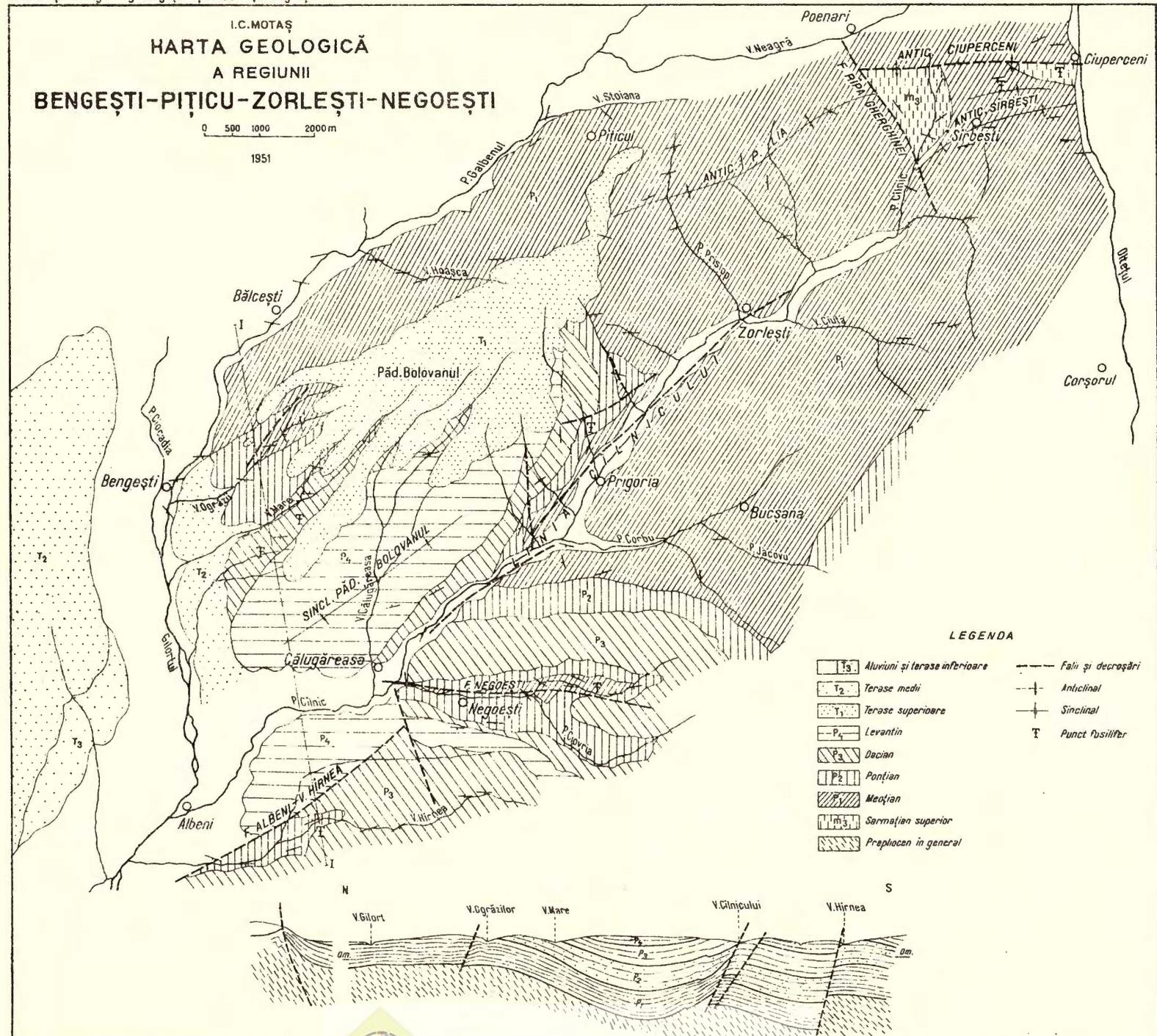
Asupra acestei probleme se va reveni într-o lucrare mai generală cu privire la zona neogenă a Olteniei.



I.C. MOTĂŞ
HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
BENGEŞTI-PITICU-ZORLEŞTI-NEGOŞTI

0 500 1000 2000 m

1951



Şedinţa din 1 februarie 1952

Președinte: Prof. M. FILIPESCU.

— D. RĂDULESCU. — Cercetări petrografice în partea de vest a regiunii Baia Mare (între V. Băiții și Seini).

Comunicarea de față reprezintă rezultatele obținute în urma cercetărilor de teren din anul 1950. Suprafața la care ne referim este delimitată astfel: La N, de creasta ce trece prin vîrfurile Tarda, Comșa, Pleșa, Poiana Mesteacănumului, Arșița Mare; La E, de valea superioară a Nistrului și de creasta care separă Pîrful Roșu de V. Băiții; La S și apoi la W, de cîmpia Someșului.

Din această suprafață, regiunea Văii Ilba și cea dintre Nistru și Băița au fost cartate, în mare parte, împreună cu prof. Dan Giușcă.

Sedimentarul preefusiv. De sub cele mai vechi roce vulcanice apare un sedimentar, care constituie fundamentalul regiunii și la cărui vîrstă trebuie să raportăm incepurile activității vulcanice. El este alcătuit, de obicei, din marne nefosilifere atribuite Mediteraneanului.

Tufurile și aglomeratele vechi. Elementul eruptiv cel mai vechi îl constituie un complex de tufuri și aglomerate, care apare de sub prima efuziune, a andezitului vechi.

Separarea tufurilor de aglomerate este, în general, dificilă deoarece ele alcătuiesc mase cu treceri dela o formă la alta. Aspectul rocelor este variat; culoarea, de obicei alb-cenu ie, datorită sericitizării și caolinizării, poate trece la verde, cînd materialul este cloritizat. Studiul microscopic arată că este vorba de tufuri riclitice, pe care dacitice; într-o masă sericitizată sau caolinizată, uneori aproape opacă, apar fragmente de feldspat alcalin și cuarț.

În V. Bocii tuful este caracterizat prin prezența unor pete lenticulare de culoare neagră, aglomerări de materii cărbunoase. Tuful apare ca intercalații în Sedimentar.

Andezitul vechi. Este roca cea mai larg dezvoltată; deși apare în toată regiunea Baia Mare, în această parte vestică a ei ea acoperă suprafețele cele mai întinse.

Andezitul vechi se prezintă sub foarte multe aspecte, determinate de faptul că el este totdeauna alterat. Variația modulului de alterare, variația intensității acestui fenomen, face ca roca să aibă infățișări numeroase, sub care, de multe ori, abia poate fi recunoscută.

Andezitul se întâlnește sericitizat, caolinizat, silicificat, piritizat, cloritizat. Cind nu este sub una din aceste forme, el apare totdeauna ca propilit; forma normală a roci nu am întlnit-o niciodată.

Andezitul propilitic este compact, de culoare verde trecînd spre negricios; alterat, ia culorile cele mai variate și ajunge dela o duritate extremă, cînd este silicificat, pînă la a fi complet sfărîmicioasă în cazul caolinizării.

Studiul microscopic prezintă numeroase dificultăți; starea de completă alterare a făcut imposibile orice precizări asupra formei inițiale a roci, dar s-a dovedit, în schimb, proprie pentru cercetarea modului de desfășurare a acestor procese. Urmărind îndeaproape fenomenele, situația s-a simplificat dintr-un punct de vedere, deoarece am ajuns la concluzia că nu trebuie să căutăm forma primitivă a andezitului vechi într-o rocă andezitică proaspătă, în înțelesul obișnuit al cuvintului, ci, împreună cu alți autori, să considerăm că propilitizarea este ea însăși o stare inițială. Amănuntele asupra acestei chestiuni constituie însă o problemă deosebită: atragem deocamdată atenția că rezervăm calificativele de «proaspăt» și «stare inițială» roci propilitice, iar cel de «alterat», rocelor caolinizate, sericitizate, etc.

Constituenții mineralogici ai formei proaspete a roci sunt plagioclaz și clorit, ca fenocristale, și feldspat, magnetit și sticlă în pastă.

Plagioclazul se prezintă în indivizi larg dezvoltăți; maclele sunt frecvente. Structurile zonare se întâlnesc numai excepțional. Determinările făcute au indicat regulat o compoziție de peste 45% An. Cloritul adoptă totdeauna conturele hornblendei pe care a înlocuit-o; el apare ca pennin și clinoclor. Pasta nu prezintă aspecte deosebite.

Sericitizarea andezitului se manifestă prin apariția unei însemnate cantități de sericit, atât numai în interiorul feldspațiilor, uneori, cât și în întreaga rocă, alteori. Există unele detalii care par să indice că nu este vorba de două etape ale aceluiași fenomen, ci de două moduri deosebite de evidențiere a sa.

Carbonatarea este o transformare care nu se reflectă prea mult în aspectul extern. Calcitul începe prin a înlocui spațiul fenocristalelor, atât al feldspațiilor cât și al cloritului.

Caolinizarea este un fenomen mai restrins. Ea se manifestă prin înlocuirea feldspațiilor cu caolinit, într-un stadiu inițial, iar apoi și prin înlocuirea pastei. Fenomenul este cantonat în imediata vecinătate a filoanelor.

Silicifiearea este forma sub care roca apare la suprafață numai în aflorimentele filoanelor, pentru că este o transformare care se produce numai pe un spațiu restrins în jurul acestora. Roca devine foarte compactă și foarte dură, totul fiind înlocuit cu quart sau calcedonie.

Aglomeratele andezitice. Întovărășind andezitul vechi, în unele puncte se găsesc și aglomeratele sale; ele sunt cantonate destul de strict în regiunea Ilba, V. Mare și V. Nistrului.

Aglomeratele sunt formate din fragmente andezitice de dimensiuni mari deobicei. Totul este alterat, cloritizat sau caolinizat de cele mai multe ori, fapt care face ca roca să se disagrege foarte ușor. Uneori aglomeratele sunt puternic silicificate. În regiunea Piatra Mare fenomenul este foarte intens și afectează o regiune cu aspect de stîlp. Culcarea rocelor variază, în acest punct, în tonuri închise, sterse; ele indică, destul de vag, aspectul unui aglomerat.



Tufurile andezitului vechi se dezvoltă în regiunea Virfului Tarnița. Aspectul lor este grezos datorită faptului că sunt destul de cristaline; prezintă o stratificație puțin evidentă. Ca și aglomeratele, tufurile pot fi intens silicificate. În extremitatea sudică a crestei care separă P. Roșu de V. Băiții silicificarea este completă; diferențele de culoare redau însă, și aici, ceva din vechea structură.

Ambele regiuni de silicificări, Piatra Mare și V. Băiții, ieș în relief printr-o morfologie caracteristică, datorită duritatei rocelor.

Riolitul. Străbătind andezitul vechi, apare un riolit, în general puțin dezvoltat. Roca este puternic transformată; sericitizarea și caolinizarea au schimbat-o într-o masă albă în care numai cristalele de cuarț rămân distințe.

Riolitul apare numai în coșuri bine delimitate sau în dykuri; primele au diametre de 200—300 m iar singurul dyk cunoscut are o lungime de peste 1000 m și o lărgime de cca 60 m. Relațiile riolitului cu alte roce nu sunt determinante decât de faptul că el străbate andezitul vechi.

Dacitul. În regiunea dela W de V. Băiții dacitele au o dezvoltare restrânsă; numai începând din această vale spre E ele acopăr mari suprafețe de teren.

La W de V. Băiții, în regiunea Virfului Piscuiatul, apare un dacit de culoare neagră, totdeauna proaspăt; are fenocristale de cuarț, plagioclaz și hornblendă, acestea din urmă de obicei rezorbite. În legătură cu dacitul apar și aglomeratele sale; relațiile dintre aceste două roce nu sunt clare, dar se pare că dacitul este mai nou.

Andezitul nou. Una din rocele cele mai tinere din regiune este un andezit negru, piroxenic, totdeauna proaspăt; structura porfirică este puțin accentuată deoarece cristalele de feldspat, deși de 3—4 mm lungime, fiind translucide sunt greu vizibile în mijlocul pastei. Citeodată andezitul este mai fanerocristalin; el adoptă atunci și o oarecare textură fluidală.

Roca prezintă două caractere esențiale:

a) Prezența piroxenului rombic, care este un hipersten puțin ferifer, mai curind un bronzit. În afară de acest piroxen apare și augit, însă nu în mod regulat; augitul poate să formeze fenocristale, să fie în indivizi mărunți sau să lipsească complet.

b) Al doilea caracter este aspectul feldspațiilor. Toate fenocristalele de feldspat sunt zonate. Zonele pot fi largi sau subțiri, dar totdeauna numeroase; de obicei se deosebesc cam 20, dar sunt frecvente și cristalele cu 30 zone. Cea mai mare parte dintre cristale au recurențe de compozиție.

Determinarea feldspațiilor a fost obiectul unei atenții deosebite. Valorile minime și maxime întlnite au fost 30% și 75% An; cifrele arată deci o largă variabilitate. În zonele acelaiași individ compoziția variază cu cel mult 30% An.

Trebue să atragem atenția că, deși măsurările au fost făcute cu masa universală, nu am putut folosi ultimele date în legătură cu diferențele de proprietăți

optice la feldspații din rocele vulcanice și cei din rocelé plutonice, astfel că, în lumina acestor ultime cercetări, nu este exclus ca valorile noastre să fie, în realitate, cu cîteva procente An mai scăzute. Compoziția foarte bazică a plagioclazilor rămîne însă un fapt stabilit, care se va reflecta și în chimismul întregii roce.

Socotind că problema efectuării unor separații în acest andezit, care se întină pe suprafețe întinse cu același aspect, merită să fie cercetată mai îndea-proape, am căutat mijloacele necesare pentru rezolvarea ei. Un prim criteriu a fost cel al prezenței piroxenului monoclinic; s-a putut deosebi deci, un andezit cu hipersten și augit de o altă formă numai cu hipersten. Acesta a fost un prim pas înainte, insuficient însă, cu atit mai mult cu cît arătam că există trecheri între cele două forme.

Căutind și o altă cale pentru efectuarea unor separații, am folosit variația modului de prezentare a feldspațiilor zonati. Alcătuind diagrame care să redea în abscisă și ordonată dimensiunile zonelor și compozitiilor lor, am reușit să punem în evidență cîteva tipuri deosebite de evoluție a fenocristalelor și deci și a cupoarelor magmatische respective¹⁾. Punând în legătură aceste date și cu compozitia microlitelor, am ajuns la rezultate foarte interesante, punând în evidență, în anumite situații, cazuri de migrare și acumulare a cristalelor. În felul acesta am găsit posibilitatea, nu numai de a izola anumite coșuri cu evoluție specială, dar și de a face o separație în timp între roce în care s-au produs acumulări de cristale, mai noi, și roce normale, mai vechi. Aceste lucrări cer, bineînțeles, pentru desăvîrșirea lor, un material foarte bogat și în mod special recoltat, aşa cum noi n-am avut deocamdată.

Dacitul feldspatic. Mai noi decit andezitul negru sunt două roce: dacitul feldspatic și trahitul. În multe cazuri ele apar foarte intim asociate, fapt care sugerează încă dela o primă vedere strînsa lor înrudire. Asupra acestei probleme vom reveni însă în cadrul discutării variației chimismului rocelor din regiune.

În stare proaspătă, dacitul feldspatic este alcătuit dintr-o pastă de culoare neagră și numeroase fenocristale de feldspat, ordonate într-o evidență structură fluidală. Pasta este complet sticioasă sau extrem de fin cristalină; studiul microscopic arată că, în afara orientării comune în spațiu a fenocristalelor, și aspectul pastei corespunde unei structuri fluidale.

Feldspatul se poate prezenta cu conture regulate, în prisme cu lungimi în jurul a 5 mm, sau ca fragmente de cristale. Este un plagioclaz proaspăt și cu accentuată structură zonară; prezintă asemănări evidente cu plagioclazul din andezitul nou, dar, spre deosebire de el, nu are aproape niciodată recurențe. Plagioclazul din dacit arată totdeauna trecheri continue de la bazic la acid, în care, de multe ori, nici nu se pot deosebi zone distincte; el dovedește prin aceasta o dezvoltare mai simplă, ajunsă într-un stadiu final, și, poate, mai rapidă. Determinările făcute asupra acestor plagioclazi au arătat că ei se mențin în limitele unui andezit.

¹⁾ DAN RĂDULESCU. Observații asupra variației compozitiei feldspațiilor plagioclazi zonati. *Bul. Ști. Ac. R.P.R.* Tom. IV. Nr. 2. București, 1952.



În afară de feldspați, extrem de rar apar cristale de piroxen rombic. Acestea sugerează, din nou, asemănarea cu andezitul negru nou.

De cele mai multe ori dacitul apare sub un aspect cu totul altul. Pasta sa devine complet roșie, în tonuri variind pînă la foarte închis. Schimbarea este datorită atît unei silificieri cît și unei simultane impregnări cu oxizi; procesul afectează în măsură destul de redusă fenocristalele. Cauzele acestor transformări le vom aminti în legătură cu o serie de fenomene caracteristice trahitului.

Dacitul feldspatic apare numai în trei puncte: Șindileu, Piatra Șoimului și regiunea Murgăului; deasemeni, două mici apariții filoniene, una în Valea Mare și una pe versantul drept al Văii Nistrului. În cele două puncte din urmă, precum și la S de Murgău, dacitul este proaspăt.

Trahitul. Ocupînd suprafețe însemnate în partea de W a regiunii Baia Mare, apar trei mase de trahit. Roca prezintă două caractere generale importante:

1. Este asociată foarte intim cu dacitul feldspatic;

2. A fost supusă unor fenomene de brecifiere și silificiere foarte intense. În modul acesta ia naștere o rocă nouă, care va fi descrisă sub numele de brecie de explozie silicifiată.

Cele trei puncte unde apare trahitul sunt: Seini, Șindileu—Piatra Șoimului și Murgău. La Șindileu și Piatra Șoimului apare și dacitul feldspatic complet transformat.

La Seini trahitul proaspăt apare cu totul subordonat; cea mai mare parte este complet alterată. Acest fapt face, de altfel, foarte dificilă delimitarea sa față de andezitul vechi înconjurător.

În legătură cu aspectul microscopic, este de semnalat o microstructură deosebită a cristalelor de sanidină. Ele par a fi alcătuite din asocieri de mici fragmente prismatice, lamelare poăte, care formează un gen de structură reticulară.

O transformare foarte frecventă a trahitului este silificierea; ea este întovărășită și de un aport de oxizi de fer, care dau roci o culoare dela galben la roșcat.

Un fenomen mai restrîns, întlnit numai în cîteva puncte, este epidotizarea trahitului.

Pă foarte mari întinderi trahitul ia un aspect curios, cu totul deosebit de al roci normale. Sunt două trăsături care domină această nouă însăjire a roci: fragmentarea și silificierea. În stadiile de transformare avansate, roca ia aspectul unui mozaic; fragmentele, variînd între 1 cm și dimensiuni microscopice, sunt legate între ele prin silice. Se constată totdeauna un aport de oxizi de fer, care dă roci culoarea roșie. Atît în cursul fragmentării, cît și al silificierii, se pot separa mai multe stadii de evoluție.

În regiunea Șindileu efuziunile de roce trahitice și fenomenele ulterioare de transformare au avut o evoluție mai complexă; aici se întlnesc dacit feldspatic și trahit brecifiat în aspecte cu totul caracteristice. Trahitul apare din mijlocul



dacitului, care îi alcătuiește numai periferia sa, ca o coroană. Limitele dacitului față de rocele înconjurătoare sunt foarte clare și nete; dimpotrivă, limitele dintre dacit și trahit nu pot fi decât cu greu precizate.

Deși cele două procese, de fragmentare și de silicifiere, s-au manifestat în mod evident și la Șindileu, există totuși deosebiri față de regiunea Seini, în sensul că aceste două fenomene nu se întlnesc în mod necesar împreună, ci au o oarecare independență.

Brecia are aici cel mai caracteristic aspect de mozaic; liantul nu are niciodată o dezvoltare mare, ci nu face decât să prindă fragmentele unele de altele. Silicifierea se produce și fără fragmentare, lăsând roci un aspect mai omogen; culoarea prezintă însă tonuri variate. Între tipul «brecie» și tipul «silicifiere» există, bineînțeles, numeroase treceri.

Pe Piatra Șoimului brecifierea este foarte redusă; numai excepțional se întâlnesc puncte unde roca este sfârmată. Silicifierile au un pregnant aspect de «stratificare», marcat de variațiile de culoare și de cele mai fine variații de nuanță. Acest aspect trebuie pus, probabil, în legătură cu structura fluidală a trahitului și cu superpoziția de curgeri, care a făcut posibilă o impregnare diferențială.

Din regiunea Murgău am cercetat numai o serie de probe aparținând geologului N. GHERASIM. Fenomenul de brecifiere pare a fi relativ restrins; există eșantioane tipice, dar, avem impresia, cu totul excepționale. Roca este puțin zdrubită și mai mult silicifiată.

Apariția brecilor silicificate este considerată ca fiind urmarea unor explozii vulcanice nedorisite, care nu ar fi reușit decât să fragmenteze roca, lăsând-o totuși pe loc; ulterior, o bogată circulație de soluții silicioase a cimentat fragmentele (D. GRUȘCĂ, 1950). În cadrul acestui mod de a vedea faptele, trebuie să deosebim un centru de explozie foarte important la Șindileu și explozii mai reduse la Seini, Piatra Șoimului și Murgău.

Gresiile superioare. În două puncte ale regiunii Seini apar niște gresii care stau peste rocele vulcanice: pe Dealul Barnici și de Dealul Tarda. Sunt roce gălbui, ușor feruginoase, fără o stratificare evidentă; sunt formate din granule de cuartă de dimensiuni medii.

Pe Dealul Barnici gresia apare pe o suprafață extrem de redusă, un mic rest pe vîrf de deal; pe Tarda gresia apare începînd din partea sa nordică înspre N, unde se pare că este mai larg dezvoltată. În ambele puncte gresia se găsește deasupra tuturor rocelor vulcanice, respectiv andezitul vechi, trahitul și brecia trahitică. Ea constituie, probabil, o sedimentare cu totul recentă, mai nouă decât toată activitatea vulcanică de aici.

Chimismul rocelor. Din materialul dela Baia Mare posedăm 17 analize noi (tab. 1 și 2), reprezentînd andezite negre noi — dintre care unele și din Estul regiunii Baia Mare, — dacite feldspatice, trahite, riolite vechi și un andezit vechi. Ele



TABEULU 1

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O- | H ₂ O+ | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | SO ₃ | Suma | Analist |
|----|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|--------|---------------|
| 1 | 50,52 | 22,90 | 4,39 | 2,44 | 3,20 | 0,28 | 9,87 | 3,06 | 0,85 | 0,89 | 0,48 | 0,98 | 0,14 | 0,19 | 100,19 | S. LUPAN |
| 2 | 51,98 | 19,56 | 5,25 | 3,63 | 3,55 | 0,13 | 8,74 | 2,30 | 1,05 | 1,49 | 1,65 | 0,39 | 0,14 | 0,24 | 100,10 | F. POPEA |
| 3 | 53,04 | 21,05 | 3,56 | 5,14 | 3,90 | 0,18 | 7,24 | 3,22 | 0,52 | 0,88 | 0,23 | 0,77 | 0,28 | 0,10 | 108,54 | C. BĂRCĂNESCU |
| 4 | 53,68 | 17,73 | 4,29 | 5,57 | 3,83 | 0,14 | 7,04 | 3,30 | 1,28 | 1,01 | 0,75 | 1,09 | 0,16 | 0,26 | 100,13 | S. LUPAN |
| 5 | 53,70 | 19,95 | 7,18 | 1,47 | 3,52 | 0,23 | 7,58 | 3,05 | 0,91 | 1,07 | 0,08 | 0,77 | 0,23 | 0,17 | 99,91 | C. BĂRCĂNESCU |
| 6 | 53,70 | 17,47 | 5,54 | 5,23 | 3,57 | 0,04 | 7,47 | 3,22 | 0,85 | 1,08 | 0,33 | 0,65 | 0,20 | 0,25 | 99,60 | S. LUPAN |
| 7 | 54,42 | 17,38 | 4,48 | 3,69 | 2,29 | 0,21 | 7,43 | 3,49 | 1,48 | 0,78 | 3,47 | 0,59 | 0,15 | 0,34 | 100,20 | F. POPEA |
| 8 | 55,03 | 14,23 | 6,17 | 2,62 | 3,70 | 0,89 | 8,65 | 2,90 | 1,05 | 0,52 | 2,03 | 1,80 | 0,20 | 0,25 | 100,04 | F. POPEA |
| 9 | 57,07 | 23,56 | 1,93 | 4,07 | 3,35 | 0,14 | 3,94 | 3,21 | 0,88 | 1,04 | 0,31 | 0,50 | 0,20 | 0,08 | 100,28 | F. POPEA |
| 10 | 57,78 | 21,16 | 3,06 | 1,60 | 0,50 | 0,03 | 0,51 | 1,96 | 9,78 | 0,75 | 1,12 | 1,26 | 0,09 | 0,59 | 100,19 | F. POPEA |
| 11 | 59,71 | 16,75 | 3,83 | 3,30 | 2,78 | 0,11 | 5,44 | 3,96 | 1,73 | 0,75 | 0,59 | 0,76 | 0,14 | 0,18 | 100,03 | S. LUPAN |
| 12 | 59,72 | 21,34 | 1,66 | 0,76 | 0,55 | 0,03 | 0,31 | 0,92 | 12,02 | 0,35 | 1,72 | 0,50 | 0,11 | 0,09 | 100,08 | F. POPEA |
| 13 | 61,07 | 17,65 | 1,82 | 3,15 | 1,50 | 0,05 | 4,34 | 2,35 | 2,43 | 1,06 | 3,26 | 0,61 | 0,17 | 0,47 | 99,93 | F. POPEA |
| 14 | 66,04 | 15,16 | 3,37 | 0,63 | 0,70 | 0,05 | 3,40 | 3,68 | 2,58 | 1,28 | 1,66 | 1,39 | 0,10 | — | 100,04 | F. POPEA |
| 15 | 66,54 | 14,81 | 0,89 | 2,83 | 0,67 | — | 3,03 | 3,83 | 2,00 | 0,97 | 3,61 | 0,38 | 1,08 | 1,11 | 99,75 | F. POPEA |
| 16 | 73,10 | 13,90 | 0,21 | 1,45 | 0,75 | 0,02 | 0,22 | 3,57 | 5,85 | 0,33 | 0,51 | 0,32 | 0,09 | 0,02 | 100,34 | F. POPEA |
| 17 | 76,06 | 12,18 | 0,03 | 1,71 | 0,15 | — | 0,17 | 1,31 | 7,15 | 0,39 | 0,77 | 0,38 | 0,04 | 0,05 | 100,39 | F. POPEA |

1. Andezit nou (amfibolic). Vf. Sărmășal Mare.
2. Andezit nou, cu hipersten. Pîrful Feciorului.
3. Andezit nou, cu hipersten și augit. V. Limpede.
4. Andezit nou, cu hipersten. Seini.
5. Andezit nou, cu hipersten și augit. V. Bervincioara.
6. Andezit nou, cu hipersten. Dealul Negru-Lacul Znelor.
7. Andezit vechi propilitic. Săsar, gal. Trei Stejari.
8. Andezit nou, cu hipersten și augit. V. Bocii.
9. Andezit nou, cu hipersten și augit. V. Mare.
10. Trahit. V. Frumușoaia-Murgău.
11. Andezit cu hipersten și augit. Gutai.
12. Trahit. Dealul Tarda.
13. Dacit feldspatic. V. Mare.
14. Dacit feldspatic. Sindileu.
15. Dacit feldspatic. V. Borcutului.
16. Riolit. V. Ilba.
17. Riolit. V. Ilba.



TABELUL 2
Valorile parametrilor

| | <i>si</i> | <i>al</i> | <i>fm</i> | <i>c</i> | <i>atk</i> | <i>k</i> | <i>mg</i> | <i>Q</i> | <i>L</i> | <i>M</i> | α |
|----|-----------|-----------|-----------|----------|------------|----------|-----------|----------|----------|----------|----------|
| 1 | 139 | 37 | 24 | 29 | 10 | 0,15 | 0,67 | 37 | 49 | 14 | 0,93 |
| 2 | 152 | 34 | 30 | 28 | 8 | 0,23 | 0,65 | 40 | 42 | 18 | 2,00 |
| 3 | 150 | 35 | 33 | 22 | 10 | 0,09 | 0,57 | 39 | 46 | 15 | 1,60 |
| 4 | 158 | 31 | 37 | 22 | 11 | 0,20 | 0,50 | 39 | 42 | 19 | 1,70 |
| 5 | 165 | 36 | 28 | 25 | 11 | 0,15 | 0,80 | 41 | 45 | 14 | 2,40 |
| 6 | 159 | 30 | 36 | 23 | 11 | 0,14 | 0,54 | 39 | 41 | 20 | 1,70 |
| 7 | 170 | 32 | 26 | 25 | 17 | 0,18 | 0,51 | 34 | 42 | 24 | 0,75 |
| 8 | 173 | 26 | 34 | 29 | 11 | 0,19 | 0,60 | 41 | 36 | 23 | 2,20 |
| 9 | 185 | 45 | 30 | 13 | 12 | 0,14 | 0,60 | 45 | 33 | 26 | 2,80 |
| 10 | 238 | 51 | 13 | 2 | 34 | 0,77 | 0,22 | 40 | 50 | 10 | 2,00 |
| 11 | 207 | 34 | 39 | 20 | 17 | 0,22 | 0,60 | 44 | 43 | 13 | 3,50 |
| 12 | 234 | 54 | 2 | 7 | 37 | 0,89 | 0,50 | 46 | 47 | 7 | 6,20 |
| 13 | 251 | 42 | 22 | 19 | 17 | 0,40 | 0,45 | 51 | 39 | 10 | 7,50 |
| 14 | 321 | 44 | 13 | 17 | 25 | 0,31 | 0,36 | 54 | 41 | 5 | 16,00 |
| 15 | 325 | 42 | 18 | 16 | 24 | 0,25 | 0,30 | 62 | 31 | 7 | 17,70 |
| 16 | 420 | 47 | 11 | 1 | 41 | 0,51 | 0,33 | 55 | 41 | 4 | 21,00 |
| 17 | 512 | 48,3 | 11,4 | 1,3 | 39 | 0,78 | 0,15 | 62 | 34 | 4 | 29,50 |

apartin în deosebi celei mai noi faze de erupție, la care se referă, deci, și concluziile noastre.

Diagrama care însășișează variația principaliilor oxizi (fig. 1) prezintă, exceptind analizele nr. 10 și 12, aspectul normal al unei diferențieri calco-alcaline; pentru toți cei patru parametri s-au obținut curbele corespunzătoare. Pentru intervalul $si = 160$ la $si = 180$ există la toți parametrii o zonă cu mai multe variații; aspectul acesta este dat însă de faptul că aici se plasează un mare număr de analize; de altfel, punctele lor reprezentative nu sunt niciodată prea îndepărtate de curba normală.

Tot grupul de analize din partea stîngă a diagramei corespunde andezitelor negre; analizele din partea dreaptă nr. 13, 14 și 15 sunt cele ale dacitelor feldspatice, iar nr. 10 și 12 corespund la două trahite. Riolitele nu au fost figurate, ele plasîndu-se mult în dreapta. Trahitile ies din mersul general al curbelor printr-o valoare extrem de ridicată pentru parametrul *alk* și prin valori foarte scăzute pentru *c* și *fm*; la parametrul *al* deosebirea este mai puțin evidentă:

În diagrama triunghiulară QLM (fig. 2), în care *Q* reprezintă silicea, *L* feldspații și *M* elementele negre, localizarea analizelor este la fel de concludentă. În triunghiul QLM, linia PF desparte două cîmpuri complet diferite: cel superior, în care apar rocele suprasaturate cu silice și corespunzînd rocelor calco-alcaline, și cel inferior, în care se plasează rocele nesaturate, corespunzînd rocelor alcaline. Majoritatea rocelor dela Baia Mare ocupă locul normal al rocelor calco-alcaline; pentru aceleasi trahite însă, se observă o puțernică tendință de migrare în cîmpul rocelor alcaline.



Diagrama parametrilor k și mg (fig. 3) prezintă din nou analizele trahitelor în cîmpul rocelor alcaline, în timp ce toate celelalte roce se plasează normal, în spațiul calco-alcalin. Trahitile învederează și de această dată o imbogățire în alcalii și pierderea aproape completă a elementelor feromagneziene.

La prima vedere, datele expuse pînă acum ar putea fi interpretate ca arătind două grupe deosebite de roce: trahitele și dacitele de o parte, și andezitele de altă

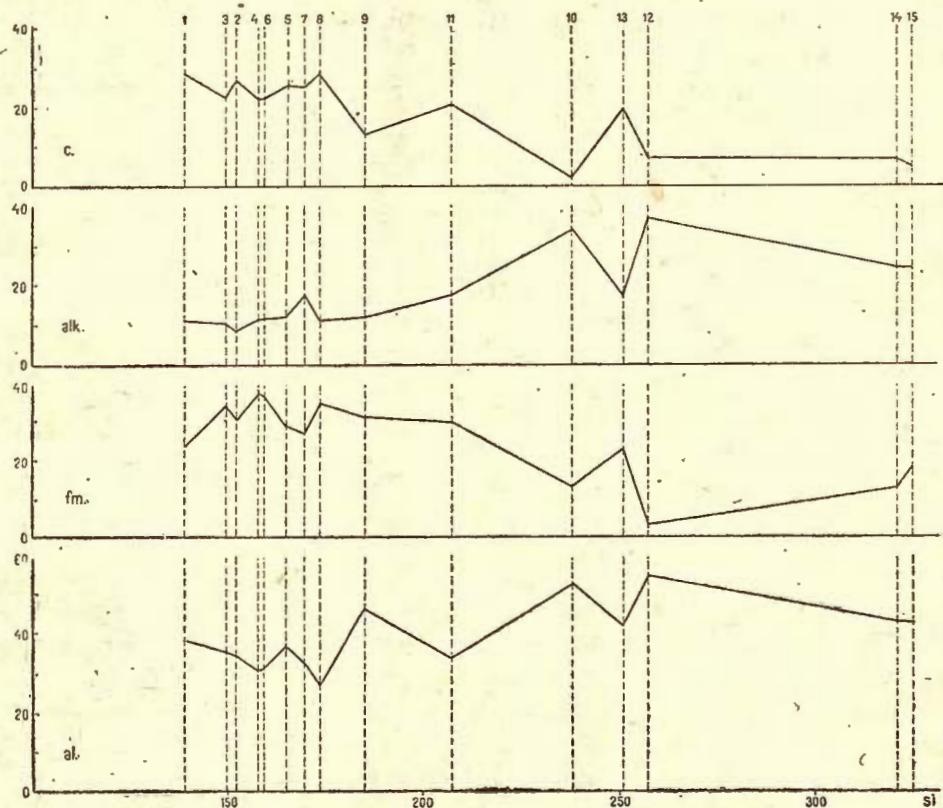


Fig. 1. — Diagrama de variație a parametrilor al , fm , alk , c .

parte. În realitate, așa cum vom arăta mai jos, strînsa înrudire a acestor roce este evidentă.

Andezitele noi reprezintă o magmă foarte bazică (este o observație pe care o făceam încă din considerarea compoziției plagioclazilor) destul de apropiată de o magmă bazaltică. Andezitele au 54, 53, 52, 51% silice, corespunzînd adică extremității acide a grupei bazaltelor, deoarece există bazalte cu olivină cu 54% silice, iar fără olivină ajung chiar la 56–57%.

Acste roce se remarcă de asemenei prin valori mari pentru parametrul mg , care ajunge la 0,8; tot așa, parametrii c și fm ajung la 25,29 și respectiv 36,37;



valorile parametrului fm , mai mari decit cele ale parametrului al , sint deosebit de semnificative pentru ideea pe care o urmărim.

De aici reiese că, în adevăr, magma andezitelor noi era destul de bazică și apabilă deci să dea diferențieri foarte accentuate. Diferențierea s-a făcut în două sensuri: imbogățire în alcalii și imbogățire în silice.

Diagrama din fig. 4, reprezintă relațiile dintre parametrii si și alk . În colțul din stanga se plasează toate analizele andezitelor noi, cu raporturi normale între cei doi parametri. Trahitele au valori ridicate pentru alcalii, corespunzătoare valorilor

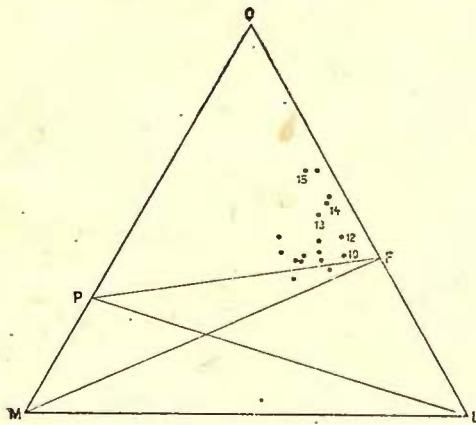


Fig. 2.— Proiecția analizelor în diagrama triunghiulară QLM

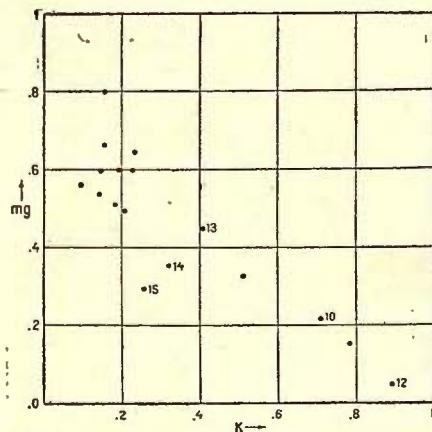


Fig. 3.— Diagrama parametrilor k , mg .

scăzute pentru silice, și se plasează mult în dreapta. Dacitele feldspatice au, dimpotrivă, valori foarte ridicate pentru silice, corespunzind unor valori scăzute pentru alcalii. Se evidențiază astfel cele două linii de evoluție a magmei inițiale.

Revenind la faptele de teren, reamintim observația că limitele dintre aceste două roce nu au fost trasate încă pentru că ele nu se prezintă cu preciziune nicăieri. Era primul fapt care sugera înrudirea strânsă dintre roce.

Succesiunea erupțiunilor. Problema cea mai delicată în stabilirea succesiunii erupțiunilor din această regiune este, credem noi, aceea referitoare la rocele dacitice și trahitice. Din motive de ordin cartografic, amintite în cursul descrierii făcute, și sprijinindu-ne și pe datele căpătate din studiul chimic, noi socotim că dacitele feldspatice și trahitele au apărut la foarte scurt interval unele după altele, dacă nu simultan chiar.

La Seini trahitul este înconjurat numai de andezitul vechi; la Șindileu, dacitul feldspatic se arată a fi mai nou decât dacitele care se dezvoltă la S de Vf. Mare, și, deasemeni, mai nou decât cele din Valea Băiții. La Murgău, în afara de masa de trahite (și trahite cuarțifere) care apare din mijlocul acelorași dacite mai vechi, se cunoaște, ceva mai la S, un stilp de dacit feldspatic care străbate Sedimentarul

cel mai nou al regiunii. În felul acesta, dacitul se dovedește a fi foarte tânăr și, împreună cu trahitul, mai nou decât andezitul negru.

Pentru această parte vestică a regiunii Baia Mare, activitatea eruptivă ar fi avut deci următoarea desfășurare:

Prima efuziune este cea a andezitului propilitic, care s-a revărsat pe suprafețe foarte mari. Ulterior s-au născut tufurile și aglomeratele sale; dimpotrivă, nu pare a exista o legătură evidentă între andezit și tuful vechi. Riolitul este prezentat, pînă

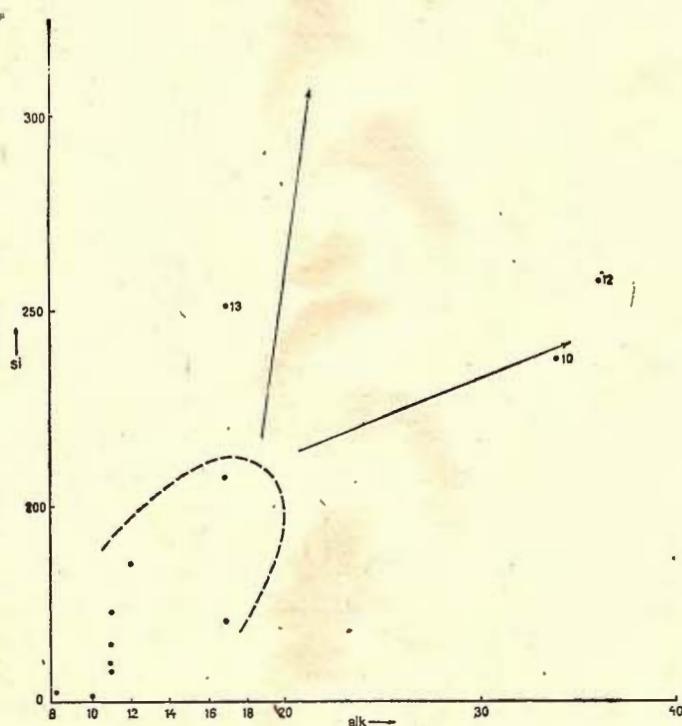


Fig. 4. — Relațiile parametrilor *si* și *alk*

acum, ca încheind acest prim ciclu eruptiv. După cum arătam însă, n-au putut fi observate pînă acum decît contactele sale cu roce mai vechi, dar nu și mai noi. Sintem înclinați să atribuim acestei roce o vîrstă mai nouă, fără a avea date suplimentare, deocamdată.

Unei a două faze eruptive îi corespund dacitele de pe Piscuiatul și din V. Băiții; deasemeni, probabil, rocele nedescrise de noi, riolitul numit de Ulmoasa și andezitul cuarțifer, care apar începînd din V. Băiții spre E. Faza pare să fie dominată de prezența dacitelor, care afectează faciesuri foarte variate. Majoritatea rocelor sint puternic alterate; proaspete sint numai Dacitul de Piscuiatul și andezitul cuarțifer, în mare parte. Ele par să fie și mai noi.

Ultima fază este cea alcătuită din andezit cu hipersten, dacite feldspatice — trahit — brecie de explozie. Andezitul ocupă suprafete foarte întinse, iar dacitele și trahitele apar numai în puține puncte; primul este complet proaspăt, în timp ce celelalte roce au suferit transformări profunde.

Problema mineralizării. În lumina tuturor datelor expuse pînă acum, se pot trage următoarele concluzii privind problema mineralizării.

Prima fază eruptivă prezintă toate caracterele care indică prezența mineralizărilor; în realitate, rocele sale sunt purtătoarele celor mai numeroase și mai bogate filoane din regiune. Atât exploataările vechi, cit și cele actuale, se fac, în cea mai mare parte, în filoane cantonate în aceste roci.

A doua fază eruptivă nu a fost decît atinsă în cercetările noastre. În foarte mare parte, rocele sale (dacite și Riolitul de Ulmoasa) prezintă caractere de alterare asemănătoare acelora din faza I. Pînă acum, năs-a dovedit însă că ele ar fi purtătoare de filoane importante. Posibilitatea existenței lor este arătată însă prin apariția a numeroase mici filoane, cercetate sau în curs de cercetare. În andezitul cuarțifer se cunosc mineralizări, fără însă ca ele să fie însotite de fenomene de alterare însemnate.

Faza eruptivă cea mai nouă are două elemente deosebite: andezitul cu hipersten, care se prezintă pe suprafete mari în stare complet proaspătă, și rocele trahitice, care sunt totdeauna transformate. Transformările dacitelor și trahitelor sunt de o natură cu totul specială; ele se dătoresc unui fenomen care poate să nu fie direct legat de mineralizare. Totuși, bogăția de soluțiuni silicioase în legătură cu dacitele și trahitele lasă deschisă posibilitatea de apariție a mineralizărilor. Principal, noi intrevedem această posibilitate și nu este exclus că la unele nivele mai adînci ele să apară. De altfel, în extremitatea estică a regiunii, se pare că s-a reușit să se pună în evidență mineralizări foarte noi, corespunzînd acestei ultime faze.

— R. DIMITRESCU. — **Cercetări petrografice în regiunea Baia Borșa-Toroia.**

Cercetările incepute în anul 1950 în regiunea Baia Borșa au fost continuate de noi și în anul 1951. Obiectul lor a fost dublu: pe de o parte, extinderea cartărilor geologice în regiunea situată la sud de Valea Cisla, pînă în Virful Cearcănu, iar pe de altă parte, efectuarea citorva revizuiri la nord de Valea Cisla, în masivul eruptiv studiat în anul precedent.

a) *Sisturile cristaline* care formează fundamentul regiunii dintre Valea Cisla, Virful Măgurii și Virful Cearcănu, fac parte din aceeași serie epizonală descrisă în comunicarea de anul trecut. În acest complex sisturile cuarțitice-sericitice sunt acelea care predomină. Pe un affluent al Văii Vinișorului apare un cuarțit cu aspect rubanat, datorită unor benzi de pulbere fină grafitică. Cuarțite negre grafitoase,



asociate uneori și cu filite negre, apar la Piatra Băiței, iar pe D. Frumos, sub Mestecăniș și sub Virful Cearcănu apar sub formă unei fișii lungi de peste 1 km.

În urma studiilor petrografice, făcute în 1950—51, s-au putut separa cartografic, anul acesta, suprafețe mult mai întinse ocupate de porfiroide, și anume: la sud de Valea Cisla, pe D. Frumos, pe Valea Cisla în apropierea confluenței cu V. Săcului, iar la nord de Valea Cisla, sub Vf. Piilorul Caprei, pe D. Ezerului precum și la izvoarele Văii Cailor.

În secțiuni subțiri, aceste roce prezintă o structură evidentă porfirică relictă; masa fundamentală are o structură lerido-grano-blastică și o textură șistoașă, de multe ori ușor ondulată, amintind pe cea helicitică.

Masa roci este formată din granule de cuarț și de albit, de dimensiuni între 0,02 și 0,1 mm și este străbătută de fișii clorito-sericitice. Cuarțul prezintă frecvent o extincție puternic onduloasă.

În această masă fundamentală se întlnesc plagioclazi, feldspat potasic și cuarț, sub formă de fenocristale relicte.

Plagioclazul apare în cristale idiomorfe, cu margini rupte și dințate; dimensiunile lor variază între 0,3 și 3 mm. Adeseori este maclat intens după mai multe legi de maclă, sau formează asociații neregulate de indivizi. De obicei aspectul plagioclazului este cel obișnuit din rocele eruptive. Cristalele sunt uneori fisurate și aproape totdeauna foarte ușor sericitizate.

Feldspatul potasic este mai rar; se prezintă în indivizi fără conture idiomorfe și de dimensiuni care nu depășesc 1 mm. Cu totul sporadic, pe lîngă ortoză apare microclinul; în general, însă, acesta din urmă este înlocuit prin albit.

Cuarțul nu apare sub formă de fenoclaste decât în unele din aceste porfiroide (pe V. Cisla). Cristalele sunt totdeauna lentiliforme, cu urme de coroziune magmatică, marginile fiind rupte și recimentate cu mortar. Extincția este onduloasă. Dimensiunile indivizilor variază între 1 și 2 mm. De multe ori, însă, cuarțul este complet sfârmat și se observă fișii formate din mortar cu granule de 0,2—0,3 mm.

Cu aceste caractere, porfiroidele descrise se încadrează în categoria gnaiselor sericitice, provenind probabil din cuarț-porfire și porfirite metamorfozate.

b) *Formațiunile eruptive.* Structura masivului eruptiv care reiese din cercetările făcute în cele două campanii de teren, este aceea a unui mare corp de formă aproxi-mativ eliptică, intrus concordant în șisturile cristaline, ale cărui apofize formează o serie de numeroase sill-uri cu direcția NW—SE.

La sud de Cisla, Eruptivul formează o serie de corpuri de dimensiuni foarte variate (de la cîțiva metri pînă la 2 km lungime), principalul fiind cel de la Vf. Măgurii. Formațiuni piroclastice nu există în regiune.

Semnalăm, ca fapt nou observat anul acesta, interesante fenomene autometamorfice de turmalinizare, în zonele periferice ale masivului eruptiv de pe Valea Nicorcea.



Natura subvulcanică a Masivului Toroiaga este pusă bine în evidență sub microscop prin structura rocelor constitutive.

În părțile centrale ale corpului principal precum și în cele ale masivului mai mic, de la gura Văii Nicorcea, roca este un diorit cuarțifer format din cristale de plagioclaz (0,2—0,6 mm), cuarț (0,05—0,1 mm), hornblendă verde (0,3—1,7 mm), biotit (0,3—1 mm) și minereu. Unele cristale de plagioclaz, mai larg dezvoltate (1—2,5 mm, sau excepțional 3 mm), imprimă roci un caracter porfiric.

Remarcabile sunt aparițiile, foarte rare de altfel, de concreșteri granofirice de cuarț și feldspat ortoclaz, care pot ajunge pînă la 10% din masa roci.

Compoziția mineralologică cantitativă a acestui cuarț-diorit este redată de următoarele analize planimetrice:

| | V. Secu | V. Secu | Afl. V. Secu | Afl. V. Secu | V. Nicorcea |
|----------------------|---------|---------|--------------|--------------|-------------|
| | % | % | % | % | % |
| Plagioclaz | 65,63 | 77,50 | 60,02 | 74,40 | 71,28 |
| Cuarț | 9,58 | 6,79 | 6,67 | 6,60 | 9,76 |
| Hornblendă | 16,31 | 7,75 | 10,23 | 9,31 | 12,95 |
| Biotit | 5,24 | 3,47 | 4,12 | 3,79 | 4,11 |
| Epidot | 1,42 | 2,26 | 15,69 | 3,90 | — |
| Minereu | 1,83 | 2,24 | 2,49 | 2,00 | 1,87 |

Spre exteriorul ambelor masive și în special în părțile nord-vestice ale masivului principal, roca este formată din pastă cu structură microcristalină panalotriomorfă, în compoziția căreia intră feldspații și cuarțul, ale căror dimensiuni variază între 0,03 și 0,05 mm, și din fenocristale de plagioclaz (2,5—5 mm), cuarț (0,3—0,7 mm), hornblendă verde (0,3—1 mm), biotit (0,5—1,2 mm) și minereu. Analizele planimetrice ne dau următoarele rezultate: pastă, 33—58%; fenocristale, 42—67% (plagioclaz, 27—41%; cuarț, 1,1—2,9%; hornblendă, 8—17%; biotit, 38—5,5%; minereu, 0,6—2,9%). Roca este un andezit cuarțifer. Unele varietăți mai bogate în cuarț pot fi denumite chiar dacite.

Trecerea de la dioritele cuarțifere la andezitele cuarțifere și la dacite, se face prin intermediul unor porfire cuarț-dioritice, roce cu pasta grosieră (granulele trecind de 0,05 mm) și cu o proporție de fenocristale mai mare de 50%.

În sill-urile care străbat Valea Cisla și afluenții ei nordici: Valea Colbu, P. Moreii și P. Netedul, spre sud-estul masivului principal, și în cele care apar pe Valea Novățului, la nord-vestul masivului, roca este în general un andezit cu hornblendă și biotit, uneori cu sporadice fenocristale de cuarț; foarte frecvent însă, acesta din urmă poate lipsi cu desăvîrșire. Într-un singur punct, pe un affluent al Văii Colbului, în aceste roce apare, printre mineralele melanocrate, și augitul.

Din erupțiunile care străbat Sedimentarul, și care sunt situate între Baia Borșa și Borșa, o parte sunt andezite amfibolice, cea mai mare parte, însă, sunt andezite cu augit și hornblendă brună.

Studiul plagioclazilor din aceste roce a arătat un conținut în anortit cuprins în mod constant între 38 și 58% pentru toate varietățile de roce descrise mai sus,



ceea ce arată o evoluție comună a acestora în focarul magmatic, și nu o succesiune îndepărtată în timp. Unii plagioclazi prezintă o zonare puternică; astfel, o serie de determinări informative ne-au arătat diferențe în compozitie de la 56% An (centru) la 40% An (margini), sau chiar 85%—67%—38% An, cu numeroase recurențe. Determinările efectuate asupra unei serii de indivizi nezonati, atât prin metodele uzuale cât și cu masa universală, au fost făcute utilizându-se noile curbe de temperatură înaltă (A. KÖHLER) pentru extincții și pentru migrația polului feții (010). Rezultatele sunt trecute în următorul tablou:

| | Ext. max. | Albit-Karlsbad | Polul feții (010) |
|---|-----------|----------------|-------------------|
| | % An | % An | % An |
| Cuarț-diorit V. Secu | 56 | 51 | 55 |
| " afl. V. Secu | 50 | 43 | 52; 56; 57 |
| " V. Novățului | 46 | — | 42; 50 |
| " V. Nicoreea | 53 | — | — |
| Porfir cuarț-dioritic M. Toroiaga | 48 | 53 | — |
| Dacit M. Toroiaga-vest | — | — | 38; 43 |
| " " " | — | — | 45 |
| Andezit cuarțifer V. Secu | — | — | 58 |
| " " " | — | 42 | — |
| " " " afl. V. Secu | — | — | 40 |
| Andezit V. Colbu. | 42 | — | — |
| Andezit cu piroxen, afl. V. Corbu | — | 43 | — |
| Andezit piroxenic, V. Arșița | 51 | — | — |

In cele ce urmează redăm rezultatele a trei analize chimice, efectuate de chimistii G. RACU și A. KIZYK, și interpretarea acestor analize:

| | Dacit M. Toroiaga-vest | Diorit cuarțifer V. Secu | Diorit cuarțifer Afl. V. Secu |
|----------------------------------|---------------------------|-----------------------------|----------------------------------|
| SiO ₂ % | 56,48 | 58,32 | 58,02 |
| Al ₂ O ₃ % | 18,10 | 17,93 | 17,60 |
| Fe ₂ O ₃ % | 1,96 | 2,57 | 2,65 |
| FeO % | 4,90 | 3,64 | 4,87 |
| CaO % | 5,19 | 6,55 | 6,15 |
| MgO % | 2,86 | 2,55 | 2,73 |
| Na ₂ O % | 3,99 | 3,78 | 4,55 |
| K ₂ O % | 3,24 | 3,02 | 2,60 |
| P ₂ O ₅ % | 0,28 | 0,26 | 0,24 |
| SO ₃ % | 0,45 | 0,27 | — |
| Pierdere prin calcinare | 2,42 | 1,16 | 1,06 |
| | 99,87 | 100,05 | 100,47 |

Minerale normative

| | % | % | % |
|--------------|-------|-------|-------|
| Q | 3,34 | 7,52 | 5,10 |
| or | 18,69 | 17,09 | 14,90 |
| ab | 34,95 | 32,55 | 39,33 |
| an | 21,33 | 23,21 | 19,09 |
| di | 4,30 | 7,87 | 10,22 |
| hy | 15,09 | 9,14 | 8,60 |
| ml | 1,67 | 2,13 | 2,22 |
| ap | 0,58 | 0,53 | 0,49 |



Parametri Zavaritski

| | | | |
|----|------|------|------|
| a | 13,5 | 13,1 | 14,0 |
| c | 5,7 | 5,8 | 4,9 |
| b | 13,0 | 12,6 | 14,2 |
| s | 68,0 | 68,4 | 66,8 |
| f' | 51,6 | 46,0 | 48,7 |
| m' | 39,6 | 35,3 | 32,7 |
| c' | 8,8 | 18,7 | 18,4 |
| n' | 68,7 | 65,5 | 72,5 |

Parametri Niggli

| | | | |
|-----|------|------|------|
| si | 176 | 182 | 179 |
| al | 33 | 33 | 32 |
| p | 0,38 | 0,36 | 0,32 |
| fm | 31 | 27 | 31 |
| c | 17 | 22 | 18 |
| alk | 19 | 17 | 19 |
| k | 0,34 | 0,34 | 0,28 |
| mg | 0,44 | 0,44 | 0,40 |

În clasificarea lui ZAVARITSKI, roca se încadrează între granodiorite, tonalite și diorite cuartifere. Coeficienții lui NIGGLI au valori corespunzătoare unei magme tonalitice - cuarț-dioritice.

Masivul eruptiv este străbătut de o serie de fracturi orientate N 35° E, pe care s-au depus mineralizațiile; această direcție este foarte apropiată de cea a unuia din sistemele regionale de falii constatate în Bazinul sedimentar al Borșei.

Asupra vîrstei erupțiunilor nu se poate afirma nimic altceva decât că sunt cu siguranță neogene. Presupunem însă, pentru ele, o vîrstă miocen-inferioară și le paralelizăm cu celealte formațiuni subvulcanice, puse în evidență numai foarte recent în Munții Călimani și în Munții Tibleșului.

— R. DIMITRESCU și M. BLEAHU. — Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare).

În cursul campaniei anului 1951, în cadrul continuării studiilor geologice întreprinse în regiunea eruptivă regiunea Baia Mare, ne-a revenit sarcina de a efectua cartarea geologică a regiunii situate la S de creasta principală a munților Gutăi-Văratic, pe teritoriul comunei Băiuț.¹⁾

Ca studii anterioare asupra regiunii am avut la dispoziție harta și raportul din 1950 ale profesorului E. STOICOVICI, depuse la Comitetul Geologic. Am consultat de asemenea lucrarea lui SEVER ANTON²⁾ asupra klippelor pieninice, precum

¹⁾ Înțîm să mulțumim colegului D. PATRULIU pentru ajutorul acordat la această lucrare, pe teren și în laborator.

²⁾ SEVER ANTON. Asupra prezenței klippelor pieninice în nordul Transilvaniei. Acad. Roum. Bull. Sect. Scient. Vol. XXV, nr. 10.



și sinteza geologului maghiar L. REICH¹⁾ asupra evoluției geologice a Ardealului de Nord. O lucrare stratigrafică recentă, privind regiunea dintre Strîmbul Băiuțului, Tg. Lăpuș și Țibleș, este cea a lui B. BÖHM-BEM²⁾. După d-sa se disting aci formațiuni în facies de Fliș, de vîrsta: cretacic-inferioară, barremiană, apțiană, senoniană, eocenă, oligocenă și miocenă. În regiunea care ne interesează mai în de aproape, se fac următoarele subdiviziuni: șisturi marnoase cu gresii calcaroase și conglomerate; gresii glauconitice cu hieroglife, puternic micaferă, în regiunea Poiana Botizei; conglomerate cu elemente mici sau mari de șisturi cristaline (toate acestea ar reprezenta Cretacicul de la Apțian la Senonian); gresii dure în bancuri mai puternice, la S de Poiana Botizei (sunt asemănătoare cu cele eocene, dar sunt considerate ca Senonian, ele înclinând spre N, sub marnele roșii; marne roșii cu pete verzi, cu *Globotruncana linnei* și *Ventilabrella eggeri* (Senonian superior); gresii eocene cu Nummuliți; calcare cu Nummuliți, Lepidocycline și Coralieri (Ludian-Lattorfian) și Conglomerate de Măgura, gresii conglomeratice în bancuri masive, cu Nummuliți nedeterminabili (Eocen superior—Oligocen inferior).

Vîrstele atribuite se bazează în general pe asemănări litologice problematice, cu formațiuni din Flișul Carpaților orientali (Strate de Sinaia, Strate de Spas-Audia, Strate cu Inocerami, etc.).

Menționăm că pe hărțile publicate de Institutul Geologic la scarile 1:2.500.000 și 1:1.500.000, formațiunile geologice din regiune erau atribuite tot Cretacicului. Pe proiectul de hartă 1:500.000 nu mai figurează însă decât Eocen, în afara Senonianului de la Poiana Botizei.

Formațiunile sedimentare. Jurasic. Cele mai vechi formațiuni sedimentare din regiune sunt reprezentate prin Jurasic care formează o serie de klippe, apărind de sub cuvertura de Senonian, în trei puncte: În Dealul Ruginosului (deasupra bisericii din Poiana Botizei), pe V. Vărăștinii (un mic affluent stîng al Văii Botiza, în amonte de ultimele case ale comunei Poiana Botizei) și pe dealul numit «La Piatra de Var», deasupra confluentei Văii Strîmbului cu V. Lăpușului. În alcătuirea acestei din urmă klippe intră mai multe tipuri de calcare, și anume:

a) Calcare foarte fine, cenușii cu fețe cretoase, cu diaclaze fine de calcit și cu accidente silicioase de culoare neagră, cu rari *Lamellaptychus* de talie mică.

b) Calcare albe cenușii microdetritice, cu elemente disperse de culoare verzuie. În secțiuni subțiri se observă elemente remaniate de eruptiv bazic, oolite, Foraminifere, plăci de Echinoderme și structuri de Moluște. (Aceste determinări microscopice în calcare, precum și cele următoare se datorează colegii M. DESSILA).

¹⁾ LAJOS REICH. Evoluția geologică a Ardealului de Nord și poziția lui tectonică în cadrul sistemului basinului carpatic. *Földt. Int. Évi. Jel.* 1943/1.

²⁾ BOLESŁAW BÖHM.-BEM. Geologische Verhältnisse des Gebietes NE von Olahlapos. *Földt. Int.-Beszámolo.* 1944/2.

c) Calcare roșii-vișinii cu pete verzi, în parte marnoase, stratificate în pături subțiri, îmbrăcind uneori aspecte de calcar nodular, cu chaille-uri roșii de aspectul jaspurilor. Cuprind o faună tithonică cu *Aptychus*¹⁾ și anume:

- Laevaptychus latus* (PARK.)
- Lamellaptychus beyrichi* (OPP.)
- Lamellaptychus beyrichi*, var. *fractocostata* (TRTH.)
- Lamellaptychus lamellosus* (PARK.)
- Lamellaptychus rectecostatus* (TRTH.)

La acestea se mai adaugă:

- Lythoceras* sp.
- Phylloceras* sp.
- Berriasella* sp.

In cariera de pe dealul «La Piatra de Var», calcarele roșii stau deasupra calcarelor microdetritice și a celor albe fine.

Cretacicul superior (Senonian), de sub care apar calcarele jurasice, este format din marne fine de culoare roșie-cărămizie, cu impresiuni de Fucoide și gresii verzui în bancuri subțiri, cu fețe plane, puternic micacee (muscovitice și biotitice), și cu hieroglife mici noduloase, alternând cu argile marnoase cenușii, uneori roșii-vișinii.

Aspectul acestor din urmă depozite aduce aminte de Eocenul inferior de tip Șotriile; gresiile alternează de mai multe ori cu marnele roșii și de aceea am înglobat deocamdată pe hartă totul la Senonian. Ar putea fi vorba totuși și de Eocen, și deci de o tectonică mai complicată, în solzi.

Pe V. Botizei, la contactul cu calcarele jurasice, se observă o zonă de conglomerate cu blocuri mari de calcar și jaspuri, strâns cimentate.

O ivire de cîțiva metri pătrați de marne roșii cu pete verzi apare și pe V. Lăpușului, imediat în amonte de izvorul mineral din satul Băiuț.

Eocenul inferior. Formațiunile atribuite de noi Eocenului inferior, care stau deasupra marnelor roșii, sunt alcătuite dintr-o serie de gresii de culoare cenușiu-închisă, fin micacee pe fețele cu desfacere plană sau ușor curbicorticală, în bancuri subțiri, alternând cu bancuri de șisturi argiloase dure, cenușiu-închise. Spre NW, pe Izvorul Alb, gresiile se dezvoltă local în bancuri mai puternice; tot aci, pe Izvorul Negru, apare o intercalatie de cîțiva metri de conglomerat, bine cimentat, cu elemente pînă la 10 cm cuprinzînd: cuarț, gresii de tipul descris mai sus, jaspuri asemănătoare cu cele din Jurasic și un granit alb, necunoscut în aflorimente, conținînd microclin, albit, muscovit și rare cristale de apatit (J. SZÁDECZKI (1926) citează granite asemănătoare în conglomeratele miocene din sudul Munților Preluca).

1) Cele mai multe forme sunt din V. Vărăștinii.



Același conglomerat este întlnit și pe unele din galeriile minei Breuner (Băiuț); după elementele rotunjite găsite în solul de pădure presupunem că încă o intercalatie analoagă se găsește mai la N, sub Vf. Macului.

Dimpotrivă, spre NE, pe Izvorul Malului și în toate galeriile minei Văratic, gresile dispar aproape cu totul, seria fiind reprezentată numai prin șisturi argiloase; grosimea lor stratigrafică este în orice caz de cîteva sute de metri.

Eocenul superior este reprezentat printr-o serie de microconglomerate cu elemente de cuarț, în bancuri puternice, alternind cu gresii masive, în care se disting rare intercalări de șisturi cenușii argiloase și de șisturi grezoase micacee.

Seria aceasta se întâlnește pe V. Strîmbului și pe V. Lăpușului, în aval de satul Strîmbu.

Pe cursul superior al Văii Strîmbului, complexul conține și calcare cenușii-vineții fin stratificate, silicificate.

La partea superioară a acestei formațiuni, pe creasta dintre V. Botizei și V. Lăpușului, aproape de confluența acestor două văi, apare următoarea succesiune: în bază, calcare detritice, cu elemente de cuarț relativ frecvente, cu Nummuliți mici, Bryozoare cheilostomate, Melobesiee și Pecteni (*Chlamys cf. biarrizensis*). În secțiuni subțiri se observă: Melobesiee, Nummuliți, Orthophragmine, Globigerine, Miliolide, plăci de Echinoderme, spini de Echinoide și Bryozoare. Urmează o serie de marne nisipoase cenușiu-deschise, cu numeroase resturi rău conservate și deformate de Lamellibranchiate și Gasteropode, între care s-au putut determina: *Dentalium* sp., *Chama* sp., *Tugurium* cf. *extensum* (Sow.) Deasupra, complexul se continuă cu șisturi argiloase marnoase cenușii-cafenii, cu fețe satinate și cu urme de plante. Seria se încheie cu gresii grosiere în bancuri groase și cu un banc de conglomerate cu elemente pînă la 30 cm de șisturi sericitoase, șisturi cloritoase, rare calcare cristaline; pe alocuri, conglomeratul mai conține ca elemente remaniate și Nummuliți mari de cîțiva centimetri și fragmente de calcare coraligene, prinse într-o pătură de *Lithothamnium*.

O altă lentilă de calcare nummulitice cu Pecteni și cu *Lithothamnium* se întâlnește pe malul de N al Văii Pietrii (afluent stîng al Văii Botizei); deasupra, urmează marne cenușii nisipoase cu trecere la gresii marnoase și cu intercalări conglomeratice; seria conține Lamellibranchiate, foarte numerosi Orbitoizi (Discocycline), unele exemplare atingînd 5 cm diam., și Nummuliți mari remaniati în conglomerate.

Conglomerate cu elemente în medie de 2–5 cm mai apar spre izvoarele Văii Sibila, precum și la S de Vf. Hidia Mare (regiunea Capnic), după cum rezultă din cercetările geologului L. PAVELESCU.

Tortonianul. Spre izvoarele Văii Leorda apare, în poziție orizontală, o ivire de gresii albe silicioase, relativ moi, nestratificate, cu alterație galbenă, și de șisturi argiloase cafenii cu impresiuni de Lamellibranchiate mici pînă la 2 mm; inter-

calat în gresii se găsește un banc de calcare cenușii, cu unele varietăți fin grezoase, conținând exemplare nedeterminabile de *Pecteni* și *Melobesiee*.

În secțiuni subțiri se observă: *Melobesiee* (*Lithothamnium* și *Lithophyllum*), *Globigerine*, *Milliolide* și *Alveoline* (*Borelis*), *Bryozoare* și plăci de *Echinoderme*.

Aceleași gresii albe se mai întâlnesc pe versantul de NE al Gutăiului. Ele se găsesc deasemenea în apropierea com. Botiza (Maramureș); aci ele stau peste un banc de gips și fac parte dintr-un complex miocen, cu sărături. Credem că aceste gresii reprezintă Tortonianul, asociat cu Calcare de Leitha.

Sarmatianul. La Capnic, la gura galeriei Rainer, apare o serie de argile și stoase cafenii cu concrețiuni de gresii moi gălbui și cu rare bancuri de gresii cenușiu-deschise slab cimentate. O probă colectată nu a dat nici o microfaună. Ivirea ar putea reprezenta Sarmatianul.

Ponțianul urmează de-a lungul Văii Capnicului în aval, reprezentat prin marne cenușii moi, nestratificate, cu fețe neregulate, în care am găsit cîteva impresiuni de Cardiacee, precum și Ostracode. GESELL citează din aceste marne și *Congeria parischi*. Vîrsta pliocenă a fost confirmată și micropaleontologic.

Tectonica regiunii este destul de complicată. Aproape peste tot, stratele prezintă înclinări spre N și numai pe cursul superior al Văii Strîmbului se poate urmări un anticlinal cu direcția NE—SW.

La N de Băiuț, ivirea de marne roșii apare într-un anticlinal de sub seria de gresii și sisturi argiloase ale Eocenului inferior. Acestea, în general, se prezintă destul de frămătate și uneori faliate.

În regiunea Poiana Botizei, Senonianul, împreună cu klippele jurasice, formează un solz culcat spre S, încălecind Eocenul superior. Linia de încălcare se prelungesc spre NW, spre izvoarele Strîmbului; de-a lungul ei formațiunile eocene inferioare, care repauzează normal peste Senonian, stau în contact anormal cu Eocenul superior.

Prezența conglomeratelor grosiere asociate cu calcarele nummulitice este probabil de pus în legătură cu existența unei creste a fundamentului cristalin.

Gresiile albe atribuite de noi Tortonianului sunt transgresive peste formațiunile paleogene.

Formațiunile eruptive. Deasupra formațiunilor sedimentare pînă la Tortonianul superior inclusiv, se aştern, de-a lungul crestei principale muntoase, piroclastitele primei fază eruptive. Caracterul lor este pelitic spre regiunea Jereapă, și brecios în regiunea Văratic, unde o mare parte din galeriile minei străbat aceste brecii.



Breciile sunt formate din elemente de andezite vechi, alterate, legate cu un ciment tufaceu.

Spre Jereapăn tufurile și breciile, la care se adaugă unele pînze de lave, sunt puternic sericitizate și caolinizate. Sub Vf. Văratic, complexul a suferit o intensă silicifiere.

Tot în legătură probabil cu prima fază eruptivă apar și andezite, deschise pe cursul superior al Văii Capnicului, la partea superioară a lor existind un nivel de aglomerate.

După Sarmațian, se situează faza eruptivă a Dacitului de Piscuiatu, reprezentat în regiunea Capnic prin dacitul de pe V. Șuilorului, din jurul puțului Bolduș și de pe V. Șisca. Este un dacit cu biotit și hornblendă; el se aşează deasupra Sedimentarului atribuit de noi Sarmațianului.

Așa cum au arătat cartările subterane efectuate de V. MANILICI, acest dacit formează corpuri masive înrădăcinate, care străpung andezitele vechi, curgerile de lavă fiind foarte rare. La rîndul lor, dacitele ca și andezitele vechi sunt străbătute de o serie de coșuri, de dimensiuni în general reduse, de andezite de culoare cenușie, trecind uneori la negru (V. Beșbara, V. Iosif, Cotreană și SE de Vf. Roata). Aceleași andezite cenușiu-negricioase formează cea mai mare parte a coșurilor vulcanice și filoanelor eruptive din regiunea Băiuț, ca și cele de pe V. Albă și Vf. Bolchiș din regiunea Capnic și cele tăiate de șoseaua Capnic—Băiuț. Ele pot fi reunite într-o fază de erupțiuni mai tinere decit Dacitul de Piscuiatu, deci post-sarmațiană, deocamdată aceasta fiind singura precizare posibilă asupra vîrstei.

La aceste andezite, sub microscop, pasta se prezintă totdeauna microcristalină, mai fină sau mai grăunțoasă. Plagioclazul apare deobicei zonat, de multe ori chiar foarte puternic; cîteva determinări ale conținutului în An, făcute fie cu masa Fedorov, fie utilizîndu-se curbele uzuale de extincție, au dat valori cuprinse între 45 și 58%. În general se observă sericitizări ușoare la fenocristale și mai puternice la pastă.

Mineralele melanocrate sunt reprezentate totdeauna prin hornblendă și augit. Alterările sunt foarte frecvente: ambele minerale pot fi transformate într-un clorit ușor polichroic (N_g verde deschis, N_p galben-verzui); alteori are loc transformarea în pennin. Se observă de asemenea formarea granulelor de minereu pe mineralele melanocrate sau opacitizarea conturelor acestora; datorită alterării intense, în afară de sericitizări apar și plaje de calcit; în cîteva cazuri a avut loc și formarea de epidot (Băiuț, la mina veche și la Borcut).

În general se pot distinge unele varietăți plagioclazice (Izv. Leordei), sau amfibolice (Borcut, Vf. Bolchiș), însă în majoritatea cazurilor se observă predominanță piroxenului.

De aceeași fază eruptivă și făcînd tranziție spre următoarea, s-ar mai putea probabil lega o serie întreagă de apariții de andezite în regiunea Capnic — Jereapăn. În primul nivel de andezite negre dela Capnic, care acoperă tufurile vechi



pe muntele Gutăi, întlnim hornblendă și rar piroxen, ambele minerale fiind cloritizate. Asemănător se prezintă în regiunea Jereapă (Vf. Ciolan, Vf. Sfîrdie), un șir extern (nordic) de andezite de culoare cenușie, de asemenea cu hornblendă și puțin biotit.

În alte coșuri de andezite negre din regiunea Jereapă (Vf. Stânișoara), pe lîngă hornblenda verde apar numeroase fenocristale cloritizate, cu contur caracteristic de piroxen; accidental apare și hornblenda brună. La unele cristale de hornblendă conturele încep să fie opacitizate.

În sfîrșit, în cele mai multe neck-uri (V. Ruginoasa, V. Siva), augitul devine predominant, prezentându-se proaspăt sau cloritizat. Se recunosc rar conture de amfiboli opacitizați sau cloritizați.

La toate aceste varietăți, pasta se poate prezenta microcristalină sau rar cripto-cristalină. Local, roca poate deveni chiar holocrastalin-grăunătoasă. Elementul leucocrat este reprezentat în fenocristale printre-un feldspat plagioclaz al căruia conținut în An variază între 49 și 58%. Se prezintă maclat și frecvent zonat.

Ultima fază eruptivă, ponțiană, este constituită din curgeri de lave negre andezitice care formează platouri pe toate culmile regiunii Baia Mare, avind caracter petrografice constante. Atât cele de la Gutăi—Prislop—Văratic, cât și cele de la Baia Sprie—Capnic și Igniș, au drept constituente melanocrați augitul și hyperstenul. Feldspatul este un labrador. Pasta este vitroasă sau cripto-cristalină; aproape întotdeauna andezitul este proaspăt. Se distinge un nivel de lave cu bobul foarte fin și cu mai puține fenocristale, pasta având textura fluidală.

Pe Muntele Văratic se observă clar cum lavele de andezite negre cu hypersten acoperă lave mai vechi de andezite cenușii negricioase cu amfibol și augit.

În afară de curgerile de lavă, mai apar în regiunea Băiuț și cîteva coșuri de andezite negre noi. Unul din acestea are compoziția mineralologică a Andezitului de Gutăi, piroxenul fiind însoțit de biotit.

Remarcăm că atât dacitele cât și andezitele hyperstenice sunt complet lipsite de mineralizații și că se observă extrem de rare sericitizări sau caolinizări. Dimpotrivă, acestea sunt foarte frecvente la andezitele post-sarmațiene cu augit și hornblendă. Se pare că toate aparițiunile de mineralizații mai importante din regiunea Capnic—Băiuț sunt legate de această fază eruptivă.

Același lucru se pare că s-ar putea afirma și despre celelalte mineralizații însemnate situate mai spre W: Baia Sprie, Herja și altele.

Pe de altă parte, mineralizația s-a depus în aproape toate cazurile pe fracturi de origine tectonică. Direcțiile predominante ale falilor importante sunt N 35°—40°E (sistemul paralel de la Capnic) și N 60°E (Băiuț și Văratic).

Se poate pune în evidență legătura cu anumite sisteme regionale de falii ale Flișului maramureșan.



Şedinţă din 8 februarie 1952

Președinte: Prof. MIRCEA D. ILIE.

— MIRCEA PAUCĂ. — Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N și E de Baia Mare.

Teritoriul asupra căruia ne-am întins cercetările în 1951 este cuprins între regiunea situată la N de satul Șișești (S de Baia Sprie) în SE și Bazinul Oașului în NW. La N și S el se limitează cu cîte un bazin de scufundare format din depozite neogene, anume Bazinul Băii Mari și Bazinul Maramureșului. În plus ne vom referi la rezultatele unor excursii de recunoaștere făcute în vara anului 1949 pe V. Cavnicului și în regiunea satului Cămîrzana (raionul Negrești).

Astfel delimitată, regiunea cercetată se întinde în direcție NW—SE pe o lungime de vreo 60 km și are o lățime de vreo 10 km. Propriu-zis cercetările au fost limitate la portiunea mijlocie mai ales la marginea de S a acestui teritoriu, întrucît în jumătatea de NE a regiunii, care se limitează cu Bazinul Maramureșului, Sedimentarul este foarte rar și adesea chiar lipsește.

De la început trebuie să constatăm că în Sedimentarul din această regiune deschiderile lasă foarte mult de dorit, fapt care îngreunează cercetările în mod deosebit.

Față de întinderea mare a teritoriului cercetat, problema care ni s-a pus nu era aceea de a carta numeroasele iviri de Sedimentar existente, ci numai de a stabili vîrstă unor iviri care fuseseră delimitate în 1950 de către colectivul condus de D. Grușcă¹⁾ pentru studiul eruptionsilor dela Baia Mare.

Primele cercetări geologice asupra acestei regiuni datează de la sfîrșitul secolului trecut și le datorăm lui K. HOFMANN²⁾, J. MATYASOVSKY³⁾ și AL. GESELL⁴⁾.

În afară de ivirile care ne-au fost indicate, am mai avut ocazia să constatăm prezența și a citorva alte apariții de Sedimentar și bănuim că, pe măsură ce regiunea va fi cercetată mai amănuștit, se vor descoperi numeroase altele noi. În orice caz, pînă acum cunoaștem pe cele mai importante, iar cele ce vor mai fi descoperite în viitor nu vor putea avea decît dimensiuni mici. Cele cîteva iviri găsite de noi în plus se dotoresc fie unor lucrări tehnice executate de curind, fie eroziunii mai

¹⁾ GRUȘCĂ DAN. Cercetări geologice în masivul eruptiv de la Baia Mare. Ședință din 4 ianuarie 1951 (manuscris).

²⁾ HOFMANN K. Bericht über die im Sommer 1882 im südöstlichen Teile des Szatmárer Comitates aúsgeführten geologischen Spezialaufnahmen. *Földtani Közlöny* XIII., 1883.

³⁾ MATYASOVSKY J. Bericht über die geologischen Aufnahmen im Bükk- und Rézgebirge im Sommer 1882. *Földtani Közlöny*, XIII. 1883.

⁴⁾ GESELL AL. Die montangeologischen Verhältnisse von Kapnikbánya. *Földt. Közl.* XXVI. Budapest, 1894.

— Montangeologische Aufnahme des Erzdistriches von Nagybánya. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R.-A. f.* 1889. Budapest, 1891.



puternice de la cotiturile unora dintre torenți, regiunea fiind în cea mai mare parte acoperită de pădure.

Prezența Sedimentarului din zona eruptivă de la N de Baia Mare a fost cunoscută mai întâi de Koch și GESELL¹⁾ în 1898, cind au publicat foaia geologică Baia Mare la scară 1: 75.000. În explicațiile redactate de aceștia, care însoțesc harta ridicată prin anii 1870—1880 de HOFMANN, este vorba numai de sedimente aparținând Oligocenului și Pontianului. Remarcăm faptul că A. Koch, ale cărui cercetări asupra Terțiarului din Bazinul Transilvaniei au rămas clasice, întrebuiuțează în 1898 termenul de Pontian, cu toate că termenul de Pannonian, folosit foarte adeseori astăzi, fusese propus de ROTH TELEGD încă din 1879²⁾.

În anii 1914 și 1918 PÁLFY³⁾, a studiat mai amănuntit regiunea, insistind însă numai asupra problemelor petrografice și miniere.

În colecția de lucrări executate în anii 1940—1944, de către geologii unguri, asupra Ardealului de Nord, problema Sedimentarului nu a fost pusă în mod special, ci constatăm numai reluarea vechilor idei ale lui HOFMANN și KOCH. Din aceste lucrări, pe noi ne interesează în primul rînd acelea ale lui SZENTES⁴⁾, SZALAI⁵⁾ și JÁSKÓ⁶⁾. Toși ne dau și cite o hartă de ansamblu asupra întregului masiv și a depresiunilor înconjurătoare. Din aceste hărți reiese, între multe altele, că pe V. Săsarului, la Baia Sprie, ar apărea numai Pontianul, de asemenea că pe V. Cavnicului nu apare Miocenul, etc. Harta lui KOCH-GESELL, deși este mai veche, este mult mai precisă decât hărțile acestora.

Face excepție o singură lucrare din acest timp, acea a lui J. MEZÖSI⁷⁾ care,

¹⁾ KOCH A. u. GESELL A. Die Gegend von Nagybánya. *Erläuterung zur geol. Spezialkarte*, hrsg. v. d. kgl. ung. geol. Anst. Budapest, 1898.

²⁾ ROTH TELEGD L. Geologische Skizze des Kroisbach-Ruster Bergzuges und des südl. Teiles des Leitha-Gebirges. *Földt. Közl.* 9. Budapest, 1880.

³⁾ PÁLFY M. Die geologischen Verhältnisse des Nagybányauer Bergreviers. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R.-A. f.* 1914. Budapest, 1915.

— Die montangeologischen Verhältnisse von Nagybánya, Borpatak, Felsőbánya und Kisbánya. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R.-A. f.* 1915. Budapest, 1917.

— Die geologischen Verhältnisse des Goldvorkommens im Siebenbürgischen Erzgebirge und in der Umgebung von Nagybánya. *Math. term. tud. Ért. d. ung. Akad. d. Wiss.* XXXIV. Budapest, 1916.

— Die montangeologischen Verhältnisse von Kobabánya, Miszbánya und Laposbánya. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R.-A. f.* 1916. Budapest, 1918.

⁴⁾ SZENTES Fr. The tectonik of the Carpathien Salt-Formations. *Études géol. de la Transylvanie septentrionale. Jahresb. d. ung. geol. Anstalt über das Jahr 1943.* II. Budapest, 1950.

⁵⁾ SZALAI T. Geology of the north-eastern Carpathian. *Annales Inst. geologici publici hungarici*. Budapest, 1947.

⁶⁾ JÁSKÓ S. Geology of the Basin of Nagybánya. *Jahresb. d. ung. geol. Anstalt über die Jahre 1941—1942*, Vol. II. Budapest, 1950.

— Hegyszerkezeti megfigyelések Nagybánya Kárnyéken. *Besz. A M. Kir. Földt. Intézet*. Budapest, 1942.

⁷⁾ MEZÖSI J. Geological structure of the environment of Laposbánya. *Acta Universitatis, Szegedinensis*, II. Szeged, 1948.



limitindu-se la imprejurimile Băiței, atribuie « Pannonianului » absolut toate ivirile de Sedimentar de pe V. Băiței. Noi vom vedea că aici apare atit Paleogenul cît și Miocenul și Pliocenul. Pentru Mezosi, toate eruptiunile din Masivul Gutăi au o vîrstă pannonian-medie, ele separind depozitele unui Pannonian inferior de acelea ale unui Pannonian superior.

Dintre geologii români I. ATANASIU¹⁾ a fost singurul care s-a ocupat și de problema Sedimentarului, fără să fi publicat ceva asupra lui, în afară de cursul de la Universitate.

Stratigrafia

Depozitele intinute aparțin diferenților termeni ai Paleogenului, dezvoltat sub-facies de Fliș, și ai Neogenului. Surprizătoare este lipsa, pe baza cunoștințelor de pînă acum, a depozitelor cretace, care sunt însă cunoscute în regiunile învecinate.

Paleogenul. Privind hărțile geologice la scară mare ale regiunii, constatăm că Eruptivul dela N de Baia Mare se dezvoltă în continuarea directă a zonei de Fliș existentă pe flancul de SW al insulei cristaline a Carpaților orientali. În consecință, prezența Paleogenului în fundamentul Eruptivului nu este de natură să ne surprindă.

Acest fundament de Fliș este chiar mult mai aparent decât s-ar fi putut crede pînă acum de curind, el fiind cunoscut din nenumărate puncte. Flișul ar apărea pe suprafețe și mai mari dacă pe suprafață ocupată de el nu s-ar fi dezvoltat, la limita dintre Miocen și Pliocen, cîteva bazine de eroziune, care au fost umplute apoi cu sedimente ponțiene.

Pe teritoriul acoperit de eruptiuni au fost cercetate în special următoarele nouă regiuni cu depozite paleogene:

1. La NE de Vf. Măgura (situat la E de creasta Virfului Gutăi) și la între-tăierea șoselei Baia Sprie—Sighet cu pîrul care curge de la Vf. Măgura spre N în P. Izvorul Alb, unde am constatat două mici petece care nu sunt amintite în niciuna dintre lucrările precedente;
2. Pe V. Mestecăni, affluent al Văii Ilbei, mai sus de Handal;
3. Pe V. Roșie, affluent al Pîrului Băiței, din regiunea minelor;
4. Două petece mari în cursul superior și mediu al Pîrului Ulmoasa;
5. La Firiza de Jos, pe stînga Pîrului Firizei, la gurile affluentelor Pilipogi și Capusni;
6. Pe V. Romină, affluent pe dreapta Pîrului Firizei;
7. Tot pe P. Firizei, în dreptul gurii Pîrului Berdului;
8. Pe V. Chiuzbăii, la N și S de sat;
9. La NE de Baia Sprie, între pîraiele Tulbure și Limpede.

¹⁾ ATANASIU I. Fenomene magmatice. Curs de Geologie generală, partea I. Litografia Universității București, 1945—1948.



În afară de aceste iviri, harta lui KOCH-GESELL indică un număr de alte cîteva iviri mai mici, care nu au putut fi cercetate, în timp ce altele au putut fi identificate ca fiind de vîrstă miocenă.

Într-un singur caz, la Lacul Zinelor (E de Baia Sprie), n-am putut găsi o ivire mică, pusă pe harta acestora ca aparținând Oligocenului.

După faciesul sub care se dezvoltă, majoritatea rocelor din ivirile menționate mai sus aparțin Eocenului. Astfel, probabil acestei formațiuni îi aparțin cele două iviri de la NE de Vf. Măgura. Ele sunt constituite dintr-un calcar grezos, vinăt în stare proaspătă și gălbui prin alterare. Le-am cercetat suficient ca să putem constata că sunt lipsite de macrofosile. Ca înfățișare, roca se prezintă asemănătoare calcarului grosier superior (Strate de Cluj), pe care l-am putut observa și pe versantul de N al Cristalinului Munților Preluca, în serie stratigrafică normală.

Pînă într-un trecut nu prea îndepărtat aceste iviri de calcar au avut o suprafață de vreo 300 m², dar, cu toată calitatea sa inferioară, a fost exploatat în cea mai mare parte pentru prepararea varului, regiunea fiind lipsită, pînă la mari depărtări, de un calcar mai bun.

Celelalte opt iviri citate sunt constituite din gresii cu hieroglife, din gresii și din marne micacee de culoare roșie sau violetă. Foarte rar apar și microconglomerate cuarțoase, iar unele gresii micacee și cuarțoase amintesc Faciesul de Tarcău, cum este cazul pe V. Mesteacăni la Ilba. Pe V. Sfîntul Ion, mai jos de Chiuzbaia, apare o gresie fin micacee, de culoare cenușiu-inchisă, și care se desface în plăci asemănătoare ardeziei.

Pe marginea de Nord a satului Chiuzbaia am întlnit, în ogoare, fragmente care par a indica prezența șisturilor disodilice.

Trăsătura caracteristică a acestor roce este mai întii lipsa macrofosilelor, cu excepția unor rare Fucoide, apoi faptul că foarte adesea ele sunt întărite, uneori chiar silicificate, alteori căpătind aspectul unor adevărate filite, acolo unde vin în contact cu Eruptivul, ca de pildă în regiunea minelor dela Băița (pe V. Roșie) și în sfîrșit, că par a fi lipsite total de material eruptiv.

Întrucît nu cunoaștem destul de amănușit faciesurile sub care se dezvoltă Paleogenul în regiunile învecinate și, în plus, sedimentele suferind adesea modificări intense sub influența Eruptivului, credem că orizontarea Paleogenului o vom face mai sigur pe bază de microfosile.

Miocenul apare în puncte mai numeroase și pe suprafețe mai mari. El este cunoscut din următoarele regiuni:

1. În cursul inferior al Văii Satului, la Racșa (raionul Negrești);
2. În cursurile medii ale Piraielor Bălindosul și Talna, de la Vama (aici, pe P. Puturosu, afluent al Talnei, imediat mai sus de băi, apare o lentilă de gips secundar în albie);
3. În culmea de la S de Vf. Mesteacăan de pe dreapta Văii Ilbei;
4. Pe V. Ilbei, mai jos de confluența cu P. Colbului;



5. În cursul superior al Pîriului Porcului, la Ilba;
6. La NE de satul Ilba, pe creasta care coboară dinspre E;
7. Pe V. Limpede, la N de Băița;
8. La gura Văii Ulmoasa;
9. Pe marginea de N a satului Cicîrlău, în malul drept al Pîriului Valea Mare;
10. În cursul superior al Văii Usturoiului (N de Baia Mare);
11. La gura Văii Romîne, în alunecarea produsă în primăvara anului 1951, chiar lîngă drum;
12. În albia văii care trece prin Chiuzbaia, mai sus de moara situată în apropiere de marginea de N a satului;
13. La Baia Sprie, în trei puncte: a) pe versantul de S al Dealului Băilor, mai sus de Capelă, de unde se întinde spre E pînă în Pîrful Tulbure; b) pe V. Săsarului, la Baia Sprie, începînd din sat pînă mai sus de instalațiile de flotație; c) pe P. Ciontolanului;
14. Pe P. Șuiorului, într-o ripă de la W de Dealul Negru;
15. Pe V. Cavnicului, chiar în albie, începînd din sat spre S;
16. Pe marginea de N a satului Negreia (E de Baia Sprie).

Depozitele miocene sunt constituite dintr-o alternanță de gresie moale, și de marne, care conțin foarte rareori (V. Talna, cam la 2 km de Vama) șisturi fioase și bituminoase cu rare resturi de Pești. Toate acestea se găsesc în alternanță cu material vulcanic, reprezentat prin cenușă și prin aglomerate. De obicei predomină materialul vulcanic; numai la Racșa și la Vama constatăm că, la contactul cu Bazinul Oașului, începe să predomină Sedimentarul.

În patru regiuni (punctele Nr. 3, 9, 10 și 12) Miocenul se dezvoltă sub formă de conglomerate formate din material de Fliș și de Eruptiv, avînd un ciment tufaceu. Pentru vîrstă precisă a acestor conglomerate nu avem nici o probă paleontologică sau stratigrafică, ele apărînd sub formă de lentile prinse între diferitele tipuri de erupțiuni. Totuși, socotim că avem motive să bănuim că ele aparțin fazei de retragere a apelor, care a avut loc începînd din Sarmatianul superior (eventual mediu) și a ținut pînă în Meotian. Ipoteza aceasta se bazează pe constatarea că Pontianul se află discordant peste absolut toate rocele sedimentare mai vechi și peste toate rocele eruptive cunoscute din regiune, fapt care determină ca situația în care se află Masivul Gutăiului să se deosebească de aceea a Masivelor eruptive al Hârghitei și al Călimanilor.

Spre deosebire de depozitele de vîrstă paleogenă, în Miocen am găsit și macrofosile, ce este drept destul de puține, dar ele există. Căutate cu perseverență, ele vor putea fi găsite probabil și în număr mai mare. Astfel, pe rîpa tăiată în formă de canion de la W de confluența Pîriului Colbului cu V. Ilbei, am găsit o valvă stingă de *Pycnodonta cochlear* Poli, dovedind prezența Tortonianului. Deasemenea în mamelonul de la NE de satul Ilba am găsit un mulaj intern al unui Gasteropod turiculat, care aparține probabil genului *Turritella*, deci deasemenea tortonian. Cardiaceele sunt destul de numeroase pe V. Satului, la Racșa și pe P. Limpede, la



Băița, indicind în ambele regiuni prezența Sarmațianului. Pe P. Limpede, în marne de culoare neagră, străbătute de vine albe de calcită, am găsit numeroase exemplare de *Cardium irregulare* EICHW.

Macrofosilele fiind cît se poate de rare, din cauza mediului biologic vitrég, reprezentat prin marea cantitate de cenușă care se depunea, sintem avizati la microfosile, a căror colectare și determinare este însă legată de multe dificultăți.

T. IORGULESCU a determinat Pteropodul *Spirialis* din marnele ce apar pe Pîriul Ilba, mai jos de biserică din Handal.

Pentru a întîlni fosile mai numeroase este necesar să ne referim la sedimentele situate în afara teritoriului ocupat de erupțiuni, unde ele apar sub formă de suprafete compacte.

Astfel, JASKÓ¹⁾ a determinat o bogată faună tortoniană de pe marginea de E a bazinului. Din tăietura șoselei care urcă de la Berința spre Cărbunar, el citează din orizontul mijlociu, gresos, al acestui etaj: *Philippia (Flabellipecten) leythajanus* PARTSCH și *Phacoides (Linga) columbella* LAM.

Mult mai bogat este conținutul fosilifer la orizontului superior al Tortonianului reprezentat prin calcar cu *Lithothamnium*. La Cărbunar acesta conține o faună bogată și variată, reprezentată mai ales prin mulaje. De aici JASKÓ a determinat:

- Lithothamnium* sp.
- Miliolina (Biloculina)* aff. *inornata* D'ORB.
- Miliolina (Triloculina) trigonula* LAM.
- Miliolina (Spiroloculina)* sp.
- Cyclamina pusilla* BRADY
- Truncatulina* sp.
- Serpula* sp.
- Chlamys rybnicensis* FRIEDB.
- Pycnodonta cochlear* var. *navicularis* BROCC.
- Venericardia (Cardiocardita) partschi* MÜNST.
- Cardita (Glans)* cfr. *subrudista* FRIEDB.
- Gouldia* cfr. *minima* MONTF.
- Lucina (Loripes) dujardini* DESH.
- Laevicardium* cfr. *fragile* BROCC.
- Venus (Chione) haidingeri* HORN.
- Venus (Chione) multilamella* LAM.
- Tapes (Hemitapes) vindobonensis* MAY.
- Pholadomya* sp.
- Bitium reticulatum* DA COSTA
- Cerithium scabrum* OLIV.
- Ostracode
- Bryozoare

¹⁾ JASKÓ S. Op. cit. (Geology. . .).



Numărul mare al Lamellibranchiatelor dovedește existența unui fund bine aerisit și cu o populație bogată de microorganisme.

Sărăcia în macrofosile a Sarmațianului din acest bazin este datorită lipsei depozitelor litorale care au fost îndepărtate prin eroziune. Ea este compensată prin numeroase microfosile. Până în prezent acestea au fost determinate de pe marginea de N a satului Tăuți—Măgheruș, de unde JASKÓ¹⁾ citează:

| | |
|--|-------------|
| <i>Miliolina (Biloculina) sp.</i> | rar |
| <i>M. (Triloculina) inflata</i> D'ORB. | f. frecvent |
| <i>M. (Quinqueloculina) seminula</i> LINNÉ | rar |
| <i>Rheophax bacilaris</i> BRÄDY | rar |
| <i>Bulimina elegans</i> D'ORB. | rar |
| <i>Virgulina schreibersiana</i> Czj. | rar |
| <i>Lagena</i> sp. | rar |
| <i>Nodosaria (Dentalina) consobrina</i> D'ORB. | rar |
| <i>Uvigerina pygmea</i> D'ORB. | rar |
| <i>Globigerina bulloides</i> D'ORB. | rar |
| <i>Globigerina bulloides</i> var. <i>triloba</i> | rar |
| <i>Globigerina quadriloba</i> D'ORB. | rar |
| <i>Corbulina universa</i> D'ORB. | rar |
| <i>Rotalia beccarii</i> LINNÉ | f. frecvent |
| <i>Nonionina depressula</i> W. J. | f. frecvent |
| <i>Nonionina umbillicatula</i> MONTF. | rar |
| <i>Nonionina</i> sp. | rar |
| <i>Polystomella aculeata</i> D'ORB. | rar |
| <i>Polystomella crispa</i> LINNÉ | f. frecvent |
| <i>Polystomella macella</i> F. et M. | f. frecvent |
| <i>Polystomella regina</i> D'ORB. | rar |
| <i>Polystomella striatopunctata</i> F. et M. | rar |
| <i>Polystomella</i> sp. | f. frecvent |
| Ostracode | f. frecvent |
| Peste (dinti) | rari |

JASKÓ afirmă existența unei continuități de sedimentație de la Sarmațianul la Ponțianul Bazinului Băii Mari, continuitate care ar fi vizibilă pe marginea de E a acestuia, fapt pe care noi nu l-am putut constata.

În regiunea de la N de Șișești harta lui JASKÓ ne indică prezența Tufului de Bazna care ar apărea sub forma unei șuvițe în arc de cerc, întinzindu-se spre S până în marginea satului Unguraș. Cercetând această regiune, am putut constata că ceea ce Koch și JASKÓ dau ca Sarmațian, este reprezentat prin cinerite, prin aglomerate și chiar prin curgeri de lave andezitice, printre care depozitele detritice apar

¹⁾ JASKÓ S. Op. cit. (H gyszerk-z ti. . .).

în mod cu totul secundar. Șuvița de Tuf de Bazna a lui JASKÓ reprezintă în relatație numai limita superioară a erupțiunilor de vîrstă sarmatiană. În regiunea satului Șiștești se poate constata că erupțiunile se află intercalate în depozite marnoase.

Pliocenul este reprezentat numai prin Ponțian. Prezența acestuia în cuprinsul zonei eruptive este legată, în majoritatea cazurilor, în mod vizibil, de un fundament de roce sedimentare paleogenice sau miocene.

La începutul perioadei de exondare de la limita dintre Miocen și Pliocen regiunea era acoperită de Paleogen pe suprafețe mult mai mari decât este cazul astăzi. În acel timp eroziunea activind mult mai intens asupra Sedimentarului decât asupra Eruptivului, a luat naștere o serie de bazine de eroziune. În Ponțian, la revenirea apelor, aceste bazine au fost umplute din nou, ca de altfel și toate văile. În perioada continentală actuală, care a început din Pliocenul superior, cea mai mare parte a acelor sedimente, cuprinse în zona eruptivă și încă necimentate, au fost spălate. Vechiul relief fiind dezgropat în cea mai mare parte, Ponțianul s-a păstrat numai acolo unde era în cantitate mai mare și unde era protejat mai bine contra eroziunii.

Ca și în bazinile neogene de pe versantul de W al Munților Apuseni, Ponțianul se prezintă și aici în discordanță peste Miocen și Paleogen. El a acoperit regiunea noastră în întregime, deasupra nivelului apelor rămînind numai virfurile cele mai înalte. Masivul Gutăiului se prezinta deci în Ponțian sub forma unui arhipelag format din numeroase insule mici. Acest arhipelag separă apele a două depresiuni adânci, reprezentate astăzi prin Bazinile neogene ale Băii Mari și Maramureșului.

Ponțianul apare în mai puține regiuni în comparație cu Paleogenul și cu Miocenul, depozitele sale suferind cel mai mult efectul perioadei de eroziune care continuă pînă astăzi. Suprafețe foarte mari le ocupă numai în afara masivului eruptiv. Din cuprinsul zonei eruptive îl cităm și îl descriem din următoarele șapte regiuni:

1. Regiunea situată pe versantul stîng al Pîriului Izvorul Alb, care își are originea în versantul de NE al Virfului Gutăi și curge spre N în V. Izei. Ponțianul se întinde aici pe o lungime de cca 5 km, o lățime de 1–2 km și se află pe versantul maramureșan al Masivului Gutăi. Din trei părți, E, S și W, este mărginit de erupțiuni, iar la N este mărginit de Oligocenul superior în facies de Fliș. Spre W se întinde pînă în P. Izvorul Negru.

Acest Ponțian este constituit din marne, din puține nisipuri slab cimentate și numai foarte rar din gresie. Grosimea lui este în jurul cifrei de 100 m, din care cauză afluenții de pe stînga Pîriului Izvorul Alb își au cursurile lor inferioare și medii tăiate în fundamentalul de gresie oligocen-superioară. În această regiune am găsit fosile, în special Congerii, între care și *Congeria ornitopsis* BRUS. în două puncte, în cursul mijlociu al Pîriului Izvorul Negru și la E de șoseaua Baia Sprie–Maramureș, în șeaua de la E de Vf. Măgura.



2. O regiune cu suprafață ceva mai mică, ocupată de Pontian, în jurul satului Chiuzbaia. Aici predomină marnele, în care am găsit Ostracode și Cardiacee juvenile de numai 2–3 mm. Pe V. Tulbure apar în fundul ei iviri de cărbune cu intercalății marnoase, conținând foarte numeroase resturi de Cardiacee, Congerii, Planorbi și Hydrobii, toate fiind strivite. Cam 1 km mai jos, pe stînga văii de la S de Vf. Poca, se găsește o gresie cu *Melanopsis vindobonensis* Fuchs și cu *Congeria* sp. Aici cunoaștem singurul punct în care Eruptivul se găsește remaniat în oarecare cantitate în sedimentele Pontianului.

3. Regiunea pe care se află colonia de la Nistru, unde apar pe mici suprafețe nisipuri pontiene; la N și la S de cheile pe care P. Nistrului le-a tăiat în andezitul de Șindileu există suprafețe de Pontian de cîte 2–3 km².

4. Regiunea în suprafață de cîteva mii de metri pătrați, formată de D. Cigler de la NW de Tăuți—Măgheruș. Acest Pontian este dezvoltat sub formă de nisipuri. De aici, Mezosi a determinat *Melanopsis impressa bonelli*, *M. bouei* și *Congeria* sp.

5. Regiunea cu o suprafață probabilă numai de cîteva sute de metri pătrați, în care apar marne cu Ostracode, situate în apropiere de izvoarele Pîriului Ciontolan (E de Baia Sprie).

6. Pe dealurile de pe dreapta Pîriului Cavnic, imediat mai jos de sat, unde apar nisipuri din care GESELL citează în 1894 *Congeria spatulatha* și Cardiacee. Pliocenul a avut aici o suprafață mult mai mare. Este posibil să se fi depus și strate apartinând bazei Pliocenului superior, dar acestea au fost curind îndepărtate în timpul eroziunii suferite ca o consecință a ridicării.

7. La Dănești, pe V. Dăneștilor, unde se cunosc marne de culoare neagră, foarte întărite, conținând numeroase exemplare de *Radix* sp. și de *Congeria* (două specii).

Cuaternarul. În afara de pietrișurile teraselor (rămîne încă de văzut dacă nu cumva unele din ele aparțin Pliocenului superior), acesta se prezintă sub formă de blocuri de material eruptiv, mai mult sau mai puțin rotunjite, care acoperă regiuni cu suprafețe uneori de mai mulți kilometri. Cele mai multe dintre ele se dezvoltă de o parte și de alta a Pîriului Firizei. Blocurile acoperă depresiuni înconjurate de virfuri înalte, formate din Eruptiv și este foarte probabil că dedesubtul lor se află sedimente de diferite vîrste.

Cit de puternică a fost eroziunea începînd din timpul Pliocenului superior, o dovedesc bogatele pietrișuri formate din material de Eruptiv, care se întîlnesc pe V. Săsarului, începînd de la Baia Sprie spre W. Cu toate că această vale își are izvoarele sub Vf. Gutăiului, de unde aduce un debit de apă destul de mare, ea curge la un nivel mult mai ridicat în comparație cu V. Cia, situată cu 4–5 km mai la S, în marginea satului Șișești și în plin bazin neogen. Marile cantități de bolovani și de pietriș, aduși de numeroși afluenți de pe dreapta Pîriului Săsar, între Baia Sprie și Tăuții de Sus, au oprit apele Săsarului să-și adincească albia corespunzător debitului mai mare de ape cel conține.



Tectonica

Sedimentarul studiat se prezintă puternic cutat și faliat. În consecință, aproape în fiecare din ivirile enumerate întâlnim sedimente a cîte două sau chiar trei etaje. De aceea constatăm că, asemenea Eruptivului, și Sedimentarul se prezintă sub formă de petece care se combină între ele că piesele unui mozaic.

Cutările interesează în primul rînd depozitele paleogen-mediteraneene și, ca vîrstă, ele ar putea fi dateate începînd din Miocenul inferior pînă la Helvetian inclusiv. Începînd din Sarmatian, regiunea se caracterizează prin oscilațiile epirogenice care au avut loc aici.

Tortonianul și Sarmatianul sunt în general puțin deranjate în cuprinsul Bazinului Baia Mare, unde prezintă inclinări care numai rareori depășesc 10° . Deranjări mai mari în depozitele acestor etaje se întâlnesc numai la contactul cu Eruptivul mai nou. Așa, de exemplu, în fundul acelei rîpe în formă de canion, situată imediat, la W de confluența dintre V. Colbului și P. Ilbei, mai jos de biserică din Handal Tortonianul înclină cu 45° spre W, virindu-se sub eruptiv.

Întreg Sedimentarul paleogen și miocen din cuprinsul zonei eruptive este străbătut de două sisteme de falii. Unul dintre acestea este orientat WNW—ESE și reprezintă direcția cutelor din fundamentul de Fliș al regiunii. Al doilea sistem de falii este orientat N—S și reprezintă una din cele cîteva direcții de scufundare de vîrstă pliocen-inferioară, care au dat naștere Depresiunii pannonice.

În însăși Pontianul din micile bazine din interiorul Eruptivului n-am putut observa existența unor falieri, poate pentru motivul că în acesta deschiderile nu sunt dintre cele mai bune. Putem spune însă că cele două direcții de cutare și-au făcut similită influență și după depunerea Pontianului, după cum se poate constata pe linia de contact a bazinului neogen al Băii Mari cu Eruptivul.

Anume, contactul dintre masivul eruptiv și bazinul neogen se face printr-o zonă anticlinală, pe care am putut-o urmări în albia Pîrîului Săsar, începînd din regiunile de la W de Baia Sprie, pînă la Tăuți—Măgheruș. Această zonă anticlinală este cel mai bine vizibilă, începînd din capătul de W al satului Tăuții de Sus pînă la podul peste P. Săsar de pe șoseaua Baia Mare—Satu Mare. Ea este constituită dintr-un sinclinal, încălecat de Eruptiv, și dintr-un anticlinal strivit prin numeroase falii. Încălecarea nu depășește niciodată o jumătate de kilometru.

La S de Tăuți—Măgheruș, P. Săsar părăsind contactul dintre masivul eruptiv și bazin, pentru a se îndrepta în spre SW, deschiderile lipsesc.

Această zonă anticlinală contrastează puternic cu tectonica liniștită, am putea-o numi «pannonică», a Neogenului din restul Bazinului Băii Mari, cît și a tuturor basinelor existente mai la S, pe flancul de W al cutelor Munților Apuseni.

Zona anticlinală, pe care o numim Anticlinul Baia Mare—Turji, este faliată atât în sens longitudinal, cît și transversal. Anticlinul apare asimetric, avînd flancul de S scufundat și prezentînd inclinări pînă la 90° , în timp ce flancul de N se întoarce sub forma unui sinclinal care este prins ușor dedesubtul masei



eruptive. De-a lungul acestei linii se întilnesc, deci, partea cea mai scufundată a Bazinului Baia Mare, cu partea cea mai ridicată a Masivului Gutăi.

Prezența acestei zone anticlinale nu este de natură să ne surprindă, întrucât ea se găsește, în continuarea spre NW a zonei de cufe diapire care se dezvoltă la limita dintre Bazinul transilvan și lanțul eruptiv Hărghita—Călimani. Ea apare la contactul a două regiuni cu fundamente deosebite: regiunea cu fundament de Fliș, situată la N, și regiunea cu fundament de Cristalin, situată la S.

În regiunea satului Tăuți—Măgheruș, pe această linie apare chiar și Sarmațianul, ceea ce înseamnă o importantă ridicare a fundamentului.

Mai spre NW, după o intrerupere de vreo 40 km, în care contactul dintre Eruptiv și Neogenul bazinului este acoperit de aluvioni, Ponțianul reapare, cutat, la W de satul Turți, lîngă Halmeu. În 1949, cînd am văzut acest Ponțian cutat, nici am explicat prin prezență, în imediata apropiere, a aparatelor vulcanice existente acolo, dar astăzi trebuie să renunțăm la această explicație, întrucât avem destule dovezi că în regiune nu există eruptiuni mai noi decit limita Meotian-Ponțian.

Cutarea, am putea spune chiar strivirea marginii de N a Bazinului neogen al Băii Mari, se dătoresc unei ușoare deplasări în spre SSW a întregului masiv eruptiv de la N de Baia Mare. Eruptivul încalcă ușor Ponțianul, ceea ce se poate vedea în galeria de acces a minei Valea Roșie, unde marnele cu Cardiacee și cu *Congeria marcovicii* înclină cu 25° spre N, virindu-se cîteva sute de metri sub Eruptiv.

Anticinalul prezintă un maxim de ridicare în regiunea satului Tăuți—Măgheruș, unde apare și Sarmațianul, pentru ca apoi să se scufunde spre W. Maximum de scufundare îl prezintă probabil la E de Seini, unde Neogenul apare gătit între Cristalinul culmii Vf. Codrului și Eruptivul Gutăiului.

Pe harta sa din 1950 Jaskó indică prezența unui al doilea anticinal orientat N—S, care ar fi situat în regiunea satului Șișești. Cercetând această regiune, noi am putut constata numai prezența materialului vulcanic sedimentat în apele sarmatiene. Rocile prezintă înclinări de 15—20° spre NNW, dar nu cunoaștem alte poziții care să îndreptățească existența acestui anticinal.

Întreg Masivul eruptiv al Băii Mari prezintă o așezare asimetrică, avind versantul de S ridicat și cel de N scufundat. Consecința acestei situații este faptul că mineralizațiile aparținând unor prime faze eruptive, apar numai pe marginea de S a Eruptivului (Băiuț, Cavnic, Baia Sprie, Baia Mare, Turți, etc.), ele lipsind pe flancul de N, maramureșan, al Masivului Gutăi.

În afară de această mișcare, pe care am putea-o numi de basculă, mai constatăm și o mișcare de ridicare în bloc, pe care o prezintă întreaga aripă de E a Masivului Gutăi. Într-adevăr, depozitele ponțiene de pe versantul său maramureșan se ridică pînă la altitudinea de 1000 m. Această altitudine trebuie subliniată în mod cu totul deosebit pentru motivul că în golfurile de pe versantul de W al Munților Apuseni, Ponțianul nu depășește altitudinea de 500 m.

De aici se impune concluzia unei ridicări de cel puțin 500 m a aripiei de E a Masivului eruptiv al Gutăiului. Vîrstă acestei ridicări nu poate fi alta decit pliocen-

superioară sau chiar cuaternară. Bănuim că această ridicare nu reprezintă un fenomen local, ci că face parte dintr-o ridicare a întregii zone a Flișului, care s-a manifestat încă și mai puternic pe o linie situată ceva mai la E, adică în Depresiunea Maramureșului.

Datorită acestei ridicări, Eruptivul de la N de Baia Mare se prezintă erodat mult mai adinc în comparație cu Masivul Călimani—Hărghita. În consecință, în Masivul Gutăi întâlnim în foarte numeroase puncte fundamentaul său de Fliș; constatăm apoi prezența unei întregi game de roce eruptive, precum și a unei bogate mineralizații. Din contra, în Hărghita—Călimani toate acestea lipsesc din cauza poziției mult mai scufundată și deci a eroziunii mai puțin înaintată, prezentată de acest Eruptiv, situat la S de pînțenul de Cristalin al Munților Rodnei.

O consecință importantă a acestei ridicări a mai fost spălarea aproape în întregime a depozitelor de vîrstă ponjană din Bazinul Maramureșului, unde după hărțile geologice existente, s-ar părea că el n-ar fi fost acoperit de ape ponțiene. Numai pe marginile bazinului au rămas petece, relativ puțin însemnate, din sedimentele Ponjanului.

O a doua concluzie, de ordin cu totul local, este explicarea prezenței unor numeroase blocuri de Andezit de Gutăi, mari pînă la $4-5\text{ m}^3$, nerotunjite, care acoperă gresiile de vîrstă oligocen-superioară de pe versantul drept al Pîriului Izvorul Alb. Prezența lor în așa mare cantitate, cu dimensiunile lor enorme, la o altitudine pînă la 300 m de actualul pat al Pîriului Alb și la o depărtare pînă la 5 km de Vf. Gutăiului, părea greu de explicat atît timp cît nu s-a știut de existența acelei importante mișcări de ridicare a Culmii Gutăiului.

Partea cea mai scufundată a acestui masiv este capătul său de NW, unde la W de linia Orașul Nou—Negrești, sedimente neogene apar pe suprafețele cele mai mari. Dintre sistemele de falii care limitează masivul, acela care îl separă de Bazinul Oașului a rămas pînă astăzi cel mai activ, după cum o dovedesc numeroasele manifestații moftice din regiunea satelor Vama, Negrești și Certeze. În restul Masivului Gutăi, izvoarele cu CO_2 sunt mai rare: două se găsesc la S de Chiuzbaia (regiunea «la Groape»), unul se află la E de Tăuji—Măgheruș, pe linia de contact cu Neogenul, unul imediat la NW de Baia Sprie și altul în dreptul Firizei, mai jos de confluența cu V. Romînă.

Vîrsta erupțiunilor

Cercetările stratigrafice incepute în vara anului 1951 nu pot fi considerate ca fiind terminate. În decurs de numai 45 zile, cît am avut la dispoziție, n-a putut fi epuizată această problemă care acoperă o suprafață așa de mare și care poate fi urmărită numai pe bază de iviri discontinui.

În plus, în însăși regiunea cercetată, raporturile dintre Eruptiv și Sedimentar fiind destul de complicate, ca o consecință a falierilor, mineralizărilor și chiar metamorfismului de contact, a trebuit să căutăm soluția problemei și în regiunile imediat învecinate, unde aceste raporturi apar mai clar.



Scopul cercetărilor fiind însă stabilirea vîrstei eruptiunilor, credem că putem aduce, de pe acum, unele contribuții.

Mai întii, se pare că în timpul Mediteraneanului I pînă la Helvețian inclusiv, regiunea forma un uscat la fel cu regiunea situată imediat la S.

După IORGULESCU¹⁾, scufundarea regiunii ocupată de Masivul eruptiv al Gutăiului s-a produs în timpul Tortonianului superior. Aceasta ne face să admitem că și scufundarea bazinului neogen de la S de Baia Mare este de aceeași vîrstă, ambele unități tectonice găsindu-se peste același fundament de Fliș. Odată cu scufundarea au început să aibă loc și eruptiunile. Mai întii, acestea au avut un caracter exploziv violent, aruncind cenușă pînă la mari depărtări. În consecință, depozitele tortoniene din Bazinul neogen al Băii Mari abundă în material vulcanic. În această fază, care a caracterizat aproximativ Tortonianul, revărsările de lavă par a fi fost mai puțin importante.

În Sarmățian, eruptiunile se continuă neîntrerupt, iar activitatea explozivă a fost încă puternică. Totuși, Sarmățianul din Bazinul neogen al Băii Mari conține o cantitate mult mai mică de material vulcanic în comparație cu Tortonianul. Intensitatea eruptiunilor se poate constata deci mai puțin în însăși zona eruptivă, cit mai ales în bazinul sedimentar situat imediat la S. Curgerile de lavă încep să aibă o importanță mai mare.

În unele cazuri, ca de pildă pe P. Limpede la N de Băița, depozitele apar puternic cimentate sub acțiunea fenomenelor vulcanice.

Către sfîrșitul Sarmățianului, regiunea devine din nou un uscat, dar eruptiunile continuă concomitent cu inițierea unei faze de eroziune continentală, care a dat naștere unor numeroase bazine de eroziune, ocupate astăzi pe mari suprafețe de către Sedimentar de diferite vîrste. Eruptiunile au încetat la limita dintre Meotian și Ponțian, înaintea căreia s-a depus andezitul negru cu hipersten și acela cu biotit. Astfel fiind situația, constatăm că Eruptivul Gutăiului se comportă în mod diferit de acela din Hărghita—Călimani, unde cercetările au dovedit și eruptiuni de vîrstă mai nouă, anume daciene.

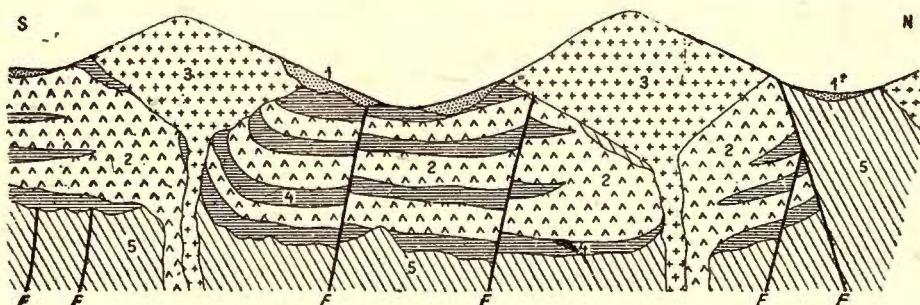
Dovada că în Ponțian eruptiunile încetaseră, o face aici raritatea intercalării de cenușă, precum și lipsa aglomeratelor în depozitele de această vîrstă, atât în mici bazine cuprinse în interiorul masivului eruptiv, cit și în Bazinul neogen la Băii Mari. Mai mult încă, putem constata că în acest timp apele acopereau în aşa măsură eruptiunile, încit acestea abea erau supuse eroziunii, pentru ca să ajungă pe această cale în interiorul Sedimentarului de vîrstă ponțiană.

Nu avem dovezi despre o activitate vulcanică nici în Pliocenul superior deoarece atât peste Ponțianul micilor bazine interne, cit și peste acelea din Bazinul neogen al Băii Mari, nu cunoaștem alt material vulcanic în afară de acela depus

¹⁾ IORGULESCU TH. Microfauna din Sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. D. de S. Comit. Geol. (manuscris).

de riuri sub formă de terase vechi și noi. Deasemenea nu se întlnesc nicăieri sedimente ponțiene cu influențe de contact cu Eruptivul.

Începând din Tortonian și pînă la limita Meoțian-Ponțian, eruptiunile au avut loc, deci, fără intrerupere, dar cu o slăbire continuă a intensității. Dacă vom să distingem unele faze de eruptiuni, atunci trebuie să deosebim în primul rînd două faze principale: una, de vîrstă tortoniană și sarmațian-inferioară, cînd eruptiunile au avut loc în cea mai mare parte sub un acoperîș de ape, și o a doua fază, de vîrstă sarmațian-superioară - meoțiană, care a avut loc pe uscat (vezi figura). Desigur că în interiorul fiecărei din acestea vom putea face alte subdiviziuni, care se datorează modificărilor suferite în decursul timpului de către compoziția magmatică.



Profil schematic în Eruptivul din Munții Gutăi.

1, Ponțian; 2, erupțiuni din fază marină (Tortonian – Sarmațian inferior; 3, erupțiuni din fază terestră (Sarmațian superior – Meoțian); 4, sedimente miocene; 5, fundamentul de Flis paleogen.

Dar, după cum se știe, problemele petrografice și miniere ale acestei regiuni au format obiectul unor cercetări a căror vechime se urcă la aproape 100 de ani, fără ca ele să-și fi găsit încă o dezlegare totală.

În consecință, nu era de așteptat ca problemele privitoare la Sedimentar să fie dezlegate într-o singură campanie de lucru, în sensul de a putea preciza vîrsta fiecărei dintre manifestațiile eruptive în parte. Fără nici o îndoială însă că urmărind această problemă vom putea ajunge și la precizări mai mari decât aceea că eruptiunile au început în Tortonian și că se terminaseră la începutul Ponțianului. Deocamdată, un punct cîștigat este constatarea că n-au existat eruptiuni de vîrstă pliocen-superioară.

Pe măsură ce vom fi cartat fiecare din ivirile de Sedimentar existente și li se va fi determinat vîrsta, vom putea să precizăm și vîrsta fiecărei dintre numeroasele varietăți de roci eruptive ale regiunii. Cea mai mare dificultate o vom întîmpina în stabilirea succesiunilor prezentate de eruptiuni în timpul perioadei continentale din Sarmațianul superior și Meoțian.

Lămurirea definitivă a problemelor legate de vîrsta eruptiunilor din masivul de la N de Baia Mare va putea fi făcută numai de către acel geolog care va cunoaște în măsură egală, atît Eruptivul cît și Sedimentarul, întrucât ambele pre-

zintă mari dificultăți în recunoașterea lor. Pe de o parte Eruptivul prezintă numeroase tufuri care se aseamănă mult între ele, precum și variații de alterări care fac ca aceeași rocă să aibă un aspect diferit. Pe de altă parte, Sedimentarul suferind adeseori influențe de contact, poate să capete aspecte asemănătoare, chiar și atunci cînd este de vîrstă diferite. Pînă atunci, numeroșii geologi care se vor ocupa de Eruptiv, cît și acei mai puțini care studiază Sedimentarul, au sarcina de a aduna materialul documentar necesar.

— TEODOR IORGULESCU. — Microfauna unor profile din Sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare¹⁾.

În campania de lucru pe teren a anului 1951 au fost colectate mai multe profile, în scopul lămuririi stratigrafiei Sedimentarului din zona eruptivă a regiunii Baia Mare. Această colectare s-a efectuat de către o echipă alcătuită din: TOCORJESCU MARIA, IORDĂNESCU MARIA, CĂRNARU SILVIA, PAGHIDA NATALIA, FUCIS HERMAN și mai mulți studenți practicanți.

Profilele urmărite poartă denumirea văilor principale, în bazinul cărora s-a făcut colectarea și sint esalonate de la vest la est, după cum urmează:

1. Profilul V. Talna Mică, pe care se află situat satul Vama;
2. Profilul V. Satului, care străbate satul Racșa;
3. Profilul V. Ilba;
4. Profilul V. Boița;
5. Profilul V. Romanilor, affluent pe dreapta al Văii Fișiza;
6. Profilul V. Sf. Ion, unde este situat satul Chiuzbaia;
7. Profilul V. Ciontolanului, affluent pe stînga al Văii Săsar, la Baia Sprie;
8. Profilul V. Izvorului, de la Dănești;
9. Profilul V. Cavnicului, între satele Plopis și Cavnic.

Majoritatea acestor profile au fost urmărite în mai multe segmente deschise de-a lungul unor afluenți ai văilor principale. Corelația stratigrafică a segmentelor aceluiasi profil nu a putut fi stabilită pe teren, din cauza lipsei unor repere litologice sau macrofaunistice distinctive.

Ridicarea probelor a fost făcută pe intervale stratigrafice de 1—2 m, acolo unde ivirile permiteau aceasta.

Dezagregarea materialului probelor s-a efectuat în laborator numai prin înmuierea în apă caldă timp de 24—36 ore și prin fierbere în apă timp de mai multe ore. Probele cu o durată mai mare, datorită efectului fenomenelor de contact cu masele eruptive sau diagenezei înaintate, nu au putut fi supuse unor procedee speciale de dezagregare, din lipsa utilajului corespunzător.

D.m mai jos cîteva date asupra profilelor colectate.

¹⁾ Vezi lucrarea: T. IORGULESCU. Contribuționi la studiul micropaleontologic al Miocenu-lui superior din Muntenia de est (Prahova și Buzău). An. Comit. Geol. Vol. XXVI, 1953.



1. Profilul V. Talna Mică cuprinde următoarele 4 segmente: P. Vărăria, P. Puturosu, P. Bălindosu, V. Talna Mică, în aval de confluența cu P. Bălindosu.

a) *Segmentul P. Vărăria.* Acest segment reprezintă partea superioară a Văii Talna Mică. El taie un complex litologic sedimentar deschis sporadic și care constă dintr-o alternanță de gresii grosiere, cu elemente negre, de o culoare cenușiu-deschisă, dure, cu ciment puțin calcaros, dispuse în bancuri groase cu suprafață neregulată, străbătute de numeroase diaclaze de calcit, nefosilifere, asemănătoare cu formațiunea de la fundul Văii Mestecănișului (cursul superioară al Văii Ilba); urmează apoi marne cenușiu-deschise, fine, bine stratificate, cu spărtura neregulată-curbicorticală; printre marne se dispun tufuri grosiere cenușii, stratificate, cu concrețiuni grezoase, făcind o slabă reacție cu acidul; în fine, aglomerate andezitice în bancuri foarte groase, bine cimentate, deschise chiar în albia râului Vărăria, mai sus de confluența sa cu P. Puturosu.

Din acest complex litologic au fost colectate probele 381 Jo—388 Jo, care s-au spălat relativ ușor și au arătat o microfaună destul de bogată din punct de vedere cantitativ și calitativ, care indică zona micropaleontologică S₂, corespunzătoare complexului marno-grezos al Sarmătianului din regiunea subcarpatică.

b) *Segmentul P. Puturosu.* Acest afluent pe stînga al Văii Talna Mică taie un complex sedimentar constituit dintr-o alternanță de:

Tufuri albe, fine, dure, stratificate, în alternanță cu un tuf mai grosier, parțial ilicifiat, în care cauză capătă o culoare negricioasă;

Argile negre sau cenușiu-închiise, dure, silicificate, cu muchii ascuțite, în alternanță cu material cenușiu-albicioasă, probabil tufaceu și tufuri albicioase de aspect grezos, adesea cu desfacere în plăci, îci-colo de culoare roșcată-ruginie;

Marne negricioase-șocolatii, cu efervescentă puternică, compacte, parțial silicificate cu spărtură concoidală, bine stratificate, dispuse în pachete a căror grosime variază de la cîțiva centimetri pînă la cîțiva metri;

Marne moi, cenușiu-închiise, cu efervescentă puternică, micacee, stratificație bună, compacte, probabil fosilifere (*Dentalium?*);

Tufuri cenușii, grosiere pînă la microconglomeratice;

Un banc de gips alb-cenușiu, masiv, intercalat către partea superioară.

Din acest complex litologic au fost colectate probele 390 Jo—413 Jo.

Probele 390 Jo—393 Jo sunt nelavabile.

Probele 399 Jo—404 Jo aparțin părții superioare a Tortonianului, corespunzătoare zonei T₂ din Subcarpați.

Probele 405 Jo—413 Jo corespund Buglovianului echivalent zonei S₁ din Subcarpați.

c) *Segmentul P. Bălindosu.* În lungul acestui afluent pe dreapta al Văii Talna Mică a fost întîlnit următorul complex litologic:



Argile închise la culoare, micacee, dispuse în strate groase, compacte, puternic diagenizate (silicificate), local tectonizate, predominante mai ales în partea bazală;

Marne dure, silicificate, foarte fine la bob, bine stratificate, cu numeroase urme de plante;

Tufuri fine și grosiere, de aspect microconglomeratic cu pete albe caracteristice, dispuse în bancuri alterne de material grosier și material fin, cu foarte numeroase urme de plante (frunze), posibil și Lamellibranchiate;

Gresii mijlocii-grosiere la bob, în bancuri foarte groase, cu o stratificație relativ bună, local puternic feruginioase, probabil tufacee, cu trecere spre aglomerate andezitice, cu elemente care ating 1 mc; aglomeratul foarte dur, cu o stratificație neclară;

Alternanță de gresii tufacee și argile cu reacție negativă, șistoase, cenușii; tufuri în bancuri pînă la 1,50 m cu bobul fin pînă la microconglomeratic și conglomeratic, întărite, argile dispuse ca intercalații subordonate tufurilor;

Alternanță de gresii, marne și argile, dispuse în strate de 15–20 cm, fosilifere (Cardiacee, urme de plante, etc.);

Alternanță de aglomerate cu elemente de 1–2 cm diametru, slab întărite, avînd disseminate pungi de argile cu diametrul pînă la cîțiva decimale cînd sunt sferoidale și de mai mulți metri lungime cînd sunt lenticulare; argilele trebuiesc considerate ca fiind de asemenea tufacee, avînd numeroși fluturași de biotită; totul cu structură torențială.

Din acest complex litologic au fost colectate probele 414 Jo—427 Jo.

Probele 414 Jo—422 Jo nu au putut fi spălate.

Probele 423 Jo—425 Jo indică o splendidă microfaună caracteristică zonei micropaleontologice S₁, corespunzătoare Buglovianului.

Probele 426 Jo—427 Jo conțin o microfaună aparținând zonei micropaleontologice S₂, corespunzătoare complexului marno-grezos din regiunea Subcarpaților.

d) Segmentul V. *Talna Mică*. Valea Talna Mică taie, spre aval de confluența cu P. Bălindosu, un complex litologic alcătuit din:

Argile cenușiu-închise, masive, cu spărtură concoidală, pe suprafață cu fosile frecvente (Cardiacee, *Ervilia*, etc.);

Gresii friabile, cenușii, tufacee, reacție negativă, aspect masiv, în bancuri de 0,5 m;

Pachete de argile tufacee, cenușiu-deschise, bine stratificate, în alternanță cu tufuri albe;

Marne cenușiu-deschise, bine stratificate, cu reacție foarte puternică, cu spărtură concoidală, fosilifere (Cardiacee și Ostracode).

Din acest complex au fost colectate probele 428 Jo—440 Jo.

Probele 428 Jo—431 Jo nu conțin microfaună.

Probele 432 Jo—440 Jo conțin o microfaună constând exclusiv din Ostracode și aparțin zonei micropaleontologice, corespunzătoare Pliocenului.



2. Profilul V. Satului. Valea Satului, care străbate satul Racșa, taie în partea sa superioară și mijlocie următorul complex litologic:

Tufuri albe bine stratificate, pătate de limonit, în alternanță cu conglomerate cu elemente și blocuri de andezit foarte alterat, unele blocuri atingind 50–60 cm diametru; tufurile sunt uneori foarte dure și prezintă o exfoliere paralelă stratificației;

Argile foioase, cu filme de tuf și o spărtură tipic aşchioasă;

Marne ușor šistoase, foarte fine la bob, spărtură concoidală, fosilifere (Cardiacee cu coaste rare, urme de Pești, urme de plante);

Nisipuri tufacee, argile tufacee și tufuri masive în alternanță pe grosimi de cîțiva metri;

Argile compacte, ușor concreționare, cenușiu-deschise cu pete albe, în alternanță cu gresii tufacee, cu reacție negativă, de o culoare mai închisă decât argilele;

Tufuri negre cu intercalații subțiri cărbunoase de cîțiva mm grosime;

Gresii albe foarte dure, în bancuri de 50–60 cm, cu ciment foarte calcaros, trecind la nisipuri tufacee cu un aspect exfoliat neregulat.

Din acest complex au fost colectate probele 441 Jo—447 Jo.

Probele 441 Jo—453 Jo nu sunt lavabile.

Probele 454 Jo—465 Jo cuprind o microfaună care aparține Sarmațianului și anume zonei micropaleontologice S₂, corespunzătoare complexului marno-nisipos oolitic al Sarmațianului din zona subcarpatică.

Probele 466 Jo—474 Jo cuprind o microfaună alcătuită exclusiv din Ostracode și aparțin zonei micropaleontologice P, corespunzătoare Pliocenului.

3. Profilul V. Ilba. Acesta constă din următoarele 5 segmente: V. Mestecănișului, P. Toci, segmentul din viroaga depe stînga Văii Ilba, V. Ilba (1 km mai jos de confluența cu P. Colbului), Dealul Porcului.

a) *Segmentul V. Mestecănișului.* Valea Mestecănișului din partea superioară a Văii Ilba taie un complex litologic constând dintr-o alternanță de:

Gresii microconglomeratice, cenușii, compacte, foarte dure, cu ciment calcaros, dispuse în bancuri groase, local cu desfacere în plăci paralele;

Gresii fine, cu ciment calcaros, cu suprafață cu diaclaze umplute de calcit, în bancuri pînă la cîțiva metri grosime;

Gresii cuarțitice cu ciment silicios, de culoare deschisă, albicioase, foarte fine la bob, cu spărtura colțuroasă, foarte dure, dispuse în bancuri de peste 1 m grosime, de asemenea cu diaclaze de calcit;

Argile fine, ușor satinat, micacee, šistoase, cu desfacere în foi de 1–2 mm, în general de culoare cerușie, cu nuanță negricioasă sau verzuie, spărtură neregulată, în pachete de 20–40 cm, intercalate în bancurile de gresii groase, local predominante, în special la partea superioară a profilului.



Din acest profil au fost colectate probele 335 Jo – 357 Jo, care, datorită duratăii și fenomenului de silicifiere, nu au putut fi spălate prin metoda obișnuită de dezaggregare.

b) *Segmentul P. Toci.* Pirul Toci reprezintă un ogăș pe dreapta Văii Colbului (afluent pe dreapta al Văii Ilba). Acest pirul taie un complex litologic constituit dintr-o alternanță de argile, marne, tufuri și aglomerate, după cum urmează:

Argile negricioase-șocolatii, fine, compacte, reacție negativă, spărtură colțuroasă, masive, în strate de 2–3 m grosime, mai ales către partea superioară a complexului, unde sunt puternic breciate tectonic;

Argile cenușii, bine stratificate, fine pînă la grezoase, cu urme de aspectul unor Fucoide mărunte, pe suprafață;

Argile regre, cu fenomene de difuziune, groase pînă la 40 cm;

Marne cenușii, fine, foarte dure, cu numeroase incluziuni și mineralizări (silicifieri), local bogate în urme de Fucoide dispuse pe suprafață de strat;

Marne curbicorticale, dure, cu diaclaze de calcit și cuart;

Tufuri albe, grosiere, parțial alterate, cu pete brune, intercalate cu tufuri mai grosiere, puternic stratificate, foarte dure, pătate de limonită, puternic tectonizate, mai ales către partea inferioară a segmentului; uneori tuful prezintă un aspect breciat;

Aglomerate de aspect microconglomeratic și conglomeratic mărunt, în care se disting elemente din sisturi cristaline, andezit și marne puternic întărite.

În lungul acestui segment s-au colectat probele 321 Jo – 344 Jo și 475 Jo – 482 Jo.

Majoritatea probelor s-au spălat și au dat o microfaună corespunzătoare zonei micropaleontologice T_2 de tipul Tortonianului superior din regiunea subcarpatică.

c) *Segmentul din viroaga de pe stînga Văii Ilba.* O viroagă situată cu 120 m mai jos de biserică din Handal, pe partea stîngă a Văii Ilba, oferă deschideri nu prea clare în niște argile cenușii-verzui, foarte alterate.

Din această viroagă au fost colectate probele 482 Jo – 485 Jo, care s-au putut spăla și au arătat o microfaună constituită din cîteva Foraminifere și mulaje piritizate de *Spirialis*, ceea ce indică prezența Tortonianului superior de tipul cunoscut în Subcarpați, zona micropaleontologică T_2 .

d) *Segmentul V. Ilba.* În patul Văii Ilba, pe o lungime de mai multe sute de metri începînd de la 1 km mai jos de confluența Văii Ilba cu V. Colbului, se întâlnesc mai multe iviri dintr-un complex litologic constituit din:

Marne cenușiu-deschise, cu reacție foarte puternică, compacte, cu o stratificație neclară, spărtură concoidală, moi, fără microfosile;

Marne negricioase, mai compacte decît marnele cenușii și de un aspect mai masiv;

Tufuri albicioase, grosiere, masive și tufuri cenușii cu pete alburii;

Gresii grosiere, cenușii, intercalate subordonat în marne.



Din acest complex litologic au fost ridicate probele 486 Jo—496 Jo.

Toate probele au fost spălate și au arătat o admirabilă microfaună aparținând zonei micropaleontologice T₂, corespunzătoare Tortonianului de tip Lăpuș.

e) *Segmentul Dealul Porcului.* Pe versantul sudic al Dealului Porcului se întâlnește un petec de Sedimentar constituit din:

Tufuri fine—grosiere, cenușiu-deschise, foarte dure, fără efervescentă, cu exfoliere concentrică, spărtură concoidală și subconcoidală, muchii tăioase, cu urme foarte frecvente de plante silicificate, silicifiere realizată după o dispoziție fasciculară;

O rocă foarte dură, albă, cu urme de plante, probabil un diatomit (?), exploatat pentru șmirghel;

Tufuri groase, cenușiu-deschise, de nuanță albăstruie, cu pete de limonită, dispuse deasupra silexurilor dure, de culori diferite, cafenii-roșcate sau albicioase.

Din acest complex litologic au fost colectate probele 497 Jo—502 Jo care nu au putut fi spălate datorită diagenezei înaintate și duritatei mari.

4. Profilul V. Băița. În cadrul acestui profil au fost colectate 2 segmente, V. Ulmoasa și V. Limpedea.

a) *Segmentul Văii Ulmoasa.* Valea Ulmoasa este un affluent pe stînga Văii Băița și taie în partea sa superioară și mijlocie următorul complex litologic:

Argile ușor marnoase, reacție slabă, vărgate roșu-inchis, cu cenușiu, compacte, ici și colo bine stratificate, spărtură neregulată, micacee, puternic întărite la contact cu andezitul, deschise pe mai mulți metri grosime stratigrafică în bază;

Alternanță de marne și argile cenușii, ușor verzui sau cenușiu-deschise, compacte, slab friabile, micacee, cu o stratificație slabă;

Argile marnoase cenușii, ușor verzui, care se desfac în foi, friabile, micacee, moi;

Argile marnoase, roșcate, reacție foarte slabă, masive, breciate, mai dure decât rocele argiloase cu care alternează;

Marne și argile cenușii, ici-colo cu cîteva intercalațiuni pelitice roșcate și intercalațiuni subțiri de gresii calcaroase, micacee, bine stratificate, frămintate local;

Alternanță de marne cenușiu-deschise, cenușiu-închise și cenușiu-verzui, cu totul predominante mai ales către partea superioară a complexului.

Din acest complex au fost colectate probele 358 Jo—380 Jo care în marea lor majoritate au fost spălate și arătat o microfaună constituită exclusiv din Foraminifere aglutinante, în care predomină genurile *Bathysiphon* și *Rhabdammina*. Ele au fost atribuite zonei E₂ și ar corespunde Eocenului mediu-superior.



b) *Segmentul V. Limpedea.* Valea Limpedea este un affluent pe dreapta al Văii Băița și taie un complex litologic constituit din:

Calcare cenușii;

Tufuri albe;

Marne calcaroase cenușii ușor verzui, foarte compacte, dure, material uniform, de aspect masiv și cu efervescență puternică;

Tufuri albe-cenușii, cu elemente dure și moi, masive, local cu stratificație aproximativ bună, dispuse transgresiv peste capetele formațiunii mai vechi;

Gresii tufacee cenușiu-albicioase, foarte calcaroase, efervescentă foarte puternică, în strate subțiri și foarte groase, local cu desfacere în plăci, suprafața de strat foarte regulată și acoperită de diaclaze;

Conglomerate masive, cu elemente variind dela cățiva cm la cățiva dm, cu intercalații de marne cenușii subțiri, întărite, silicificate; totul dispus între gresii fine calcaroase curbicorticale cu un aspect mai mult masiv;

Calcare grezoase, foarte masive, compacte cenușiu-albicioase pînă la cenușiu-inchise, cu intercalațiiuni de cățiva cm de marne foioase și argile șocolatiu-inchise șistoase;

Marne cu Fucoide;

Tufuri masive, friabile, cu pete ruginii, de culoare cenușie, cu exfoliere paralelă stratificației, intercalate în marnele cu Fucoide și în gresile calcaroase;

Microconglomerate și conglomerate cu elemente poligene din Eruptiv, masive, foarte puternic cimentate, cu o stratificație slabă, în cuprinsul căror se intercalează de asemenea tufuri grosiere.

Din acest complex litologic au fost colectate probele 593 Jo—600 Jo, care însă nu sint lavabile prin metoda obișnuită.

despre
5. *Profilul V. Romanilor.* Valea Romanilor constituie un affluent pe stînga al Văii Firiza, a căror confluență se află la nord de satul Ferenziu. În lungul său este bine deschis un complex litologic constituit din:

Tufuri cenușiu-verzui și albicioase, masive, local foarte dure, parțial friabile, cu numeroase pete albe și brune, cu desfacere în strate de cățiva dm, ca intercalațiiuni la diferite nivele;

Gresii brun-roșcate, cu ciment argilos (reacție negativă), bobul fin-microconglomeratic, în bancuri groase pînă la masive, spătură neregulată, asemănătoare Stratelor de Turbuța;

Microconglomerate cu elemente rotunjite de 0,5—1 cm diametru;

Gresii foarte calcaroase, cenușii, dure, bobul fin, cu numeroase hieroglife pe suprafața de strat, în strate de 2—10 cm, dispuse în alternanță cu marnele cenușiu-deschise, parțial tectonizate, predominante spre partea superioară a complexului;

Marne cenușiu-roșcate, moi, cu stratificție bună.

Din acest complex litologic au fost ridicate probele 570 Jo—592 Jo. Majoritatea probelor sint lavabile și cuprind o microfaună constituită în cea mai mare parte din



Aglutinante, printre care predomină genurile *Haplophragmoides*, *Trochaminoïdes*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Placentammina*, *Reophax*, etc. Această microfaună este identică cu aceea întlnită de GRZYBOWSKI în Flișul din Polonia, de GLAESSNER în Caucaz și de CUSHMAN în Trinidad (formația Lizard Springs). După autorii menționați această formație ar reprezenta tranziția de la Senonian la Paleogen, probabil Paleocenul. Noi am indicat-o sub denumirea de zona micropaleontologică E₁.

6. Profilul Văii Sf. Ion (Chiuzbaia). În Bazinul Văii Sf. Ion dela Chiuzbaia au fost colectate următoarele 6 segmente: V. Măgurei, V. Sf. Ion spre amont de confluența cu V. Măgurei, V. Turburea, affluentul din dreapta Văii Turburea, V. Sf. Ion între confluențele Văii Turburea și Văii Lorenț, affluentul de pe stînga Văii Sf. Ion.

a) *Segmentul V. Măgurei.* Valea Măgurei, affluent pe dreapta al Văii Sf. Ion, după ce străbate andezitul cuarțifer cenușiu, taie un complex sedimentar constituit din:

Argile silicificate, cu o stratificație bună, puternic strivite tectonic, foarte alterate la suprafață:

Argile negricioase, silicificate;

Marne grezoase, dure, puțin silicificate, dispuse în strate cu exfoliere paralelă stratificației, foarte micacee, cu Fucoide pe suprafața de strat, mult asemănătoare cu marnele din P. Toci, ogașul de pe dreapta Văii Colbului.

Din acest complex litologic s-au ridicat probele 503 Jo—508 Jo, care nu sunt lavabile cu metoda obișnuită.

b) *Segmentul Văii Sf. Ion spre amont de confluența cu V. Măgurei.* După ieșirea din masa de Eruptiv, Valea Sf. Ion taie un Sedimentar foarte silicificat, în care se observă conglomerate cu elemente rotunzite și unele tufuri masive albe, în bancuri groase.

Din materialul pelitic al acestui complex au fost ridicate probele 509 Jo—510 Jo, care nu sunt lavabile.

c) *Segmentul V. Turburea.* Valea Turburea, affluent pe stînga Văii Sf. Ion, taie un complex sedimentar constituit din calcare grezoase galbene cu dungi cenușii, masiv, cu urme de fosile (Lamellibranchiate și Gasteropode), cu pungi de material tufaceu, care se intercalează într-o alternanță de marne cenușii moi, deschise la culoare sau de un aspect murdar, parțial friabile, parțial silicificate, tufuri albe, fine și grosiere; marne cenușiu-brunii, cu efervescență foarte puternică, concreționare, cu spărtură concoidală; marne cenușiu-inchise de nuanță șocolatie, bine stratificate, spărtură așchioasă sau concoidală, concreționare, ușor silicificate, cu Ostracode; gresii calcaroase, fine, foarte dure, cu hieroglife pe suprafață.

Din acest segment au fost colectate probele 511 Jo—520 Jo.

Probele 511 Jo—517 Jo indică o microfaună alcătuită exclusiv din Ostracode, caracteristică zonei micropaleontologice P, corespunzătoare Pliocenului.



Probele 518 Jo—520 Jo, aparțin Sarmațianului superior, zona micropaleontologică S₂.

d) *Segmentul afluentului din dreapta Văii Turburea.* Acest affluent de pe dreapta Văii Turburea taie, în partea superioară a bazinului acestei văi, un complex litologic alcătuit din:

Aglomerate andezitice cu blocuri de diferite mărimi, cele mai mari cu diametrul de 0,50—0,75 m, foarte alterate, bine cimentate, cimentul constituit din tuf cenușiu-albicios sau ruginiu, masive, dispuse în partea superioară a complexului;

Tufuri fine-nisipoase, friabile, cenușii-albicioase, în alternanță cu argile cenușii, adesea dispuse lenticular, foarte subțiri, cu lentile de cărbuni atât în tufuri cât și în materialul argilos; de remarcat că o lentilă de cărbuni depășește, după spusele localnicilor, 60 cm grosime;

Marne grezoase, foarte bogat fosilifere (*Planorbis* și *Melanopsis*,) intercalate în stratele cu cărbuni ca plăci foarte subțiri, cu exfoliere paralelă stratificației;

Gresii calcaroase în bancuri groase de 1—2 m, dure, cu intercalații fine de marne cenușii de 1—2 cm;

Marne șocolatii, negre, compacte, cu spărtură concoidală, concreționare, slab micacee, local puternic tectonizate;

Marne cenușiu-deschise, spărtură consoidală, slab silicificate, cu muchii ascuțite, parțial tectonizate, spărtură așchioasă, în alternanță cu gresii fine, calcaroase groase de 2—10 cm;

Argile negre, nisipoase, micaferă, stratificate, cu suprafață de strat neregulată;

Tuf alb, ca intercalații rare de 10—15 cm.

Din acest complex au fost colectate probele 521 Jo—544 Jo, care prin spălare au dat o microfaună alcătuită exclusiv din Ostracode, ceea ce ne face să le atribuim zonei micropaleontologice P, corespunzătoare Pliocenului.

e) *Segmentul Văii Sf. Ion între confluențele cu V. Turburea și Valea Lorenț.* De-a lungul acestui segment Valea Sf. Ion taie un complex de marne cenușii, compacte, dure, spărtură concoidală, masive; argile dure, compacte; marne silicificate, negre, foarte fine, reacție foarte puternică, bine stratificate, adesea cu diaclaze umplute cu calcit, cu desfacere în foi subțiri.

Din acest complex au fost colectate probele 545 Jo—552 Jo, dintre care majoritatea nu sunt lavabile. Este de remarcat că proba 551 Jo, ridicată din marnele cu diaclaze de calcit, arată o microfaună alcătuită exclusiv din Ostracode, care aparțin zonei micropaleontologice P, corespunzătoare Pliocenului.

f) *Segmentul afluentului de pe stînga Văii Sf. Ion.* Acest affluent al Văii Sf. Ion, a cărui confluență este situată cu 150—200 m mai sus de puternicul ciurgău de pe dreapta drumului ce coboară în sat, taie următoarea succesiune de depozite:



Aglomerate vulcanice, identice acelora de la fundul Văii Turburea, situate în partea superioară a profilului;

Tufuri cenușii-verzui, cu elemente tari, diseminate;

Marne cenușii-albăstrui, compacte, cu urme de plante pe suprafața stratelor, foarte fine, micacee, bine stratificate, spărtură concoidală, cu concrețiuni mari;

Marne cenușiu-deschise, compacte, foarte fine, ușor micacee, mai dure ca precedentele, cu Ostraciode mari pe suprafața stratelor.

Din acest complex litologic au fost ridicate probele 562 Jo—569 Jo, care prin spălare arată că aparțin la două zone micropaleontologice diferite.

Probele 562 Jo—564 Jo conțin o microfaună alcătuită exclusiv din Ostracode și aparțin zonei micropaleontologice P, corespunzătoare Pliocenului.

Probele 565 Jo—569 Jo cuprind o bogată microfaună alcătuită din Foraminifere și Ostracode, caracteristică zonei micropaleontologice S₃, corespunzătoare Sarmătianului superior.

7. Profilul V. Ciontolanului. Valea Ciontolanului este un affluent pe stînga al Văii Săsar, la marginea estică a orașului Baia Sprie. De-a lungul acestei văi este deschis un complex alcătuit din marne cenușiu-deschise, fine, bine stratificate, cu reacție foarte puternică, spărtură concoidală, concretionară, ușor micacee, cu Ostracode mari, vizibile cu ochiul liber; marne cenușiu-închise, silicificate, spărtură neregulată, adesea cu oglinzi de fricțiune, compacte, masive; tufuri albe, fine-grosiere-masive; tufuri aglomeratice.

Din acest complex au fost ridicate probele 553 Jo—561 Jo, toate lavabile, conținind o microfaună constituită exclusiv din Ostracode, care indică zona micropaleontologică P, corespunzătoare Pliocenului.

8. Profilul V. Izvorului (Dănești). Valea Izvorului, cu affluentul său de pe stînga, taie la nord de satul Dănești un complex constituit din:

Marne fine, cenușii, micacee, foarte bine stratificate, cu filme de nisip mai deschise la culoare, nefosilifere;

Gresii calcaroase, ca intercalațiuni de 7 cm;

Argile negricioase, foioase, ușor micacee, în parte metamorfozate la contactul cu andezitul cu biotit, aspect șistos, fără efervescentă, spărtură neregulată;

Argile negre, foarte dure, bine stratificate, fine, local foioase, cu intercalațiuni de gresii dure, concretionare, calcaroase, cu reacție foarte puternică;

Argile disodiliforme, reacție negativă, de culoare brun-cenușiu-închisă;

Tufuri grosiere, verzui, cîteodată de aspect aglomeratic, cu elemente cît aluna, colțuroase.

Probele 661 Jo—673 Jo colectate de-a lungul acestui profil au putut fi spălate în marea lor majoritate și au arătat o microfaună constituită din Foraminifere și Ostracode aparținând zonei micropaleontologice S₃, corespunzătoare Sarmătianului superior.



9. Profilul V. Cavnic. Acest profil este alcătuit din două segmente: V. Cavnic, malul stîng spre amont de Plopîș, și V. Cavnic, malul drept între N Surdești și Cavnic.

a) *Segmentul V. Cavnic, malul stîng spre amont de Plopîș.* În acest segment a fost întlnită următoarea succesiune de strate:

Gresii albicioase, calcaroase, în strate subțiri pînă la 20 cm grosime, cu suprafața neregulată și alterată;

Marne cenușiu-deschise, foioase, ușor micacee, cu Ostracode, *Ervilia*, *Mactra*, *Cardium*;

Tuf ușor verzui, bentonitzat, de cîțiva cm grosime;

Argile cenușiu-deschise, ușor nisipoase, compacte;

Tufuri albicioase, grosiere, cu aflorescențe de sulfat de fier, concreționare, masive;

Calcar grezos, cu *Lithothamnium*, *Ostrea*, Cardiacee, etc. în baza complexului.

Din acest complex au fost colectate probele 601 Jo—618 Jo.

Probele 601 Jo—612 Jo cuprind o microfaună caracteristică zonei micropaleontologice S₁, corespunzătoare Buglovianului; microfauna probelor 613. Jo—618 Jo aparține zonei T₂, corespunzătoare Tortonianului superior.

b) *Segmentul V. Cavnic, malul drept, între N Surdești și Cavnic.* De-a lungul acestui segment întlnim petece de Sedimentar constituit dintr-o alternanță de argile negre micacee, bine stratificate, slab nisipoase, friabile; marne argiloase, cenușii-albăstrui, cu reacție slabă, bine stratificate; gresii dure, calcaroase, sau silicioase, în general, fine la bob, de culoare cenușie sau gălbuiu, avînd suprafața acoperită de urme de valuri; tufuri rare, atingind grosimi pînă la 1 m, situate la diferite nivele; aglomerate mărunte, în general foarte alterate.

Din aceste petece de Sedimentar au fost colectate din aval spre amont probele 619 Jo—655 Jo. Majoritatea lor a fost spălată și arată microfaune aparținînd la diferite zone micropaleontologice.

Probele 619 Jo—631 Jo aparțin Sarmațianului mediu și inferior (zonele micropaleontologice S₂ și S₁).

Proba 632 Jo cuprinde o microfaună alcătuită din Ostracode, care indică zona micropaleontologică P, corespunzătoare Pliocenului.

Probele 633 Jo—644 Jo cuprind o microfaună bogată în Foraminifere, care aparțin Sarmațianului superior.

Probele 645 Jo—655 Jo conțin o microfaună alcătuită exclusiv din Ostracode aparținînd zonei micropaleontologice P, corespunzătoare Panonianului.

Concluziuni. Din datele micropaleontologice ale celor nouă profile eșalonate în partea sudică a zonei eruptive din regiunea Baia Mare, reies concluziunile de mai jos.



1. Conținutul micropaleontologic al diferitelor formațiuni care au putut fi spălate este destul de variat și bogat pentru a putea utiliza criteriul micropaleontologic în scopuri stratigrafice.

2) Dificultatea de care se lovește aci micropaleontologul o constituie diageneza înaintată a rocelor care au suferit efecte puternice la contactul cu masele eruptive. Pentru înfringerea acestei dificultăți sunt necesare îmbunătățirea și înmulțirea procedeelor de dezagregare a probelor, ceea ce cere o cît mai completă utilizare a laboratorului.

3. Asociațiile diagnostice ale celor șapte zone micropaleontologice stabilite sunt aproape identice cu acelea al căror caracter diagnostic a fost recunoscut și utilizat anterior în zona Flișului și în zona subcarpatică.

a) Asociația zonei micropaleontologice E₁ este constituită din Foraminifere aglutinante aparținând genurilor *Bathysiphon*, *Rhabdammina*, *Ammodiscus*, *Haplophragmoides*, *Trochamminoides*, *Placentammina*, *Glomospira*, etc., să cum a fost întîlnită în Valea Romanilor.

b) Zona micropaleontologică E₂ prezintă o asociație de Foraminifere aglutinante, în care predomină formele cu zidul fin arenaceu, aparținând probabil la specia *Rhabdammina linearis* H. B. BRADY, să cum reiese din probele colectate din profilul V. Ulmoasa.

c) Zona micropaleontologică T₂ are o asociație diagnostică constituită din următoarele Foraminifere și Pteropode:

- Angulogerina angulosa* WILLIAMSON
- Asterigerina planorbis* D'ORBIGNY
- Bulimina pyrula* D'ORBIGNY
- Bulimina affinis* D'ORBIGNY
- Candorbulina universa* JEDLITSCHKA
- Cibicides mexicanus* NUTTALL
- Cibicides pseudoungerianus* (CUSHMAN)
- Elphidium crispum* (LINNÉ)
- Elphidium laminatum* (TERQUEM)
- Glandulina laevigata* D'ORBIGNY
- Globulina gibba* D'ORBIGNY
- Gyroidina soldanii* (D'ORBIGNY) var. *umbilicata* D'ORB.
- Martinotella communis* (D'ORBIGNY)
- Nonion.commune* (D'ORBIGNY)
- Nonion granosum* (D'ORBIGNY)
- Nonion pompilioides* (FICHTEL și MOLL)
- Planulina wuellerstorfi* (SCÄWAGER)
- Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY)
- Quinqueloculina seminulum* (LINNÉ)
- Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY



- Spiroloculina tenuis* CZJZEK
Uvigerina asperula CZJZEK
Valvularia saulcii (D'ORBIGNY)
Virgulina schreibersiana CZJZEK
Spirialis nucleatus JJCENCO
Spirialis subtarchanensis JJCENCO
Spirialis hospes KITTL

Această asociatie a fost întâlnită cu unele variajuni calitative și cantitative în probele colectate în P. Puturosu, P. Toci, viroaga de pe stînga Văii Ilba, V. Ilba, cu 1 km mai jos de biserică din Handal și pe malul stîng al Rîului Cavnic spre amont de Plopiș.

d) Orizontul stratigrafic T_2/S_1 reprezintă și în această regiune un prag microfaunistic pregnant, prin încetarea bruscă a asociatiei diagnostice a zonei T_2 și începutul erupției lui *Cibicides lobatulus* (WALKER și JACOB), așa cum s-a constatat în P. Puturosu și pe malul stîng al Rîului Cavnic la nord de Plopiș.

e) Zona micropaleontologică S_1 se distinge mai ales prin criteriul cantitativ al erupției lui *Cibicides lobatulus* (WALKER și JACOB) care este însoțit totdeauna de următoarea asociatie:

- Spaniodontella intermedia* (ANDRUSSOW)
Teinostoma woodi HOERNES
Cytherideis curvata BOSQUET
 Otolite de Pești

așa cum s-a constatat din examinarea probelor colectate în P. Puturosu, P. Bălindosu și R. Cavnic la nord de Plopiș.

f) Orizontul stratigrafic S_1/S_2 se caracterizează prin încetarea bruscă a erupției lui *Cibicides lobatulus* și apariția microfaunei zonei adiacente superioare (P. Bălindosu).

g) Zona micropaleontologică S_2 are o asociatie diagnostică constituită din următoarele Foraminifere:

- Articulina conico-articulata* (BATSCH)
Articulina mayori CUSHMAN
Cibicides lobatulus (WALKER și JACOB)
Cibicides variabilis (D'ORBIGNY)
Cornuspirilla diffusa (HERON ALLEN și EARLAND)
Discorbis vilardeboana (D'ORBIGNY)
Elphidium advenum (CUSHMAN)
Elphidium macellum (FICHTEL și MOLL)
Elphidium minutum (REUSS)
Elphidium reginum (D'ORBIGNY)

- Globorotalia scitula* (H. B. BRADY)
Nonion granosum (d'ORBIGNY)
Quinqueloculina subrotunda (MONTAGU)
Rotalia beccarii (LINNÉ)
Rotalia broeckiana (KARRER)
Sphaeridium papillata HERON ALLEN și EARLAND
Triloculina circularis BORNEMANN
Triloculina oblonga (MONTAGU)
Spirialis andrusséi KITTL
Teinostoma woodi M. HOERNES
Spaniöndontella intermedia (ANDRUSSOW)

Aceste forme ating frecvențe maximale în această zonă, aşa cum s-a constatat din examinarea probelor colectate în P. Vărăria și P. Bălindosu.

h) Orizontul stratigrafic S₂/S₃ are un caracter mai puțin pregnant și se poate stabili pe baza amestecului în proporție aproape egală a microfaunelor celor două zone adiacente.

i) Zona micropaleontologică S₃ se prezintă cu o asociație diagnostică alcătuită din:

- Elphidium macellum* (FICHTEL și MOLL)
Nonion granosum (d'ORBIGNY)
Rotalia beccarii (LINNÉ)

ășa cum reiese din examinarea probelor colectate în P. Bălindosu, V. Satului, affluentul cu nume necunoscut de pe stînga Văii Sf. Ion, V. Turburea, affluentul din dreapta Văii Turburea, V. Ciontolanului și pe malul drept al Rîului Cavnic între Surdești și Cavnic. Se remarcă de asemenea frecvența comparativ mai redusă a speciei *Rotalia beccarii* (LINNÉ) la partea superioară a Sarmățianului.

j) Orizontul stratigrafic S₃/P, corespunzător limitei Sarmățian/Pliocen, are un caracter mult mai clar în regiunea Baia Mare decât în zona mio-pliocenă a Subcarpațiilor, prin încetarea completă a oricărui Foraminifer, imediat sub acest nivel stratigrafic.

k) Zona micropaleontologică P, corespunzătoare Pliocenului, prezintă o asociație diagnostică constituită exclusiv din Ostracode, printre care:

- Pontocypris dorso-arcuata* B. ZALÁNYI
Paracypris labiata ZALÁNYI
Lineocypris trapezoidea ZALÁNYI
Herpetocypris reticula ZALÁNYI
Cytherina recta REUSS
Cytherina mytiloides REUSS
Cytheridea pannonica MÉHES
Cypridina notata REUSS



Această asociație a fost întâlnită în probele colectate în V. Talna Mică, V. Satului, V. Turburea, affluentul de pe dreapta Văii Turburea, affluentul fără nume de pe stînga Văii Sf. Ion, V. Ciontolanului și pe malul drept al Rîului Cavnic între Surdești și Cavnic.

4. În ceea ce privește condițiile bionomice ale mediului de depunere a complexelor litologic aparținând Paleogenului și Miocenului mediu-superior din regiunea Baia Mare, reiese că ele au fost, în mod corespunzător, asemănătoare cu acelea din Flișul eocen al Carpaților de răsărit și din succesiunea Tortonian-Sarmațian din zona Subcarpaților. O excepție importantă o alcătuiește zona P, corespunzătoare Panonianului nedivizat, în care Foraminiferele au dispărut brusc chiar la limita inferioară a acesteia, ca urmare a îndulcirii bruște a apei.

5. Succesiunea stratigrafică ce începe cu partea superioară a Tortonianului superior (zona T_2) continuă neintrerupt pînă în Sarmațianul superior. Cum Pliocenul urmează totdeauna peste Sarmațianul superior, iar Ostracodele din Sarmațianul superior se continuă în mare măsură și în baza Pliocenului, ar indica o continuitate cel puțin locală între Sarmațianul superior și baza Pliocenului.

6. Evoluția mării miocene în regiunea Baia Mare a menținut, în general, tendința de îndulcire treptată a apei, trecînd de la o fază net marină în Tortonianul superior la o fază salmastră în Sarmațian și apoi la una limnică în Pliocen, întocmai ca și în regiunea subcarpatică. Unele oscilații în această evoluție au avut desigur loc, după cum o demonstrează unele depunerile de gips, în Buglovianul întilnit în V. Puturosu, întocmai ca și în unele locuri din Subcarpați.

7. Tortonianul superior a fost întilnit reprezentat numai prin partea sa superioară, corespunzătoare zonei T_2 , adică complexului marnelor cu *Spirialis*. Lipsa zonei adiacente inferioare T_2R s-ar datora fie unei lacune de sedimentare, fie neîndeplinirii unor condiții biofaciale favorabile dezvoltării numerosului grup al Radiolarilor. Faptul apare ciudat, deoarece se admite, în general, că una din condițiile secretării scheletelor silicioase ale Radiolarilor o constituie abundența cenușelor vulcanice care furnizează silicea necesară. O constatare importantă, care contravine acestei idei, o constituie lipsa oricărei urme de Radiolari în conținutul micropaleontologic al succesiunii miocene dela Baia Mare, fază atât de bogată în erupții.

8. Diferite faze de erupții s-au succedat în această regiune în tot timpul corespunzător zonelor micropaleontologice T_2 , S_1 , S_2 , S_3 și cel puțin în partea inferioară a zonei P, după cum o indică prezența numeroaselor intercalări de tufuri în toate complexele litologice aparținând lor.

— L. PAVELESCU. — Cercetări geologice și petrografice în Munții Tîbles¹⁾.

¹⁾ Lucrarea a apărut în An. Comit. Geol. Vol. XXVI. București, 1953.

Şedinţă din 12 februarie 1952

Președinte: Prof. MIRCEA D. ILIE.

— AL. SEMAKA. — Geologia regiunii Grădinița — Lunca Ilvei (Sedimentarul Munților Bîrgău).

Regiunea reprezintă o parte din Sedimentarul Munților Bîrgău din NE Transilvaniei. Ea se situează între Vatra Dornei și Ilva Mică, de-a lungul «buclei» căii ferate ce unește aceste două localități. Ridicările geologice executate aici se leagă cu acelea făcute în campania trecută mai la E, înspre rama cristalină.

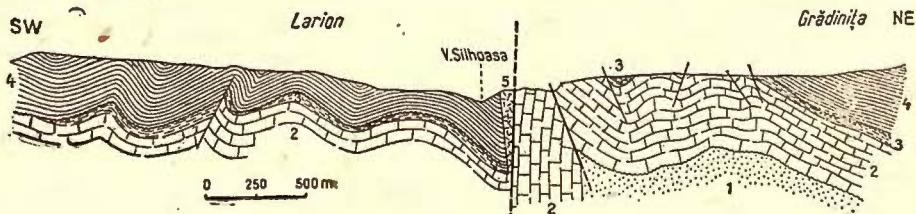


Fig. 1. — Profil între Larion și Grădinița.

, gresii și conglomerate cretace; 2, calcare și marno-calcare (Lutețian — Priabonian inf.); 3, Strate de Moara lui Sandu (Eocen sup.); 4, Șisturi cu Pești (Oligocen mediu); 5, brecle tectonice.

Stratigrafia. Regiunea noastră se situează în mijlocul Munților Bîrgăului și anume în zona marei Falii «Grădinița», care separă Sedimentarul Bîrgăului în două unități distincte. La E, spre Cristalin, se separă «Bazinul intern» sau mai precis Sinclinalul Coșnă, o cuvetă alungită pe direcția NNW—SSE. Către W, înspre Bazinul Transilvaniei, se află o zonă ce a purtat pînă nu de mult denumirea de «mono-clinală». După cum se va vedea însă în cursul expunerii noastre, ceea ce în urma unor recunoașteri cu totul regionale a primit numele de monoclin, nu este în realitate decît o două cuvetă, «bazinul intermediar», conturată spre E de Falia Grădinița iar spre W de ridicarea axială ce se poate urmări dela Miroslava (Bîrgău-Sud) prin Singiorz-Băi pînă la Pirva. Acest bazin intermediar, în apusul căruia se găsește o zonă mai mult sau mai puțin monoclinală, legată direct de depresiunea transilvană, este afectat de mai multe cuti anticlinale, uneori deversate către NE.

Din punct de vedere stratigrafic, ambele unități tectonice, care înainte de falieri făceau parte dintr-o zonă de sedimentare unică, sunt asemănătoare. În porțiunea studiată intîlnim formațiuni paleogene și cuaternare bine dezvoltate (fig. 1).

Eocenul mediu. Cele mai vechi depozite care aflorează în regiunea noastră sunt calcarele nummulitice de vîrstă lutețian-priaboniană¹⁾. Sunt aceleasi calcare

¹⁾ AL. SEMAKA. Geologia regiunii Dorna Cîndreni — Coșnă. D. de S. Comit. Geol. Vol. XXXVIII (1950—1951).

care în apropierea Cristalinului se cunosc ca facies lateral al recifilor cu Melobesee și Nummuliti. Aici ele ne apar numai cu orizonturile lor medii și superioare, frumos stratificate, care au adesea intercalări de marne calcaroase cenușii. Aspectul calcarelor este grosier, bine stratificat — chiar atunci cind se prezintă sub formă de bancuri compacte — de culoare alb-gălbui pînă la alb-cenușie, adesea roșietice, uneori cu alterații lateritice care pătrund pînă la adîncimi de mai mulți metri de-a lungul liniilor de fractură.

Fauna acestor calcar este bogată mai ales în Nummuliti, astfel încît au uneori aspectul tipic al calcarelor nummulitice. Afară de aceasta se întâlnesc numeroase mulaje de Gasteropode și Lamellibranchiate. Pe alocuri (D. Foderului) ele trec în serpulite, datorită numeroaselor exemplare de Serpule, care pot ajunge să constituie pînă la 50% din masa rocei.

Intercalațiunile de marne calcaroase, al căror număr crește în spre partea superioară a seriei, au o culoare cenușie pînă la verzuie, sint bogate în fragmente de Nummuliti de talie mică, au numeroase granule de silice, iar în apropierea liniilor de fractură sint străbătute de numeroase diaclaze de calcit, uneori criptocrystalin. Grosimea lor variază deobicei între 40—60 cm (fig. 2 și 3).

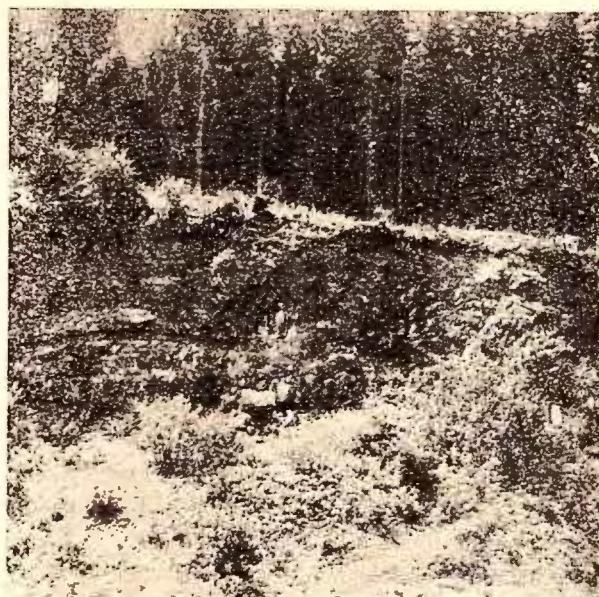


Fig. 2. — Anticinal în zona de calcare sup. (Grădinița).

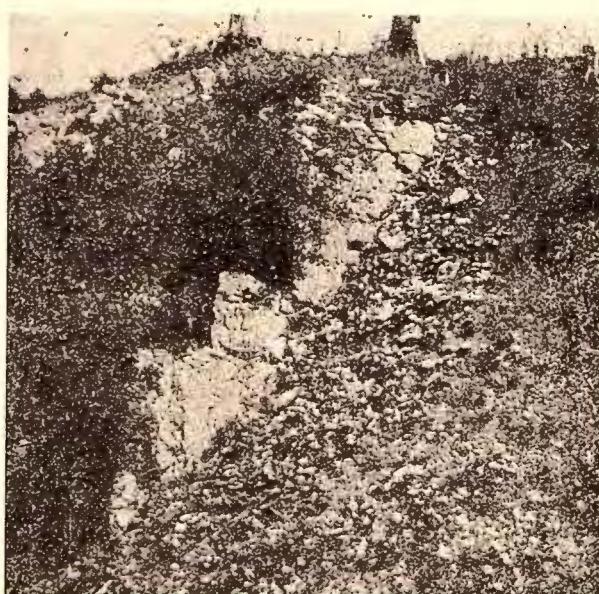


Fig. 3. — Falie de-a lungul căreia Marnele de Moara lui Sandu au fost coborite în zona de calcare (Grădinița).

Din bogata faună, care este ușor detașabilă în special din aceste intercalări, și provine deci din partea superioară a complexului¹⁾, am putut colecta o serie de forme, între care două exemplare de *Nummulites cf. gysehensis*, fragmente de Lamellibranchiate (*Chlamys* sp., etc.), Orthophragmine (*Ort. radians* și *Ort. ephiphium*), cîteva mulaje interne de Gasteropode (nedeterminabile) și un fragment de *Lophorammina* (determinate de D. PATRULIU).

Atit pe baza descrierilor lui VÚTSKITS, Th. KRÄUTNER²⁾ cît și a faunei găsite de noi, atribuim acestui complex o vîrstă eocenă medie, înțelegind prin aceasta Lutejanul și Priabonianul inferior.

Cu această ocazie menționăm și o lucrare recentă a lui H. BANDAT³⁾ pentru opiniile ei deosebite. Autorul consideră calcarile nummulitice dela Singiorz-Băi (Valea lui Dan, etc.) drept Calcare de Hoja și le atribuie Oligocenului inferior. Aceasta este cu atit mai interesant cît autorul le consideră ca fiind formațiuni cu totul deosebite de aceleia dela Anieș. În urma cercetărilor noastre, care s-au extins și în regiunea Singiorz-Băi (a cărei geologie va forma subiectul unei comunicări viitoare), considerăm că în Bazinul Bîrgăului nu se cunosc, și din motive stratigrafice nu există calcare mai noi decât Priabonianul.

Calcarile pe care le-am descris apar de-a lungul Faliei Grădinița, care le delimită spre bazinul intermediar, unde formează marginea de SW a bazinului intern. Ele se prezintă aici într-un lung anticlinal, a cărui zonă axială este puternic ridicată, prezentând înclinări de 60–90°; flancul de S al acestei cuti este adesea răsturnat de-a lungul faliei (Viad. Roșia); flancul de NE se afundă, cu mici undulații, în spre «bazinul intern».

Eocenul superior. Concordant deasupra calcarelor, în spre interiorul Sinclinalului Coșna, apare o serie subțire (60–100 m) de marne cenușii-negricioase, foarte foioase, lipsite de fosile și microfaună, aparținând Eocenului superior (Ludian ?).

Această serie marnoasă se poate foarte bine urmări pe flancul de NW al anticlinalului de calcare, mai ales în partea de W a stației Grădinița, unde sunt frumos deschise prin debleul de cale ferată. Urmărirea lor spre W devine tot mai grea din

¹⁾ Din orizonturile inferioare, deci din seria de calcare compacă G. VÚTSKITS (A nummulitőkröl általában kulönös tekintettel. Erdély nummulitjaira. Cluj-Kolosvar, 1883) descrie următoarele forme lutejene, din aflorimentele dela Rodna-Veche, care se găsesc în continuarea de NW a zonei cercetată de noi: *Nummulites complanata* LAMCK., *N. tschichtschessi* D'ARCH., *N. perforata* D'ORB., *N. lucasana* D'ORB., *N. cf. contorta* DESH., *N. exponiens* Sow., *N. mamillata* D'ARCH., *N. spirae* DE ROISSY., *Serpula spirulea* LAMCK.

²⁾ Th. KRÄUTNER. Das kristalline Massiv von Rodna. *An. Inst. Geol. Rom.* XIX. București, 1938.

— Observații geologice în Munții Bistriței și Bîrgăului. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* XIV. București, 1926.

³⁾ H. BANDAT. Geologia regiunii Singiorgiu și Năsăud. *A Magyar Állami Földt. Intézet Évi Jel.* 1943/II. Budapest, 1950.



cauza terenului acoperit, iar spre E ele dispar sub mlaștinile și turbăriile dela Teșna Impuștată.

Ceva mai în spre S, între Tg (Larion), unde se situează linia de falie, și flancul de N al anticinalului, deci în interiorul zonei de calcare, această serie marnoasă ne reappeare în două mici sinclinale alungite pe direcția WNW—ESE. Flancul lor sudic este faliat, iar la unul din ele (km 48,2) chiar încălecat de calcare (fig. 4 și 5).

Din cauza tectonizării, marnele ne apar aproape întotdeauna ca fiind strivite, cutate, încălecate, rupte, răsturnate, faliate. Deoarece calcarele ce le suportă reprezintă un material mai rezistent, de multe ori avem impresia că ar exista o discordanță între cele două serii de depozite; în realitate avem de-a face însă cu o disarmonie de cutare.

Oligocenul. Discordant peste depozitele eocene se situează Oligocenul cu două serii distincte.

Seria șisturilor cu Pești, sau Oligocenul mediu, este formată dintr-un pachet gros de aproape 600 m, constituit din marne și argile atât de fin stratificate încât apar șistoase, de culoare cenușiu-negricioasă, cenușiu-albăstruie, neagră-cafenie, uneori cu eflorescențe saline. În aceste șisturi, foarte bine dezvoltate



Fig. 4. — Alternanță de marne calcaroase cu nuimuliș și bancuri compacte de calcare (Grădinița).



Fig. 5. — Debleu în strate de moara lui Sandu (Grădinița).

în unitatea basinului intermediar dela W de falie, în schimb neseparabile din cauza terenului prea acoperit în Bazinul Coșna, sunt intercalate bancuri de gresii groase de 15–25 cm, rare în partea inferioară, dar înmulțindu-se cu cît ne apropiem de partea lor superioară. Aceste bancuri, formate dintr-o gresie galben-cenușie, foarte micacee, reprezintă aproape 20% din grosimea întregei serii.

În ceea ce privește resturile organice din seria șisturilor cu Pești, ele sunt reprezentate printr-o microfaună extrem de săracă și numeroși solzi, denumiți specific «*Clupea*». Cercetările mai noi au arătat însă¹⁾ că în cele mai multe din cazuri avem de-a face cu solzi de *Alosa*, *Etrumeus*, *Clupea*, *Smerdis*, *Serranus*, etc.

Seria Gresiei de Borșa. Concordant peste șisturile cu Pești urmează o serie foarte groasă (cca 8–900 m) de gresii micacee, cenușii, bine stratificate, în bancuri compacte, alternind cu intercalări foarte subțiri (a căror totalitate reprezintă cca 15% din grosimea întregului complex) de șisturi argiloase cenușii, mai numeroase în partea bazală, mai subțiri în spate partea superioară. Acest complex a fost descris pentru prima oară de ZAPALOWICZ²⁾ din Bazinul Borșei, atribuindu-i-se o vîrstă oligocen-superioară.

În regiunea cercetată de noi, Gresia de Borșa prezintă adesea hieroglife bine dezvoltate, de multe ori ripple-marks și intercalări de strătulete milimetrice de cărbuni (Ivăneasa, V. Surcerului, Teșna Rece). Resturi de fosile nu se cunosc din acest complex, în afară de urme de *Teredo norwegica* și unele resturi incarbonizate de plante (frunze și arareori ramuri). Microfauna lipsește cu desăvârșire, atât în gresii cât și în micile intercalări de marne și argile sistoase.

În «bazinul intern», separarea Gresiei de Borșa de șisturile cu Pești din pat este imposibilă. Aceasta pe de o parte din cauza terenului extrem de impădurit, pe de altă parte, deoarece aici, mai în spate marginea bazinului, trecerea dintre cele două complexe oligocene se face gradat.

În zona bazinului intermediar, unde Gresia de Borșa este ușor cutată — însă direcția generală a căderilor rămîne SW —, separarea ei de Seria șisturilor cu Pești este adesea mai ușoară.

În ceea ce privește vîrsta formațiunilor oligocene ar fi de observat următoarele: Șisturile cu Pești sau Stratele de Ileanda Mare sunt, după rezultatele cercetărilor mai vechi, cît și ale celor mai noi din regiunile învecinate dela W și NW, de vîrstă oligocen-medie.

¹⁾ BÖHM-BEM, în BANDAT, Magy. Állami Földt. Int. Évi. Jel. 1943/II, p. 339, citează *Alosa* sp., *Etrumeus* sp., *Clupea* sp., *Smerdis* sp. dela Singiorz-Băi (Tunel), *Barbus* sp. de pe Val. Rebrei (Secătura lui Traian, cota 592), *Scardus* sp. etc. De la Parva (Izvorul Carpatia) autorul descrie solzi de *Clupea longimanus* și *Alosa elongata*.

²⁾ ZAPALOWICZ. Eine geologische Skizze der Pokutsch-Marmarscher Grenzkarpathen. Jahrb. d. geol. R.-A. Wien, 1886.



Gresia de Borșa a fost considerată, în locurile clasice ale cercetărilor mai vechi, în însăși Bazinul Borșei, drept Oligocen superior¹⁾. Singur BANDAT²⁾ crede că am avea de-a face în Bazinul Bîrgăului nu cu Gresie de Borșa; ci cu Strate de Hida, de vîrstă mediteraneană. Noi o considerăm totuși ca fiind oligocen-superioară, admitînd că înglobează și Aquitanianul.

Cuaternarul. Cuaternarul este bine reprezentat pe de o parte prin terasele și șesurile aluviale de pe văile Ilva, Iliuța și Silhoasa, pe de altă parte prin marea turbărie de la Grădinița. Afără de aceasta mai întlnim o serie de conuri de dejecție și luncări, dintre care nu vom descrie decât una singură, celelalte fiind mai puțin interesante.

Terassele. De-a lungul Văii Ilvei (Lunca Ilvei) și parțial (numai în partea inferioară a cursului lor) pe Văile Iliuța Calului, Zinului, Bolovanului și Silhoasei, pe lîngă depozitele caracteristice șesurilor aluviale, întlnim două terase. Nomenclatura lor am făcut-o prin corelare cu terasele Someșului Mare, care, prin frumoasa lor dezvoltare, permit stabilirea unei succesiuni de șase elemente, ce se poate urmări în amont de Năsăud, atât pe Valea Someșului, cît și pe principalii afluenți³⁾.

Terasa I, cea mai nouă, este și aceea care se poate urmări aproape fără între-rupere, mai ales pe malul de N al văilor numite; Terasa II, ceva mai veche, se poate observa numai cu greutate de-a lungul Văii Ilvei, mai ales în aval de localitatea Lunca Ilvei. După cît se pare, ar mai exista o a treia terasă, care s-ar dezvolta pe platforma de la W de Dealul Foderului, dar asupra acesteia, în actualul stadiu al cercetărilor, nu se pot face încă precizări.

În ceea ce privește vîrstă acestor terase, credem că este cuaternar-veche, și suntem de acord cu A. KEZ atunci cînd spune că terasa I ar apartine Aluviului inferior, iar terasa II (și celelalte) ar fi contemporane cu Glaciul⁴⁾.

Turbăria Grădinița. La S, chiar în imediata vecinătate a stației de cale ferată Grădinița, pe cursul superior al Văii Teșna, se situează un imens teren mlaștinios, ce poartă numele de Teșna Impuștată..

O separare a turbei propriu zise de mlaștinile Teșnei Impuște, nu este posibilă actualmente. Vegetația luxuriantă, cît și mai ales faptul că un strat de *Sphagnum* acoperă toată suprafața acestei zone, fac imposibilă o cercetare mai amănunțită. Poate că odată cu avansarea lucrărilor de tăiere a pădurilor, zona va fi reluată spre o nouă cercetare de detaliu.

¹⁾ TH. KRÄUTNER. Observații geologice în Munții Bistriței și Bîrgăului. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV. București, 1926.

²⁾ Op. cit.

³⁾ Un interesant și detallat studiu asupra acestei probleme a apărut recent în A Magy. Állami Földi. Int. Évi. Jel. 1943. A. KEZ. Bericht über die terrassmorphologischen Aufnahmen entlang des Nagy-Szamos Flusses. Budapest, 1950, p. 440.

⁴⁾ TH. KRÄUTNER. Op. cit. Das kristalline Massiv..., p. 262.



Porniturile. Atât șisturile cu solzi de Pești, cât și complexul Gresiei de Borșa, au proprietatea de a aluneca cu cea mai mare ușurință, dacă echilibrul este deranjat prin săpături, fie ele produse de ape, fie de o activitate umană.

Chiar dacă terenul este împădurit, stratele se dislocă și formează pornituri, mai mici sau mai mari, dind naștere adeseori la mici lacuri de baraj (Tăul Negru dela S de Măgura Neagră).

Cu atit mai mult, atunci cind terenul este defrișat, pornesc adesea coaste întregi. Așa de exemplu, pe versantul de N al Dealului Puțuloi, în urma tăierilor masive și din cauza eroziunii Văii Silhoasa, s-a dizlocat în 1942 (?) o imensă porțiune de teren, dind naștere unei pornituri ce acoperă aproape 4 km².

La fel, pe versantul de S al Dealului Foderului, în urma lucrărilor executate la construcția căii ferate (1938 ?), a luat naștere o imensă pornitură, de data aceasta în complexul șisturilor cu Pești, ce acoperă aproape 2 km².

În afară de aceasta mai întâlnim în regiunea studiată nenumărate pornituri, dintre care unele se situează chiar pe traseul căii ferate și care au luat naștere în urma săpăturilor ce s-au efectuat aici.

Tectonica. Cum am arătat încă de la început, regiunea studiată se împarte în două mari unități, de-a lungul liniei de falie « Grădinița », ce traversează întregul bazin sedimentar al Bîrgăului. Această importantă linie tectonică, ce se poate urmări din apropierea Cristalinului (Rodna) și pînă în partea de SE a bazinului (Măgura Negrii—Buza Șerbei), apare foarte net în regiunea noastră. Ea se poate urmări dela Podul Foderului—Poiana Dîrmoz—V. Roșia—V. Silhoasa și se pierde sub turbăria dela Teșna Impuștită.

Cele mai bune deschideri le găsim în V. Roșia. Planul faliei este aproape vertical; de-a lungul său, compartimentul bazinului intern de la răsărit a fost ridicat, în timp ce compartimentul bazinului intermediar de la apus a fost coborât.

Majoritatea celorlalte accidente sunt în strînsă legătură cu această linie de dislocație. Așa în zona de calcare (bazinul intern), putem urmări (dela W la E), trei grupuri de fracturi secundare, fracturi de-a lungul cărora s-au scufundat mici insule de marne eocen-superioare.

Primul grup de fracturi apare între Arșița (912) și D. Roșia (825). A doua fractură apare chiar în V. Roșia. Al treilea grup de fracturi apare pe platforma de la Grădiniță; aici sunt trei linii de falie, de-a lungul cărora apare complexul marnos, iar înspre W (Drumul Tării) apare chiar o mică încălecare locală.

Tot aici, în seria de calcare, putem deosebi mai multe linii anticlinale și sinclinale.

În complexul căzut dela W, concomitent cu dislocația « Grădinița », depozitele au fost puternic afectate. Aceasta se poate observa cu atit mai ușor în acest compartiment, cu cît șisturile cu Pești și Gresia de Borșa ce aflorează aici au fost mai puțin rezistente decit calcarale eocene. În special în apropierea liniei de falie,



stratele Complexului cu Pești au fost complet dislocate, formind pe alocuri adevărate brecii tectonice.

Înspri W de Falia Grădinița, întâlnim două boltiri anticlinale situate între La Smidă și D. Larion, și două cute sinclinale între gara Larion și D. Puțuloi.

Din cele expuse se poate trage concluzia că acest compartiment, considerat pînă în prezent ca fiind un monoclin netectonizat, chiar de către cercetătorii cei mai recenti¹⁾, este afectat de mai multe cute, a căror majoritate prezintă o tendință de deversare spre Cristalin.

În ceea ce privește vîrsta mișcărilor, credem că ea este post-oligocenă, aceasta pentru că cutile ce au afectat Gresia de Borșa odată cu dislocația Faliei Grădinița, sint sincrone cu acelea pe care le întâlnim și în Complexul cu Pești și în calcarile eocene.

— L. ATANASIU. — Geologia regiunii Fîntînele—Mureșenii Bîrgăului (Năsăud).

Regiunea care a făcut obiectul cercetărilor din campania anului 1951, se află situată la cca 40 km E de orașul Bistrița.

Ea se limitează la N cu regiunea cercetată de Al. SEMAKA, printr-o linie dreaptă ce trece prin Poiana Doboșenilor—Poiana Mărului—V. Leșului, la S cu Eruptivul Călimanilor printr-o linie orientată NW—SE, ce trece prin Stînca Brădereului—Dealul lui Pușcă—Capul Colibîtei—Piatra lui Orban—Tăul Zinelor, la E cu o linie dreaptă orientată N—S ce trece prin Cicera Șendroaiei—Dealul Blagii, iar la W cu o linie ce începe din V. Leșului, trece prin D. Bîrgău, W de comuna Mureșenii Bîrgăului la confluența Pîrifului Riuzenilor cu V. Străjii—Stînca Brădereului.

Din punct de vedere morfologic ea se încadrează în regiunea Munților Mijlocii cu altitudini variind între 650—1600 m.

Rețeaua hidrografică, extrem de abundantă și orientată în diferite direcții, se acumulează în trei vîi principale: V. Leșului, V. Străjii și V. Bistriței, orientate E—W, afluenți ai Someșului Mare.

Studii geologice mai vechi nu se cunosc în regiune, ci numai date de călătorie sau profile informative.

Primele date le avem dela F. S. BEUDANT²⁾.

Între anii 1923—1925 Th. KRÄUTNER³⁾ face cîteva excursii de recunoaștere,

¹⁾ G. REICH. Evoluția geologiei Ardealului de N și poziția lui tectonică în cadrul sistemului Bîsînului Carpathic. *Magy. Állami Földt. Int. Évi. Jel.* 1943/I. Budapest, 1950.

²⁾ F. S. BEUDANT. *Voyage minéralogique et géologique en Hongrie* (1818). Paris, 1822.

³⁾ TH. KRÄUTNER. Cîteva date asupra geologiei Munților Rodnei și Bîrgăului, cu o privire critică asupra literaturii geologice a acestei regiuni. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII. București, 1930.

— Studii geologice în Munții Rodnei. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII. București 1930.



cu care ocazie dă date prețioase în privința stratigrafiei și tectonicei. Hartă nu publică, ci numai 3 profile.

În anul 1948, prof. O. NICHTA¹⁾, fiind însărcinat cu cartarea Eruptivului Călimanilor, aduce date noi în ceea ce privește aria de răspândire a Eruptivului în această regiune.

Stratigrafia

Formațiunile ce iau parte la alcătuirea regiunii aparțin Cristalinului, Sedimentarului și Eruptivului.

Cristalinul apare în mod cu totul izolat în partea cea mai sudică a regiunii, la E de punctul denumit Tăul Zinelor, pe o suprafață restrinsă. Propriu zis nu se pot observa decât blocuri de Cristalin, cu un diametru ce nu depășește 10 cm. Prezența sa aici s-ar putea explica în două moduri. În primul caz ar reprezenta resturile unei insule de Cristalin; în al doilea caz s-ar datora tectonicei, el fiind antrenat de Eruptivul terțiar, mai ales că apare la contactul cu aglomeratele andezitice.

Componența petrografică indică un Cristalin de epizonă cu sisturi sericitoase — filite — sisturi cuarțoase-sericitoase.

Sedimentarul. Depozitele sedimentare ce apar în regiune aparțin Paleogenului, Miocenului și Cuaternarului.

Paleogenul este reprezentat prin Eocen și Oligocen superior (Aquitanian). **E o c e n u l**. Atribuim Eocenului un pachet de calcare și marno-calcare nefosilifere de culoare gri-gri-vinăt, ce apar la contactul cu masa eruptivă a Muntelui Miroslava la N de com. Mureșenii Bîrgăului. Ele apar în axul unui anticlinal faliat, dizlocație pe care s-a făcut punerea în loc a andezitului.

La contactul cu andezitul marno-calcarele prezintă slabe piritizări.

Se observă de asemenea, la contactul marno-calcarelor cu gresiile oligocene, mici filoane andezitice.

O l i g o c e n u l s u p e r i o r (Aquitanianul), bine dezvoltat în regiune, este alcătuit din gresii silicioase de culoare gri-deschis în stare proaspătă, brun-roșcat în stare de alterare, cu ciment calcaros, cu slabe foile de mică diseminate, uneori cu puternice diaclaze de calcit, în alternanță cu argile fine, de culoare cafenie pînă la cenușie.

Th. KRÄUTNER Observații geologice în Munții Bistriței și Bîrgăului, *D. de S. Inst. Geol. Rom. Vol. XIV.* București, 1930.

— Geologia regiunii cursului inferior al Bistriței Aurii, Văii Tibăului și Cîrlibaba. *D. de S. Inst. Geol. Rom. Vol. XV.* București, 1930.

¹⁾ O. NICHTA. Petrografia părții de N și W a Masivului Călimani și mineralizările din regiunea Colibița (Năsăud), Raport. Iași, 1948.



La partea superioară, gresiile devin mai friabile, mai nisipoase, ușor micacee.

Cu excepția resturilor de plante incarbonizate, ce se găsesc din abundență în această alternanță de gresii și argile, macrofosilele lipsesc.

Această lipsă a fosilelor se explică și prin faptul că formațiunea este străbătută de numeroase iviri de andezite, începînd cu filoane — filoane-strat și terminînd cu corpuri intrusive ce au metamorfozat rocele, argilele ajungînd prin coacere la ardezi.

Grosimea acestui pachet de strate, ce le atribuim Oligocenului superior (Aquitanianului) fără a putea face o separare netă, este de cca 1500—2000 m.

Neogenul este reprezentat prin Miocenul inferior și mediu.

Miocenul inferior (Stratele de Hida, Burdigalian-Helvetician). Concordant peste depozitele paleogene se aşterne un pachet de strate în grosime de cca 650 m, alcătuit în bază din argile cenușii-albăstrui în alternanță cu gresii foarte micacee friabile — uneori adevărate nisipuri —, de culoare cenușiu-deschisă, în bancuri ce nu depășesc grosimea de 0,50 m. Peste acestea urmează o alternanță de argile cenușii și argile gălbui; la partea superioară predomină argilele cenușii. Macrofosile lipsesc iar analizele micropaleontologice ale acestor argile sunt neconcludente.

Miocenul mediu (Tortonianul) este reprezentat prin Tuful de Dej ce apare la S de com. Mureșenii Bîrgăului, sub Vf. Brădăreului, cu o arie de răspindire mică.

Grosimea sa este de cca 60 m.

El se aşterne concordant peste Stratele de Hida.

Un termen superior Tufului de Dej nu mai apare în regiune, deoarece peste tuf se aştern aglomerate andezitice.

Direcția generală a stratelor, la început NW—SE, tinde în dreptul com. Mureșenii Bîrgăului, spre o direcție N—W, cu căderi în general spre SW, excepțional NE. Căderile variază între 60° și 15°, ele fiind din ce în ce mai mici cu cât ne depărtăm spre W.

Cuaternarul este reprezentat prin terase, conuri de dejecție, pornituri și aluviuni.

Se disting în regiune terasele Văii Străjii, pe care se află situață com. Mureșeni Bîrgăului, și terasele Văii Bistrița, pe care se află situață com. Colibița.

Văii Străjii îi atribuim o terasă inferioară situată pînă la +10 m deasupra thalwegului; o terasă medie ce ocupă o poziție cuprinsă între +10 m și +25 m, și o terasă superioară, cuprinsă între +25 m și +40 m.

V. Bistriței are o terasă inferioară la + 10 m și o terasă superioară situată între +30 și +40 m.

În partea sudică a regiunii, terenul se prezintă pe o mare suprafață acoperită de grohotiș de pantă, rezultat al degradării aglomeratelor și curgerilor andezitice, care maschează depozitele miocene. Zona ocupată de acest grohotiș de pantă începe



de sub Piatra lui Orban și ține pînă la confluența Pirilului Irimia cu Izvorul Colbului.

De sub acest grohotiș apar, în două puncte, izvoare sărate, a căror proveniență o legăm de prezența sării, ce se află mascată de masa de aglomerate andezitice.

Eruptivul este reprezentat în regiune aproape prin toată gama sa de manifestații: curgeri, corpuri intrusive, filoane-strat, aglomerate, etc.

Curgerile de lavă ocupă o mică porțiune în partea de SE a regiunii, ele fiind continuarea curgerilor din Vf. Struniorul și Piatra Zuzurgeului, situate în regiunea cercetată de noi anul trecut¹⁾.

Corpuri intrusive. În această categorie înglobăm Muntele Miroslava situat la N de com. Mureșenii Birgăului, Vf. Zimbroaia, situat la NW de com. Tihuța cît și Muntele Căsariu cu Vf. Tomnaticului. La acestea trebuie adăugat și Muntele Măgura, care se leagă de Muntele Căsariu prin filoane-strat.

Tot în această categorie înglobăm un număr de mici corpuri intrusive, ca: Cicera Șendroaiei, Dealul lui Precup și Poiana Poștei—Dealul Orb—Dealul Ariilor—Dealul Făgețelului Mare.

Dykeuri. Aici înglobăm Vf. Perișelului, ce apare la N de Colibița, lung de 2 km și lat de 250 m, situat în prelungirea axului anticlinalului din regiunea com. Mureșenii Birgăului.

Filoanele, în număr mare, dău regiunii un aspect aparte, producind diferențe de relief destul de pronunțate.

De menționat Piatra Fintinelelor, Cicera lui Trecot, D. Merezului, D. Paltinului, D. Prislopășul, Vf. Tășuleasa, Arșița Ciurii, D. Prislopului, Cicera Lăzăroaiei, Măgura Tisei, D. Miroslava, Piatra lui Leanca, filonul ce apare la N de Poiana lui Orban, D. Blagii, cît și Cicera lui Pasăre, ce apare la contactul cu aglomeratele andezitice.

Filoanele-strat. Ca frecvență acestea sunt cele mai numeroase în regiune. Se întâlnesc filoane-strat de diferite grosimi și lungimi: dela 1 m pînă la 30—40 m grosime, dela cîțiva metri pînă la 1—2 km lungime.

De menționat filoanele-strat ce apar sub Vf. Măguriței și care se pierd în marea masă a Muntelui Căsariu; sunt cele mai mari filoane ce se întâlnesc în regiune.

Afară de acestea mai trebuie menționate filoanele ce apar pe V. Leșului, sub D. Glodului și pe V. Iliuței.

În ceea ce privește frecvența lor, remarcăm filoanele ce apar pe P. Izvorul-Lung, în număr de cca 30, care însă nu depășesc grosimea de 5 m.

Uneori, din cauza grosimii lor reduse, nu pot fi nici cartate.

Din punct de vedere petrografic roca ce constituie Eruptivul din regiune aparține unui andezit cu hornblendă, cu limite de variabilitate destul de largi.

¹⁾ L. ATANASIU. Geologia regiunii Șarul Dornei (Cîmpulung) — Măgura Calului (Năsăud). Raport. București, 1950.

O. NICHTA¹⁾ menționează un andezit cu biotit în punctul denumit Piatra lui Leanca; cercetările noastre arată că avem de-a face tot cu un andezit cu hornblendă.

Aglomeratele andezitice apar în partea de S a regiunii și constituie limita Sedimentarului din Munții Bîrgăului cu Eruptivul Călimanilor, ocupând o suprafață întinsă.

Ele apar sub Vf. Piciorul Zuzurgeului, pe P. Irimia din Jos, cu o direcție NE—SW pînă la punctul denumit Tăul Zinelor; de aci direcția lor este NW—SE, ajungînd pînă la cca 2 km S de com. Mureșenii Bîrgăului, în Vf. Brădăreului, cel mai nordic punct, după care se retrag spre S.

Pe P. Izvorul Lung, la 1 km amont de confluența sa cu P. Izvorul Tomnaticului, se găsește un izvor mineral feruginos.

Tectonica

Regiunea se prezintă cu strate a căror direcție, inițial NW—SE, se abate spre E-W, cu inclinări către SW.

La punctul denumit Podul Lăzăroaiei, situat pe șoseaua Mureșeni—Tihuța, stratele își schimbă în mod brusc inclinarea, căzînd spre NE și formînd un sinclinal strîns.

De aci spre W începe să se schițe un anticlinal orientat NW—SE, cu o lățime de cca 1 km și o lungime de cca 10 km, a cărui continuare spre N se poate observa în P. Leșului, la cca 3 km E de com. Lesu.

De-a lungul axului său apar masele eruptive ce alcătuiesc Muntele Miroslava (Oala lui Gușcă), Muntele Căsariu cu Vf. Tomnaticului și Vf. Petrișelul.

În axul acestui anticlinal, în dreptul Muntelui Miroslava, ieș de sub andezite, marno-calcare eocene; în acest punct anticlinalul se prezintă faliat.

Pe ambele flancuri ale anticlinalului apar filoane-strat ce nu depășesc grosimea de 25 m.

Cu cît ne depărtăm spre apus stratele încep să cădea din nou spre W, cu inclinări mai mici de 30°. Se observă o schimbare de direcție a lor, stratele tinzînd să lute direcția E—W (N 70° W).

Un al doilea anticlinal, mult mai mic, apare la Colibița pe P. Petrișelului, în lățime de cca 250 m și care nu se poate urmări pe direcție.

Un al treilea anticlinal apare pe P. Izvorul Lung, la cca 200 m aval de confluența cu Valea lui Toader; urmărirea sa pe direcție nu se poate face. Socotim că avem de-a face cu un mic anticlinal, creeat în urma insinuării Eruptivului.

În rest nu se mai observă decît mici deranjamente și fali locale, ce sunt provocate de intruziunea Eruptivului, cum este cazul faliei de pe P. Porcului sub D. Orb; o falie de pe Valea lui Toader (aici avem un mic sinclinal al cărui ax se prezintă faliat) și o falie de pe V. Leșului sub D. Glodului.

¹⁾ O. NICHTA. Op. cit.

Şedinţa din 15 februarie 1952

Președinte: Prof. M. FILIPESCU.

--D. PATRULIU, R. DIMITRESCU și M. BLEAHU. — Cercetări geologice în Valea Vişeuului și în împrejurimile Săcelului (Maramureş).

Regiunea studiată cuprinde cea mai mare parte din Bazinul Borşa, partea de E a Bazinului Ruscova și împrejurimile localității Săcel de pe cursul superior al Izei. În această regiune găsim elemente comune de facies atât cu Carpații orientali, cât și cu Carpații occidentali. Din punct de vedere structural ea se încadrează în segmentul nordic al Carpaților orientali, în care distingem, de la exteriorul către interiorul lanțului carpatic, următoarele zone:

Zona internă a Flișului, sau zona Flișului cretacic-inferior;

Masivul cristalin central al Carpaților orientali;

Fosa Maramureșului, în care distingem o zonă centrală, în ansamblu ridicată, și un culoar marginal cuprinsind bazinele Borşa și Ruscova și terenurile de pe marginea de W a Masivului Rodna.

La ridicările executate în bazinele Borşa și Ruscova au participat și geologii EUGENIA NEGREANU și O. ILIESCU. Pentru corelarea stratigrafică cu sectoarele învecinate au fost efectuate mai multe excursii în cadrul larg al Bazinului Maramureș și anume: în spatele E, pînă în Pasul Rotunda și în V. Tibăului, în spatele W, în împrejurimile Petrovei, în spatele S, parcurgînd terenurile blocului central, pînă la Preluca Lăpușului.

Istoric ¹⁾

Primele informații asupra geologiei Maramureșului datează de aproape 100 de ani. Sunt cîteva observații datorite lui A. V. ALTH (1855) și lui F. v. HAUER (1858). În 1886, H. ZAPALOWICZ dă o descriere completă a terenurilor din cuprinsul Carpaților Pocoției și ai Maramureșului. Schema stratigrafică pe care o prezintă acest autor pentru terenurile cretacice și paleogene din bazinele Borşa și Ruscova nu a făcut pînă acum obiectul unor modificări importante, justificate prin documente paleontologice. Tabloul alăturat rezumă această schemă stratigrafică, în comparație cu schema succesiunii stratigrafice descrisă în lucrarea de față.

¹⁾ Literatură consultată:

BÖCKE J. Daten z. Kenntnis d. geol. Verhältnisse im oberen Abschnitte des Iza-Thales mit besonderer Berücksichtigung der dortigen Petroleum führenden Ablagerungen. *Mitt. aus d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.* Bd. XI. Budapest, 1897.

JASKÓ S. A Szalva-völgy földtani leírása. *Földt. Int. Évi Jel.* 1943, II. köt., 1950.

KRÄUTNER TH. Ein Senonvorkommen bei Săcel in der Marmarosch. *Verh. u. Mitt. sieb. Vereins f. Naturw. zu Hermannstadt.* Bd. 83—84, 1933—1934, p. 35—41.



Un studiu a lui J. BÖCKH, apărut în 1893, ne informează asupra terenurilor din imprejurimile Săcelului. J. BÖCKH adoptă aceeași schemă stratigrafică pentru terenurile Cretacicului și Paleogenului, cu singura deosebire că atribuie Eocenului și Oligocenului parte din depozitele raportate de ZAPALOWICZ numai la Oligocen.

Lucrările lui TH. KRÄUTNER (1930–1938) marchează o nouă etapă în cunoașterea geologiei Maramureșului. TH. KRÄUTNER adaugă la schema stratigrafică a lui ZAPALOWICZ Senonianul și descrie mai multe faciesuri ale Eocenului: un facies recifal, un facies litoral detritic și un facies neritic. Deși menționează că Eocenul este larg dezvoltat în Munții Lăpușului, între Rodna și Gutăi, TH. KRÄUTNER nu subliniază caracterul de Fliș pe care îl prezintă o mare parte a terenurilor eocene din această zonă.

În intervalul de la 1941 la 1943, Bazinul Maramureșului face obiectul cercetărilor mai multor geologi maghiari, printre care L. REICH și L. STRAUSZ. Acești autori insistă în lucrările lor asupra faptului că o mare parte a depozitelor paleogene din Maramureș îmbracă faciesul de Fliș. Terenurile din imprejurimile Săcelului au fost amănușit studiate de F. PÁVAY VAJNA și de Z. SCHRÉTER, care subliniază complicațiile tectonice din acest sector, admittind existența unor ample încălecări.

Cele mai recente studii geologice privind anumite sectoare din Maramureș sunt cele întreprinse de M. SOCOLESCU, de I. PĂTRUȚ și de J. GHERMAN. Cercetările lui M. SOCOLESCU se referă în primul rînd la masivul andezitic Toroia și numai într-o mică măsură la terenurile sedimentare din vecinătatea acestui masiv. Acest autor atribuie Eocenului o parte a depozitelor considerate de ZAPALOWICZ ca aparținând grupei superioare a Cretacicului. Este vorba anume de gresiile care suportă calcarele nummulitice de pe creasta Muntelui Gilu.

I. PĂTRUȚ și apoi J. GHERMAN au studiat imprejurimile Săcelului. I. PĂTRUȚ admite că în această regiune există un important șariaj. Observațiunile lui J. GHERMAN sunt consemnate într-un raport manuscris.

TH. KRÄUTNER. Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIX. București, 1938.

PĂTRUȚ I. Observațiuni geologice în regiunea Văii Iza (Maramureș). *D. de S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI (1948–1949), p. 107. București, 1952.

PÁVAY VAJNA F. A Felső-Izavölgy környékének geologiaja. *Besz. a M. kir. Földt. Int. Vitaülléseinek Munkalátairól.* Budapest, 1943.

REICH L. L'histoire de l'évolution géologique et la situation structurale de la Transylvanie septentrionale dans le système du Bassin Carpathique. *Földt. Int. Évi. Jel.* 1941–1942, II. köt., 1950.

SCHRÉTER Z. Az izaszali köolajterület földtani viszonyai. *Földt. Közl.* LXXIII. köt., 1943.

SOCOLESCU M. Asupra geologiciei regiunii Băile Borșa. *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. XXXVI (1948–1949), p. 178. București, 1952.

STRAUSZ L. Jelentés az 1943 évben Marmaros megyében végzett geológiai felvételekről. *Földt. Int. Évi. Jel.* 1943. II. köt. 1950.

ZAPALOWICZ H. Eine geol. Skizze der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen. *Jahrb. d. geol. R.-A.* Wien, 1886.

Stratigrafie

Comunicarea de față are drept obiect principal stratigrafia terenurilor cretacice și paleogene din partea de NE a Maramureșului. În ceea ce privește tectonica ne vom rezuma la o scurtă descriere.

Cenomanianul. Terenurile Cretacicului se compun din gresii cenomaniene, comparabile cu Gresiile de Orlové din cuvertura Pienidelor și din marne senoniene de tipul Marnelor de Puchov.

Observațiile pe care le-am făcut în Maramureș arată că o mare parte a gresiilor și conglomeratelor considerate pînă acum ca aparținind Cretacicului trebuie raportate la Eocen, și anume:

Conglomeratele și gresiile cu hieroglife cantonate pe marginea Bazinelor Borșa și Ruscova și considerate de ZAPALOWICZ ca depozite de tip carpatic ale Cretacicului;

Conglomeratele și o mare parte a gresiilor atribuite de TH. KRÄUTNER Cenomanianului în Sinclinalul Bistriței Aurii și în Sinclinalul Tibăului.

Aceste depozite sunt denumite în studiul de față Gresiile și Conglomeratele de Prislop.

Gresiile în bancuri groase, din împrejurimile Săcelului, atribuite Cretacicului superior mai întii de J. BÖCKH, apoi de F. PÁVAY VAJNA și de Z. SCHRÉTER, trebuie raportate, așa cum vom arăta mai departe, la Eocen și la Oligocenul inferior.

Am menționat mai sus că M. SOCOLESCU atribuie Eocenului gresiile grosiere de pe Gilu, considerate pînă atunci ca aparținind Cenomanianului. Același autor pune însă la îndoială vîrsta cenomaniană a gresiilor cu *Exogyra*, pe care ZAPALOWICZ le semnalează în regiunea Muntelui Gilu și la S de Toroiaga în V. Ursului.

Prezența unor gresii cenomaniene pe marginea Bazinelor Borșa și Ruscova rămîne însă un fapt bine dovedit, numai că aceste depozite constituie o foarte mică parte din terenurile atribuite de ZAPALOWICZ și de TH. KRÄUTNER Cretacicului superior.

Seria Cenomanianului se compune din gresii masive, omogene, fără suprafețe de stratificație nete, și foarte sărace în mică. Cu aceste gresii se asociază pe alocuri conglomerate mărunte, alcătuite aproape exclusiv din pietrișuri de cuarț. Tipul obișnuit al depozitelor cenomaniene îl constituie o gresie fină, silicioasă, brună. Se disting și unele varietăți de gresie silicioasă albă cu pete ruginii, sau de gresie calcaroasă cu patină cenușiu-verzuie. Gresiile sunt de obicei fosilifere și de multe ori conțin fragmente de plante incarbonizate.

Depozitele Cenomanianului apar în V. Tibăului; la Baia Borșa, pe un affluent al P. Secul; în V. Ursului, la S de Toroiaga; pe Menciu și pe Creasta Pecealului, la E de Poienile de sub Munte. În toate cazurile aceste depozite stau direct pe Șisturile cristaline.



În V. Tibăului, la confluența cu Pîrul Groapa Leliții, apar gresii masive brune sau cenușiu-verzui, pe alocuri conglomeratice, și conținind în anumite puncte foarte numeroase exemplare de *Exogyra columba*, concentrate în cuiburi. Pe alocuri gresiile sunt invadate de pietrișuri mărunte de quart. Grosimea lor nu depășește 20 m. Deasupra depozitelor Cenomanianului urmează direct marne senoniene roșii și cenușii, cu o bogată microfaună. În secțiuni subțiri observăm în aceste marne foarte numeroase Globotruncane bicarenate.

Cenomanianul apare și mai la S, la confluența Tibăului cu P. Fluturica, unde suportă gresii în plăci cu fețe micacee și marne nisipoase aparținând Eocenului.

În V. Ursului Cenomanianul este constituit mai ales din gresii albe pătate cu limonit și conținind pe alocuri numeroase exemplare de *Exogyra columba*. Pe versantul drept al Văii Ursului, la contactul Cenomanianului cu Șisturile cristaline, se observă și blocuri de gresie calcaroasă brună sau cenușiu-verzuie, cu o bogată faună, care, în afară de *Exogyra columba*, cuprinde forme de *Camptonectes*, de *Chlamys*, de *Sphaera*, de *Gervilleia* și numeroase Gasteropode. Depozitele Cenomanianului au aici o grosime de 10–15 m și suportă marne cu tentă roșu-vișinie, dure, foarte nisipoase, mai apropiate de tipul marnelor roșii, care se găsesc în Eocen, decit de tipul marnelor senoniene.

Senonianul. Depozitele Senonianului sunt constituite din marne roșii și cenușii, care, de foarte multe ori, seamănă pînă la identitate cu anumite tipuri de marne roșii și cenușii din Eocen. Practic, în aceste cazuri, distincțiunea nu se poate face decit analizînd conținutul lor micropaleontologic. Există totuși printre marnele roșii ale Senonianului o anumită varietate, care se distinge ușor de marnele roșii ale Eocenului. Este vorba de o marnă foarte fină, de un roșu aprins, și care poartă în mod obișnuit impresiuni de *Taonurus* și de *Spirophyton*. Pe alocuri, marnele Senonianului conțin fragmente de Inocerami (Pasul Șetrev). Uneori cuprind intercalări sporadice și subțiri (5–10 cm) de gresii fine calcaroase, cenușiu-deschise, cu patină verzuie pe fețele de separație.

După toate aparențele, marnele cu Globotruncane au o poziție transgresivă față de Cenomanian. În acest sens pledează aria lor de răspîndire mult mai întinsă decit cea a Cenomanianului. Așa cum am specificat mai sus, în V. Tibăului ele stau pe alocuri pe depozitele Cenomanianului, dar le depășesc în toate sensurile și acoperă pe o largă suprafață Șisturile cristaline. Pe de altă parte nicăieri în V. Tibăului nu am putut observa o trecere gradată de la gresiile cu *Exogyra columba* la marnele cu Globotruncane.

În Pasul Rotunda, unde au fost semnalate pentru prima oară de T. KRÄUTNER, marnele cu Globotruncane se ivesc numai sporadic și contactul lor cu terenurile învecinate este de cele mai multe ori șăscat. Într-un punct, la S de linia de creastă a pasului, ele apar de sub Gresiile și Conglomeratele de Prislop și în imediata lor vecinătate se observă un banc de conglomerat quartitic, foarte dur, roșu închis-violaceu (Cenomanian?), stînd direct pe Șisturile cristaline. Este evident că aici



marnele senoniene au poziția lor normală sub Gresiile și Conglomeratele de Prislop, iar nu deasupra lor, așa cum reiese din harta lui TH. KRÄUTNER. Gresiile și Conglomeratele de Prislop sunt pe alocuri puternic dislocate, redresate și chiar răsturnate, de unde și dificultatea de a da o interpretare justă raporturilor dintre aceste depozite, care aparțin Eocenului, și marnele Senonianului.

În teritoriul cuprins între Rodna și Gutăi, marnele senoniene apar în foarte numeroase puncte, dar aproape în toate cazurile nu se poate observa substratul lor normal. Depozite mai vechi se ivesc de sub aceste marne numai la Poiana Botizii. Este vorba de calcarele jurasice și berriasiene (?) de tip pienin, descrise de S. ANTON.

În imprejurimile Săcelului marnele senoniene formează numeroase iyiri discontinui și, în toate cazurile, se sprijină pe depozitele aparținând Oligocenului. Marnele roșii, care apar imediat la S de Săcel, pe versantul vestic al Văii Carelor, suportă normal gresiile care constituie creasta D. Paltinul. Aceste gresii, atribuite Cretacicului superior de BÖCKH, de PÁVAY VAJNA și de SCHRÉTER, aparțin Eocenului în facies de Fliș. Pe versantul nordic al Muncelului se găsesc blocuri mari de marne senoniene prăvălite pe pantă. Deasupra zonei de apariții a acestor blocuri se ridică peretele abrupt al Muncelului, constituit în bază din Conglomerate de Prislop, peste care urmează un nivel de marne eocene, de tipul Marnelor de Vaser. Este evident că și în acest caz, deasupra Senonianului urmează depozite-aparținând Eocenului. Dar în toate celelalte cazuri, pe D. Mușteata, la obîrșia Văii Carelor, în Pasul Setrev și de aici către W, pe distanță de cîteva sute de metri, marnele Senonianului suportă direct depozite aparținând Oligocenului, anume Stratul Valea Carelor sau Gresia de Birju.

Lipsa Eocenului în acoperișul marnelor senoniene s-ar putea interpreta ca fiind datorită unei reduceri tectonice. În acest caz, ar fi vorba de străpungeri diapire ale Senonianului prin depozitele Paleogenului. Dar reducerea tectonică a unui pachet gros de gresii sau conglomerate eocene este greu explicabilă. De aceea considerăm că o asemenea interpretare tectonică constituie deocamdată numai o ipoteză de lucru, care așteaptă noi cercetări pentru a fi verificată.

Eocenul. Terenurile eocene se compun din următoarele tipuri de depozite: gresii masive și conglomerate poligene (Gresiile și Conglomeratele de Prislop), gresii și conglomerate cuartitice (faciesul litoral-detritic a lui TH. KRÄUTNER), marne cenușii și roșii (Marnele de Vaser), calcare nummulitic, gresii cu hieroglife și argile roșii și verzi (facies de Fliș).

A) *Eocenul grezos și conglomeratic.* a) *Gresiile și Conglomeratele de Prislop.* Așa cum am specificat mai sus, depozitele acestui complex au fost atribuite de către ZAPALOWICZ Cretacicului în general, și de către TH. KRÄUTNER Cenomanianului. În Bazinul Borșa vîrstă lor eocenă este demonstrată de cîteva documente paleontologice pe care le-am găsit la E de Gura Fintinii, iar în Bazinul



Ruscova aceleasi depozite trec lateral, pe alocuri, la marne cu Nummuliti și cu Orthophragmine (Vișeul de Sus, Poienile de sub Munte).

În partea de E a Bazinului Borșa succesiunea Eocenului cuprinde de jos în sus următorii termeni:

Gresiile și Conglomeratele de Prislop (400—550 m),

Marnele de Vaser (10—50 m),

Calcare nummulitice (1—15 m).

Conglomeratele sunt constituite aici din elemente bine rotunjite de cuarț, de cuarțite cu sericit, de cuarțite negre, de calcare cristaline, de șisturi cuarțitice sericitoase și cloritoase. Pe alocuri aceste conglomerate conțin și elemente de calcare eocene, cu Corali și Melobesie. În V. Pîriului Hășmarul Mic (E de Gura Fintinii) se distinge în masa conglomeratelor un nivel cu blocuri mari de calcare eocene. În afara de Corali și Melobesie aceste calcare conțin Lamellibranchiate, Gasteropode și numeroși Crustacei printre care: *Galenopsis similis* Bitt. și *Laevicarcinus kochi* Lörent.

Conglomeratele constituie bancuri groase care alternează cu gresii masive grosiere și cu gresii în bancuri de 20—40 cm, mai numeroase către partea superioară a complexului. Pe alocuri se observă intercalații de gresii cenușiu-inchise, în plăci cu fețe larg ondulate și micacee, uneori cu urme cărbunoase. În gresiile grosiere și în varietățile de conglomerate mărunte se găsesc în mod cu totul excepțional Nummuliti mici și noduli de Melobesie (V. Cercanelului, E de Gura Fintinii).

La partea superioară a complexului ce descriem apar anumite roce cu caractere particulare și anume:

Gresii dure calcaroase, dungate, cu tentă ruginie,

Şisturi greso-argiloase negre cu eflorescențe verzui,

Gresii argiloase moi cu pietrișuri de șisturi cristaline,

Marno-calcare sideritice în bancuri de 10—20 cm, mai rareori sub formă de lentile.

Toate aceste roce constituie numai intercalații sporadice și de mică grosime.

Complexul Gresiilor și Conglomeratelor de Prislop are o dezvoltare foarte inegală și variabilă pe marginea bazinelor Borșa și Ruscova. Pe marginea de NE a Bazinului Borșa, între V. Cislei și Făget, apare cu o grosime redusă și este constituit aproape exclusiv din gresii. Pe Făget cuprinde bancuri groase de conglomerate. Pe marginea de NW a Bazinului Borșa lipsește complet între Izvorul Borcutului și V. Scraidei; aici Stratele de V. Carelor (Oligocen inferior) vin în contact cu șisturile cristaline. Conglomeratele de Prislop reapar la W de V. Scraidei și grosimea lor crește repede către V. Vaserului. La W de V. Vaserului, pe D. Lucaciu, conglomeratele trec gradat către partea lor superioară, la gresii limonitice, iar acestea trec lateral la Marnele de Vaser, care în spate NW ajung direct în contact cu șisturile cristaline (V. Vinului și creasta dintre V. Vinului și V. Peștii). Conglomeratele de Prislop reapar în V. Peștii, la confluența cu V. Sasului Mic. La contactul cu șisturile cristaline se observă aici conglomerate cu ciment roșu închis. Din V. Peștii în spate N, Conglomeratele



de Prislop se continuă neintrerupt pînă în V. Cvasniței, unde se observă o alternanță de bancuri de conglomerate, de gresii masive și de Marne de Vaser. La partea superioară a acestei succesiuni, în conglomerate apar și lentile de calcare nummulitice. În sfîrșit, la N de V. Cvasniței, în V. Bardii, complexul Conglomeratelor de Prislop este în întregime înlocuit prin Marnele de Vaser.

În imprejurimile Săcelului Conglomeratele de Prislop se ivesc numai pe versantul nordic al Muncelului, unde au o grosime de 50–60 m.

b) *Gresiile și conglomeratele cuarțitice - (faciesul litoral detritic al lui Th. KRÄUTNER)*. Aceste depozite sunt cantonate pe marginea de W a Masivului Rodna și au o grosime de maximum 50 m. Cum a remarcat deja Th. KRÄUTNER, ele stau pe o platformă a Șisturilor cristaline și suportă calcare nummulitice și calcare coraligene.

Gresiile sunt fine, de tentă brun-gălbuiie, și au luciu particular al cuarțitelor în spărtură proaspătă. Deseori se găsesc varietăți de gresii decalcificate, cu numeroase impresiuni de Nummuliți. La baza gresiilor apar intercalații sporadice de conglomerate constituite din pietrișuri de cuart. Uneori, la contactul cu Șisturile cristaline (N de D. Topliciorul), se observă conglomerate cu blocuri colțurate de șisturi epizonale. Pe alocuri gresiile și conglomeratele mărunte de la partea inferioară a acestui complex conțin Nummuliți mari, printre care și *Nummulites perforatus* MONTFORT, dar în gresiile de la partea lui superioară se găsesc numai Nummuliți mici.

Așa cum vom arăta mai departe, calcarele nummulitice și calcarele coraligene aparțin exclusiv Priabonianului. Rezultă că limita Lutețian-Priabonian se situează foarte aproape de baza calcarelor nummulitice.

B) *Eocenul marnos și calcaros. a) Marnele de Vaser*. Aceste marne constituie un alt facies al Eocenului de pe marginea Bazinelor Borșa și Ruscova. Pe alocuri ele se dezvoltă în tot intervalul stratigrafic cuprins între Șisturile cristaline și baza Oligocenului, atingind grosimi de ordinul sutelor de metri (NW de Vișeu de Sus). În denumirea de Marne de Vaser am înglobat mai multe tipuri de marne. Cel mai răspîndit tip este o marnă cenușie, nisipoasă, formind bancuri foarte groase, perfect omogene. Planurile de stratificație sunt puțin clare, de multe ori mascate prin planuri de clivaj. Fețele de separație sunt rugoase și prin alterație capătă o tentă particulară, alburie. Deschideri bune ale acestui tip de marne se pot observa la gura Vaserului.

Seria marnelor cenușii cuprinde, pe alocuri, cîteva intercalații subțiri (5–20 cm) de calcar cenușiu-închise, cu Nummuliți și Orthophragmine (Dealul Lucaciu, V. Vinului). De obicei aceste intercalații se găsesc la partea superioară a marnelor, iar Nummuliții ce conțin sunt de talie mică (3–7 mm). Într-un singur punct, în V. Vinului, am observat o intercalație de calcar cu Nummuliți mari, la baza marnelor, aproape de contactul cu Șisturile cristaline.



În unele cazuri intercalatiile de calcare trec lateral la marne dure, cu o bogată faună de Foraminifere (D. Lucaci). Fauna acestor marne cuprinde Nummuliți mici de tipul lui *Nummulites incrassatus*, Operculine, Orthophragmine, printre care *Asterocydina stella* GÜMBEL și o specie înrudită, dacă nu identică, cu *Orthophragmina nummulitica* GÜMBEL; în sfîrșit, entroce de *Conocrinus thorenti* ARCHIAC și de *Pentacrinus* sp.

Pe marginea de NE a Bazinului Borșa apar marne de alt tip, de culoare roșu-vîșinie, cu pete cenușiu-verzui. Ivirile cele mai caracteristice ale acestor marne se observă pe Cearcănu, apoi la cota 1085 m (W de masivul andezitic Măgura) și la cota 1049 m (S de Toroiaga). Marnele roșii alternează cu marnele cenușii

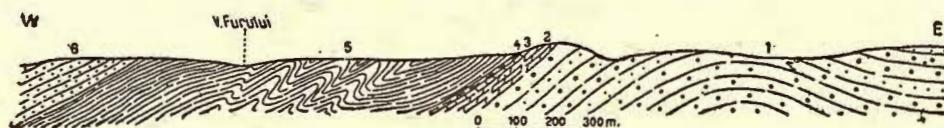


Fig. 1.— Profil la Gura Fîntinii.

1, Gresii și Conglomerate de Prislop; 2, Marne de Vaser; 3, calcare cu Nummuliți și Melobesies; 4, marne și argile bituminoase; 5, Strate de Valea Carelor; 6, Gresie de Birțu.

descrise mai sus. Pe alocuri ele cuprind strate subțiri (5–10 cm) de gresii dure calcaroase cenușiu-verzui, sau brun-negre prin alterație, micacee și cu mici hieroglife noduloase. Unele din aceste varietăți de gresii au același aspect ca și gresiile subțiri ale Eocenului de Flis.

În sfîrșit, un tip aparte al depozitelor care constituie seria Marnelor de Vaser se observă în capătul estic al Bazinului Borșa, la Gura Fîntinii. Este vorba de marne foarte nisipoase, dure, cenușiu-închise sau gălbui-ruginii prin alterație, cu treceri la varietăți de gresii marnoase și de calcare marnoase nisipoase cu elemente verzi în masa lor. În cariera de la Gura Fîntinii (fig. 1) aceste depozite conțin exemplare foarte prost conservate de Terebratule și de Echinoide, dinți și vertebre de *Carcharodon*, în sfîrșit numeroase resturi de plante. Marnele de Vaser suportă aici un banc de calcar nummulitic gros de 1 m. Deasupra acestui banc urmează calcare marnoase bituminoase cu solzi de *Clupea* și argile negre (2 m). În V. lui Birțu, argile negre de același tip și asociate cu șisturi marnoase cafenii cu solzi de *Clupea* apar deasupra Marnelor de Vaser și suportă calcare marnoase cu Nummuliți și Orthophragmine.

Acesta este unul din rarele cazuri, în care argile și marne de același tip cu cele pe care le atribuim în mod curent Oligocenului se găsesc normal intercalate printre depozite aparținând Eocenului.

b) *Calcarele nummulitice și calcarele coraligene*. Calcarele nummulitice constituie termenul superior al Eocenului, în capătul de E al Bazinului Borșa și la E de Săcel. Grosimea lor nu depășește 20 m. În general sunt bine stratificate.

În afară de Nummuliți, conțin Melobesiee, Orthophragmine și pe alocuri numeroase exemplare de *Chlamys* din grupa lui *Chlamys biarritzensis* ARCHIAC (cota 1244 E de Piatra Băiței, Gura Fintinii, V. Teilor). Nummuliții din aceste calcare sunt exclusiv forme de dimensiuni mici, comparabile cu *Nummulites striatus* și cu *Nummulites incrassatus*.

În imprejurimile Săcelului, în Valea Teilor, pe Dealul Topliciorul și la Preluca Izei, succesiunea calcarelor nummulitice cuprinde de jos în sus următoarele nivele:

1. Calcare nisipoase cenușiu-închise, sau brune, prin alterație, cu foarte numeroși Nummuliți mici;
2. Calcare albe-cenușii cu Orthophragmine, printre care *O. ephippium* Sow., apoi Operculine, dinți de Lamnide și forme de *Chlamys* din grupa *Chlamys biarritzensis*;
3. Calcare nodulară gălbui, nisipoase și marnoase, în alternanță cu marne nisipoase, nivel a cărui grosime nu depășește în general 1 m și care conține numeroase exemplare de *Pycnodonta brongniarti* BRONN., de *Chlamys cf. biarritzensis*, Echinoidice, Briozaare și Orthophragmine;
4. Nivel gros de 2–5 m, de marne nisipoase, bituminoase, stratificate în plăci, și de gresii marnoase cenușiu-închise-albăstrui, sau brun-gălbui prin alterație.

Acest din urmă nivel conține pe alocuri Moluște, Corali și resturi de Pești. Orthophragminele lipsesc aici complet. În V. Teilor am colectat din nivelul maranelor bituminoase următoarele forme:

- Pycnodonta brongniarti* BRONN.
- Spondylus bifrons* MÜNST.
- Chlamys biarritzensis* ARCHIAC — *C. gravesi* ARCH.
- Barbatia* sp.
- Stephanosmilia* cf. *aequicostata* REUSS

Pe D. Topliciorul (fig. 2), fauna acelaiași nivel cuprinde următoarele forme:

- Pycnodonta brongniarti* BRONN.
- Spondylus bifrons* MÜNST.
- Chlamys gravesi* ARCH.
- Venericardia* cf. *sulcata* SOL.
- Cordiopsis* (?), cu același contur al valvelor și cu aceeași ornamentație ca la *Cordiopsis verneuili* DESH.
- Panopea* sp.
- Dentalium* sp.
- Stephanosmilia* sp.

Resturile de Pești observate sunt mai ales solzi de *Clupea* (V. Izisoarei, Izvorul Bătrinii).



Asociația de forme pe care am menționat-o mai sus pledează pentru vîrstă priabonian-superioară sau oligocen-inferioară a orizontului de marne bituminoase.

În ceea ce privește calcarele coraligene, acestea apar numai la Izvorul Bătrînii, unde ocupă același nivel stratigrafic ca și calcarele nummulitice. Calcarele coraligene sunt în general mari și nu conțin Nummuliți. În afară de Corali, se găsesc în aceste calcare Melobesie, Lamellibranchiate, printre care *Pecten arcuatus* BROCCII și *Spondylus bifrons* MÜNST., apoi rare Gasteropode și relativ numeroși Crustacei printre care *Galenopsis similis* BITT. și *Phlyctenodes steinmanni* LÖRENT.

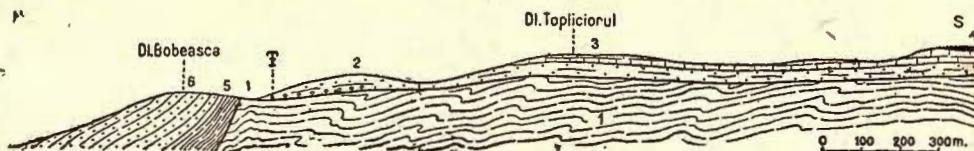


Fig. 2.— Profil prin D. Toplicorul (E de Săcel).

1, sisturi cristaline; 2, gresii și conglomerate cuarțitice (cu *N. perforatus* la punctul fosilifer) 3; calcare nummulitice; 4, marne și gresii marnoase cu Moluște și Corali; 5, Strate de Valea Carelor; 6, Gresii de Birțu.

Bazați pe formele menționate mai sus putem afirma că vîrstă priaboniană a calcarelor nummulitice și coraligene din regiunea care a făcut obiectul cercetărilor noastre este un fapt bine dovedit. Reamintim că Th. KRÄUTNER a atribuit toate calcarele nummulitice din Maramureș Lutetianului. Ulterior însă Z. SCHRÉTER a admis pentru calcarele nummulitice din imprejurimile Săcelului o vîrstă eocen-superioară.

C) Faciesul de Fliș al Eocenului. În cadrul teritoriului ce am cartat, depozitele în facies de Fliș ale Eocenului apar numai pe o suprafață restrinsă și anume pe D. Paltinul de la S de Săcel și la E de Ruscova, unde formează o bandă îngustă, care se continuă din V. Pirifului Drahmirov către S, pînă în V. Spinului, la S de Vișeu. Eocenul în facies de Fliș are însă o largă dezvoltare în imprejurimile Petrovei, unde a făcut obiectul cercetărilor lui L. ATANASIU, apoi pe cursul mijlociu al Văii Iza, unde a fost studiat în detaliu de I. MOTĂȘ și, în sfîrșit, în Munții Lăpușului.

Depozitele Eocenului de Fliș sunt constituite din următoarele tipuri de roce:

Gresii în strate de 5—20 cm, cu tentă verzuie pe fețe și cu hieroglife mici, bine reliefate pe un fond neted, categorie în care intră varietăți de gresii fine calcaroase, cu vine de calcit, și de gresii foarte micacee, care prin alterație capătă o patină negru-brună;

Gresii grosiere în bancuri de 0,50—1 m (V. Bistriței, Săcel);

Argilo-marne cenușiu-verzui, cu fețe de separație rugoase, și care se desfac în fragmente prismatice;

Argile roșii și argile verzi.

De obicei argilele roșii sunt asociate cu gresii micacee și apar la partea inferioară a Eocenului de Fliș. La E de V. Ruscovei și în V. Spinului se găsesc însă argile roșii și la partea lui superioară. La Poiana Botizei, gresiile micacee, în alternanță cu argile roșu-vișinii sau verzui, constituie un nivel bine individualizat care urmează în succesiune peste marnele senoniene din cuvertură klippelor pienine. Raporturile observate la Poiana Botizei sugerează ideea că în partea centrală a bazinului Maramureș există continuitate de sedimentare de la Senonian la Eocen, spre deosebire de periferia bazinului, unde se constată poziția net transgresivă a Eocenului pe depozitele Cretacicului superior.

Oligocenul. În succesiunea Oligocenului distingem două mari complexe:

a) Complexul inferior, cu o grosime ce depășește pe alocuri 1000 m și cuprinzând Stratele de Valea Carelor, în care se intercalează Gresia de Birju, iar deasupra Stratelor de Valea Carelor o serie de argile și de marne bituminoase cu intercalări de menilite sau Seria menilitică;

b) Complexul superior, cu o grosime ce depășește pe alocuri 2000 m și constituit din Gresia de Borșa, precum și din pachete groase de marne bituminoase și de menilite în Bazinul Ruscova.

Am specificat mai sus că în cîteva puncte din Bazinul Borșa și în mod constant în regiunea Săcel, deasupra calcarelor nummulitice urmează un nivel subțire de roce bituminoase. Deși fauna de Moluște pe care am colectat-o din acest nivel în imprejurimile Săcelului nu demonstrează în mod cert vîrstă lui oligocenă, totuși caracterele litofaciale pe care le prezintă permit atașarea lui, ca nivel bazal, la Oligocen.

a) *Stratele de Valea Carelor.* Aceste strate reprezintă seria asemănătoare cu Stratele cu « Strzalka » ale lui Hugo ZAPALOWICZ; o parte din grupa medie a Eocenului din clasificarea lui J. Böckh; pro parte Seria de Gura Fintinii a lui Th. KRÄUTNER. Este de remarcat că J. Böckh consideră ca făcind parte din grupa medie a Eocenului atât depozitele descrise aici sub denumirea de Strate de V. Carelor, cît și cele aparținind Eocenului de Fliș, iar Th. KRÄUTNER înglobează în Seria de Gura Fintinii și Eocenul marnos.

Sub denumirea de Strate de V. Carelor descriem depozite de Fliș destul de diverse, cînd sunt examineate în detaliu, dar care se caracterizează în ansamblu prin aspectul lor șistos, sau prin stratificația lor foarte regulată în pături de 3–10 cm, comparabilă cu stratificația unora dintre depozitele Flișului eocen.

Vom incepe prin a descrie Stratele de V. Carelor, din imprejurimile Săcelului, unde se observă compoziția lor cea mai variată. La Săcel, în regiunea Văii Carelor, ele sunt constituite din următoarele tipuri de roce:

Sisturi argilo-marnoase cu fețe netede, deseori cu aspect satinat, de culoare cenușie sau cafenie prin alterație;

Gresii subțiri, curbicorticale, cu fețe de separație fin micacee, cu vine de calcit și de obicei lipsite de hieroglife;



Bancuri subțiri, sporadice, de conglomerate mărunte brecioase cu *Nummulites vascus* — *N. boucheri* și cu rare Orthophragmine;

Conglomerate cu ciment argilos abundant și cu elemente de șisturi cristaline și de calcare cenușiu-închise cu Nummuliți mici, Miliolide, Pectinide și Serpule;

Lentile de menilite sideritice:

Intercalații de marne tari, bituminoase, cu fețe albe prin alterație (D. Paltinul) și de argile negre șistoase;

Lentile de disodile tipice cu resturi de Pești, printre care *Serranus simionescui* M. PAUCĂ și *Clupea* sp.

Stratele de V. Carelor din imprejurimile Săcelului au un aspect particular. Deseori se observă în terenurile acestor strate cute și flexuri cu dimensiuni de ordinul decimetrilor. Gresiile au pe fețele lor oglinzi de fricțiune și sunt străbătute de numeroase vine de calcit. Aceste aspecte amintesc în mod izbitor Stratele de Sinaia.

Conglomeratele cu ciment argilos abundant conțin unele blocuri de calcare marnoase-nisipoase și de gresii marnoase cu o bogată faună de Moluște. În firul unui affluent de pe dreapta Văii Carelor am găsit într-un asemenea bloc de calcar forme de *Vulsella*, de *Chama*, de *Solenocurtus*, de *Cardium*, de *Echinolampas*, precum și un maxilar superior de *Anthracotherium* (*Prominatherium*) *dalmatinum* MEYER.

În partea de nord a Bazinului Ruscova Stratele de V. Carelor cuprind, în afară de șisturi argilo-marnoase cafenii și de gresii curbicorticale, argilo-marne și marne cu tentă verzuie (oliv), în strate de 2—8 cm. Aceste marne prezintă fețe de separație aspre, solzoase și se desfac în fragmente prismatice. Ivirile cele mai caracteristice de marne cu tentă verzuie se află pe Dealul Misica, în Valea Misica, în Valea Hecica și pe malul drept al Văii Repedea. Pe versantul estic al Dealului Misica aceste marne apar deasupra unui pachet foarte gros de marne bituminoase și suportă Seria Gresiei de Borșa. Tot în partea de nord a Bazinului Ruscova, și anume în imprejurimile localității Repedea, se observă pe alocuri, intercalate în Stratele de V. Carelor, gresii cuarțitice foarte dure, cu tentă negru-brună și prezentând în spărtură proaspătă luciu particular al cuarțitelor.

În Bazinul Borșa Stratele de V. Carelor cuprind dese intercalații de șisturi argilo-marnoase cu solzi de *Clupea* (Poiana Borșa, Valea Cearcănlui, Valea lui Birțu). La Gura Fintinii aspectul acestor strate este puțin deosebit de cel pe care-l îmbracă în imprejurimile Săcelului. Gresiile sunt mult mai rare, mai puțin diaclazate și foarte pronunțat curbicorticale. Punctul cel mai înaintat spre est, unde am putut observa Stratele de V. Carelor, se află în Valea Codrevei, affluent de pe dreapta al Tăbăului. Aici au același aspect ca la Gura Fintinii.

b) *Gresia de Birțu*. Tipul obișnuit al Gresiei de Birțu este o gresie dură, relativ grosieră, stratificată în bancuri de 0,50—2 m. Cu această gresie grosieră se asociază gresii în plăci, cu fețe plane și cu urme cărbunoase; gresii în plăci larg ondulate cu fețe micacee; gresii fine în bancuri groase, pronunțat curbicorticale la partea lor superioară (Fruntea lui Birțu); în sfîrșit, bancuri de conglomerate mărunte,



Bancurile de gresii sunt separate prin șisturi argilo-marnoase de același tip cu cele din Stratele de V. Carelor.

Gresia de Birțu apare intercalată în Stratele de V. Carelor. Ea are însă o dezvoltare foarte inegală. În partea de est a Bazinului Ruscova lipsește complet. În capătul estic al Bazinului Borșa constituie o stivă unitară, groasă de cîteva sute de metri, în timp ce în partea de sud a acestui bazin apare sub forma a 3—4 intercalații groase, situate la diferite nivele în succesiunea Stratelor de V. Carelor. Prima din aceste intercalații, cea de la partea inferioară a Stratelor de V. Carelor, se urmărește din Dealul lui Traian în spre vest, peste Dealul Bobeasca pînă în Dealul Biștii. De aici în spre vest, după o scurtă intrerupere, ea reapare, în contact cu marnele senoniene, pe Dealul Mușteata (sud de Săcel), unde J. BÖCKH și apoi F. PÁVAY VAJNA și Z. SCHRÉTER au atribuit-o Cretacicului superior.

Gresia de Birțu se mai ivește în imprejurimile Săcelului pe creasta Muncelului, unde autorii menționați mai sus i-au atribuit aceeași vîrstă cretacic-superioară. Acolo Gresia de Birțu se sprijină pe depozite eocene, și anume pe Marnele de Vaser, care apar pe versantul nordic al Muncelului, deasupra unui pachet de Conglomerate de Prislop, gros de 50—60 m.

Complexul de strate descris aici sub denumirea de Strate de V. Carelor, precum și Gresia de Birțu, au fost raportate la Eocen de toți autorii, care au studiat mai înainte terenurile Paleogenului din Maramureș. Vîrsta oligocenă ce am atribuit acestor depozite este demonstrată de poziția lor normală deasupra unui nivel fosilifer cu forme cunoscute numai din Priabonianul superior și din Oligocenul inferior; de prezența în aceste strate a unor blocuri remaniate de calcare nummulitice, de tipul calcarilor priaboniene și de prezența formei *Nummulites vascus* (A și B) în anumite intercalații de brecii mărunte din imprejurimile Săcelului.

c) *Seria menilitică*. Așa cum a remarcat deja H. ZAPALOWICZ, rocele bituminoase care compun această serie (argile, marne și menilite), sunt identice rocelor pelitice negre ale Oligocenului extracarpatic. Argilele îmbracă deseori aspectul disodilelor. Marnele sunt de același tip cu așa zisele « marne albe » din Carpații Moldovei. Menilitele sunt stratificate în pături de 5—8 cm, sau formează mici lentile cu aspect de sferosiderite. Printre menilitele stratificate se disting varietăți cu tentă cenușiu-inchisă și cu aspect mat în spărtură proaspătă, precum și varietăți brune sau negre cu spărtură lucioasă. Menilitele sub formă de lentile au o tentă cafeniu-deschisă în spărtură proaspătă și prezintă pe suprafața lor o crustă de alterație ruginie.

Seria menilitică cuprinde și rare intercalații de gresii. Aceste gresii sunt fine, au o tentă brun-cenușie și prezintă deseori urme de plante.

Ca și Gresia de Birțu seria menilitică are o dezvoltare foarte inegală. În Bazinul Borșa, la nord de Vișeu, ea constituie un nivel bine individualizat a cărui grosime atinge pe alocuri 400 m. La sud de Vișeu însă, începînd din Valea Izvorului către vest, pînă în cotul Izei de la sud de Moisei, sub Gresia de Borșa nu se mai găsesc



rocele descrise mai sus. Stratele de V. Carelor, în care se intercalează pachete groase de Gresii de Birțu, ocupă aici tot intervalul statigrafic cuprins între Eocen și baza Gresiei de Borșa. În partea de est a Bazinului Ruscova, la vest și la nord-vest de Vișeul de Sus, Seria menilitică capătă dimpotrivă o dezvoltare considerabilă, înlocuind aproape în întregime Stratele de V. Carelor. Acolo, aceste strate apar pe alocuri intercalate între marnele și argilele negre ale Seriei menilitice, sub formă de pachete groase de cîțiva metri.

d) *Gresia de Borșa*. Seria Gresiei de Borșa atinge o grosime de cel puțin 2000 m. Este caracterizată printr-o alternanță foarte monotonă de gresii, de argile și de marne. Tipul obișnuit al Gresiei de Borșa este o gresie fină, curbicorticală, cu tentă cenușiu-deschisă-albăstruie, sau gălbuiu prin alterație, cu ciment argilos sau slab calcaros, relativ săracă în muscovit și formând strate de 20–50 cm. Pe alocuri, mai ales la partea inferioară a succesiunii ce descriem, se observă și gresii în bancuri de 1–5 m, cu hieroglife lineare, puternic reliefate.

Argilele, argilo-marnele și marnele care alternează cu gresiile, au o tentă cenușiu-albăstruie sau cafenie prin alterație și se desfac în mici fragmente prismatice sau în fragmente cu fețe curbe.

Seria Gresiei de Borșa cuprinde aproape constant în bază lentele de menilite sideritice și pe alocuri intercalații de disodile, de marne bituminoase și de menilite stratificate.

În partea de est a Bazinului Ruscova, în terenurile Gresiei de Borșa, se află mai multe pachete groase de menilite și de marne bituminoase, care prezintă, ca și gresiile, căderi constante către vest sau nord-vest. Pe versantul nordic al Văii Vișeului se observă un astfel de pachet gros de menilite la vest de Valea Morii; un al doilea pachet de marne bituminoase și de menilite se află la vest de Valea Iepii; în sfîrșit, în Valea Lontoasa apare un alt pachet, format aproape exclusiv din marne și argile dure bituminoase. Acest din urmă pachet atinge o grosime de 400 m și se continuă neîntrerupt din Valea Lontoasa către nord-vest prin culmea Dealului Scărișoara pînă pe Dealul Misica. Deocamdată nu putem preciza dacă pachetul de marne din Valea Lontoasa constituie o intercalație normală în seria Gresiei de Borșa sau dacă prezintă raporturi anormale, fie cu gresiile pe care le suportă, fie cu gresiile pe care se reazimă. Direcția lui diagonală față de gresiile pe care se reazimă pledează pentru această din urmă eventualitate. În acest caz grosimea considerabilă, de peste 4000 de metri, pe care o prezintă masa Gresiei de Borșa în profilul Văii Vișeului, se datorează unei dublări tectonice.

La nord de Săcel, în plină serie a Gresiei de Borșa, apare un banc izolat de microconglomerat fosilifer, gros de 0,50–1 m, constituit din elemente de șisturi cristaline și conținind noduli de Melobesie (*Archaeolithothamnium*), Nummuliți de mici dimensiuni, Operculine, Orthophragmine și fragmente de Lamellibranchiate, printre care am identificat fragmente de Ostreide, de *Venericardia* sp. și de *Chlamys gravesi* ARCHIAC.



Acest microconglomerat a fost semnalat pentru prima oară de J. NOTH (1885), care îl observase în Valea Cîrligata (citat în J. BÖCKH). Bazați pe fauna ce conține, J. BÖCKH, TH. KRÄUTNER, F. PÁVAY VAJNA și Z. SCHRÉTER au atribuit Gresia de Borșa din imprejurimile Săcelului Eocenului. J. GHERMAN, în raportul său asupra regiunii Săcel, arată însă că seria de gresii în care se află intercalat microconglomeratul, reprezintă prelungirea în spre sud-vest a Gresiei de Borșa din Bazinul Borșa.

Nivelul la care apare bancul de microconglomerat în Seria Gresiei de Borșa este situat la aproximativ 1700 m deasupra limitei Eocen-Oligocen: Nummuliții și Orthophragminele care se găsesc în acest banc au deseori suprafața netezită sau corodată iar numeroase exemplare apar numai ca fragmente. Judecind după aceste observații, ar fi vorba de o faună remaniată. Acest punct de vedere susținut de J. GHERMAN în raportul menționat, trebuie totuși privit cu rezerve, deoarece pe alocuri nodulii de Melobesiee îmbracă elementele microconglomeratului, cimentându-le, ceea ce dovedește că la acest nivel s-a desfășurat într-adevăr un scurt episod de viață. În ipoteza că fauna nu este remaniată, trebuie să admitem că Orthophragminele, care, cu puține excepții, sunt menționate numai din Eocen, persistă uneori pînă la nivele ridicate ale Oligocenului. Prezența unor rare Orthophragmine, alături de *Nummulites vascus* (A și B) în intercalațiile fosilifere ale Stratelor de V. Carelor confirmă de altfel această presupunere.

Tectonica

Cele mai multe din studiile geologice care ne informează asupra structurii Maramureșului se referă la regiunea Săcel—Dragomirești—Botiza și la teritoriile cu care această regiune se învecinează în spre est și sud, respectiv la Masivul Rodnei și la Munții Lăpușului. Aceste studii scot în evidență ca accident tectonic major, fală descrisă de H. ZAPALOWICZ și apoi de TH. KRÄUTNER pe marginea de sud a Bazinului Borșei, la contactul dintre terenurile Oligocenului inferior (Eocen superior după aceiași autori) și Masivul cristalin al Rodnei. L. STRAUSZ și apoi I. PĂTRUȚ admit că această falie se prelungeste în spre vest în regiunea Săcel și se continuă în direcția E—W, pe la sud de Iza, pînă în imprejurimile Botizei, unde este acoperită de depozite miocene transgresive. Se consideră în general că cele două unități pe care le desparte, între Săcel și Botiza, accidentul tectonic menționat, — respectiv zona Munții Lăpușului la sud și zona Bazinelor Borșa și Ruscova la nord, — se deosebesc atât prin stratigrafia lor, cât și prin regimul lor tectonic. Marnele roșii senoniene și Flișul eocen sunt considerate ca elemente caracteristice ale zonei Munților Lăpușului. Cu excepția lui S. JÁSKÓ, nici un autor nu semnalează existența unor depozite oligocene în această zonă. După majoritatea autorilor, terenurile Oligocenului ar fi cantonate în Bazinile Borșa și Ruscova.

F. PÁVAY VAJNA, Z. SCHRÉTER și recent I. PĂTRUȚ subliniază complexitatea tectonică a zonei Munților Lăpușului. L. STRAUSZ susține dimpotrivă că structura



acestei zone este relativ simplă și că în orice caz ea nu poate fi comparată cu tectonica Flișului extracarpatic. Același autor notează că terenurile oligocene de la nord de linia Săcel—Botiza sunt mai puternic dislocate decât terenurile Eocenului de la sud de această linie.

Observațiile noastre aduc următoarele precizii cu privire la edificiul tectonic al Maramureșului.

1. Răspindirea Flișului eocen arată că partea centrală a ariei geosinclinale a Maramureșului este în ansamblu ridicată. Terenurile Eocenului de Fliș ocupă însă numai partea de nord și de vest a teritoriului denumit în mod curent zona Munților Lăpușului, iar nu această zonă în întregime, așa cum rezultă din descrierile celor mai mulți autori. În partea de vest și de sud-vest a Munților Lăpușului au o largă dezvoltare depozite aparținând Oligocenului și anume Stratelor de V. Carelor și gresii masive de tipul Gresiei de Birțu. Flișul eocen se întinde și la nord de Munții Lăpușului, unde îl întâlnim pînă în împrejurimile Petrovei. În spate est depozitele Eocenului de Fliș se urmăresc pînă în regiunea Săcel, unde apar pe Dealul Paltinul, deasupra marnelor senoniene de pe versantul stîng al Văii Carelor. Aici marnele senoniene și gresiile Eocenului încalcă spre sud Stratelor de V. Carelor. Aceleași raporturi de încălcare către sud ale Eocenului peste terenurile Oligocenului se observă și în partea de sud-vest a Munților Lăpușului în Valea Lăpușului, unde zona Flișului eocen prezintă o structură în solzi, comparabilă la o scară mai redusă cu structurile similare ale Flișului Paleogen de la exteriorul Carpaților.

2. Falia pusă în evidență de L. STRAUSZ între Botiza și Săcel, la contactul dintre zona centrală cu Fliș eocen și masa Gresiei de Borșa din partea de sud a Bazinului Ruscova, — și pe care o denumim aici Falia Iza, — nu reprezintă, așa cum consideră L. STRAUSZ și I. PĂTRUȚ, prelungirea în spate vest a faliei de pe marginea sudică a Bazinului Borșa. Începînd de la Săcel în spate est Falia Iza se urmărește în direcția ENE pînă la sud de Moisei, unde dispără în terenurile Stratelor de V. Carelor. Datorită acestei inflexiuni în direcția ENE, ea se depărtează treptat de Masivul Rodnei și de falia care desparte acest masiv de Pasinul Borșa, sau Falia Rodna. Falia Rodna se urmărește începînd de pe versantul nordic al Muntelui Stiolu în direcția E—W pînă în Valea Izei. Începînd pe de versantul nordic al Muntelui Măgura Mare (vest de Pietrosul Rodnei) pasul ei scade treptat în spate vest, în sens invers deci ca în cazul Faliei Iza. La vest de Valea Izei Falia Rodna se pierde în terenurile Stratelor de V. Carelor. În zona cuprinsă între Falia Iza la Nord și Masivul Rodna la sud, terenurile Oligocenului dela sud de Săcel se prelungesc în spate NE pînă în partea de sud a Bazinului Borșa. Acest fapt este deosebit de important pentru descifrarea structurii Maramureșului. El respinge punctul de vedere exprimat de I. PĂTRUȚ, care admite că zona Munților Lăpușului încalcă în regiunea Săcel zona Bazinelor Borșa și Ruscova.

3. În ansamblu, zona Bazinelor Borșa și Ruscova și zona terenurilor oligocene de pe marginea de vest a Masivului Rodnei constituie un mare culoar marginal



(Randtrog), ocupind spațiul cuprins între zona Flișului Eocen din partea centrală a Maramureșului și cadrul de Șisturi cristaline al acestei regiuni.

În acest culoar marginal distingem mai multe compartimente, care se deosebesc între ele prin unele particularități structurale. Astfel, în partea de nord a Bazinului Ruscova se desenează un anticlinal: Anticlinul Hrihoreț, dirijat NW—SE și cu nucleul constituit din depozitele șistoase-marnoase ale Oligocenului inferior. În partea de est a bazinului Ruscova direcțiile structurale sunt însă NE—SW și N—S. În această parte a bazinului se observă în terenurile Gresiei de Borșa cîteva mici falii longitudinale (Dealul Romanului) și un accident tectonic mai important la est de Rîul Ruscova: Falia Ruscovei. De-a lungul Faliei Ruscovei, care se urmărește începînd de la gura Văii Repedea și pînă la sud de Valea Vișeului, în Valea Spinului, o bandă îngustă de Eocen de Flis (la vest) vine în contact anormal cu gresiile Oligocenului superior (la est). Pe alocuri se constată o tendință netă de încălcare de la vest la est a depozitelor eocene peste gresiile oligocene. Așa cum am menționat mai înainte, descriind terenurile Oligocenului, este foarte probabil că la est de Falia Ruscovei, în teritoriul pe care îl ocupă Gresia de Borșa, există un alt accident tectonic important, determinînd dublarea depozitelor grezoase ale Oligocenului.

În porțiunea îngustă a culoarului marginal, cuprinsă între pintenul de șisturi cristaline, care se insinuiază între Bazinul Ruscova și Bazinul Borșa, — sau Pintenul Vaserului, — și zona centrală, distingem două compartimente separate printr-o falie dirijată N—S și care se urmărește începînd de pe versantul vestic al Văii Botoaia și pînă în Valea Izei, trecînd prin Valea Colibelor. În compartimentul situat la est de această falie depozitele Oligocenului din Bazinul Borșa se înscriu într-un sinclinal larg și simetric. La sud de acest sinclinal se desemnează micul anticlinal de la Săcel, pus în evidență de J. Böckh. Compartimentul situat la vest de aceeași falie are o structură mai complexă. Flancul nordic al sinclinalului menționat este decroșat către sud, făiat pe direcție și răsturnat (Valea Colibelor).

În regiunea Săcel, la sud de Falia Izei, se desemnează un mic anticlinal normal: Anticlinul Izisoara, dirijat E—W și cuprinzînd în axul său calcarele nummulitice care apar în Valea Teilor și în Valea Izisoarei. Mai la sud, pe versantul nordic al Muncelului, o denivelare de cel puțin 100 m a Marnelor de Vaser care apar pe acest versant, pune în evidență o falie orientată N—S. Acest accident tectonic ciștigă în importanță la sud de Muncelul, în regiunea care face obiectul cercetărilor lui V. MUTIAC.

În ceea ce privește poziția anormală peste Oligocen a marnelor senoniene și eocene care apar la sud de Săcel, începînd de pe versantul nordic al Muncelului și pînă în Pasul Setrev în spire vest, trebuie să remarcăm că cercetările noastre fiind limitate la o porțiunea restrînsă a Munților Lăpușului, ele nu ne-au permis încă să intrevedem un edificiu tectonic coerent, în care să putem încadra toate aparițiile de marne senoniene.

În sfîrșit, sint de semnalat cîteva observații făcute în legătură cu tectonica Bazinului Borșa. Acest bazin, care reprezintă segmentul cel mai înaintat către est al culoarului marginal, are o structură relativ simplă. În afară de Falia Rodna, care

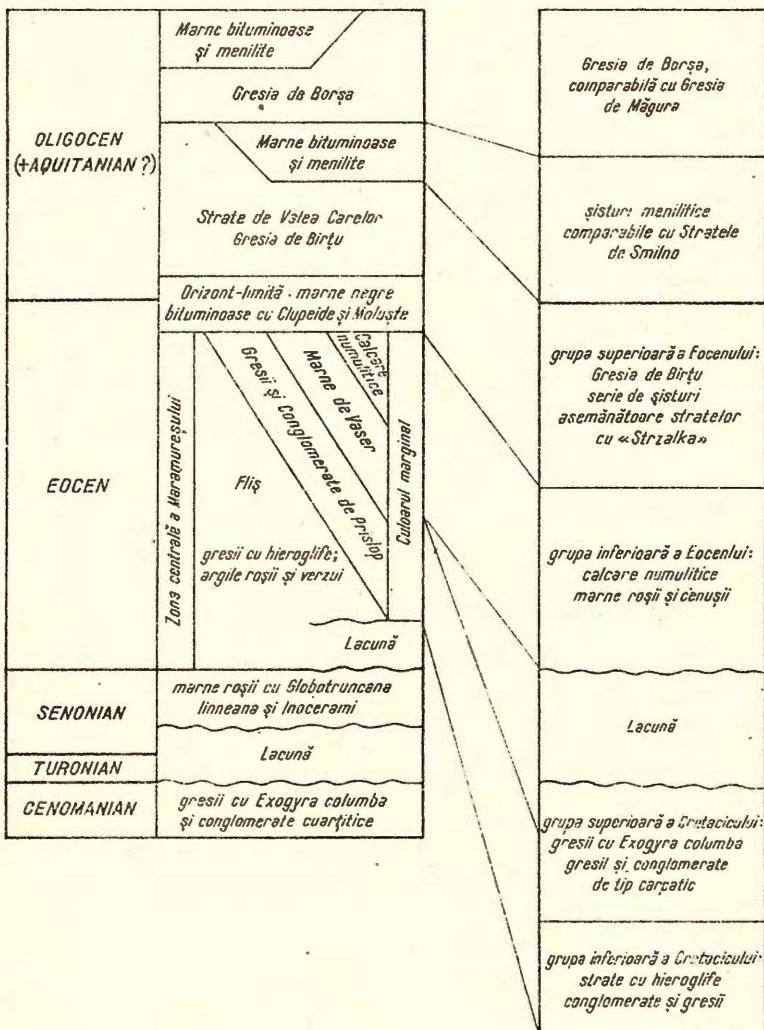


D.PATRULIUS

SCHEMA SUCCESIUNII STRATIGRAFICE A CRETACICULUI ȘI A PALEOGENULUI
DIN BAZINELE BORŞA ȘI RUSCOVA

D.PATRULIUS
1952

H.ZAPALOWICZ
1886



urmărește marginea sa dinspre sud, se observă cîteva dislocații în capătul estic al acestui bazin, acolo unde el se îngustează, prelungindu-se către SE cu sinclinalul complex al Bistriței Aurii. Este vorba de mai multe falii transversale, dirijate NE—SW în terenurile cuprinse între Valea Cislei la vest și Gura Fintinii la est, apoi de un mic anticlinal în regiunea Gura Fintinii, și în sfîrșit de o încălcare locală a șisturilor cristaline de pe Culmea Cearcănu lui peste calcarele și marnele Eocenului superior.

Anticlinalul de la Gura Fintinii se urmărește începînd din Valea Vișeului (Valea Borșei) în spre NW pînă în Valea lui Birju. Nucleul acestui anticlinal este constituit din Gresii și Conglomerate de Prislop. Pe flancurile lui se află Marne de Vaser. Pe Cearcănu șisturilor cristaline încalcă de la nord la sud, pe o lungime de 1000 de metri, o bandă îngustă de calcare nummulitice și de Marne de Vaser.

Majoritatea dislocațiilor pe care le-am menționat sau descris, pot fi grupate în trei sisteme:

a) Dislocații avînd orientarea generală a segmentului nordic al Carpaților orientali, categorie în care intră Anticlinalul Hrihoreț și Anticlinalul Gura Fintinii;

b) Dislocații conforme cu orientarea NE—SW a pintenului de șisturi cristaline al Vaserului, perpendiculare deci pe direcțiile carpatiche, sistem ce cuprinde falii longitudinale din partea de est a Bazinului Rusova și falii transversale din partea de est a Bazinului Borșa;

c) Dislocații orientate E—W sau cu o orientare apropiată de această direcție, Falia Rodna, Falia Iza și miciile anticlinale care intovărășesc Falia Iza la nord și la sud, anume Anticlinalul Săcel și Anticlinalul Izioara.

— V. MUTIHAZ. — Cercetări geologice în regiunea dintre Cristalinul Rodnei și Masivul eruptiv al Tibleșului.

Regiunea pe care o vom prezenta în comunicarea ce urmează se situează pe catena muntoasă ce leagă Munții Rodnei cu Tibleșul și este delimitată la N de V. Izei, V. Carelor și înălțimile ce alcătuesc granița dintre Transilvania și Maramureș, începînd dela Pașul Setrev, pînă la Petrosul Rodnei; la E de V. Strîmbei și V. Sălăuța, începînd din dreptul satului Romuli și pînă la confluența Văii Fiadului cu V. Sălăuța; spre S de V. Fiadului și Tibleșul, iar spre W V. Ieudului.

Apele principale din regiune sunt: Iza, care colectează apele din partea nordică și se varsă în Tisa, și Sălăuța, care se varsă în Someș, după ce adună apele din partea estică și sudică a regiunii. Cumpăna apelor este dată de culmea ce merge din Tibleș, prin Comarnic, Ștefănița, Muncelu, pînă în Petrosul Rodnei.

Istoric. Datele geologice pe care le avem asupra acestei regiuni, privesc aproape toate numai partea de nord, mai precis Valea Izei. Pentru această zonă prima cartare este dela 1894, făcută de BÖCKH. Tot acest sector a mai fost cercetat de PÁVAY VAJNA, SCHRÉTER și KRÄUTNER. STRAUSZ cercetează regiunea cuprinsă

între Dragomirești și Tibleș. Asupra Văii Iza I. PĂTRUȚ a publicat o notă în 1949. În lucrarea asupra Cristalinului Rodnei, KRÄUTNER dă unele date privitoare la Sedimentarul din partea estică a regiunii, iar în 1933 publică date asupra ivirilor de Senonian dela Săcel și Șetrev.

Pentru restul regiunii, singura lucrare ce o avem este aceea a autorului maghiar S. JASKÓ, din 1943.

Stratigrafia. Formațiunile sedimentare aparțin Cretacicului superior (Senonian) Eocenului, Oligocenului și Miocenului.

Senonianul. Ocupă suprafețe restrinse, fiind dezvoltat mai ales în nordul regiunii cercetate. În această parte a fost menționat pentru prima dată de KRÄUTNER în 1933 iar mai târziu de SCHRÉTER¹⁾, PÁVAY²⁾ și I. PĂTRUȚ³⁾.

Senonianul este reprezentat prin marne roșii și cenușii, dure, cu diaclaze de calcit. Uneori au și intercalații de gresii în strate de cîțiva centimetri grosime, micacee, dure cu hieroglife mici caracteristice.

Cele mai cunoscute iviri de Senonian sunt cele din regiunea Săcel. La S de acest sat, pe șoseaua ce duce la Șetrev, la piciorul Dealului Paltin, apar marne roșii foarte deranjate. La Pasul Șetrev, la E de șosea, și pe D. Păltinul, marnele roșii sunt bine deschise.

Acestea sunt ivirile la care se referă KRÄUTNER în lucrarea sus amintită și din care citează o microfaună foarte bogată de Foraminifere, cu *Rosalina linnei*, pe baza căreia atribuie marnelor roșii vîrstă senoniană.

Rezultatul cîtorva probe colectate din aceste iviri și analizate în Laboratorul Întreprinderii de Prospecționi, arată o microfaună, în care predomină genul *Globotruncana*, caracteristic Senonianului. M. G. FILIPESCU, care a analizat secțiunile subțiri prezentate de KRÄUTNER, susține că aceste marne roșii se aseamănă foarte mult cu marnelor roșii senoniene din Flișul Carpaților orientali din Muntenia⁴⁾.

KRÄUTNER le paraleleză cu Marnele de Puchov, din zona klippelor interne ale Carpaților de N, pe care D. ANDRUSOV le atribuie Senonian superior—Maestrichtianului⁵⁾.

¹⁾ SCHRÉTER Z. Az Izaszacsali höolayteriile földtani vszonyai. *Földt. Közl.* LXXIII. köt. 1943.

²⁾ PÁVAY VAJNA. A Felső-Izavölgye Környékének geológiája. Beszámoló a Földt. Inst. vitaüthseisöl. V. 1943.

³⁾ PĂTRUȚ I. Observații geologice în reg. Văii Iza. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXVI (1948—1949). București, 1952.

⁴⁾ KRÄUTNER Th. Ein Senonvorkommen bei Săcel in der Marmarosch. *Verh. u. Mitt. Sieb. Vereins f. Naturw. zu Hermannstadt.* 1933.

⁵⁾ ANDRUSOV D. Notes sur la géologie des Carpathes du Nordouest. Sur l'âge des couches de Puchov. *Vestnik. Státního geologickeho ústavu československé Republiky.* V. 1929.



În afară de microfaună, în marnele roșii dela Setrev, s-au găsit fragmente de cochilii de Inocerami, iar în cele dela Săcel D. PATRULIUS citează o impresiune de Inoceram¹⁾.

Senonianul de pe Dealul Paltinul mai apare pe V. Bistriței, iar cel dela Setrev se continuă spre S pînă pe V. Sălăuța, la confluența cu V. Poșușului, unde conține cochilii de Inocerami de talie mare, care însă nu pot fi determinate specifice.

Tot pe V. Sălăuța, în dreptul satului Romuli, apar marnele roșii conținind aceeași microfaună cu Globotruncane, la care se adaugă și cochilii de Inocerami, citate de I. DRĂGHINDĂ²⁾.

Senonianul dela Romuli se continuă spre S prin V. Verdelui pînă în Obcina Fiadului.

Ivirile de marne roșii dela Romuli și de pe cursul superior al Văii Sălăuța figurează pe harta autorului maghiar S. JASKÓ, ca Eocen inferior—Cretacic superior³⁾.

În afară de aceste aparițiiuni de Senonian, la N de Tibleș, pe V. Poenelor, un affluent al Văii Fiadului, apar marne cenușii și roșii, ce suportă la partea superioară un pachet de argile roșii și marne verzui și cenușii-albicioase. O probă colectată din marnele roșii arată o microfaună cu *Globotruncana lineana* (v'ORB.), fapt care ne face să atribuim Senonianului, cel puțin pachetul marnos dela bază.

Ivirile de Senonian destul de frecvente care, după cum vom vedea, apar în lungul unor dislocații, ne conduc la concluzia că în timpul Senonianului superior, între Cristalinul Rodnei și cel al Munților Preluca a existat o mare, în care s-au depus marnele roșii de tipul Marnelor de Puchov, părere exprimată de KRÄUTNER în 1933⁴⁾, și prin urmare acestea nu reprezintă o unitate superioară venită dela distanță și săriată peste depozite mai noi⁵⁾.

Eocenul. Se dezvoltă sub două faciesuri. Unul este reprezentat prin depozite litorale și se întâlnește la marginea de W a Cristalinului Rodnei. Al doilea este un facies tipic de Fliș, reprezentat prin alternanță de conglomerate, gresii, marne și argile roșii și are o mare dezvoltare spre W.

Eocenul în facies litoral. Depozitele litorale sunt alcătuite din calcare zoogene, nummulitice și recifale. Conțin o faună bogată din care SCHRÉTER citează frecvent *Chlamys*, *Nummulites fabiani* și *Orthophragmina pratti*⁶⁾, pe baza cărora le atribuie Eocenului superior - Priabonianului.

¹⁾ PATRULIUS D. Cercetări geologice în regiunea V. Vișeului (Manuscris).

²⁾ DRĂGHINDĂ I. Cercetări geologice în regiunea dintre Cristalinul Rodnei și V. Sălăuța (Manuscris).

³⁾ JASKÓ S. A Szálva-Völgy Földtani Leirasa. A Mag. Áll. Földtani Int. Évi Jelentése. 1943, II. köt.

⁴⁾ KRÄUTNER Th. Op. cit.

⁵⁾ PĂTRUȚ I. Op. cit.

⁶⁾ SCHRÉTER Op. cit.



Calcarele priabouiene stau direct peste șisturi cristaline epizonale, pe Izvorul Bătrîna, ocupînd o suprafață îngustă și suportă depozite mai tinere. Spre S de acest izvor, calcarele sint depășite de formațiunile oligocene, care înaintează pînă pe Cristalin.

La S de Muncelu, pe culmea ce duce la Vf. Tiflei, apar din nou calcare nummulitice, ce au la bază un pachet în grosime de cîțiva metri de calcare detritice cu elemente verzi, ce conțin numeroși Nummuliti cu diametru pînă la 2 cm. În secțiuni subțiri se văd Nummuliti, Orthophragmine, Foraminifere, resturi de Moluște și Briozoare. Asociația de Nummuliti de talie mare cu Orthophragmine, situiază cel puțin pachetul de calcare detritice în Eocenul mediu.

În această parte calcarele stau tectonic pe depozite grezoase-marnoase mai tinere și suportă normal conglomerate, marne albicioase cu Globigerine și argile roșii. În aceeași situație se întlnesc calcarele și pe V. Strîmba.

Blocuri de calcare cu Nummuliti al căror diametru atinge 5 cm, se întlnesc pe V. Frumușica, în lungul liniei de dislocație pe care apare Senonianul dela Romuli.

Eocenul în facies de Flis. Este reprezentat prin conglomerate, gresii, marne verzui și argile roșii. Un profil bine deschis este acel de pe V. Bistrița, la S de Săcel. La bază Eocenul este reprezentat prin argile roșii, ce alterează cu marne verzui cu pete de culoare brun-încisă. La Săcel acestea stau pe marnele roșii senoniene, iar mai departe spre W se aşeză tectonic pe formațiuni marnoase-șistoase, de vîrstă oligocenă.

La partea superioară a Eocenului, în marne se intercalează gresii calcaroase, micacee, cu alterațiuni de culoare brun-încisă, cu hieroglife mici. În secțiuni subțiri se observă Nummuliti, plăci de Crinoizi, Briozoare și Orthophragmine. Treptat marnele și argilele roșii se reduc la intercalări de 10–15 cm în grosime, în gresiile ce ajung în bancuri groase de 2–3 m.

Așa cum a arătat I. PĂTRUȚ¹⁾, aceste depozite se aseamănă foarte mult cu Eocenul în faciesul Gresiei de Tară din Carpații orientali.

În zona cercetată acesta ocupă o zonă lată de 2–3 km, începînd dela ivirea de Senonian dela Săcel, se continuă prin V. Bistrița, V. Iodișorului, V. Baicului, V. Ieudului și trece mai departe spre W în afara zonei cercetate.

Spre N Eocenul din această zonă vine în contact tectonic cu Oligocenul în faciesul Gresiei de Borșa, iar începînd din V. Băleasa spre W, suportă normal Oligocenul șistos.

În afară de această porțiune, Eocenul în același facies mai apare începînd din V. Baicului spre W, stînd pe depozite grezoase din Oligocenul superior, iar la partea superioară vine în contact tectonic cu Gresia de Borșa.

Formațiunile eocene descrise pînă aici, au fost considerate de autorul maghiar PÁVAY²⁾ drept cretacice, iar STRAUSZ atribuie toată zona dela S de Dragomirești Cretacic-Paleogenului, fără a mai face vreo separație.

¹⁾ PĂTRUȚ. I. Op. cit.

²⁾ PÁVAY V. Op. cit.



Pe baza prezenței Nummulitilor și Ostophragminelor din gresiile calcaroase, pe baza rezultatelor analizelor de microfaună, colectate din argile roșii, și din care lipsește genul *Globotruncana*, atât de frecvent în marnele roșii senoniene, precum și pe baza asemănării acestor formațiuni, cu Flișul eocen din Carpații orientali, atribuim aceste depozite Eocenului. În sprijinul acestei afirmații vine, și faptul că aceste formațiuni stau normal pe marnele Senonianului superior.

Iviri mai restrinse de Eocen în facies de Fliș se întâlnesc pe D. Paltin, deasupra marnelor roșii senoniene, reprezentat prin argile de culoare roșu-închisă, marne verzuie cu pete brune și lentile de marno-calcare. Deasemeni Senonianul dela Șetrev este asociat cu marne albicioase și argile roșii eocene.

La N de Tibleș, pe V. Poenii și V. Mesteacănu, precum și în zona satului Romuli, pe V. Cățelii, V. Repede și V. Frumușica, apar depozite asemănătoare, având la bază marne roșii senoniene.

La E de Muncelu se întâlnesc conglomerate în grosimi de 80 m, formând un perete abrupt. Sunt formate din elemente de Cristalin atingând dimensiuni de 10—20 cm. Spre partea superioară trec la conglomerate mărunte, care alternează cu marne cenușii-albicioase cu Globigerine și lentile de marno-calcare. În fundul Văii Repede, marnele albicioase au intercalări de argile roșii, caracteristice Eocenului. Pe baza acestora, precum și pe motivul că depozitele calcaroase dela Vf. Tiflei, stau la baza conglomeratelor dela Muncelu, socotim aceste conglomerate ca aparținând Eocenului.

Asemenea depozite se mai întâlnesc pe Obcina Fiadului stând peste marne cenușii-albicioase și argile roșii. În cimentul conglomeratelor de aici se întâlnesc Nummuliți mici.

Acestea, împreună cu cele dela Muncelu, figurează pe harta lui S. JASKÓ¹⁾, ca depozite cretacice. Prezența Nummulitilor infirmă acest punct de vedere.

Oligocenul. Ocupă cea mai mare suprafață din regiunea cercetată. Pe Izvorul Bătrinei, depozitele oligocene stau pe calcarele priaboniene și încep printr-o serie de marne cenușii cu numeroase resturi de Pești și care trec spre partea superioară la argile negre nisipoase, foarte micacee, cu numeroși solzi, dinți și resturi de Pești. În continuarea profilului se întâlnesc peste argile negre, marne negricioase, foioase cu solzi de Pești și eflorescențe de sulfati, foarte asemănătoare cu disodilele din Oligocenul Carpaților orientali, sau cu cele din Basinul Transilvaniei, cunoscute sub numele de Strate de Ileanda Mare. Pachetul de depozite șistoase descrise pînă aici are o grosime de aproximativ 50 m.

La S de Izvorul Bătrina, în fundul Văii Strimba, depozitele oligocene depășesc calcarele eocene și stau direct pe Cristalin. Aici încep cu un banc de conglomerate de 3—4 m, apoi trec la o serie șistoasă, alcătuită din marne cenușii, ce alternează cu gresii micacee, ce se desfac în plăci, cu fețe netede satinate. Spre partea superioară

¹⁾ JASKÓ S. Op. cit.

gresiile devin tot mai frecvente și apar și intercalații lenticulare de marno-calcare sideritice. În această serie șistoasă, pe V. Strîmba s-a găsit un lumachelle bogat în Lamellibranchiate și Gasteropode. Este o faună ce abundă în varietăți fenotipice ale genului *Cyrena*. De aici au putut fi determinate: *Cyrena semistriata* (Desh.), *Ostrea cyathula* (Lamk.) și *Calyptraea depressa* (Lamk.). Această asociație de faună care seamănă foarte mult cu acea din Stratele de Curtuiuș din Basinul Transilvaniei, ne indică vîrsta oligocen-inferior-medie, pentru stratele descrise pînă aici. Ca limită inferioară a Oligocenului, socotim șisturile cu Pești ce stau peste calcarale priaboniene.

Oligocenul inferior-mediu are o largă dezvoltare spre W în zona Șetrev, pe cursul superior al Rîului Sălăuța și la fundul Văilor Băleasa și Iodișorul, unde apar și marne negre compacte, bituminoase, cu alterații de culoare albă, asemănătoare cu ceea ce se cunoaște sub numele de marne albe în Oligocenul dela exteriorul Carpaților, apoi argile și marne negricioase, foioase, bituminoase, șisturi disodilice, la care se adaugă lentile de marno-calcare silicificate, cu aspect de menilité. Șisturile disodilice conțin numeroase resturi de Pești și se întâlnesc pe V. Bistriței, iar spre S, pe Valea Verdelui lîngă Romuli și pe V. Brebului. Aici disodilele au intercalații de gresii albe silicioase, ce seamănă foarte mult cu Gresia de Kliwa și intercalații de argile nisipoase cu elemente grosiere de Cristalin.

Pe D. Paltin, Oligocenul șistos stă peste argilele roșii de deasupra marnelor roșii senoniene și suportă tectonic Eocenul în facies de Flis.

Spre Tibleș, Oligocenul șistos trece lateral la un facies grezos-marnos, iar la W de V. Băleasa, este reprezentat printr-un pachet gros de 150—200 m de marne, argile și gresii cu solzi de Clupeide, stind normal pe Eocenul cu argile roșii.

O serie cu dezvoltare particulară este cea de pe V. Carelor, reprezentată prin marne și argile cenușii, cu intercalații de gresii dure cu diaclaze de calcit. Adeseori se întâlnesc intercalate strate pînă la 20 cm grosime, de conglomerate mărunte cu Nummuliți mici și alte organisme ce nu pot fi determinate. Întreaga serie este foarte cutată, fapt care face aproape imposibilă stabilirea precisă a raporturilor stratigrafice, cu depozitele inferioare și superioare. Totuși pe V. Poșușului, unde acestea apar într-un anticinal, se observă că la partea superioară ele suportă normal Oligocenul negru bituminos. În D. Paltinul depozitele de pe V. Carelor suportă tectonic marnele roșii senoniene.

În ceea ce privește vîrsta acestei serii nu se poate spune încă nimic precis, totuși pe baza aspectului petrografic și a poziției geometrice observată pe V. Poșușului, socotim că aparține părții inferioare a Oligocenului.

Oligocenul șistos inferior-mediu, descris pînă aici, suportă o serie de gresii grosiere, cu aspect masiv și cu stratificație secundară. Uneori în masa acestora se intercalează strate de cobiomerate în grosime de 3—4 m, cu elemente bine rulate, variind ca mărime între 5—10 cm, alcătuite din Cristalin, gresii și calcar nummulitice pe V. Strîmba, la care se adaugă diabaze și jaspuri roșii, la SE de



V. Baicului. Singurul organism ce a fost găsit în zona satului Romuli este un Nummulit, al cărui diametru este de 1 cm.

Gresiile masive alcătuiesc înălțimile cele mai semnificative din regiune ca: Bâtrîna Muncelu, Oabcina Fiadului, Stefănița, precum și cele de la S de Săliștea de Sus și Dragomirești.

Atribuim acestora vîrstă oligocen superior-acvitiană, numai pe baza poziției geometrice, venind la partea superioară a Oligocenului șistos.

La N de dislocația ce trece pe la S de Săcel, se dezvoltă Oligocenul în faciesul Gresiei de Borșa. La E de V. Gropilor este reprezentat prin gresii în bancuri groase, cu vine subțiri de cărbune și rare concrețiuni limonitice, prezintând hieroglife proeminente. Marnele se întâlnesc subordonate. În aceste gresii se găsește o intercalație de 20 cm de conglomerate mărunte, cu Nummuliți mici, citată de SCHRÉTER¹⁾ și care se poate urmări pe V. Largă pînă la S de Săliștea de Sus.

De la V. Gropilor spre W se întâlnesc șisturi bituminoase cu menilite intercalate ca strate, gresii și șisturi disodilice.

I. PĂTRUȚ²⁾ echivalează Gresia de Borșa cu Stratele de Salva, atribuindu-i vîrstă helvețiană. La W de Săliștea de Sus, peste depozitele acestea urmează transgresiv tuful de la baza Tortonianului, așa că înainte de Tortonian a fost o perioadă de exondare care foarte posibil a început din Acvitian, încît Gresia de Borșa trebuie atribuită Oligocenului superior.

Aceasta are o grosime ce trece de 2000 m, ceea ce demonstrează că regiunea de la N de dislocația sus amintită, în timpul Oligocenului, cel puțin a celui superior, a funcționat ca un bazin de subsidență.

Miocenul. Apare la W de satul Săliștea de Sus. Începe cu un orizont de tufuri albe și verzui, cu spărtură concoidală, cu rare intercalații marnoase, în care pe V. Ieudului, se găsesc Globigerine. Pe baza lor am echivalat acest tuf, cu Tuful de Dej din Bazinul Transilvaniei, care reprezintă baza Tortonianului.

După cum am amintit, tuful stă discordant peste Oligocenul în faciesul Gresiei de Borșa.

Deasupra tufului urmează marne cu sărături și gipsuri, ce apar la E de Dragomirești, pe V. Baicului și la E de V. Ieudului, unde se întâlnesc izvoare sărate și sulfuroase.

Deasupra formațiunii cu sare, urmează marne vinete, cu spărtură concoidală, în care, în dreptul bisericii din satul Dragomirești, pe V. Izei, se găsesc numeroase fragmente și valve de Lamellibrachiate, care însă pînă acum n-au putut fi determinate.

¹⁾ SCHRÉTER Z. Op. cit.

²⁾ PĂTRUȚ I. Op. cit.



O probă colectată din aceste marne, analizată și comparată de T. IORGULESCU cu microfauna din depozitele tortoniene dela exteriorul Carpaților, arată vîrsta tortoniană și este alcătuită din:

- Discorbis* sp.
- Gyroidina danvillensis* (HOWE și WALLACE)
- Bulimina elegans* (D'ORB.)
- Quinqueloculina* sp.
- Globorotalia* sp.
- Glandulina laevigata* (D'ORB.)
- Bolivina* sp.
- Elphidium* sp.
- Haplophragmoides* sp.
- Globigerina bulloides* (D'ORB.)

Deasupra depozitelor tortoniene, la N de Dragomirești, urmează aglomeratele andezitice.

Din cercetarea stratigrafiei regiunii cuprinsă între Petrosul Rodnei și Tîbles, reiese că în această zonă sedimentarea începe în Cretacicul superior, cînd se depun mărnele roșii senoniene, asemănătoare cu cele din Flișul Carpaților din Muntenia. Începînd cu Eocenul, marea se extinde, încît depășește limitele din Cretacic, dovedă că pe rama cristalină nu se întilnesc depozite cretacice, cel puțin la S de Bătrîna. La marginea vestică a Cristalinului Rodnei se depun formațiuni litorale, calcaroase, care spre W trec la depozite grezoase-marnoase, în facies de Fliș. Îndințarea acestor două faciesuri are loc în zona Muncelului, unde apar, pe lingă calcare și conglomorate, mărne și argile roșii, care se dezvoltă mult spre W, incluind depozitele litorale.

Din aceste observații se deduce că Eocenul în facies de Fliș, asemănător Eocenului în faciesul Gresiei de Tarcău din Carpații orientali, nu reprezintă o unitate tectonică superioară, șariată peste Oligocenul în faciesul Gresiei de Borsă¹⁾, ci este același Eocen care se întilnește pe marginea Cristalinului Rodnei, depus într-o mare față care existau condițiile necesare unei sedimentări cu caracter de Fliș.

Marea se continuă și în timpul Oligocenului, cînd se diferențiază la N o zonă de subsidență în care se depune Oligocenul în Faciesul Gresiei de Borsă.

În Oligocenul inferior-mediu au existat condiții speciale de mare închisă, cînd s-au format depozite bituminoase.

La sfîrșitul Oligocenului, sau poate chiar mai tîrziu, întreaga zonă era exondată, încit în timpul Mediteraneanului I, se înregistrează o lacună.

¹⁾ PĂTRUȚ I. Op. cit.



În partea de NW a regiunii marea revine în Tortonian, cind se depune tuful cu Globigerine, discordant peste depozitele inferioare.

Întreaga zonă a fost supusă, din Cretacic, unor cutări continue care au imprimat formațiunilor caracterul de Fliș și o tectonică destul de complicată.

Tectonica. Mișcările ce au afectat regiunea cercetată, i-au imprimat o tectonică complicată, fapt care a făcut să se ajungă în interpretarea tectonică, pînă la admiserea unor șariaje de ampoloarea pînzelor.

Din datele ce le avem pînă acum, reiese că zona este străbătută de o serie de dislocații importante, orientate la început NE—SW, apoi E—W, cu tendință de încălcare spre SSE.

O primă dislocație, care a mai fost amintită în cursul expunerii, este acea dela S de Săcel, detectată pentru prima dată de KRÄUTNER¹⁾, și care a luat naștere datorită ridicării Cristalinului Rodnei, cu întreaga zonă dela S de Săcel. Aceasta se continuă spre W, trecind pe la capătul tunelului Dragoș-Vodă dela Săcel, fapt pentru care J. GHERMAN a denumit-o Dislocația Dragoș-Vodă.

Spre N separă zona de subsidență în care s-a depus Oligocenul în faciesul Gresiei de Borșa, de zona ridicată dela S, a depozitelor de Fliș.

La E de Muncelu, conglomeratele și calcarele eocene stau tectonic pe Oligocenul șistos, inferior-mediu. Acest contact anormal, a fost urmărit pînă în V. Strîmba, iar de aici spre S a fost detectat de I. DRĂGHINDĂ²⁾.

În regiunea satului Romuli, marnele roșii senoniene apar pe o linie de dislocație, determinată de contactul tectonic dintre depozite eocene și oligocene. Afară de acest fapt se observă și o repetare a seriei oligocene. Dislocația se poate urmări spre N prin V. Frasinului, V. Repede pînă la obîrșia Văii Frumușica, iar spre S prin V. Sabii, Oabcina Fiadului, pînă pe V. Brebului.

Cea mai importantă dislocație, pe care se observă și o încălcare de mai bine de 1 km, este acea pe care apare Senonianul dela Săcel. Aici Eocenul în facies de Fliș, cu Senonianul în bază, stă tectonic pe Oligocenul bituminos. Această dislocație are un contur foarte sinuos și se poate urmări prin V. Bistriței, V. Băleasa, V. Iodișorului, V. Baicului, trecând mai departe spre W.

Pentru a termina cu dislocațiile cele mai importante, amintim contactul tectonic dintre Eocen și Oligocenul superior, care se observă începînd din V. Baicului, prin V. Ieudului și trece mai departe spre W.

În afară de această tectonică, majoră, se mai întîlnesc o serie de cută anticliniale de ampoloare redusă, cum este anticinalul de pe V. Poșușului, în al cărui ax apare seria de pe V. Carelor. La N de Dislocația Dragoș-Vodă, Anticinalul Săcel, al cărui ax trece pînă W de confluența Văii Bistrița cu Iza și se termină în dislocația sus amintită la W de Valea Largă.

¹⁾ KRÄUTNER. *Op. cit.*

²⁾ DRĂGHINDĂ I. *Op. cit.*



La E de satul Săliștea de Sus, o faliță separă depozitele bituminoase dela W de V. Gropilor, de Gresia de Borșa, ce se dezvoltă spre E.

Din cele expuse rezultă că tectonica majoră a regiunii se traduce printr-o serie de cutăe aplecate spre SSE, ale căror flancuri nordice sunt faliate, adesea încălcate de depozite mai vechi, dind naștere la dislocațiile amintite, pe care sunt aduse la zi depozite mai vechi senoniene.

— LAZĂR ATANASIU și I. MARINESCU. — **Geologia regiunii Petrova — Lunca (Maramureș).**

Regiunea cercetată în campania anului 1951, se limitează la E cu o linie dreaptă care începe dela frontieră, trece la cca 200 m E de P. Susnica și se continuă pînă în V. Vișeului la 2 km W de comuna Ruscova, în regiunea cercetată de echipa DAN PATRULIUS, la W cu o linie dreaptă ce trece prin comuna Lunca—Coștiui—Bîrsana, la N cu R. Tisa, iar la S cu regiunea cercetată de colegul I. C. MOTĂȘ (Vf. la Piatra—Vf. Fericii, D. Ploschii).

Morfologic se prezintă ca o regiune cu altitudini variind între 380 m și 1368 m.

Rețeaua hidrografică se acumulează în R. Vișeu care formează bazinul principal, acesta din urmă fiind tributar al Rîului Tisa.

Cele mai vechi studii ce se cunosc în regiune sunt ale lui BOUÉ M. A.¹⁾, care publică o hartă a Transilvaniei, Maramureșului și Bucovinei.

În anul 1886, H. ZAPALOWICZ²⁾ publică o schiță geologică a părții de SE a Carpaților Poecuției și Maramureșului, rezultat al unor lucrări mai vechi.

În 1933, D. ANDRUSOV³⁾, într-o lucrare de sinteză asupra părții de SE a Rusiei Subcarpatice, publică o hartă în care se găsește inclusă și zona studiată de noi.

Lucrările mai noi ale geologilor maghiari F. SZENTES⁴⁾ și T. SZALAI⁵⁾ îmbrățișează la rîndul lor această regiune.

¹⁾ BOUÉ AMI. Coup d'oeil d'ensemble sur les Carpates, le Marmarosch, la Transylvanie etc. *Mém. Soc. Géol. Fr.* I-ère série, T. I. Paris, 1831.

²⁾ ZAPALOWICZ H. Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenz-Karpathen (cu o hartă geologică 1: 75.000). *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XXXVI, 1886, pag. 361—504, Wien. Ref. în *Földtani Közlöny* XVII. pag. 295—299.

³⁾ ANDRUSOV D. Sur la relation des Carpathes orientales avec les Carpathes occidentales. *Vestnik Statniho geologicéskoho ustavu Ceskoslovenske Republiky.* Rozník IX, Cislo 2, 1933, p. 157—164.

⁴⁾ SZENTES F. A Kárpáti soképződmények hegyszerkezetéről (Structura formațiunilor de sare din Carpați). *A magyar állami földtani intézet. Évi Jelentés az 1943. Évröl.* Budapest, 1950.

⁵⁾ SZALAI T. Geology of the Northeastern Carpathians. *A magyar állami földtani intézet. Evkönyve,* XXXVIII. Budapest, 1947.



Stratigrafia

Formațiunile care iau parte la alcătuirea regiunii aparțin Cristalinului și Sedimentarului.

Cristalinul apare în partea nordică a regiunii, sub formă de insule ce ies de sub depozitele sedimentare. O primă ivire, cea mai mare, apare pe P. Bistrei, P. Luboci și P. Scorodni Svr. O a doua ivire se poate observa pe șoseaua Bistrița – V. Vișeu. Un km mai la N se află o a treia ivire de Cristalin la confluența pâraielor Runcul Mare și Runcul Mic cu pâraiele ce vin de sub Dealul Tost-Tri. Ultima apare pe R. Tisa, la punctul denumit Stinca Iudeilor.

Componența petrografică indică un Cristalin de epizonă alcătuit din șisturi sericitoase-filitoase, calcare cristaline, etc.

În lucrarea sa din 1933, D. ANDRUSOV trece pe hartă Cristalinul ce apare la Bistra, ca pe o mică insulă, înconjurată de conglomeratele cretacic-superioare, iar Cristalinul ce apare pe malul Tisei la Stinca Iudeilor, drept Triasic-Neocomian, al zonei maramureșene.

Sedimentarul. Depozitele sedimentare care iau parte la alcătuirea regiunii aparțin Paleogenului (Eocen-Oligocen), Miocenului mediu (Tortonian) și Cuaternarului.

Eocenul este reprezentat prin două faciesuri: un facies litoral, conglomeratic-calcaros, și un facies de larg, argilos-grezos.

a) *Faciesul litoral* începe cu conglomerate grosiere, alcătuite din blocuri de Cristalin, blocuri ce uneori depășesc diametrul de 5 m; conglomeratele trec gradat spre microconglomerate. Grosimea acestui orizont este de cca 250 m.

Al doilea orizont este reprezentat prin gresii; trecerea dela orizontul conglomeratic și microconglomeratic la orizontul grezos se face gradat. Gresile sunt masive, în bancuri de cîțiva metri, de culoare cenușiu-verzuie, foarte micacee pe fețele de separație. Grosimea acestui orizont este de cca 200 m. Menționăm că H. ZAPALOWICZ, în harta publicată, include o parte din ivirile de Cristalin, conglomeratele și gresiile, pe care noi le considerăm eocene, la «Cretacic inferior - strate cu hieroglife și conglomerate». D. ANDRUSOV trece aceste conglomerate și gresii drept Cretacic superior. Pe harta lui T. SZALAI (1947) formațiile amintite mai sus sunt trecute ca aparținând Triasicului.

Peste orizontul grezos urmează un pachet de calcare și marno-calcare în grosime de cca 100 m.

Calcarele conțin numeroși Nummuliți și resturi de Pectenide nedeterminabile; la Bistra s-au găsit de către I. GHERMAN dinți de *Lamna* sp.

Calcarele sunt compacte, detritice, cu puternice diaclaze de calcit, de culoare cenușiu-inchisă, albăstruie. Ele trec gradat la marno-calcare cenușiu-verzui și roșcate care la rîndul lor trec lateral spre gresii foarte fine, în placete.



H. Zapalowicz trece pe harta sa gresile eocene ce apar în V. Vișeului la «Cretacic superior - gresii, conglomerate și gresii cu *Exogyra*», pe care le aseamănă cu Cretacicul din partea de NE (Vf. Șoimului), unde a putut recolta cîteva exemplare de *Exogyra columba* LAM.

Noi atribuim deocamdată orizontului conglomeratic grezos o vîrstă eocen-inferioară, iar orizontului calcaros-marnos o vîrstă eocen-medie-superioară.

Depozitele descrise mai sus apar cantonate în partea de NE a regiunii, între comuna V. Vișeului și comuna Bistra; cu o dezvoltare mai mică apar în malul stîng al Rîului Tisa, la 3 km E de comuna Lunca.

b) Faciesul argilos-gresos. În partea de S și SW a comunei Bistra, respectiv în partea de W a comunei Petrova, pînă la Coștiui-Rona de Sus, pe o mare suprafață se află dezvoltat Eocenul sub un facies argilos-grezos.

El este reprezentat printr-un pachet alcătuit dintr-o alternanță de argile roșu-vîșinii și verzi, cu intercalării de gresii gri-verzui, micacee, cu hieroglife, gresii ce nu depășesc grosimea de 10 cm și care, prin alterarea, capătă o culoare brun-negricioasă, devenind sfârnicioase. Acest pachet argilos îl denumim Strate de Petrova.

Se observă deasemenea în unele puncte, cum este cazul pe șoseaua Petrova-Coștiui (Kovenski 578 m), intercalate în Stratele de Petrova, nisipuri cu trovanți cu un diametru de 0,30 m. Grosimea complexului Stratelor de Petrova este de cca 450 m.

Analizele micropaleontologice efectuate în Laboratorul Intreprinderii «Prospecții» indică o asociatie faunistică în care formele eocene sunt preponderente.

Cităm:

- Rhabdammina abyssorum*
- Lituola lituiformis*
- Haplophragmoides coronatus*
- Pelosina complanata*
- Glomospira gordialis*
- Nodellum velascensis*
- Bathysyphon* sp.
- Ammodiscus* sp.
- Reophax* sp.
- Gaudryna* sp.

Pe baza microfaunei și după poziția geometrică observată față de marno-calcare, este probabil ca Stratele de Petrova să constituie o serie comprehensivă a Eoceneului, cu un facies de larg, deosebit de faciesul de coastă cu conglomerate și calcare.

Un profil bine deschis, în care să se vadă întreaga succesiune a Eocenului, lipsește din cauza tectonicei accentuate.

Cercetind mai în deaproape regiunea, am observat că pe P. Corneț și pe P. Dumbrava argilele stau concordant peste marno-calcare.



La Bistra, în malul stîng al Rîului Vișeu, la contactul Eocenului cu Oligocenul, care contact se face pe o linie de falie, de sub Oligocen aflorează Strate de Petrova.

La Petrova, pe malul drept al Rîului Vișeu, la confluența sa cu P. Frumușeaua, apare un atanticinal făiat, în axul căruia ies Strate de Petrova.

Acestea ar fi argumentele de ordin geometric, ce ne îndreptățesc să atribuim partea superioară a Stratelor de Petrova, Eocenului superior (Priabonianului).

La partea lor superioară Stratetele de Petrova se termină cu gresii foarte friabile, brun-roșcate, uneori negricioase, în alternanță cu microconglomerate friabile, cum este cazul la Vf. Picuiata, D. Higi, Chicera, Bursucul, etc.

Pe harta lui T. SZALAI, Stratetele de Petrova sunt trecute ca Oligocen (?). În proiectul de hartă 1:500.000 al Comitetului Geologic ele sunt trecute ca Aquitanian.

Oligocenul. Peste Eocen se situează depozitele oligocene, ce încep cu un pachet de argile marnoase, de culoare neagră și trec gradat, atât pe verticală cât și direcțional, la șisturi disodilice. Grosimea lor nu o putem estima, deoarece acolo unde apar la contactul cu Eocenul sunt puternic frămintate, ori ieșind în anticinal, ori fiind date peste cap.

În mod normal acest orizont apare în regiunile învecinate la baza Oligocenului.

Peste acest orizont urmează o serie de gresii în bancuri puternice, gresii silicioase dure, gri-deschise în stare proaspătă, brun-roșcate în stare de alterare, cu ciment calcaros, cu slabe foițe de mică diseminată în masa rociei, uneori puternic diaclazate, cu calcit, în alternanță cu argile cafenii-cenușii, care trec gradat la ceea ce se cunoaște în Carpații orientali sub numele de «marne albe bituminoase».

Această serie grezoasă alcătuiește complexul Gresiei de Borșa de vîrstă oligocen-superioră în care este posibil să fie inclus și Aquitanianul.

Mentionăm că în publicațiile mai vechi Paleogenul nu a fost separat ca atare în Eocen și Oligocen.

Astfel, A. M. BOUÉ (1831)¹⁾ trece pe harta sa Paleogenul sub numele de «gresii carpatici».

Pe harta geologică 1:1.500.000, ediția 1926, nu sunt trecute ca Eocen decât calcarale ce apar la Bistra; conglomeratele și gresiile sunt trecute la Cretacic mediu, iar restul regiunii este reprezentat ca Oligocen.

D. ANDRUSOV (1933)¹⁾ nu face nici o separație, el include aceste depozite la Paleogen.

Cercetând lucrările mai noi ale geologilor maghiari, apărute între anii 1943—1950, constatăm că această problemă a Paleogenului nu a putut fi rezolvată într-un mod favorabil.

¹⁾ Op: cit.



Astfel, T. SZALAI (1947)¹⁾ figurează pe harta sa un Oligocen superior (?). Deasemeni F. SZENTES¹⁾, care a cercetat mai amănușit această regiune, publică în 1950 o hartă intitulată « Basinul Tisei superioare și legăturile paleogeografice terțiare cu Ardealul », în care ceea ce separăm noi ca Eocen și Oligocen este trecut Fliș cretacic-paleogen.

În proiectul de hartă 1: 500.000 al Comitetului Geologic, Eocenul (Stratele de Petrova) împreună cu Oligocenul gresos sunt trecute ca Aquitanian.

Tortonianul. Cele mai vechi depozite miocene ce apar în regiune sunt reprezentate printr-un tuf, echivalent al Tufului de Dej, ce stă discordant peste depozitele paleogene. El apare cantonat în partea de W a regiunii, în dreptul comunei Rona de Sus și Coștiui și se continuă la SE spre comuna Bârsana, unde are o mare dezvoltare. Grosimea sa nu se poate estima.

Al doilea orizont este reprezentat prin calcare detritice grosiere care în bază conțin, remaniate, gresii paleogene.

Aceste calcară sunt bogate în *Lithothamnium* și *Pectenide*.

Pe P. Dumbrava se poate observa cum calcarele sunt suportate de tuf. Grosimea lor este de cca 100 m.

O a doua zonă de calcare apare la SE pe șoseaua Petrova—Rona, la Hera.

Peste orizontul calcaros, la Rona de Sus, urmează un pachet de argile marnoase, gri, a cărui dezvoltare spre W nu am putut-o urmări, ieșind din cadrul regiunii studiate.

Cuaternarul este reprezentat prin terase și aluviuni.

Mentionăm terasele Rîului Vișeu, pe care se află cantonate comunele Petrova-Bistra și Valea Vișeului și care nu au putut fi separate pentru moment.

Tectonica

Din punct de vedere tectonic regiunea este puternic afectată de un sistem de falii, a căror orientare este NW—SE și E—W.

Se disting două Falii mari: Falia Bistra—V. Vișeului și Falia Petrova—Lunca; acestea împart regiunea în trei compartimente.

Falia Bistra—V. Vișeului, orientată la început E—W, merge aproximativ paralel cu V. Bistrei. La Bistra suferă o decroșare de cca 600 m, datorită unei falii secundare perpendiculară pe ea. De aici, urmează cursul Văii Tocarna, după care face o inflexiune la Tost-Tri, îndreptându-se spre N, unde se pierde sub terasa ce rezultă din confluența Văii Vișeului cu R. Tisa.

Această faliță separă un compartiment nordic, ridicat, de un compartiment sudic, căzut, alcătuit din depozite oligocene. De-a lungul acestei falii depozitele eocene, reprezentate prin marno-calcare, vin în contact cu depozitele oligocene, reprezentate prin disodile și Gresia de Borșa; disodile, unde apar, sunt foarte frămintate.

¹⁾ Op. cit.



Falia Petrova — Lunca, orientată NW—SE, pornește din V. Tisei, la cca 3 km E de comunica Lunca, la început cu orientare NE—SW, apoi suferă o inflexiune la fel ca prima, și se orientează către SE.

Între P. Dumbrava și P. Cornet suferă o decroșare de cca 800 m, datorită unei fali secundare perpendiculare, ca și falia Bistra—V. Vișeului, trece pe la N de Virful Măgura—Judeleva, pe la S de comuna Bistra, urmând apoi cursul Văii Vișeului, pentru ca să se piardă probabil în Bazinul Ruscovei, în regiunea cercetată de colegul DAN PATRULIUS.

Falia Petrova—Lunca separă al doilea compartiment scufundat, format din depozite oligocene, de compartimentul al treilea, alcătuit din Strate de Petrova. De-a lungul ei, Stratele de Petrova vin în contact cu Gresia de Borșa și cu disodile date peste cap (avem de-a face cu un flanc de sinclinal răsturnat), cît și cu Cristalinul dela Stinca Iudeilor.

În partea de NW primul compartiment este separat de al doilea prin F al i a V. Vișeului — Măgura, cu o dezvoltare mai mică și de o importanță aproape egală cu faliile descrise mai sus.

Pe P. Dumbrava, P. Cornet și P. Zödicze se observă o fale de ampoloare mai mică, de-a lungul căreia Stratele de Petrova vin în contact cu Oligocenul, care se bagă sub acestea.

Mentionăm pe malul stîng al Rîului Tisa, încă două mici fali de importanță secundară, afectind depozitele marnoase eocene, orientate aproximativ N—S.

Pe P. Glichi, mai apare o mică fale care afectează depozitele oligocene; ea are o dezvoltare redusă.

În concluzie, putem spune că regiunea studiată se prezintă compartimentată în trei, prin două fali principale, compartimentul din mijloc fiind scufundat și dind naștere unui sinclinal strivit, deversat spre E.

Orientarea faliilor este în strînsă dependență de Cristalin, care apare orientat NW—SE și care a format blocul rigid, lângă marginea căruia s-au produs jocuri pe verticală.

Al treilea compartiment, cel extern, în urma cutărilor miocen-inferioare și post-miocene, se prezintă ca o mare zonă anticlinală.

Şedința din 19 februarie 1952

Președinte: Prof. M. FILIPESCU.

— I. DRĂGHINDĂ. — Cercetări geologice între Masivul Rodnei și V. Sălăuța¹⁾.

— M. DESSILA. — Cercetări geologice în regiunea Ocna Șugatag — Breb¹⁾.

¹⁾) Manuscrisul nu a fost primit la Redacție pînă la data imprimării volumului.



Şedinţa din 22 februarie 1952

Președinte: Prof. M. FILIPESCU.

— GR. RĂILEANU. — Cercetări geologice în regiunea Cluj — Apahida — Sic.

În cursul campaniilor de lucru din vara anilor 1948—1951, am executat prospecțiuni geologice asupra Miocenului din Bazinul Transilvaniei și anume la est, nord și nord-est de Cluj, regiunea avind ca centru satele Apahida și Sic.

Regiunea se intinde la W pînă la contactul dintre Paleogen și Miocen, iar la E pînă la o linie ce ar trece prin localitățile Bothaza—Legii. La S, cercetările s-au întins pînă la paralela ce ar trece prin Cojocna—Cara și la N pînă la paralela ce ar trece prin satele Moroi—Mihaly.

Rezultatele acestor cercetări au fost anunțate parțial în două comunicări anterioare. În această comunicare dăm atât rezultatele obținute în anii 1950 și 1951, cît și o privire de ansamblu a întregii regiuni, cu rezultatele obținute în urma revizuirilor făcute în această ultimă campanie.

Cercetările întreprinse au avut de scop descifrarea stratigrafiei și tectonicei regiunii, cît și identificarea eventualelor structuri. În acest scop ridicările geologice s-au executat pe hărți la scara 1: 25.000 și 1: 20.000, ridicări care sunt sintetizate în harta geologică scara 1: 50.000, depusă la Comitetul Geologic.

Porțiunea cercetată este situată, din punct de vedere morfologic, într-o regiune deluroasă cu un aspect monoton, fiind străbătută de Someșul Mic, care colectează o serie de pîrăie și pîriliașe ce străbat regiunea.

Date bibliografice asupra regiunii se găsesc în note și publicațiuni care se referă la porțiuni restrînse, mai ales la masivele de sare din regiune, printre care enumerăm pe acelea ale lui E. SZADECKY, St. GÁLL, K. PAPP, J. BÖCKI, FISCHER, I. POPESCU VOITEȘTI.

Altă serie de date se găsesc în lucrări cu caracter mai general, cum sunt aceleia ce se găsesc în monografia Bazinului Transilvaniei de A. KOCH, sau aceleia ce provin din lucrările lui L. MRAZEC și E. JECKELIUS, A. VANCEA și CIUPAGEA, privitoare la Bazinul Transilvaniei.

Pentru sectorul de la E de Someș, se găsesc date mai recente în lucrările geologilor unguri: L. REICH, L. MAJZON, G. WEIN, M. MEHES și H. BANDT, care au lucrat aici între anii 1941—1943 și ale căror rezultate au fost publicate în 1950.

Geologia regiunii

Trebuie să amintim de la început că geologia regiunii prezintă o monotonie exasperantă. Lipsa de schizideri și de repere stratigrafice îngreuează foarte mult cartările geologice.



În scopul de a ne edifica că mai bine asupra problemelor pe care le pune regiunea, cercetările noastre s-au desfășurat pe o suprafață mare, — aproximativ 1600 km², — începând de la contactul Miocenului cu Paleogenul și s-au extins spre E pînă peste limita Tufului de Ghîrîș.

Sedimentele acestei regiuni au fost atribuite Miocenului, rămînind încă de la A. Koch o serie de termeni bine cunoscuți azi în literatura geologică regională.

Pentru o mai riguroasă delimitare a Miocenului, am executat mai multe profile și în Paleogen spre a ne da seama mai precis unde trebuie trasată limita dintre Paleogen și Miocen, deoarece, după cum vom vedea mai departe, au existat și există încă controverse în această chestiune.

Paleogenul. Sedimentele cele mai vechi care apar în regiune au fost atribuite Eocenului și Oligocenului.

Eocenul apare la Cluj sub D. Hoia, pe V. Someșului și la Mănăstîr, unde se întlnesc Calcarele de Cluj, Stratele cu *Nummulites fabiani* și marnele cu Briozoare. De aici, Eocenul are direcția NW și de la Baciu spre W apar și alți termeni, inferiori calcarelor de Cluj.

Oligocenul își face apariția tot la Cluj unde au fost descrise Stratele de Hoia. Aici trebuie să precizăm că depozitele care au fost descrise de A. Koch sub această denumire nu seamănă cu acel calcar recifal considerat spre NW ca Strate de Hoia.

Peste acestea stau Stratele de Tic, reprezentate prin argile roșii și verzui, peste care urmează transgresiv Stratele de Coruș și Tuful de Dej. La Cluj, în Dealul Cetății, Stratele de Tic suportă Stratele cu *Corbula* (Stratele de Cetate).

Dela Cluj spre NW, un profil bine deschis, în care se vede contactul Paleogen-Miocen, este la Mera. Aici, peste marnele cu Briozoare atribuite Eocenului superior, stau Stratele de Mera, reprezentate prin argile marnoase, argile nisipoase grezoase, de culoare vinătă-verzui și care conțin numeroase mulaje de *Cerithium marginatum* Broc., Natică, Turitele, etc., iar la partea superioară se termină cu un banc de Scutete.

Peste Stratele de Mera urmează bancuri de gresii microconglomeratice, de culoare gălbuiie, care trec la partea superioară în gresii nisipoase, albe, caolinoase, în care se intercalează din ce în ce mai mult argile roșii și vinete-verzui, așa că întreaga succesiune capătă o nuanță vărgată. Aceste depozite sunt echivalentul Stratelor de Tic, peste care succed bancuri puternice de strate cu *Corbula triangula* Nystr., *Corbula* sp. și *Cyrena semistriata* Desh. Stratele cu *Corbula* reprezintă în regiune un bun reper cartografic.

În cartările noastre am considerat că făcînd trecerea de la Oligocen la Miocen, depozitele care stau deasupra stratelor cu Corbule (Strate de Cetate, considerate de toți cercetătorii ca aparținind Oligocenului) și sub Stratele de Coruș care sunt atribuite Burdigalianului.

Acest grup de strate a fost descris de A. Koch sub numele de Stratele de Zimbor, la bază, și Stratele de Sîn Mihai, la partea superioară.

În 1894, acest autor cuprindea sub numele de Aquitanian, Stratele de Tic, Cetate, Zimbor și Sîn Mihai, pe care le atribuia Oligocenului superior, deci considera Aquitanianul ca aparținând Oligocenului și în consecință începea Neogenul cu Stratele de Coruș.

În anul 1900, cînd acest autor și-a extins cercetările și asupra Neogenului, considera ca limită superioară a Oligocenului Stratele de Cetate, Aquitanianului revenindu-i Stratele de Zimbor și Sîn Mihai. E. Haug, în tratatul său de Stratigrafie, consideră Stratele de Zimbor ca aparținând Oligocenului, după prezența lui *Antracotherium magnum* Cuv., iar Stratele de Sîn Mihai, ca aquitaniene. Aceeași repartizare a fost menținută și în cursul de Stratigrafie al profesorului Gh. Macovei.

La Mera, pe P. Berecoaia, peste Stratele cu Corbula, urmează Stratele de Zimbor și Stratele de Sîn Mihai, reprezentate prin gresii microconglomeratice, ușor cimentate, în grosime pînă la 8 m, nisipuri gălbui, groase de 4–6 m și deasupra marne șistoase, a căror grosime este de cca 2 m, peste care urmează iarăși nisipuri gălbui care devin din ce în ce mai albicioase și caolinoase către partea lor superioară, în grosime de cca 8 m.

Aceste depozite suportă la rîndul lor un banc de prundișuri, apoi iarăși nisipuri, în care încep să se intercaleze argile roșii-vișinii și gresii nișipoase, a căror grosime nu poate fi apreciată din cauza porniturilor.

Complexul descris a fost atribuit de A. Koch Stratelor de Zimbor și Sîn Mihai.

În succesiunea arătată mai sus se vede clar că o limită între aceste două pachete de strate nu se poate trasa și numai cu totul convențional s-ar putea atribui Stratelor de Zimbor succesiunea grăzoasă-caolinoasă din bază, iar Stratelor de Sîn Mihai, argilele roșii și nisipurile caolinoase de la partea superioară.

De la Mera spre NW, deschideri bune nu mai sunt decât între Sîn Paul și Sumurduc, unde stratele de argile roșii se dezvoltă în detrimentul gresiilor și nisipurilor. Stratele de Zimbor aproape nu se pot recunoaște, în schimb predomină argilele roșii și vișinii, cu lentile de nisipuri caolinoase cu prundișuri, care în D. Sumurducului au o grosime de mai mulți zeci de metri. Mai spre NW, echivalentul Stratelor de Sîn Mihai mai apare la Topa Deșărtă, unde peste marno-argilele roșii stau marne vineții și apoi Stratele de Coruș.

În regiunea cercetată, aceste depozite conțin cîteodată exemplare de *Cerithium (Tymanotomus) margaritaceum* Broc. și sfărîmături de Ostrei rulate.

Acest complex urmărit și mai departe spre NW se menține oarecum cu același aspect, cu predominare locală a argilelor roșii; o delimitare între Stratele de Zimbor, și de Sîn Mihai nu este posibilă, chiar între localitățile unde stratele au fost descrise pentru prima dată.

Din analiza listelor de forme prezentate de A. Koch, nu reiese un specific faunistic pentru cele două grupe de strate, cu singura excepție, prezența lui *Antracotherium magnum* Cuv. în Stratele de Zimbor. Cum această formă se



citează în mina de la Cristolțel, ne îndoim asupra paralelizării stratelor în care a fost găsit *Antracotherium magnum* cu Stratele de Zimbor.

Întrucit Stratele de Zimbor și de Sîn Mihai formează un tot indivizibil, încadrat între Stratele de Cetate, la bază, și Stratele de Coruș, la partea superioară, ele trebuie considerate împreună. Cum elementele macrofaunistice de Nevertebrate sunt reprezentate prin forme salmastre (de facies) care au o circulație largă pe scara stratigrafică, fiind comune atât în Oligocen cât și în Aquitanian, este mai logic să admitem că în aceste depozite avem cuprins Oligocenul superior și Aquitanianul.

Deoarece complexul descris încheie un ciclu de sedimentare, început din Oligocenul inferior, el trebuie cartat la Oligocen, mai ales că Stratele de Coruș de deasupra marchează o fază net marină, în care timp fauna capătă alte caractere.

În această situație Aquitanianul trebuie inclus la Oligocen.

Miocenul. Burdigalianul. Stratele de Coruș. În succesiunea stratigrafică urmează o alternanță nisipoasă care a fost descrisă de A. Koch sub numele de Stratele de Corod (Coruș).

Aceste strate sunt dezvoltate în imprejurimile satului Coruș și sunt reprezentate la bază prin nisipuri albe, micacee, cu pietriș mărunt, peste care urmează nisipuri albe, silicioase, ușor micacee, marne nisipoase, nisipuri gălbui, roșcate și albicioase, care prezintă cîteodată și concrețiuni grezoase. Grosimea totală a acestei succesiuni se cifrează la cca 20 m.

Acste strate conțin o bogată faună de Moluște din care am determinat:

Pecten gigas SCHLOTH. (non *Pecten solarium* LAM. a lui A. Koch)

Pecten cristatus BRONN.

Pectunculus pilosus LAM.

Pectunculus glycymeris var. *pillosa* FRIED.

Pectunculus fichteli DESH.

Pectunculus sp.

Venus multilamella LAM.

Meretrix gigas FRIED. (= *Venus umbonaria* LAM. a lui A. Koch)

Lucina incrassata DUB.

Divaricella (*Lucina*) *ornata* AG.

Cardium sp.

Pholodomya sp.

Ostreia sp.

Turritella turris BAST.

Turritella archimedis Br. (= *T. erronea* COSSM.)

Turritella terebrallis LAM.

Pyrulla cornuta AG.

Fusus burdigalensis BAST.

Buccinum coronis BRONN.

Buccinum sp.

Cassis saburon LAM.

Natica sp.

Dentalium aff. *badense* PARTSCH

Unele din aceste forme nu au mai fost citate pînă acumă și credem că o revizuire a faunei de la Coruș se impune.

Depozitele burdigaliene fosilifere mai apar la W de Topa Deșartă, unde se vede un lumachelle cu *Pecten gigas* SCHL., *Pectunculus*, *Turritella*, etc.

Spre sud-vest, Stratele de Coruș iau contact cu termeni mai inferiori, cum este, de exemplu, în Dealul Hoia și Coasta cea Mare, unde stau peste Stratele de Tic (Oligocen), sau peste Eocen, la sud-vest de Mănașturi.

Caracterul marin al faunei, cît și raportul Stratelor de Coruș cu termeni mai vechi, ne indică un moment de transgresiune, transgresiune cu care începe Miocenul.

Stratele de Hida. Începînd de pe V. Popești spre NW, peste Stratele de Coruș, urmează o succesiune de strate care suportă la partea superioară, Tuful de Dej. Acest pachet de strate a fost descris de A. Koch, sub numele de Stratele de Hidalmaș (Stratele de Hida).

În regiunea cercetată, Stratele de Hida sunt alcătuite din două orizonturi, unul marnos, în bază, și altul nisipos, la partea superioară. Această distincție este evidentă într-un profil transversal făcut între satul Berindea la vest și Vultureni la est.

Orizontul marnos (Argilele de Chechiș în sensul lui K. HOFFMANN) este alcătuit din marne tari, de culoare vinătă, cu nuanță mai închisă sau mai deschisă, între care se intercalează marne nisipoase și cîteodată nisipuri, însumind laolaltă o grosime de cca 200 m. Acest orizont este bine deschis la Berindea și pe Valea Băbuț. Spre nord, orizontul marnos se îngroașă, iar spre sud el dispare, fiind depășit de orizontul superior.

Orizontul nisipos (Stratele de Hida *sensu stricto*). La partea superioară a orizontului marnos încep să se intercaleze din ce în ce mai frecvent nisipuri și gresii care ajung să predomine, dind orizontului un caracter nisipos. El este alcătuit dintr-o alternanță de nisipuri grosiere, gălbui, vineții sau negricioase, în bancuri de 1–5 m.

Între acestea se intercalează marne nisipoase vinete și, de cele mai multe ori, pietrișuri bine rulate, reprezentate prin cuarțuri și sisturi cristaline. În aceste pietrișuri se găsesc frecvent, remaniate, Ostrei de talie mică.

De multe ori, nisipurile și pietrișurile prezintă stratificație încrucișată. Profile bine deschise sunt pe P. Băbuț la Coaciș și între Vultureni și Ciumăfaia, unde nisipurile prezintă la partea superioară bancuri de 1–3 m grosime, de gresii microconglomeratice. Deasupra acestor alternanțe urmează marne, în care, la Chinteni și V. Băbuț, apare o intercalătie de tuf dacitic care atinge grosimea de cca 1 m. Peste aceste marne urmează conglomeratele din baza Tufului de Dej.

În regiunea cercetată, stratele de Hida au o dezvoltare maximă în partea de NW, adică între Berindea și Șoimeni, de unde spre S, ele pierd treptat din grosime,



ășă că la Popești au cîțiva zeci de metri, iar în D. Gănaș, Hoia și Coasta cea Mare ele sint aproape inexistente și Tuful de Dej stă transgresiv nemijlocit peste Stratele de Coruș. În Stratele de Hida nu am găsit macrofaună, în afară de Ostree remaniate, care nu prezintă nici un interes.

A. Koch arată că Stratele de Hida reprezintă partea cea mai superioară a Mediteraneanului I (Burdigalianul), iar Stratele de Cimpie de deasupra lor cuprinde Helvețianul și Tortonianul. Ori, în prezent, este bine cunoscut că Tuful de Dej aparține deja Tortonianului și, în această situație, Helvețianul nu ar mai putea fi cuprins în această parte a Bazinului Transilvaniei.

Întrucît continuitatea de sedimentare de la Burdigalian la Tortonian pare evidentă, se pune problema existenței și a separării Helvețianului.

În cazul cind Helvețianul reprezintă cu adevărat o subdiviziune a Miocenului, atunci trebuie să admitem prezența lui în regiune, deoarece există o continuitate de sedimentare, cel puțin în partea nord-vestică a regiunii, de la Stratele de Coruș pînă la Tuful de Dej. În această interpretare, Helvețianul ar trebui atunci căutat fie aici, fie în baza complexului imediat superior. Dar este tot ășă de probabil că acolo unde condițiile bio-faciale s-au menținut oarecum constante într-un timp mai îndelungat și pe un spațiu mai mare, depozitele care s-ar atribui Helvețianului apar cu aceleași caractere faunistice și petrografice ca și Tortonianul și ca atare nu pot fi separate. Ne întrebăm dacă în aceste situații n-ar fi mai corect să întrebuițăm termenul de Vindobonian.

Tortonianul. În lucrarea lui A. Koch s-au cuprins sub numele de Strate de Cimpie succesiunea de strate care începe cu Tuful de Dej și ține pînă deasupra Tufului de Ghiriș, cuprinzind complexul de strate ce ar corespunde în timp Helvețianului și Tortonianului.

În urma cercetărilor noastre, considerăm că Stratele de Cimpie corespund Tortonianului și Buglovianului și poate chiar unei părți din Sarmațianul inferior.

Cartografic, Tortonianul este delimitat la bază de Tuful de Dej, iar la partea superioară de Tuful de Borșa și echivalentul acestuia, Tuful de Apahida-Sic-Iclod.

Între aceste două bancuri de tufuri dacitice este cuprinsă o serie marnoasă cu gipsuri și sare, care împreună reprezintă Tortonianul.

Tuful de Dej, prin grosimea și continuitatea lui, constituie un bun reper stratigrafic. Acest orizont începe în regiunea cercetată de la satul Moroi, unde atinge o grosime de cca 60 m și se continuă spre SW, formînd suprafete structurale în regiunea satelor Bădoci, Chidea, Ciumășaia, Vultureni, Ghiula și Măcicașul Lung.

De pe teritoriul com. Măcicașul unguresc spre S, Tuful de Dej pierde din grosime, astfel că la Chinteni și Popești atinge 7–10 m, în D. Gănaș, 5–6 m, la S de satul Baciu, cca 5 m și la Cluj, în D. Hoia, cca 1 m. De la Cluj spre S, el mai apare pe P. Tiganilor și Coasta cea Mare, de unde se continuă probabil mai departe. De la această linie continuă, acest orizont se mai găsește izolat la Șoimeni și D. Grecia.



În partea sudică a regiunii se observă cum Tuful de Dej este transgresiv, luând contact cu sedimente din ce în ce mai vechi. În D. Gănaș, D. Hoia și Coasta cea Mare, el stă peste Stratul de Coruș, iar la S de Baciu, peste Eocenul superior.

Datorită caracterului său transgresiv, Tuful de Dej este alcătuit dintr-un complex de roci care variază foarte mult de la un loc la altul. La Șoimeni, unde se observă baza tufului, se poate vedea următoarea succesiune:

La bază, alternanță de marne șistoase cu nisipuri și uneori chiar prundișuri, cu o grosime de cca 30 m;

Urmează un banc de conglomerate cu ciment tufaceu, grosime de 2,50 m;

Conglomerate bine cimentate cu elemente care ating cca 10 cm, în care se găsesc, disseminate îci și colo, blocuri de gresii tufacee rulate, cuarturi și bucați de sisturi cristaline, etc., cu o grosime de 8 m;

Conglomerate cu blocuri mari de gresii, de concrețiuni tufacee, calcar recifale (exogene), care ating 1—2 m³, de asemenea blocuri de cuart, sisturi cristaline și uneori blocuri cu aspect de roci piroclastice; acest conglomerat atinge 7—8 m grosime și, prin faptul că este slab cimentat, blocurile se desprind ușor formind la piciorul pantei un adevarat bolovăniș;

Urmează gresii tufacee, groase de 5—6 m, apoi tufuri șistoase în plăci, de 1 m, iar la partea superioară marne tufacee stratificate, având o grosime de 1,50 m și apoi un strat de tuf grezios, gros de 4 m, exploabil, peste care stau și marne șistoase tufacee.

Valoarea stratigrafică a succesiunii de la Șoimeni este cu totul locală. Chiar în jur se poate observa cum bancuri de conglomerate trec în bancuri tufacee și invers.

Asemenea variații se observă și în profilul de la Ghiula unde tuful, la partea superioară, prezintă intercalații de prundiș și concrețiuni de *Lithothamnium*. Aici se vede cum gresii nisipoase cu material tufaceu trec în tufuri conglomeratice spongioase cu sfărâmături de Ostrei și de oase; în consecință Tuful de Dej trebuie considerat ca un complex cu variații petrografice multiple.

Gipsurile. Tot de Tuful de Dej țin gipsurile care stau în contact nemijlocit cu acest orizont.

Ele se prezintă, cel mai adeseori, stratificate în plăci în grosime de 1—5 cm, cu intercalații marnoase. Grosimea acestor gipsuri este de la 0,50 m — 1 m și se pot urmări sub același aspect de la Bădoci pînă la Măcicașul Lung. Ele mai apar la S de Cluj, pe P. Țiganilor și Beckaș; la Chintău, gipsurile sunt zaharoide și capătă aspect lentiliform, cu grosime pînă la 2 m.

Orizontul marnos. Peste tuful de bază urmează o alternanță de marne tari, de culoare vinătă sau negricioasă, marne șistoase, nisipoase cu slabe intercalații de nisipuri.

Orizontul marnos mai prezintă, de asemenea, intercalații de tufuri dacitice, care sunt mai evidente în zona cutată. La partea superioară se trasează Tuful de



Borșa, care are grosimea pînă la 6 m. Orizontul Tufului de Borșa este alcătuit dintr-un banc de tuf grezos, exploatabil, din bancuri tufacee cu resturi de plante ca *Phragmites*, *Pinus tannocensis* Turz. determinat de TUTZON, peste care stau marne tufacee și tufuri șistoase în plăci.

Acest banc de tuf dacitic se poate urmări pe întinderi mai mari și ca un echivalent al acestuia trebuie considerat tuful de la Iclod, Sic, Apahida și bancul inferior de la Cojocna.

Prin faptul că acest orizont are o continuitate cu mult mai mare și pentru motive pe care le vom arăta mai departe, l-am considerat ca limita superioară a Tortonianului.

Acest caracter marnos al Tortonianului este predominant în toată regiunea, atât pe rama vestică cât și în zona cutată. Excepție face porțiunea de deasupra satului Popești, unde faciesul pelitic este substituit printr-un facies psamitic. Aceasta este alcătuit dintr-o alternanță de gresii nisipoase, în bancuri puternice, din nisipuri de culoare alb-gălbui, ușor micacee, având uneori și concrețiuni grezoase. Între acestea se intercalează, mai cu seamă în bază, marne negrioase cu aspect bituminos sau marne vineții, cu aspect tufaceu.

Orizontul marnos de pe rama vestică prezintă o ușoară inclinare către centrul bazinului; el se ingroașă din ce în ce mai mult spre est, avind în zona cutată cca 200 m.

În general, complexul marnos este foarte sărac în macrofaună. Singurele resturi de fosile ce se pot cita sunt acelea din cariera de la confluența Văii Chinteni cu Nadeșul, unde am găsit impresiuni de Pești (nedeterminabili), o vertebră erodată (probabil de *Crocodilus*) și *Ostrea cochlear Poli*.

Analizele micropaleontologice, executate de T. IORGULESCU asupra marnelor de la partea superioară a sării dela Cojocna, au arătat prezența zonei cu *Spirialis*. Pe acest considerent, sedimentele respective au fost atribuite Tortonianului, iar Tuful de Borșa l-am considerat ca limita dintre Tortonian și Buglovian, întrucât la Apahida, deasupra bancului de tuf dacitic, echivalent cu cel de Borșa, apare Orizontul cu Ervilii și Syndesmii.

S a r e a. În partea centrală a regiunii apar în complexul marnos manifestații saline. Aceste sărături se dirijează pe o linie principală Cojocna—Gădălin—Sic. Manifestări saline puternice apar pe Văile Murători, Dezmir, Valea Sărătă, Someșeni și Valea Caldă. La Cojocna și Sic sarea apare la zi. Ea se găsește interstratificată în marne ocupînd o poziție imediat superioară Tufului de Dej.

Buglovianul. Deasupra Tufului de Borșa, urmează, în continuare, o serie marnoasă care nu se deosebește cu nimic de cea atribuită Tortonianului, fiind alcătuită din marne tari, de culoare vinătă, din marne nisipoase, de culoare gălbui, între care se intercalează nisipuri și uneori gresii șistoase cu aspect curbicortical. Aceste intercalări devin din ce în ce mai frecvente către partea superioară. De asemenea, la nivele diferite, se intercalează bancuri de tufuri dacitice, dintre care



este de remarcat tuful dacitic de la Gădălin (= Corpadea), care poate fi comparat cu Tuful de Hădărani de la S, din regiunea cercetată de M. ILIE și cu Tuful de Unguraș de la N, din regiunea cercetată de I. DUMITRESCU. Acest banc de tuf, cu o grosime între 1 și 6 m, se poate urmări pe partea estică a zonei cutate, începând din regiunea Văii Largi și Corpdea, Gădălin pînă la Săcălaia. De asemenea apare în lungul cutelor dintre Cojocna și Someșeni, ca și la NW de zona cutată și anume în Sinclinalul Silivaș-Bonțida, cît și la W de Someș, deasupra satului Feiurd, unde are o grosime de cca 5 m.

La partea superioară, depozitele bugloviene suportă Tuful de Ghiriș.

Buglovianul ocupă suprafața cea mai mare din regiune și se observă, ca și în Tortonian, că pe rama de W are o grosime redusă, sub 100 m, iar către interiorul bazinului, depozitele se îngroașă mult, atingînd în zona cutată cca 400 m.

Am considerat complexul cuprins între Tuful de Borșa la partea inferioară și Tuful de Ghiriș la partea superioară ca aparținînd Buglovianului, pe motivul că în marnele de pe V. Popească de la nord-est de satul Apahida, care se situează deasupra Tufului de Borșa (= Apahida=Sic), la cca 50 m, am găsit o macrofaună reprezentată prin:

Syndesmya reflexa EICHW.

Syndesmya aff. alba SIN.

Ervilia trigonula SÖCK.

Ervilia pussila PHILL.

Ervilia aff. podolica EICHW.

Aceste marne fosilifere au mai fost întlnite în regiunea satului Vișa, sub corespondentul Tufului de Gădălin.

Speciile de *Syndesmya* și *Ervilia*, citate de noi, sunt frecvente în Buglovian și Sarmațianul inferior. Cum însă sub Tuful de Borșa am întlnit la Cojocna zona cu *Spirialis*, care indică Tortonianul superior și cum macrofauna se plasează deasupra acestui tuf, considerăm că ele marchează începutul Buglovianului. Deoarece alt reper cartografic decît Tuful de Borșa, de a separa aceste două subdiviziuni, nu există, am admis că acest orizont ar putea constitui o limită, bine înțeles limită reală putind să fie cu 20–50 m mai sus sau mai jos față de acest banc de tuf dacitic.

Intrucit *Syndesmya* a fost citată de A. VANCEA și L. REICH și deasupra Tufului de Ghiriș, este posibil ca în partea cea mai superioară a Buglovianului astfel separat, să avem reprezentat și o parte din Sarmațianul inferior, admitînd că Syndesmiile și-au făcut apariția la începutul Buglovianului și au dăinuit și în Sarmațianul inferior din Bazinul Transilvaniei. Tot din motive cartografice, am considerat ca limită de demarcație între Buglovian și Sarmațian, Tuful de Ghiriș. În favoarea acestei limite sunt considerente nu numai de ordin cartografic, ci și de ordin micropaleontologic. Atât din analizele micropaleontologice executate de T. IORGULESCU,



cît și din literatura provenită de la cercetătorii unguri, nu rezultă, în nici un punct din regiunea cercetată, o microfaună sarmatiană sub Tuful de Ghiriș.

Sarmațianul. Tuful de Ghiriș reprezintă un reper cartografic constant, putințu-se urmări pe distanțe mari, începînd din partea sudică a regiunii, de la satele Caianul și Suhat, de unde trece mai departe spre N, pe la Ghiriș, Vaida Camaraș, Palatca, Petea Legii, Gölț, N Sînt Ioana. De la această linie continuă, Tuful de Ghiriș mai apare spre W pe vîrfurile cele mai înalte de pe teritoriul comunelor Sînt Gotthard, Puin, St. Jude, cît și la E de satele Sic și Săcălaia. După raporturile geometrice am paralelizat cu Tuful de Ghiriș, tuful din Sinclinalul Silivaș—Bonjida, cît și tuful de la W Feiurd.

Sedimentele care urmează peste Tuful de Ghiriș sunt reprezentate printr-o alternanță de marne tari, de culoare vinătă, marne nisipoase gălbui, nisipuri gălbui cu concrețiuni grezoase și gresii șistoase, în plăci cu aspect curbicortical. Cu cît ne ridicăm în scara stratigrafică, cu atit mai mult predomină marnele nisipoase și nisipurile.

În rocele marnoase se găsesc adeseori rozete de gips secundar. Această alternanță de roce prezintă două intercalări de tufuri dacitice. Prima intercalărie, care se plasează la cca 100 m deasupra Tufului de Ghiriș, nu are un caracter constant. Ea este reprezentată printr-un tuf grezos, uneori cu aspect microconglomeratic, așa cum se vede în D. Cireșului și D. Chedriei.

La E de satul Mociu se intercalează un alt banc de tuf dacitic care se poate urmări pe o distanță mai mare și care se plasează cam la 450 m deasupra Tufului de Ghiriș. Considerăm și noi, ca și MRAZEC și JECKELIUS, că acest tuf poate fi paralelizat cu Tuful de Sărmășel.

Despre vîrsta acestor sedimente nu s-ar putea discuta, deoarece argumentele palontologice sunt cu totul insuficiente.

A. VANCEA citează la Suhat, imediat deasupra Tufului de Ghiriș, *Syndesmya reflexa* EICHW. De asemenea L. REICH citează din marnele de deasupra Tufului de Ghiriș de pe teritoriul com. Năsalu.

Este posibil ca *Syndesmya* să și fi făcut aici apariția chiar din baza Buglovianului și să se fi continuat și în Sarmațianul inferior. Cum nu avem un alt reper de a separa Buglovianul de Sarmațianul inferior, credem că orizontul cu Tuful de Ghiriș ar fi binevenit.

Obiectiv privind lucrurile, este posibil ca Tuful de Ghiriș să se plaseze în Sarmațianul inferior și să nu reprezinte o limită stratigrafică, ci una cartografică.

În apropierea satului Mociu, St. GAÁL citează *Tapes gregarius*, formă comună în Sarmațianul mediu. Trebuie să amintim că de la St. GAÁL pînă azi forma nu a mai fost regăsită.

În orice caz, cum punctul cu *Tapes gregarius* se situează cam la 400 m deasupra Tufului de Ghiriș, este mai mult ca sigur că avem prezent în regiune și Sarmațianul mediu.



Cuaternarul. Depozitele de vîrstă cuaternară sunt reprezentate prin terase și aluviuni moderne. Terasele sunt alcătuite din pietrișuri care se situează la nivele diferite. Ar putea fi considerate ca terase superioare cele de la 600 m altitudine, terase medii cele de la 540 m și terase inferioare cele de la 400 m. Aluviunile moderne ocupă albia majoră a Someșului și a piraielor afluenți.

Tectonica regiunii

Partea centrală a regiunii cercetate se plasează pe așa numita «zona cutelor diapire». Considerată în ansamblu, în această regiune, din punct de vedere al gradului de dislocare a depozitelor, se pot distinge trei zone (pl. I) :

- a) Zona intens cutată suprapunându-se zonei diapire care se plasează cam în centrul regiunii;
- b, O zonă estică, foarte ușor dislocată, care își are continuarea în zona domurilor din centrul Bazinului Transilvanie;
- c) Zona vestică, de asemenea slab cutată sau aproape necutată, care și are continuare în zona paleogenă din W.

Zona intens cutată. Această zonă, dirijată pe direcția N—S, se dezvoltă între localitățile Bonț—Sic la nord și Cojocna la sud, unde are o extindere mai mare în lățime. Cu cât avansăm spre N ea se îngustează, putindu-se distinge o cută majoră între Cojocna și Sic și o serie de cufe strânse în partea sudică, ce se desfășoară între Cojocna la est și Someșeni la vest.

Anticlinalul Cojocna — Gădălin — Sic. Caracterul general al acestui deranjament tectonic este un anticlinal mai pronunțat în punctele unde sarea apare la zi, de exemplu la Cojocna și Sic, sau în puncte unde apar puternice izvoare sărate, cum este la Gădălin.

La Cojocna, pe flancul vestic al anticlinalului, stratele sunt ridicate la verticală sau răsturnate, așa cum se prezintă între Băile Cojocna și partea vestică a acestei localități (pl. II).

De la Cojocna spre N cuta ia forma unui anticlinal aplecat sau culcat spre W, stratele având inclinări între 5°—18°E. Cu acest aspect se continuă mai departe pe la W de Corpadea, taie fundul Văii Sărata, unde apare un puternic izvor sărat, iar de aici cuta se poate urmări mai departe pînă la S de satul Gădălin, unde stratele au inclinări contrare, cu valori cuprinse între 30°—70°. Aici apar de asemenea puternice izvoare sărate. Imediat la N de P. Ghiriș, cuta se apleacă din nou spre W, luînd aspectul de cută culcată cu inclinări între 5°—7°E.

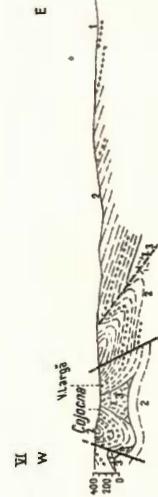
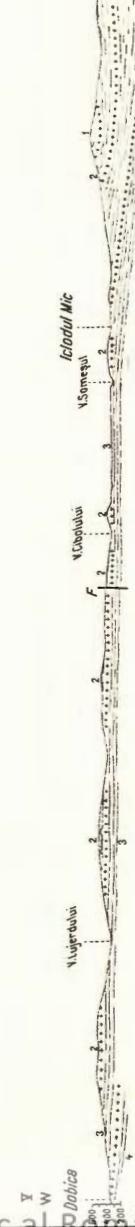
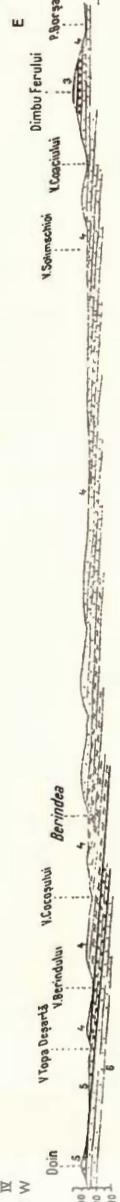
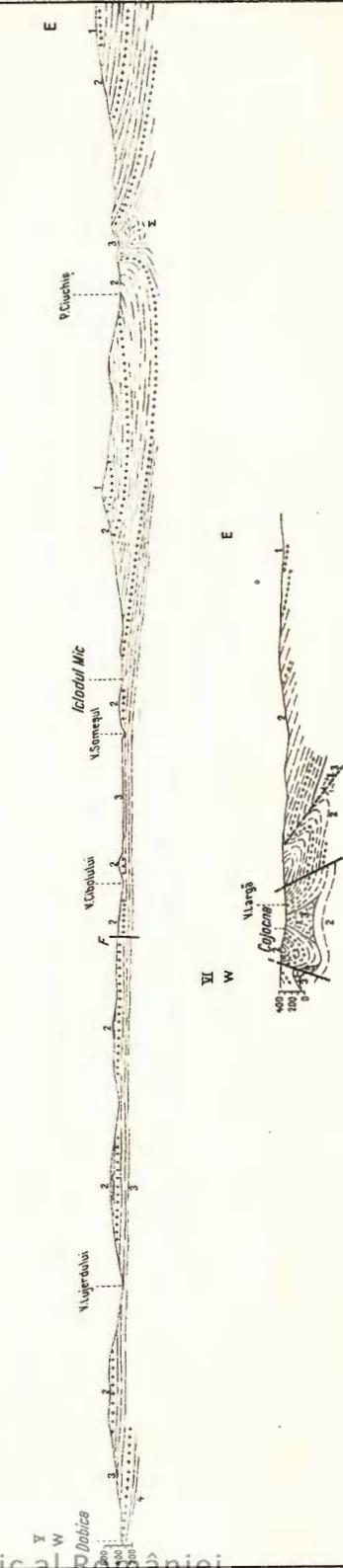
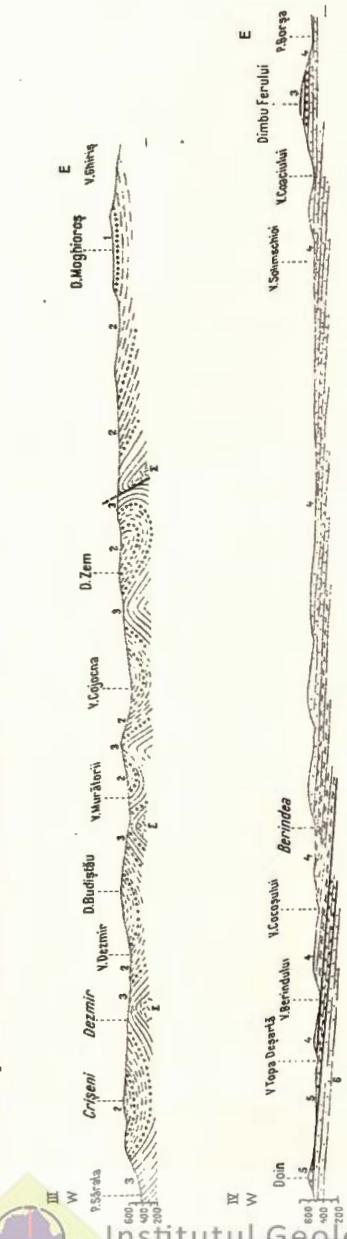
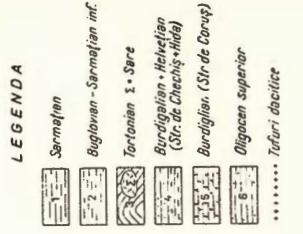
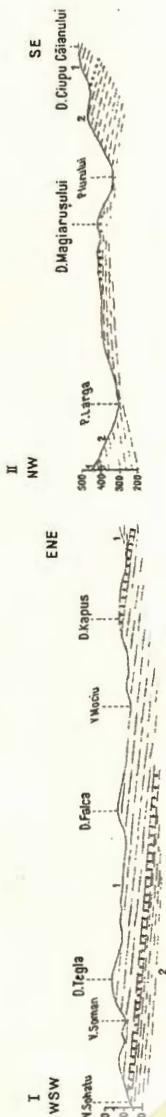
Dublarea tufurilor dacitice spre N de Gădălin indică prezența unui anticlinal culcat; sub acest aspect cuta se poate urmări pe la Vișa și Coasta pînă în regiunea satului Sic (pl. II).

La Sic apar mai multe izvoare puternic sărate, iar la E de acest sat apare la zi sarea. Din cauză că sarea prezintă în mai multe puncte tendință de a ieși la suprafață, uneori însoțită de o brecie de tuf dacitic, sedimentele sunt cutate în mai



**GR. RĂILEANU
PROFILE GEOLOGICE
DIN REGIUNEA
CLUJ-APAHIDA-SIC**

0 500 1500 m.



multe sensuri, formind mai multe încrețituri cu dezvoltare locală. Totuși, privite în ansamblu, stratele sunt aplete spre W, prezentând înclinări de 30° – 40° E. Cuta este marcată de tufuri dacitice și se poate observa clar cum Tuful de Sic (= Borșa = Apahida) este răsturnat.

De la Sic cuta traversează V. Săcălaia și se continuă spre N, în Anticlinalul Bunești. În axul acestei cute apar sedimente tortoniene marcate prin prezența marnelor cu *Spirialis*.

Între Cojocna și Someșeni depozitele miocene sunt strâns cutate, formind o serie de cute paralele care se pot urmări în regiune pe distanțe de cîțiva kilometri.

La prima impresie am crede că suntem în prezență unor anticlinale de vale, însă cercetate în de aproape, aceste cute traversează atît văile cit și dealurile, iar unele din ele se continuă și spre S, recordindu-se cu anticlinalele identificate de M. ILIE.

Anticlinalul Zem. Are direcția N–S, putindu-se urmări chiar din V. Cojocna, de unde traversează spre N Culmea Zem și se continuă pînă la Ruptura și V. Sărătă (Gădălin), unindu-se cu alt anticlinal, Someșeni–V. Caldă–Ruptura.

Anticlinalul Tău. Pornește de la N de satul Cara, traversează V. Cojocna unde, în axul anticlinalului, apare un puternic izvor sărat. De aici se continuă spre N, convergind către același punct, Ruptura. Flancurile anticlinalului sunt marcate prin căderi contrare ale bancurilor de tuf dacitic.

Anticlinalul Murători – Apahida. Are un caracter mai evident decit primele două cute prin faptul că flancurile lui sunt marcate de cîte trei bancuri de tufuri dacitice cu inclinări contrare pînă la 40° . În axul lui apar pe V. Murătorii de asemenea puternice izvoare sărate și sărături.

Anticlinalul Dezmir. Direcția lui este aproximativ paralelă cu a precedentului și este marcat de două bancuri de tufuri dacitice cu inclinări contrare pînă la 35° . El se poate urmări de la S de satul Dezmir pînă la N de V. Someșului, unde, în Culmea Chicoș, este tăiat pieziș de Anticlinalul Someșeni–V. Caldă. În axul lui apar izvoare puternice sărate la Dezmir.

Anticlinalul Sărata. Este schițat în lungul Văii Sărătă unde ar avea mai mult caracterul unui anticlinal de vale, însă urmărit spre S, el se leagă cu anticlinalul de la Pața din regiunea cercetată de M. ILIE. Spre N, se continuă pînă în V. Someșului, unde se unește cu Anticlinalul Someșeni.

Anticlinalul Someșeni – Valea Caldă. La Someșeni apar izvoare sărate cu care sunt în legătură băile de la Someșeni. Eventualele aflorimente au fost acoperite de aluviunile Someșului. Imediat la N de valea acestui rîu, tufurile dacitice marchează un anticlinal care are direcția N 50° E și care traversează Culmea Ghicoș, ajungînd în V. Caldă, unde sunt izvoare sărate și sărături. Acest anticlinal are direcția aproximativ E–W și de pe V. Caldă traversează Someșul tăind cutele amintite mai sus. El se continuă pînă în V. Sărătă (Gădălin). Cuta are un caracter mai pregnant, fiind marcată pe flancul nordic de tuful dacitic de la Apahida, iar pe flancul sudic se poate observa cum anticlinalele menționate mai sus, care aveau direcția N–S, sunt ridicate de această cută.



Sinclinalele din zona cutată. În partea sudică a regiunii, între anticlinalele descrise se desenează o serie de sinclinală care păstrează direcția anticlinalelor.

Sinclinalul Cojocna este marcat între Cuta Cojocna—Gădălin la E și Anticinalul Zem la W. Acest sinclinal este aplecat spre W și în axul lui apare, la Cojocna, Sarmățianul.

În afară de acest sinclinal se mai cartează Sinclinalele Zem, Fața Mezedis, Corabia și Crișeni; sunt scurte și au direcția N—S.

Zona estică. La E de zona intens cutată, stratele revin repede la inclinări între 2°—8°. După poziția și alura pe care o capătă banchurile de tufuri dacitice se pot distinge ușoare ondulațiuni care uneori descriu largi bolte anticlinale.

Brachia anticinalul Larga. Între satul Călianu la E și Corpadea la W, sedimentele miocene formează o largă boltă anticinală, fiind marcată de prezența unui banc de tuf dacitic, care poate fi echivalat cu Tuful de Corpadea, ce apare la 454 m altit., de unde coboară spre N ajungind în V. Ghirișului. Flancurile de W și E sunt marcate prin inclinări contrare, pînă la 8°, ale Tufului de Ghiriș, aşa că această largă boltire se prezintă ca un scurt anticinal cu flancul sudic ridicat de cota de la Cojocna (pl. II).

Bolta Puin—St. Jude. În partea de NE a regiunii, Tuful de Ghiriș ocupă vîrfurile cele mai înalte; după pozițiile acestuia se observă o ușoară boltire a sedimentelor pe direcția Puin—St. Jude.

Zona vestică. Din zona cutată spre W se trece aproape brusc la o regiune slab cutată sau quasi orizontală. În această regiune se observă cum, în partea cea mai vestică, stratele prezintă inclinări de 1—3° către interiorul bazinului, marcând o afundare a depozitelor către E și SE.

Pe altă parte, la contactul cu zona cutată, stratele tind să aibă inclinări către N și W, și în felul acesta se desenează o largă zonă de afundare, marcând, între Silivaș și Bonțida un sinclinal asimetric, cu flancul estic răsturnat. Zona de scufundare se continuă și la W de Someș, putîndu-se urmări pînă spre Cîmpeni, Popești, unde, către partea axială a sinclinalului, apar depozite sarmatiene.

— MIRCEA ILIE și SCARLAT STOENESCU. — Structura geologică în sud-vestul Cuvetei Transilvaniei.

Cu studiul structural al Cuvetei Transilvaniei s-au ocupat echipa Böckh, Mrazec și Jeckelius, iar în ultimul timp echipile Comitetului Geologic.

Pe harta tectonică a lui Böckh sunt reprezentate o serie de anticlinale și sinclinală ce străbat aproximativ Bazinul Transilvaniei pe direcția N—S. În partea de SW, cercetată de noi, această hartă nu arată nicio linie tectonică, ci sunt indicate numai pozițiile stratelor neinterpretate. Faptul se datorează dirijării ansamblului de cute



GR. RAILEANU

**HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII DELA
NORD ȘI NORD-EST CLUJ**

0 500 1000 2000



către SE. Teritoriul cuprins între localitățile Alba Iulia, Sebeș și Sibiu a fost considerat ca neafectat de deformări tectonice.

În regiunea Avrig, harta Böckh reprezintă două axe anticlinale, figurate ca două hiperbole concentrice. Această reprezentare curioasă se datorează racordării forțate a unor elemente de valori diferite.

MRAZEC și JEKELIUS, luând ca bază rezultatele obținute de echipa Böckh, au considerat «zona cutelor diapire» ca avind un contur poligonal, desfășurat jurimprejurul cuvetei și dezvoltându-se cu marginea muntoasă.

Această reprezentare nu corespunde în totul realității, în special pentru partea de N și S, unde cutele se mențin la orientarea generală N—S cu deviații spre E sau W.

În anii 1950 și 1951, Comitetul Geologic a întreprins succesiv cercetări geologice și prospecțiuni geofizice în regiunea Sebeș—Sibiu—Avrig. Rezultatele acestor lucrări au fost expuse separat. În prezența comunicare, vom arăta caracterele structurale ce reies din coordonarea acestor cercetări de suprafață și de adâncime.

Cercetând tectonica Neogenului din vecinătatea localităților Sebeș—Sibiu—Avrig, am deosebit unităile cu tectonică diferită descrise mai jos:

1. Regiunea Sebeș se caracterizează prin prezența cutei majore Alba Iulia, asociată cu două anticlinale scurte de aceeași constituție (Pianul de Sus, Sud Sebeș) și cu alte anticlinale formate din Ponțian (Valea Slatinei, Spring—Miercurea Băi, Doștat—Singătin).

Cuta majoră Alba Iulia, orientată NNE—SSW, este alcătuită din Aquitanian și Tortonian și se află pe marginea muntoasă a Munților Metaliferi, de care este separată prin intervenția unui larg sinclinal.

Echipa Böckh nu a recunoscut acest anticlinal, considerind Aquitanianul cu structura monoclinală și susținut de Cretacicul Munților Apuseni.

Cutile secundare Pianul de Sus și Sud Sebeș prezintă în axul lor depozitele roșii aquitaniene; sunt asociate cu prima cută majoră și reprezintă căderi în trepte către SW.

În sectorul Sebeș—Apold, am constatat următoarele complicații tectonice: anticlinale normale, anticlinale cu manifestații saline și anticlinale de văi.

Din prima grupă face parte Anticlininalul Doștat—Singătin—E Miercurea Sibiului, alcătuit din depozite ponțiene.

Anticlinalele cu manifestații saline (Anticlininalul V. Slatinei, Anticlininalul Spring—Drașov—Miercurea-Băi) sunt determinate prin izvoare sărate și prin căderile contrare ale stratelor, ce se constată în apropierea văilor.

Anticlinalele de văi dela Răhău (V. Caselor și P. Netotului) sunt alcătuite din depozitele neogene, reprezentate pe marginea de N a Munților Sebeș; căderi contrare se observă numai în thalwegul văilor.

Toate anticlinalele cuprinse între Anticlininalul major Alba Iulia la W și Anticlininalul major Ocaș Sibiului la E prezintă o dispoziție în virgație. Cutile sunt înmănușchiate la N și se desfășoară larg spre S, către marginea Munților Sebeș.



2. Regiunea Sibiu se dezvoltă în jurul orașului Sibiu, fiind caracterizată prin depozitele cuaternare ce maschează pe suprafețe întinse sedimentele neogene.

Partea de N se caracterizează prin terminația zonei de cufe majore Blaj—Ocna Sibiului, constituită dintr-un fascicol de cinci cufe paralele.

Aceste cufe sunt orientate NW—SE și prezintă deformări din ce în ce mai importante dela W la E, ajungând pînă la deversări spre W.

În dreptul Sibiului, trei anticlinale majore își schimbă brusc direcția, orientindu-se N—S. Terminația anticlinalelor nu este simplă, periclinală, ci se manifestă prin ridicări axiale puternice, ce antrenează masivul de sare dela Ocna Sibiului. De asemenea, se constată ramificații desprinse din cufele majore și orientate N—S.

Celelalte cufe majore din N se continuă însă pe direcția generală.

3. Regiunea Avrig prezintă trei anticlinale majore orientate NW—SE și trei anticlinale de văi orientate diferit.

Anticlinalele majore sunt alcătuite din Sarmațian și Ponțian și poartă următoarele numiri: Anticlinialul Săcădate—Cașolț, Anticlinialul Vurpăr și Anticlinialul Ilimbav—Noul.

Aceste anticlinale reprezintă continuarea anticlinalelor majore, continuare estompată, care nu reiese clar din datele de teren în anumite sectoare. Caracteristicile lor se observă în deschiderile oferite de malul drept al Văii Oltului.

Anticlinalele de văi au o dispoziție variată; ele au cauzat interpretarea eronată consemnată pe harta lui Böckh.

În rezumat, structura cuverturii sedimentare din regiunea noastră se caracterizează prin: cula majoră izolată Alba Iulia, virgația Sebeș—Apold, terminațiile cutelor orientate N—S la N Sibiu și a celorlalte cufe majore în regiunea Sibiu, precum și prin dezvoltarea cutelor de văi în sistemul virgației și în regiunea Avrig.

Infrastructura a putut fi descifrată prin lucrările geofizice conduse și interpretate de Ing. Sc. STOENESCU, care a determinat variațiile gravimetriche descrise mai jos.

Maximum-ul Hăpria-Henig, cu contur reniform, este situat în partea de NW a regiunii.

Creasta cu caracter pozitiv Ungurei—Ocna Sibiului, atinge valorile maximale pe un ax care trece dela Roșia de Secaș pe la N de Armeniș și Loamnăș și se continuă spre puternicul maximum gravimetric dela V de Vurpăr.

Maximum-ul Sibiu prezintă un contur oval și se localizează pe amplasamentul orașului Sibiu.

Maximum-ul Veștem—Tălmăci—Sadu se află în apropierea Cristalinului din partea de E a Munților Cibinului și prezintă o formă triunghiulară.

Minimum-ul Spring—Topîrcea—Turnișor este orientat WNW—ESE și situat la N de marginea Cristalinului Sebeșului.

Minimum-ul Broșteni prezintă aceeași orientare, însă are o suprafață redusă și localizată în zona cutelor majore.



Minimum-ul Porumbac se află dezvoltat în partea de SE a regiunii, în apropierea Cristalinului Făgăraș.

Platoul Sebeș este situat între maximum-ul Hăpria—Henig și Cristalinul Munților Sebeș.

Planul inclinat Șeica Mare—Moardaș—Iacobeni este orientat E—W și prezintă o cădere nordică accentuată.

Cercetind valorile geologice ale acestor variații gravimetrice, am constatat următoarele:

Maximum-ul Henig—Hăpria apare în legătură cu Anticlinalul Alba Iulia și anume este localizat la extremitatea lui nordică.

Platoul Sebeș corespunde suprafeței ocupate de depozitele cuaternare dezvoltate în Bazinul inferior al Văii Sebeșului.

Maximum-ul Ungurei—Loamnăș se localizează imediat la nordul Anticlinalului major Ungurei—Ocna Sibiului; a format obstacolul de care s-au lovit cutele majore și le-a schimbat direcția în mod sensibil, orientându-le paralel cu el.

Minimum-ul Spring—Topîrcea—Turnișor are caracterul unei depresiuni longitudinală, situată între Creasta Ungurei—Loamnăș și marginea de nord a Cristalinului Sebeșului. Din punct de vedere geologic, se caracterează printr-o depresiune în care se înscriu deformări tectonice minore.

Minimum-ul Broșteni se manifestă printr-o coborâre axială în plină zonă a cutelor majore Blaj—Sibiu.

Continuarea acestui accident infrastructural spre sectorul culminant Ilimbav—Vurpăr a provocat ridicarea axială a cutelor majore Ocna Sibiului, Slimnic și Șesuri—Hamba, astfel încit în fața maximum-ului Sibiu acestea sunt dispărute.

Accidentul dela Sibiu explică și aspectele geomorfologice curioase din vecinătatea orașului Sibiu. Valea Cibinului curge dela izvoare către Sibiu, pe o direcție W—E, de unde, descriind un arc de cerc, se orientează N—S. Această buclă o face înconjurind pe la N și E accidentul Sibiu.

Între Ocna Sibiului, Orlat, Șelimbăr, se dezvoltă depozitele cuaternare cele mai întinse și localizate pe cursul mediu al Cibinului.

Colmatarea puternică din dreptul Sibiului se datorează prezenței unui obstacol, care a modificat profilul de echilibru și a dat naștere unei capturi efectuată de Valea Vișei.

Arcuirea Văii Cibinului se datorează aceluiași obstacol, pe care-l înconjură pe la partea lui nordică.

Maximum-ul Veștem—Sadu—Tălmaci a provocat ridicarea sedimentelor ceno-maniän-burdigalian-tortoniene dela Cisnădioara—Tălmaci și se află înădrătat între Anticlinalele de văi: Veștem—Sadu, Mohu—Cașolț și Bradu.

Anticlinalele de văi se deosebesc de anticlinalele obișnuite prin dezvoltarea locală și direcția lor este indiferentă față de direcția generală a cutelor. Ele apar numai în apropierea imediată a cursurilor de apă și se datorează eroziunii exercitată



asupra unor sedimente marnoase și care se găsesc într-o stare de tensiune provocată de manifestările de fundament.

Sectorul culminant Hamba—Vurpăr, producind o boltire a sedimentelor neogene, a reușit să mascheze anticlinalele majore în dreptul său.

Cutile își reiau mersul după ce scapă de sub influența acestei boltiri, ce prezintă în partea de E două ramificații. În continuarea ramificațiilor, credeam că se dezvoltă Anticlinalul Cornățel—Săcădate și Anticlinalul Vurpăr—Hosman—Glămboaca, ce au caracterele cutelor majore și reprezintă extremitatea lor sudică.

Minimum-ul Porumbac corespunde unei depresiuni ce se manifestă din punct de vedere geologic prin invadarea Ponțianului, care tinde să se apropie de marginea nordică a Cristalinului Făgărașului.

Natura geologică a anomaliei geofizice se datorează fundamentalului cristalin. Șisturile cristaline nu dispar brusc după linii de falii, cum s-a presupus altădată, ci ele se continuă, pe o bună distanță, pe sub depozitele neogene ale Cuvetei Transilvaniei.

În Munții Sebeșului, între Căpilna—Cărpiniș—Girbova, se observă o suprafață intinsă de abraziune acoperită de depozite tortoniene, și a cărei întindere spre N indică aparițiile de șisturi cristaline dela Girbova.

Raporturile dintre Cristalin și Sedimentar sunt normale: nicăieri nu se constată intervenția unei discontinuități brusce.

În Munții Cibinului, se păstrează aceleași raporturi normale. Pe marginea de NW a Făgărașului se observă o concordanță între Cristalin și Eocen; ambele formații arată inclinări spre N apropiate de 45° . Acest fapt dovedește ridicarea continuă a masivului cristalin și neintervenția unor falieri.

Lipsa unei întreruperi brusce a maselor cristaline vine în sprijinul unei continuități a șisturilor metamorfice în fundamentul Cuvetei Transilvaniei.

Cercetările gravimetrice au arătat extinderea spre N a masei cristaline și orografiei ei ascunsă.

Maximele gravimetrice corespund crestelor de fundamente, iar minimele reprezintă depresiunile. Marginea de N a extensiunii șisturilor cristaline este redată de scăderea rapidă a curbelor gravimetrice, care determină existența unui prag morfologic.

Pragul Șeica Mare este orientat E—W, are o inclinare accentuată către N și coincide cu paralelul 46° . Corespunde cu întinderea spre N a masei cristaline meridionale. Insula cristalină de la Rapolt—Geoagiu Băi, extremitatea nordică a Cristalinului Sebeș (Pianul de Sus—Săsciori) și Anticlinorium-ul Veneția sunt mărturiile cele mai nordice de la suprafață a masei cristaline meridionale.

Relieful de fund, evidențiat pe cale geofizică, aduce contribuții noi la evoluția paleogeografică și la explicarea deformărilor tectonice ale Cuvetei Transilvaniei.

Regiunea cuprinsă între marginea de N a Făgărașului și paralelul 46° a fost invadată la început de transgresiunile marine puternice care au avut loc în timpul Cenomanianului, Lutefianului, Burdigalianului și Tortonianului.



Invaziile apelor marine au fost înregistrate de sedimentele cu caracter transgresive, care s-au conservat pe marginea muntoasă. În timpul Sarmațianului și Pontianului, apele salmastre-lacustre au pus stăpînire, pe durată lungă, pe întregul fundament cristalin. Faptul este dovedit de prezența depozitelor pontiene, ce au atins marginea masei cristaline.

Revârsarea apelor pe cale de indulcire în regiunea sudică lămurește evoluția bazinului de subsidență. Centrul acestui bazin a variat în timpul Terțiarului dela N la S, avind ca rezultat invaziunea totală a reliefului precristalin.

Descifrarea infrastructurii servește la explicarea deformărilor tectonice constatate în cuvertura neogenă.

Devierea cutelor majore se datorează Crestei Ungurei—Loamnăș, iar ridicarea axială a cutelor Ocea Sibiului, Slimnic—Șura Mare și Șesuri—Hamba este provocată de obstacolul dela Sibiu.

Ramificația cutei Genaide—Șesuri și discontinuitatea cutelor Cornățel—Săcădate și Vurpăr—Glămboaca se explică prin intervenția punctului culminant dela Vurpăr. Depresiunea Secașului din spatele Crestei Ungurei ocupă un teritoriu vast, în care depozitele prezintă în general o structură monoclinală.

Ridicătura dela Tălmaci—Veștem—Sadu a provocat apariția depozitelor celor mai vechi din regiune și explică existența anticlinalelor de văi.

— M. MARINESCU. — **Prospecțiuni electomagnetice Turam în regiunea Dealul Pietroasa — V. Vulcăniței — Poiana Mărului¹⁾.**

Ședința din 26 februarie 1952

Președinte: Prof. MIRCEA D. ILIE.

— Gh. CERNEA. — **Structura geologică a regiunii Sucevița — Solca — Ciumărna (comunicare preliminară).**

În campania din vara anului 1951, potrivit programului întocmit de Comitetul Geologic, am continuat cercetările geologice în regiunea Sucevița—Solca—Ciumărna.

Regiunea aceasta este situată în Bucovina și cuprinde o parte din culmea desărăchioare a apelor dintre V. Moldovei și V. Sucevei. Este o regiune împădurită, cu un relief tânăr, având ca virfuri mai importante: Fusa, Lupoaia, Plaiul Mare, Poiana Mărului, Scorușețul, Comarnicul, Pietrele Muierilor, Bitca Vulturului și Pleșul.

Cursurile de apă importante sunt: în partea de N, Sucevița cu afluenții ei, Drăgoșina și Soarecul; în partea de W și SW, Ciumărna, Dragoșa și Frumosul, afluenți ai Moldoviței; în partea de S, P. Humorului, affluent al Moldovei, iar în partea de E, pâraiele Clit, Saca, Soloneț și Solca, affluent ai Râului Suceava.

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție pînă la data imprimării volumului.

Cercetările din această campanie, în afară de cîteva incursiuni la fundul Humorului și anume la N de Poiana Micului, au avut de scop stabilirea modului în care Flișul paleogen ia contact cu Zona Miocenă.

Primele cunoștințe geologice asupra regiunii le datorăm lui PAUL, care în 1876 dă la iveală o hartă geologică a Bucovinei, însotită de un text (Grundzüge der Geologie der Bukowina). Această hartă nu mai prezintă astăzi decit un interes istoric.

După PAUL, D. ȘTEFĂNESCU este acela căruia îi datorăm o hartă modernă a întregii Bucovine, care a făst transpusă [pe vechiul manuscris al hărții la scara 1: 500.000.

Stratigrafia regiunii. Depozitele întinute aparțin Senonianului, Eocenului, Oligocenului, Miocenului și Cuaternarului.

Senonianul. Caracterele litologice ale Senonianului fiind deja prezentate în lucrările mele anterioare și de altfel cunoscute de geologii care lucrează în Flișul Carpaților orientali, mă voi rezuma să adaug numai că Senonianul superior, la limita cu Eocenul inferior, este reprezentat printr-o alternanță de gresii calcaroase și de marne dure cu Fucoide.

Gresiile calcaroase, dure, cenușii-albăstrui, unele cu structură curbicorticală, străbătute de vinișoare de calcit, sunt bogate în hieroglife și prezintă, la rîndul lor, intercalări rare și subțiri de marne cu Fucoide.

Marnele cu Fucoide se prezintă în strate cu grosimi de ordinul decimetrului sau al centimetrelui; au o culoare cenușie-vineție, albicioasă și prezintă uneori intercalări subțiri de șisturi marnoase verzi.

Eocenul. Eocenul constituie, prin variațiunile de facies, elementul caracteristic al regiunii.

După cum am mai arătat într-o comunicare din anul trecut, în partea occidentală a regiunii, pînă în dreptul Anticinalului Ciumărnă [inclusiv, asistăm la o trecere continuă dela Faciesul de Tarcău la cel marginal.

În această parte Eocenul inferior este reprezentat printr-o gresie micacee de tip Tarcău, în plăci sau în bancuri de 1—5 m grosime. Asociate cu aceste gresii de tip Tarcău se întâlnesc Calcare de Pasieczna cu chaille-uri și sporadic conglomerate cu elemente verzi.

Sîntem deci, într-o zonă de trecere dela Faciesul de Tarcău la cel marginal, adică în prezența unui facies intermediar, dar nu în sensul dat acestui termen de prof. I. ATANASIU, care consideră faciesul intermediar ca fiind elementul caracteristic al Pînzei de Tazlău, facies care după dînsul constă din cel puțin trei nivele de Gresii de Tarcău (din care unul este Gresia de Moinești a lui TEISSEYRE), între care se intercalează depozite eocene de tip marginal și anume: gresii calcaroase, curbicorticale, marno-calcare cu Fucoide, calcare litografice cu chaille-uri și conglomerate cu Nummuliti și Orbitoide.



În toată partea occidentală a regiunii, Eocenul superior este de facies marginal, fiind reprezentat prin marne argiloase, foioase, verzi și roșiatice-vișinii.

La E de Anticinalul Ciumărna, Eocenul inferior este dezvoltat în Faciesul marginal. El începe printr-un orizont de gresii calcaroase, dure, albăstrui-verzui, în bancuri de ordinul decimetrului cu intercalări de șisturi marnoase verzi și roșii, de conglomerate cu elemente verzi și de calcare albăstrui; întregul pachet are o grosime de unul pînă la cîțiva metri. Acest orizont foarte subțire — pe care numai pentru motive de ordin litologic îl consider ca aparținind Eocenului inferior, deoarece cu el apare în seria Flișului un nou tip de roce, care prin aspectul lor petrografic, țin mai mult de Eocen decît de Senonian — lipsește în solzii externi și anume nu apare decît la fundul Pîrîului Sucevița, precum și pe Pirialele Prislop și Dragoșina.

Deasupra orizontului menționat se aşează un pachet de cca 40 m grosime, de șisturi marno-argiloase, foioase, verzi și roșii, care uneori, ca pe P. Sucevița, în apropiere de confluența cu P. Prislop și pe P. Cerbul, affluent al Pîrîului Solca, începe cu niște gresii verzi, moi. Acest orizont constant, care primește intercalări de gresii calcaroase dure cu hieroglifici, cenușii-albăstrui, de calcare verzi și de calcare albăstrui, uneori silificate, se subțiază în solzii externi.

Deasupra acestui pachet de strate, cunoscute sub numele de Strate de Straja, urmează un orizont de gresii albe-verzui, uneori ruginii pe suprafață, confundabile cu Gresia de Kliwa, masive, dezvoltate în bancuri de 10 m grosime și care cuprinde rare intercalări de Calcare de Pasieczna și de șisturi marnoase verzi și roșii. Acest orizont, gros de aproximativ 200 m în solzii interni, se subțiază în solzii externi.

Gresiilor menționate, care, din cauza aspectului lor kliwiform, fac dificilă cartarea, le urmează în succesiune Calcarele de Pasieczna. Aceste calcare sunt verzui, sticloase, vărgate, dure, și apar în plăci sudate, plăci care încep de la dimensiuni de cîțiva centimetri și ating uneori și grosimi de 1 m. Ele sunt bogate în accidente silicioase și uneori au intercalări de chaille-uri, groase pînă la 50 cm.

În complexul Calcarelor de Pasieczna, gros de 20—30 m, se întâlnesc intercalări subțiri de marne argiloase, roșii și verzi, precum și conglomerate cu elemente verzi.

Uneori, dar destul de rar, deasupra Calcarelor de Pasieczna urmează o recurență de gresii albe-verzui kliwiforme.

Din aceste descrieri se vede că Eocenul inferior se îngroașă dela marginea Flișului spre W, ceea ce este explicabil, deoarece mergînd dela bordura Flișului spre W, mergem spre mijlocul Mării Paleogene.

Eocenul superior, aşa cum am amintit, este dezvoltat în Faciesul marginal. În Sinclinalul Pleșul el îmbracă însă aspectul Stratelor de Bisericani, fiind reprezentat prin marne nisipoase, moi, albăstrui-verzui în interior și ruginii pe suprafete, marne care prin alterare se desfac în foi și în solzi. Același lucru se constată pe P. Cerbul și pe P. Popas. Pe acest din urmă pîrîu, ca și pe P. Slatina Rea, apar și Strate de



Bisericani și marne roșii și verzi; asistăm deci aici la o variațiune longitudinală de facies a Eocenului superior sau la o invazie a Stratelor de Bisericani în estul regiunii.

Eocenul superior are o grosime de cca 150 m.

Oligocenul. Pînă în dreptul Anticinalului Ciumărna, partea superioară a Oligocenului este invadată de Stratele de Krosno.

La E de acest anticinal, practic nu mai apar Stratele de Krosno, partea superioară a Oligocenului fiind reprezentată numai prin Gresia de Kliwa.

Tot în partea estică a regiunii este de subliniat lipsa Gresiei de Lucăcesti la N de paralela Pietrele Muierilor. La S de această paralelă, dimpotrivă, Gresia de Lucăcesti își face sporadic apariția.

Tot în privința Oligocenului este de menționat că pe un pîrâu care se varsă în P. Solca, în dreptul podului de beton din localitatea Solca, apar ca intercalațiuni în disodile sau între Gresia de Kliwa și disodile, gresii verzi, moi, gresii verzui, rubanate și gresii cenușiu-albăstrui, calcaroase. Același lucru se întimplă și pe pîriful situat imediat la N de D. Cojocului.

Aceste roci, care nu se găsesc în mod obișnuit în Oligocen, au dat mult de lucru pentru descifrarea tectonicei regiunii cuprinsă între Solca și D. Cojocului.

Miocenul. A fost urmărit atât cit ne servea la trasarea limitei Fliș-Miocen.

Este reprezentat prin gresii calcaroase, slab cimentate, micacee, roșiatice. Se întlnesc deasemeni marne nisipoase verzui și marne nisipoase moi, albăstrui-cenușii, cu intercalațiuni subțiri de gipsuri (pînă la 1 cm grosime).

Eșantioanele studiate în Laboratorul de Micropaleontologie indică o vîrstă helvețiană.

Cuaternarul. În afară de aluviunile și terasele pîraielor din regiune, la N și NE de confluența Pîrului Voivodeasa cu Sucevița, la N de D. Havrișului și în Dealurile Cirișei, Cerdacilor și Corlata se întlnesc resturi de glacis sau piedmont.

Din fostele cîmpii de piedmont, formate de cursurile de apă anterioare rețelei actuale, prin unirea și suprapunerea conurilor lor de dejecție, rețeaua hidrografică actuală a spălat o mare parte a depozitelor, lăsînd numai niște martori de eroziune.

Obișnuit, aceste glacisuri, ocupă la marginea Flișului, zona depozitelor miocene. Ele sunt foarte greu de detectat atunci cînd sunt împădurite, iar grohotișurile lor maschează o sumă de contacte.

În concluzie, din punct de vedere stratigrafic în regiunea studiată se întlnesc două zone: una vestică și alta estică, caracterizate prin faciesuri deosebite.

Zona vestică are Eocenul inferior, dezvoltat sub un facies intermediar, iar Oligocenul superior dezvoltat în Faciesul Stratelor de Krosno.

În zona estică, Eocenul inferior este de tip marginal, iar Oligocenul superior este dezvoltat în Faciesul Gresiei de Kliwa.



Considerații tectonice. Din punct de vedere tectonic se constată, ca și din punct de vedere stratigraphic, existența a două zone: o zonă vestică cu o tectonică mai liniștită și o zonăestică foarte dislocată. Aceste zone tectonice nu se suprapun însă pe cele două zone de facies. Pe cind cele două zone de facies își dau întâlnire în dreptul Anticlinalului Ciumărna—Dobra, limita dintre cele două zone tectonice este în dreptul solzului Poiana Crucii—Poiana Mărului—Poiana Micului.

1. În zona vestică se întâlnesc două accidente tectonice.

Primul accident tectonic este un solz sau o faliie de acoperire, după care Eocenul inferior încalecă Gresia de Kliwa. Acest Eocen inferior face parte din continuarea spre NW a Anticlinalului Moldovița, iar Gresia de Kliwa din continuarea spre NW a Sinclinalului Vama.

După lucrările lui I. BĂNCILĂ, această linie tectonică dispare spre NW și SE, Eocenul inferior imbrăcindu-se treptat cu Eocen superior, cu Gresie de Lucăcesti și marne bituminoase.

Al doilea accident tectonic, de mai mică importanță, este un solz incipient care lamează numai Eocenul superior.

La E de prima linie tectonică se dezvoltă un sinclinal larg, cu Gresie de Kliwa și Strate de Krosno în ax, Sinclinalul Dragoșa.

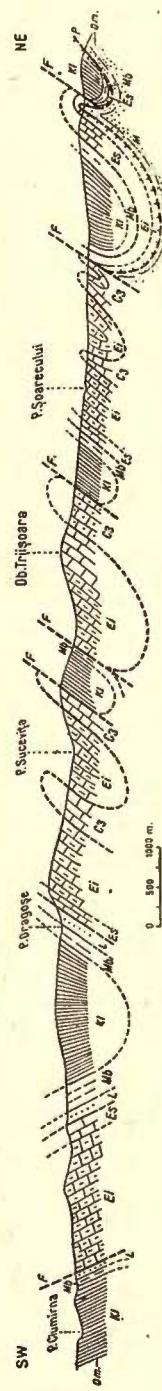
Urmează apoi o serie de cutăe, dintre care menționăm Anticlinalul Ciumărna, Sinclinalul Ciumărna și Anticlinorium-ul Plaiul Mare.

Sinclinalul Ciumărna, cu Gresie de Kliwa în ax,iese în aer la fundul Pirfului Dragoșa, la locul numit « La Craci ».

Dintre cutăele enumerate mai sus, Anticlinalul Moldovița, Sinclinalul Dragoșa și Anticlinalul Ciumărna sunt deversate spre SW, Sinclinalul Ciumărna este o cută dreaptă, iar Anticlinorium-ul Plaiul Mare este deversat spre NE.

Deversările spre SW se mențin și la W de regiunea de față, în regiunea studiată de I. BĂNCILĂ. Aceste cutăe în « rebours » sunt puse pe socoteala depresiunii centrale.

2. În partea orientală a regiunii, care prezintă o tectonică mai complicată, se întâlnesc mai mulți solzi.



Profil transversal prin Filișu extem din regiunea Ciumărna—Suciuvița.
C., Senonian. Eocene: E1, Eocene inferior; ES, Eocene superior-Oligocene: L, Gresie de Lucăcesti; Mb, marne bituminoase; P-P contactul Filișului cu Miocenul.
Gresie de Kliwa. Mi, Miocen; F, Miocen; P, Pliocene; E1-E5, folduri; F, cutăe.

Primul este Solzul Poiana Crucii—Poiana Mărului—Poiana Micului, după care Senonianul încalcă Gresia de Kliwa. El există și pe harta manuscris 1:500.000 după datele geologului D. ȘTEFĂNESCU și a fost urmărit și de geologul T. JOJA la N de regiunea de față și de I. BĂNCILĂ, la S.

Urmărind spre S linia de încălcare a acestui solz pînă în V. Moldovei, I. BĂNCILĂ constată că în cele din urmă ea dispare.

Al doilea solz, Solzul Trișoara, după care Senonianul (care în S se imbracă cu Eocen inferior) încalcă Gresia de Kliwa, a fost urmărit din V. Suceviței pînă în V. Solonețului.

Al treilea solz, Solzul Sucevița—Pietrele Muierilor, este delimitat spre E de linia Sucevița—Hașca—Solca, linie foarte importantă, care în dreptul Pîrifului Hașca ieșe la bordura Flișului. De aici spre S ea primește în față încă doi solzi, iar apoi la S de P. Slatina, ieșe din nou la bordura Flișului.

Însfîrșit, ultima linie este aceea dela bordură, după care Flișul încalcă Miocenul.

În nordul regiunii și anumă acolo unde există cele două golfuri de Miocen, încălcarea vizibilă este de 2,5 km. Această ultimă linie reprezintă fruntea unei pînze.

Concluzii. 1. Regiunea de față este constituită din două zone: o zonă vestică, larg cutată, cu deversări spre SW în partea occidentală și cu deversări spre NE, în partea orientală, și dintr-o zonă estică, alcătuită dintr-o serie de cute-solzi, mai mult sau mai puțin strânse, deversate spre NE (vezi profilul).

2. Tectonica n-a ținut socoteală de condițiile paleogeografice și a făcut abstracție de faciesuri.

Cercetările de pînă acum arată că suntem în prezență unei singure unități superioare, care ar fi continuarea spre N a Pinzei Marginale, în sensul dat acestei denumiri în 1939 de prof. I. ATANASIU, încit ceea ce a numit T. JOJA, Pinza de Putna, nu este altceva decit Pinza Marginală, iar ceea ce a numit Pinza Marginală, nu este decit un echivalent al Pinzei Submarginale.

3. Liniile de încălcare din cuprinsul acestei unități superioare nu reprezintă fruntea unor pînze. Ele au caracterul unor cute-solzi de oarecare ampoloare, mergînd spre tipul Skiba și în orice caz, în eventualitatea existenței unui Para-autohton, ele rămîn în unitatea superioară.

4. Prezența Stratelor de Bisericani în penultimul solz extern din partea de NE a regiunii, nu constituie un argument pentru a considera că ultimii doi solzi externi să ar plasa într-o unitate inferioară, adică ar constitui un Para-autohton, deoarece mai în W tectonica, după cum s-a văzut, a făcut abstracție de faciesuri, iar pe de altă parte, Strattele de Bisericani prezintă variațiuni de facies longitudinale.

În afară de aceasta, chiar prin modul lor de apariție, cei doi solzi nu pot fi considerați ca aparținând unui Para-autohton.

Mai degrabă solzii dela S de Hașca ar putea fi considerați ca aparținând unui Para-autohton, dar deocamdată nu sunt dovezi suficiente pentru a sprijini această interpretare.



—ŞT. AIRINEI. — 1. Cercetări magnetometrice regionale în Dobrogea.
2. Ridicări magnetice de detaliu pe Iacob-Deal și Dealul lui Manole (Turcoaia)¹⁾.

—V. EUSTAȚIADE. — Măsurători de rezistivitate aparente în regiunea Roman și la diferite stații de transformare și centrale electrice²⁾.

—ŞT. GHİKA. — Structura Muntelui Curățelu în Masivul Rodnei³⁾.

Munții Rodnei fac parte din zonă cristalină a Carpaților orientali și apar ca un horst limitat către sud, printre falie, de sedimentele paleogene transgresive (TH. KRÄUTNER 1938).

Întreaga masă a Munților Rodnei este formată din păraroce în care predomină mai cu seamă în părțile de fundament, o serie cuarțoasă cu material filitos subordonat; micașisturi biotitice formează petece pe culme și este bine cunoscut petecul din Virful Ineuului, care se întinde către sud pînă în marginea Muntelui Curățelu. Această creastă este limitată la est de Valea Cobășelului și la vest de Izvorul Băilor, cu affluentul de stînga, Valea Vinului.

1. *Petrografia Cristalinului*. Din punct de vedere petrografic putem să deschidem:

a) Seria care prin poziția ei geometrică se găsește la partea inferioară și în care sisturile cuarțoase-cloritoase sunt cele mai abundente, prezintind toate trecerile către sisturi clorito-sericitoase. În ele interstratificațiile calcaroase sunt destul de puțin importante. Aceste calcarare cristaline sunt de culoare mai inchisă, bogate în quart și formează lentile de mică grosime. Ne referim în special la lentilele de calcar

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție pînă la data imprimării volumului.

²⁾ Literatură consultată:

ŞT. GHİKA, A. MANILICI. Raport geologic al echipei Rodna în vara 1951, cu o hartă 1: 255.000. (Manuscris).

TH. KRÄUTNER. Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen) *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIX, 1938.

F. Pošepny. Vorlage der geol. bergmännischen Karte d. k. k. Rodnaer Werkes. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* XV, 1865, pg. 135.

— Über die Erzführungsverhältnisse der Rodnaer Alpen in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* XV, 1865, pg. 71.

— Die Eruptivgesteine der Umgebung von Rodna. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* XV, 1865, pg. 163.

— Über das Alter der Rodnaer Erzlagerstätten. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* XV, 1865, pg. 183.

— F. v. HAUER, G. STACHE. Geologie Siebenbürgens. Viena, 1885.

K. A. WEBER. Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten von Ș-Rodna in den NE-Karpathen. *Metall und Erz.* Heft 3, 4, 5, 1915.

T. P. GHÎTUȚESCU. Comunicare asupra zăcămintelor de minereuri dela Rodna Veche, cu 3 planșe. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, 1929—31, pg. 39—54. București, 1931.



ce apar la partea inferioară a Muntelui Crăciunelu, precum și la cele din Dealul Popii. Aceeași serie mai conține roce subordonate, filite grafitoase, în bancuri relativ subțiri. În talwegul Văii Cobășeului apar aceleași șisturi cloritoase, fără calcare și fără șisturi grafitoase.

b) Șisturi cristaline, de un caracter mult deosebit, ce se găsesc în zonele care, din punct de vedere geometric, ocupă pozițiile superioare. Aici predomină micașisturile cu un conținut important de mică, biotit și muscovit, dar în care cloritul nu lipsește. În afara filosilicătilor de origine argiloasă apar de multe ori granați și uneori staurolit. Conținutul în plagioclazi apare redus. În această serie biotitică se găsesc importante bancuri de calcar cristalin. Aspectul lor este variabil: pe lîngă calcare albe cu structură zaharoidă, se găsesc și porțiuni de calcar mai puțin bine recristalizat, cu boabe mărunte, iar uneori ele conțin intercalații stratiforme de șist micaceu, biotitic, de cele mai multe ori subțiri. Alte varietăți sunt de culoare cenușiu-negricioasă și printre ele se găsesc calcare cu tremolit în snopuri dispuse radial sau acoperind suprafețe plane. Intercalațiile de calcar se pot urmări în direcție pe distanțe foarte mari, însă de cele mai multe ori, bancurile se subțiază, se întrerup, pentru a apărea din nou mai departe.

c) Intr-o poziție geometrică intermediară între aceste două serii, dintre care una cloritoasă și cealaltă biotitică, uneori cu granați, se găsesc o serie groasă care formează tranziția între ele și este alcătuită din șisturi micacee sericitoase-cloritoase, uneori muscovitice, în care alternanța varietăților cloritoase este foarte capricioasă. Nu lipsesc nici șisturile cu granați mici, în parte cloritizați. Această serie intermediară este caracterizată prin importanța bancurilor calcaroase pe care le conține și care, pe alocuri, ocupă cea mai mare parte a formațiunii. În Jghiabul Rîsului, un affluent al Cobășelului, se pot, deosebi, în suprapunere, patru bancuri de calcar, de grosime asemănătoare (pînă la 40–80 m), care se urmăresc pînă în botul ce desparte Jghiabul Rîsului de Pîrîul Flueroasa. Aceste patru intercalații se mai regăsesc în alte părți ale regiunii și alternează în seria micașisturilor cloritoase. Ele nu se pot urmări însă în ansamblul regiunii. În malul stîng al Pîrîului Cobășel, aceste calcare nu apar decît cu grosimi reduse în două intercalații la partea superioară a succesiunii de micașisturi cloritoase. În direcție, calcarele se urmăresc în malurile Pîrîului Virtej, sub forma unei zone foarte groase, cu intercalații micacee foarte subțiri.

În versantul dinspre Cobășelul cit și în versantul dinspre Izvorul Băii, importanța acestor calcare din seria Șisturilor cristaline intermediare este foarte mare. Această parte intermediară, calcaroasă, a seriei cristaline are o grosime ce pare să micșoreze în partea de vest a regiunii, iar dispoziția bancurilor de calcar nu are o regularitate care să permită urmărirea orizontului în continuitate. Alternanța bancurilor este foarte schimbătoare în direcție și pe verticală. Aceste calcare au fost deci recifi care s-au format în alternanță cu depunerile detritice.

Împărțirea Cristalinului, astfel cum este arătată mai sus, nu se deosebește, decît în formă, de clasificarea ce a admis-o KRÄUTNER în « Das kristalline Massiv von Rodna », cind a separat seria mesozonală, în care sunt cuprinse unele bancuri de calcar,



relativ subțiri, de restul formațiunilor cristaline atribuite epizonei. Calcarele cristaline în bancuri importante sunt atribuite de KRÄUTNER, părții superioare a epizonei, în Valea Cobășelului. Cele din versantul dinspre Valea Băilor sunt considerate ca făcind parte din mesozonă. Pentru KRÄUTNER, la limita între mesozonă și epizonă, apar roce diafotitice, care reprezintă mesozona laminată și retrometamorfozată prin efectul presiunilor tectonice. Ele nu diferă de micașurile clorito-sericitoase.

Rămîne faptul esențial că formațiunea șisturilor cristaline prezintă o succesiune concordantă de pararoce de origine detritică; ele sunt predominant cuarțoase în partea inferioară, au importante intercalații calcaroase, de grosimi variabile, pe porțuna mijlocie, și mai groase la partea superioară; la partea superioară, șisturile cristaline sunt de origine argiloasă.

Avem o succesiune continuă, care, din punctul de vedere al gradului de metamorfism determinat pe baza mineralelor tipomorfe, prezintă tipurile epizonale la partea inferioară și cele mesozonale la partea superioară. Așa cum este normal în formațiuni metamorfice, limita celor două zone nu este bruscă. Rămîne de interpretat faptul că succesiunea este, din punct de vedere geometric, inversă față de concepția admisă, pînă acum, a zonelor caracterizate prin minerale tipomorfe pentru gradul de metamorfism descrescînd de jos în sus.

2. Structura Cristalinului. Cristalinul este cutat, prezentînd înclinări relativ mici. Cea mai importantă cută este anticlinalul din Valea Cobășelului, o vale anticlinală care urmărește axul acestui brachianticlinal N—S. În afuenții de vest ai Cobășelului șistozitatea înclină spre vest, cu $15-30^{\circ}$, citeodată 40° . Urmărind succesiunea șisturilor cristaline și intercalații calcaroase, acestea se suprapun în mod regulat cu direcția aproape N—S. Înclinarea se atenuă de la 1200 m în sus, astfel încît, sub Creasta Curățelului, șistozitatea devine aproape orizontală; în versantul de E al crestei dinspre Cobășel, stratele au o înclinare de $10^{\circ}W$, iar în versantul de W au o înclinare slabă către E. Creasta Cobășelului constituie un sinclinal foarte puțin pronunțat, cu o ușoară disimetrie și o accentuare a cutării spre părțile inferioare (fig. 1).

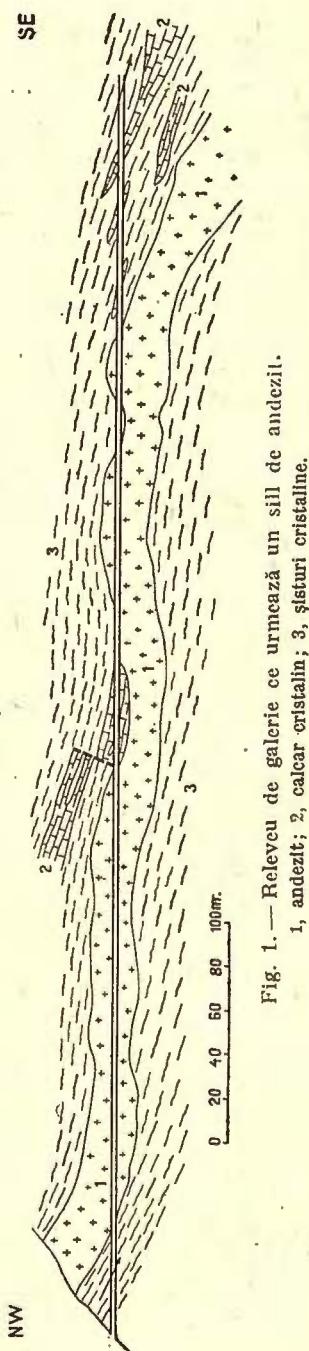


Fig. 1.—Relevu de galerie ce urmărește un sill de andezit.
1, andezit; 2, calcar-șist; 3, șisturi cristaline.

Inversiunea reliefului, atât de pregnantă în Valea anticlinală a Cobășelului, se manifestă deci și în Creasta Curățelului, și în Izv. Băilor, în amonte de confluența cu Izv. Roșu. Sinclinalul din Creasta Curățelului se prelungesc spre S pînă la Vf. Beneșului. Aici inclinarea spre W este mai pronunțată și disimetria accentuată.

Această structură, care se descifrează și se urmărește pornind dela individualitatea atât de marcantă a Anticlinalului Cobășelului, a fost prezentată foarte clar de KRÄUTNER, în 1938. Totuși anticlinalul încleștat, care apare în profilul desenat de acest geolog la Capul Beneș pînă la 2 km de confluența Cobășelului, nu se încadrează în stilul liniștit al tectonicei.

3. *Rocele eruptive terțiare.* Străbătînd marginea de S a Masivului Rodna, precum și intercalate în rocele Sedimentarului paleogen transgresiv peste el, sunt cunoscute importante zone de roce eruptive. În cuprinsul porțiunii cartate, acestea sunt numai andezite a căror vîrstă nu ar putea fi determinată dacă nu s-ar bănuia că sunt contemporane cu cele din regiunile vecine, care sunt post-paleogene. În Masivul Curățelul, andezitele apar mai cu seamă pe malul stîng al Izvorului Băii, în versantul de vest al Crestei Beneș—Curățelul, unde au fost urmărite. S-a reușit să se delimitizeze o serie de corpuri andezitice, orientate în general N—S, care apar nu ca masive, nici sub formă de coșuri vulcanice sau de neck-uri, ci în zone alungite, deci ca dyke-uri dispuse paralel cu direcția șistozității șisturilor cristaline. Aceste lame intercalate în șisturile cristaline au putut fi urmărite în special pe creasta denumită Dealul Băilor, unde se repetă de patru ori, fiind despărțite una de alta prin pachete de șisturi cristaline cu înclinări destul de mici. În Valea Vinului, care este paralelă cu creasta Dealul Băilor, aceleași patru lame au putut fi deosebite, însă aici ele au o lărgime mult diferită; lama mijlocie este foarte îngustă și cea din spate este mult mai largă.

Corpurile de andezite în versantul de S al Dealului Băilor prezintă un contur rectiliniu față de curbele de nivel. Ele sunt deci redresate și au căderi de circa 70°E. Același lucru se poate observa și în profilul minei; unde se pot măsura înclinări de aproximativ 60°E la limita între andezite și șisturile cristaline.

Forma de zăcămînt în dyke-uri pare un fapt destul de bine precizat și foarte numeroase dyke-uri subțiri se întâlnesc atît la suprafață cit și în mină.

Un dyke superior se găsește la altitudinea de 1200 m. El pare mai discordant în partea de S și mai concordant în partea de N, unde are tendința de a se culca atunci cînd coboară către malul stîng al Pîrîului Debreten.

A doua zonă de andezite se găsește la altitudinea de cca 900 m și ajunge în Valea Băilor, unde este deschisă o carieră de andezite.

Urmează către SE o nouă zonă de andezite, mult mai îngustă, ce se poate observa în special în Pîrîul Amalia. Acest corp de andezite este aproape orizontal. Într-o lucrare minieră care îl străbate se întâlnescă atît acoperișul lui de șisturi cristaline, pe alocuri calcaroase, cit și patul lui șistos. Andezitul este concordant față de șistozitatea Cristalinului și constituie un « sill » a cărui grosime este greu de



determinat întrucât el ondulează, împreună cu acoperișul, fiind pe alocuri discordant. Conține o intercalatăie de șisturi cristaline incluse, după cum conține și enclave mărunte (fig. 2).

În linii generale putem, într-un profil geologic de ansamblu, să ne reprezentăm versantul de W a Muntelui Curățelul, alcătuit din șisturi cristaline puțin inclinate, străpunse de două dyke-uri de andezit. Către S dyke-urile se desfac și în profilul Văii Vinului avem patru intercalării de andezit.

Andezitele mai apar și pe flancul de E, în afluenții Văii Cobășelului. Un masiv larg de cca 500 m apare între Pârâul Cioroiiului și Flueroasa, între cotele 1100 și 1300. În partea superioară el conține o intercalatăie de șisturi cristaline care desparte un corp subțire către amonte. Alt sill subțire apare în Jghiabul Risului, sub cotă 1200. El are aceleași caractere petrografice și se găsește într-o situație analoga. Nu am putut urmări continuitatea între aceste două aflorimente vecine. Ele sunt însă desigur în legătură și bănuim că au legătură și cu cele care apar în malul stâng al Izvorului Băii.

După riguroasele cartări ale andezitelor din Munții Bărgăului care au fost prezentate aici de geologul LĂZĂR ATANASIU¹⁾, existența unor dyke-uri nu mai este un lucru nou. După ce a apărut foaia 1: 500.000 cu reprezentarea în miniatură a observațiunilor de detaliu ale geologului I. GHERMAN la Muntele Heniu, existența sill-urilor apare ca verosimilă în toată zona andezitelor din marginea Bazinului Transilvaniei. Această ipoteză nebănuită de noi la început, se pare — după unele documente ce se află în arhiva minieră — nu era străină lui Poșepny, la 1860. Legătura între structura Cristalinului și forma de zăcămînt a andezitelor este de cea mai mare importanță pentru studiul zăcămîntului dela Rodna.

Am desenat profilul (fig. 1) cu oarecare temeritate, deci sub formă preliminară.

¹⁾ L. ATANASIU. Geologia regiunii Fîntîncle — Mureșenii Bîrgăului (Năsăud). În volumul de față.

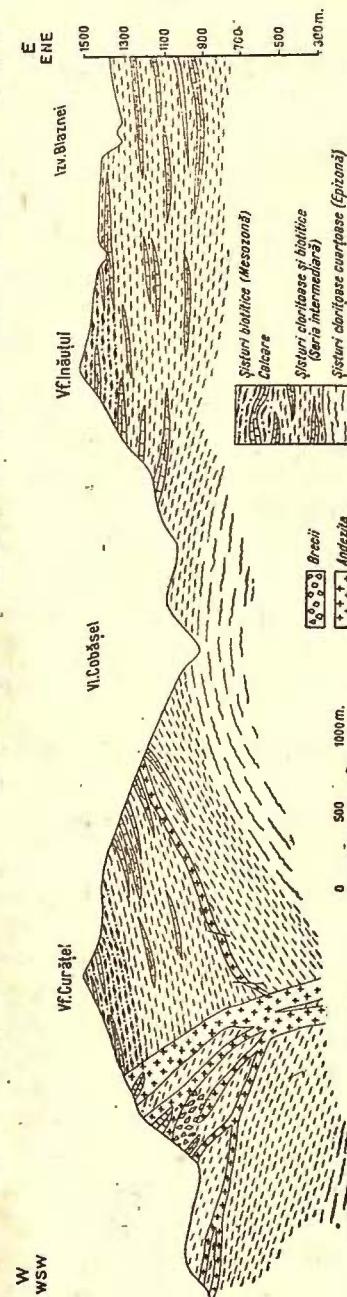


Fig. 2. — Profil geologic prin Muntele Curățel, Valea Cobășel și Vf. Inăuș.

Trebuie totodată explicitat de ce, în acest profil, petecul de paragnaise biotitice cu granat, care face parte din Cristalinul Ineului, nu mai apare ca pînză de încălcare; stilul Cristalinului devine din cele mai liniștite.

După noi, tot Cristalinul Rodnei, cel puțin în Muntele Curățelul, aparține aceluiași facies mineral. Un facies mineral cuprinde, pe lîngă rocele care au compoziția mineralologică și chimică identică, și acele pentru care compoziția mineralologică variază, după reguli definite, în funcție de compoziția chimică globală.

Considerăm că rocele biotitice și granatifere ce formează petecul Înău, au o compoziție chimică globală inițială deosebită de compoziția chimică globală inițială a rocelor ce formează seria inferioară. Deosebirile mineralogice nu se datorează condițiunilor de metamorfism, ci deosebirii de compoziție a sedimentelor ce s-au metamorfozat. Seria inferioară a fost cuarțitică cu puține argile și fără conținut de potasiu și de fer suficient. Din contră, seria superioară a fost argiloasă, a conținut fer și potasiu în cantitate suficientă pentru a da naștere biotitului, și aluminiul necesar pentru a forma granați și staurolit. Deosebirea de compoziție mineralologică se datorează deosebirii de compoziție chimică inițială. În aceleași condiții de metamorfism avem o variație continuă de succesiuni mineralogice.

Sedimentele ar fi fost: detritice la bază — cu intercalații calcaroase în serie intermediară — argile în partea superioară. Condițiile de sedimentare arată că după o fază de sedimentare detritică urmează faza de calcare recifale neritice și apoi o fază argiloasă-bathială.

Deocamdată am încercat să facem orizontarea Cristalinului, desigur că grosolană. Sîntem în faza de început a stratigrafiei Cristalinului, pe care o facem pe baze litologice și geometrice.

Şedința din 29 februarie 1952

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— M. G. FILIPESCU. — Cercetări geologice în Zona internă și mediană a Flișului dintre Valea Uzului și Valea Tărlungului (comunicare preliminară).

Cu ocazia comunicării din anul trecut, privind regiunea dintre V. Buzăului și V. Brețcului, au fost puse în discuție unele probleme de ordin stratigrafic și tectonic, cărora, în parte, nu le-am putut răspunde atunci pentru motivul că nu-mi erau cunoscute o serie de date, cuprinse în afara regiunii studiate.

Pentru a clarifica aceste probleme a fost necesar să revizuiesc datele expuse în acea comunicare preliminară și să extind cercetările în afara perimetrlui studiat anul trecut, mai ales în direcțiile: N, pînă în V. Uzului, S, pînă în V. Tărlungului, E, pînă la linia Sandor—Poiana Sărată—Crasna din V. Buzăului.

Rezultatele comunicate astăzi le consider tot provizorii, deoarece au mai rămas de revizuit unele probleme și de cercetat în detaliu unele porțiuni din regiune.



Harta geologică la scara 1: 75.000, care a fost întocmită cu această ocazie, a fost întregită cu date din lucrări ale Prof. G. MACOVEI și I. ATANASIU, D. M. PREDA, M. G. FILIPESCU, precum și din harta geologică a R.P.R. la scara 1:500.000, foia 2b.

Probleme stratigrafice

Regiunea care face obiectul acestei comunicări este constituită din depozite jurasice, cretacice, paleogene, pliocene și cuaternare.

Ne-au interesat, în cea mai mare măsură, depozitele cretacice și cele paleogene; pe aceste depozite se axează majoritatea preocupărilor din această comunicaire.

Depozitele cretacice și paleogene din regiune aparțin Flișului și, după caractere stratigrafice și tectonice, ele se pot separa în două grupe:

Depozitele situate la W de linia Acloș—V. Seacă—Covasna—Zagon—Crasna, care aparțin Flișului intern, cu excepția unei fișii înguste, situată între Cernatu de Sus și Teliu, care este discutabilă.

Depozitele situate la E de linia menționată, care aparțin Flișului median.

I. Probleme privind Flișul intern. Depozitele Flișului intern sunt repartizate în două zone și anume: Zona Cretacicului inferior și mediu și Zona Conglomeratelor de Bucegi—Zăganul.

A) *Zona Cretacicului inferior și mediu.* Această zonă, care participă în cea mai mare măsură la constituția Flișului intern din regiunea studiată, este alcătuită din următoarele depozite: Strate de Sinaia, Strate de Comarnic și Seria depozitelor marno-grezoase conglomeratice, superioară Stratelor de Comarnic.

1. *Stratele de Sinaia*, cu caracterele bine cunoscute, se întâlnesc la SE de Satul-Lung, între V. Gîrcinului și V. Doftana, întinzându-se la E de V. Tărlungului pînă în V. Zizinului, unde dispar sub Stratele de Comarnic. Depozitele acestei serii, atribuite Valanginian-Hauterivianului, sunt în această regiune foarte tectonizate și transformate uneori în adevarate sisturi satinat, cu aspect filitos, fenomen însoțit de o accentuată elaborare de carbonat de calciu sub forma de diaclaze caracteristice acestor strate.

2. *Stratele de Comarnic*, reprezentate prin marne cenușii și istoase, marno-calcare brune-cenușii uneori conglomeratice, bogate în acest caz în Orbitoline, și calcar marnoase cenușii-albicioase, se întâlnesc de o parte și de alta a fișiei de Strate de Sinaia din regiunea Satul-Lung. La NW de Stratele de Sinaia, fișia de Strate de Comarnic este îngustă și se efilează dispărind la SW de V. Tărlungului. Fișia de pe flancul de SW al Stratelor de Sinaia are o lățime de cca 4 km și este bine deschisă în V. Zizin și V. Tărlung, unde se poate vedea că și Strattele de Comarnic sunt intens cutate.



În lucrarea lui E. JEKELIUS, privind regiunea din jurul Orașului Stalin¹⁾, aceste depozite nu sunt separate, ci ele sunt incluse, împreună cu Stratele de Sinaia, în seria neocomiană.

Alte iviri de Strate de Comarnic sunt acele din Plaiul Virșaele—Piluș, la N de V. Teliului, situate pe cele două flancuri ale zonei de Senonian dela Teliu.

Vîrsta baremian-apărțiană atribuită acestor depozite se confirmă și în această regiune prin existența Orbitolinelor și prin prezența calcarelor cenușii-albicioase care amintesc de Urgonianul din alte părți.

3. Seria de depozite marno-grezoase conglomeratice. În această serie se disting următoarele orizonturi:

a) La bază, un orizont de marne cenușii și șisturi marnoase și argiloase cenușii-negricioase, alternând cu gresii micacee fine, calcaroase, cenușii, și uneori cuprinzând intercalații de argile roșii. Grosimea acestui orizont este aproximativ de 150 m.

În depozitele acestui orizont s-au găsit în alte părți²⁾ resturi de Inocerami mici și mari și mulajul unui Ammonit, care pare a aparține genului *Hoplites*.

V. MUTIAC a recoltat din acest orizont, în V. Buzăului, la Crasna, cîteva fragmente de Inocerami.

b) Partea mijlocie a seriei este reprezentată printr-un orizont grezos, constituit din gresii micacee grosiere, cenușii-gălbui, uneori foarte dure, alteori friabile, gresii care alternează cu șisturi argiloase cenușii-verzui. Acest orizont este foarte bine deschis în V. Tărlungului, V. Teliului, V. Buzăului, V. Cernatului, V. Toria, V. Uzului, etc. Grosimea acestui orizont este de cca 300 m.

Din acest orizont, V. MUTIAC a recoltat în V. Buzăului, la Sita Buzăului, cîteva exemplare de *Neohibolites minor* STOLLEY.

c) Al treilea orizont, situat la partea superioară a seriei, este reprezentat prin conglomerate poligene în care domină blocuri de șisturi cristaline și de calcar tithonic la fel cu acel care apare la baza Conglomeratelor de Zăganu. Aceste conglomerate conțin și intercalații de gresii grosiere friabile, asemenea celor din orizontul grezos. Grosimea orizontului conglomeratic nu pare a depăși 100 m.

Depozite aparținând acestui orizont apar în Plaiul Tesla, în Plaiul Pojiele, în dealurile dela N de Întorsura Buzăului, etc.

Din depozitele acestui orizont am recoltat cîteva fragmente de Inocerami la N de Întorsura Buzăului, iar în altă parte²⁾ am recoltat un exemplar de *Neohibolites minimus* LIST.

Am insistat asupra acestor depozite, atât pentru faptul că ele ocupă cea mai mare parte din Flișul intern din regiunea studiată, cît și pentru faptul că vîrsta lor a fost pusă recent, în discuție.

¹⁾ JEKELIUS E. Der geologische Bau des Gebirges von Brașov. An. Inst. Geol. Rom. Vol. XIX. 1938.

²⁾ FILIPESCU M. Cercetări geologice între Valea Teleajenului și Valea Doftanei. Teză. 1934.



Pe baza materialului paleontologic recoltat din depozitele acestei serii între V. Teleajenului și V. Dîmboviței, s-a atribuit acestor depozite vîrstă albian-cenomaniană (vraconiană) și ca atare le-am atribuit aceeași vîrstă și în această regiune, cu ocazia comunicării din anul trecut.

Ulterior, I. BĂNCILĂ¹⁾, bazat pe cîțiva Inocerami găsiți în Bazinul Bistriței, în depozite care par a corespunde orizontului marnos al acestei serii, atribuie seriei vîrstă senoniană.

Am făcut cu acea ocazie rezerva cuvenită. Astăzi, în afara de argumentele aduse atunci în contra vîrstei senoniene atribuite de I. BĂNCILĂ seriei menționate, vin să pledeze și cele cîteva exemplare de *Neohibolites minor* STOLLEY recoltate din orizontul marnos în regiunea Sita Buzăului.

Pe baza argumentelor paleontologice de care dispunem, susținem cu și mai multă tărie că cele trei orizonturi ale seriei discutate aparțin în mare parte Albianului. Orizontul de bază ar putea trece chiar în Aptian, iar orizontul superior ar putea să cuprindă și partea inferioară a Cenomanianului.

b) *Zona Conglomeratelor de Zăganu—Bucegi*. Această zonă este reprezentată în regiune prin trei lambouri și anume: lamboul Zăganu—Ciucăș—Tesla—Pojele, lamboul din Virful Silfei și lamboul dintre V. Gîrcinului și V. Timișului. Cel mai mare dintre acestea este cel dintii, iar cel mai redus este cel din Virful Silfei. Cu toată deosebirea de mărime, alcătuirea lor este similară și anume fiecare lambou este constituit din depozite jurasice și cretacice.

Jurasicul acestor pete ce este reprezentat, după D. PREDA²⁾, prin Bajocian, Calovian, Oxfordian și Tithonic.

Cercetările noastre, care în această parte au avut numai un caracter de recunoaștere, nu ne-au permis să identificăm decît Tithonicul, reprezentat prin calcare albe-cenușii cu Calpionele, de care ne-am mai ocupat și cu altă ocazie³⁾. Cele mai remarcabile masă de asemenea calcare sunt acele din Virful Tesla, din V. Stînei și din V. Gîrcinului.

În nici unul din locurile menționate nu am putut să stabilesc raporturile precise dintre aceste calcare și depozitele albian-cenomaniene, adică dacă stau peste această serie sau dacă o străbat. Un singur lucru s-a putut preciza și anume: blocurile de calcar jurasic din conglomeratele orizontului superior al seriei precedente sunt identice cu calcarele din aceste mase jurasice.

Cretacicul este reprezentat prin conglomeratele poligene cunoscute sub numele de Conglomerate de Zăganu—Bucegi.

¹⁾ BĂNCILĂ I. Structura Flișului Carpaților orientali. Comunicare făcută la Comitetul Geologic în 1951.

²⁾ PREDA D. La. nappe des Conglomérats de Zăganu et de Ceahlău (nappe moldave). Bul. Soc. Rom. Geol. Vol. IV. 1939.

³⁾ FILIPESCU M. Les calcaires de la zone dăs Conglomérats de Zăganul. C. R. Ac. des Sc. Roum. T. I. Nr. 3. 1936.



Aceste conglomerate conțin, în afară de elemente de origină eruptivă și cristalină, numeroase blocuri de calcar jurasic, care constituie elementul caracteristic al lor.

Conglomeratele stau discordant peste masele de calcar jurasic și deseori sint străbătute de colți de asemenea calcar. Acest fapt arată că în marea în care s-au format aceste conglomerate se ridicau' insule de Cristalin și de calcar jurasic, pe seama căror s-au format aceste conglomerate poligene, ale căror elemente ating uneori mărimi impresionante. Grosimea conglomeratelor este cca 700 m, iar vîrsta lor cenomaniană este bazată pe argumentele paleontologice ce provin din regiuni învecinate.

Este de menționat că aceste conglomerate seamănă foarte mult cu acele din seria albian-cenomaniană a zonei precedente. În orice caz, aceleași blocuri de calcar jurasic sint frecvente în ambele categorii de conglomerate.

II. Probleme privind Flișul median. Depozitele aparținind Flișului median sunt dispuse în următoarele zone:

A) Zona depozitelor paleogene de tip Tarcău;

B) Zona de solzi cretacic-paleogenă dintre Flișul intern și Zona Paleogenului de Tarcău, cu ramificația Voinești—V. Elmeg—Ojdula—Poiana Uzului;

C) Zona Senoniană Cernatul de Sus—Teliu—V. Telejenel.

A) *Zona depozitelor paleogene de tip Tarcău.* Această zonă ocupă cea mai mare parte din Flișul median al regiunii. În ea se separă două serii de depozite: seria depozitelor marno-grezoase, conglomeratice și seria șisturilor bituminoase cu intercalății de gresii.

1. Seria depozitelor marno-grezoase conglomeratice cuprinde următoarele orizonturi:

a) Orizontul basal (cca 50 m), format din gresii calcaroase cenușii cu spărtură curbicorticală, alternind cu argile roșii și gresii glauconitice;

b) Orizontul mijlociu (cca 250 m), alcătuit dintr-o alternanță de gresii micacee cenușii cu gresii gălbui, grosiere și cu șisturi argiloase roșii și verzui;

c) Orizontul superior (cca 1000 m), constituit din gresii micacee grosiere, cenușii sau gălbui, uneori foarte dure, alteori friabile, cu intercalății slabe de gresii cenușii micacee, cu spărtură curbicorticală, și de șisturi argiloase cenușii-verzui sau roșcate.

Adeseori acest orizont conține intercalății de conglomerate poligene, ale căror elemente ating uneori mărimi neobișnuite, cum este cazul celor din Culmea Perchiului sau a celor de pe V. Bota, ce conțin blocuri de micașist pină la 1 m diametru.

Prezența acestor conglomerate, cu elemente de talie mare, nu poate fi explicată decât prin formarea lor în preajma unor creste compuse din rocele întâlnite în acele conglomerate. Bănuim existența unei asemenea creste, ascunsă astăzi, sub depozitele paleogene din Culmea Perchiului, creată formată foarte probabil din micașisturi.



În sprijinul acestei supoziții stau și alte fapte care vor fi relatate în altă parte.

Vîrsta eocenă a depozitelor acestei serii, cunoscute sub numele de Gresia de Tarcău, este bazată pe resturi de Nummuliti și Assiline găsite în alte părți. Nu există încă argumente suficiente pentru precizarea vîrstei fiecăruia orizont în parte.

2. Seria șisturilor bituminoase cu intercalații de gresii. a) La baza acestei serii se întâlnesc un orizont (cca 200 m), format din șisturi argiloase negre-cenușii, șisturi bituminoase cu eflorescențe de sulfati și cu resturi de Pești, strate subțiri de accidente silicioase de tip menilit și frecvențe intercalații groase de 3—4 m de gresie grosieră, micacee, cenușiu-gălbui cu pete ruginii, de tip Tarcău.

Acest orizont se poate observa foarte bine în V. Covasna, începînd dela marginea de E a satului Voinești, de la stăvilarul situat la confluența acestei văi cu V. Horgazului și pînă la confluența Văii Covasna cu V. Mișcăului.

b) Orizontul superior (cca 150 m) este alcătuit din marne cenușii-negricioase, șistoase, adevărate marne de ciment, șisturi argiloase cenușii-negricioase, pe suprafața căror se întâlnesc uneori resturi de Pești, foarte rar șisturi bituminoase cu intercalații de strate subțiri de gresii micacee, frecvențe marnocalcare feruginoase în strate subțiri și marne șistoase negre, mate. Acest orizont se poate studia foarte bine în V. Covasnei, începînd dela stăvilarul menționat mai sus, pe o distanță de 300 m spre aval.

Depozitele acestei serii se mai întâlnesc și la N de Tîrgul Săcuesc între Casonul Mic și V. Uzului și în V. Buzăului la gura Văii Arțagului, unde au fost menționate de GRIGORE POPESCU.

Datorită caracterului șistos dominant și culorii inchise a acestor depozite Prof. G. MACOVEI¹⁾ a atribuit depozitelor ce aparțin acestor serii, din V. Covasna, aceeași vîrstă ca și Șisturilor negre cretacice, adică vîrsta barremiană.

În 1936²⁾, datorită intercalațiilor de gresii de tip Tarcău, am atribuit Paleogenului numai depozitele situate la E de stăvilarul menționat, în timp ce depozitele situate în aval de acest stăvilar, le-am atribuit seriei Șisturilor negre, pe care le consideram atunci de vîrstă senoniană.

Cu ocazia cercetărilor din vara anului 1950, bazat pe aceleasi considerente, am atribuit Paleogenului numai orizontul inferior, în timp ce orizontul superior l-am atribuit Șisturilor negre, separîndu-l ca un complex aparte, pe care l-am denumit complexul marnelor cenușii-negricioase, căruia i-am atribuit vîrsta turoniană.

I. BĂNCILĂ, care a găsit în acest orizont, cîteva resturi de Iești, a combătut părerea noastră, susținind că și acest orizont ca și acel dela E de stăvilarul dela gura Văii Horgazului, aparține Paleogenului de tip Tarcău, probabil Oligocenului.

¹⁾ MACOVEI G. Aperçu géologique sur les Carpates orientales. *Guide des Excursions*. 1927.

²⁾ FILIPESCU M. Études géologiques dans la région comprise entre la Vallée du Teleajen et les Vallées du Slănic et Bîrsa Mică (cu o hartă). *Bul. Lab. Min. gen. Univ. București*. Vol. II. 1937.

Rezultatele la care am ajuns în urma cercetărilor din vara anului 1951, cercetări care ne-au permis mie și colaboratorilor mei V. MUTIHAU și V. CUNADI, să găsim numeroase resturi de Pești, aceleași în cele două complexe, confirmă punctul de vedere exprimat de I. BĂNCILĂ în discuția făcută cu ocazia comunicării mele din anul trecut, privind vîrstă eocen superior - oligocenă a acestui complex.

B) Zona de solzi cretacic-paleogenă dintre Flișul intern și Zona Paleogenului de tip Tarcău și a ramificației Voinești — V. Elmegului — Ojdula — Poiana Uzului. La E de linia ce separă Flișul intern de Flișul median, se întâlnește o zonă de depozite creacico-paleogene, care împărțită în două segmente de către depozitele pliocene și cuaternare din Depresiunea Brețcului și anume: segmentul dintre V. Buzăului și V. Covasna la sud și segmentul dintre V. Seacă și V. Uzului la nord.

Primul segment are o lățime de 4—5 km și în alcătuirea lui intră și depozite paleogene. Cel de al doilea segment are o lățime între 1—3 km, prezentând o tendință de subțiere continuă spre N și fiind lipsit de Paleogen.

Începînd din V. Covasna, din segmentul sudic se desprinde o ramură care, după ce suferă o torsione și o laminare în lungul unei falii transversale situată în V. Hanko, se dirijează NW—SE pînă în V. Elmegului, unde suferă din nou o torsione și o esfilarie treptată, dispărînd sub seria de depozite marno-grezoase de tip Tarcău. Această afundare axială incetează, începînd dela S de V. Ghelnița, unde înregistruindu-se o nouă ridicare, depozitele cretacice reapar între cele două ramuri ale Pîriului Ojdula. La N de V. Ojdula Mare, depozitele cretacice se afundă și dispar din nou sub Paleogen, pentru a nu mai reapare decît începînd de la E de Vf. Sandru și continuîndu-se spre Poiana Uzului.

În alcătuirea acestei zone și a ramurii ei, intră: seria Șisturilor Negre, seria depozitelor turonian-senoniege și depozitele paleogene.

1. Seria Șisturilor Negre. În comunicarea făcută anul trecut, am împărțit această serie în următoarele patru complexe:

Complexul sferosideritic, atribuit Barremianului;

Complexul gresiilor glauconitice silificate, atribuit Aptianului;

Complexul șistos, atribuit Albian-Cenomanianului;

Complexul șisturilor marno-calcare cenușii-negocioase, atribuit Turonianului.

Spuneam atunci că această orizontare este provizorie, deoarece noi nu posedam argumente paleontologice decît pentru situația unei părți din Șisturile Negre din această regiune în Albian-Cenomanian. Celealte orizonturi făcute de noi atunci erau bazate pe analogii cu cele stabilite de cercetătorii polonezi Zb. SUJKOWSKI¹⁾ și B. KOKOSZYNKA²⁾ în serii similare. Ne-am angajat cu aceeași ocazie, a relua

¹⁾ SUJKOWSKI Zb. Serie szypockie na Huculszczyznie. *Prace panst. Inst. Geol.* Vol. III, s. 2. 1938.

²⁾ KOKOSZYNKA B. Stratigrafia dolnej Kredi Polnocnych Karpat Flyszowych. *Prace panstwowe Inst. Geol.* T. VI. 1949.



această problemă având speranța că vom găsi material paleontologic suplimentar, care să ne permită a face o orizontare directă.

Studiile din vara trecută, în care am fost ajutați de I. DRĂGHINDĂ, V. MUTIHAĆ și M. DESSILA, precum și de practicanții dela școala de specializare a Comitetului și dela Universitate, ne-au condus la rezultate foarte îmbucurătoare.

O parte din aceste rezultate privind orizontarea și vîrsta Șisturilor Negre au fost prezentate sub forma unei comunicări făcută de mine și de I. DRĂGHINDĂ și V. MUTIHAĆ, pe care Prof. G. MACOVEI a binevoit să o prezinte la Academia R.P.R. și după care dăm datele de mai jos:

Într-un orizont de gresii cenușii, micacee, fine, calcaroase, situat la partea inferioară a complexului sferosideritic, I. DRĂGHINDĂ a recoltat în V. Covasna, mulajul unui Ammonit. Punctul unde a fost găsit acest prețios document paleontologic se găsește la cca 250 m NW de punctul unde HERBICH a găsit *Neocomites neocomiensis* D'ORB. Deși prezintă o accentuată uzură prin eroziune, care a sters o parte din ornamentație și deși nu este păstrată linia lobară, după ornamentația, care se distinge destul de bine, și după dimensiuni, această formă ar putea fi atribuită speciei *Neocomites angulicostatus* D'ORB. din Hauterivianul superior (pl. I, fig. 1). Pe baza acestei forme atribuim complexul sferosideritic Hauterivian-Barremianului.

Revizuind în V. Covasna cartarea depozitelor din seria Șisturilor Negre și studiind amănunțit raporturile dintre complexe pe baza poziției hieroglifelor, am constatat că complexul șistos este inferior complexului gresiilor glauconitice silicificate și că brecia cu Neohiboliți se găsește în baza complexului gresos.

Această constatare infirmă punctul de vedere al lui SUYKOWSKI care atribuie gresiilor sticioase vîrsta apțiană, fapt ce ne-a determinat să reluăm cercetarea complexului gresiilor glauconitice silicificate și care ne-a condus la rezultate foarte concluidente.

În plaiul Pilușului și în V. Chiruș, am întlnit în complexul gresos, mai multe intercalații de brecii cu Neohiboliți, în afară de aceea situată la baza complexului.

În plaiul Kőveces am întlnit în același complex cîteva intercalații de gresii grosiere feldspatici, conținind numeroase fragmente de Inocerami și numeroase exemplare de *Neohibolites minimus* List. (pl. II, fig. 3—11).

ACESTE rezultate au confirmat datele stabilite pe baza studiului hieroglifelor și anume că complexul gresiilor glauconitice silicificate nu aparține Apțianului, așa cum susține autorul polonez citat, ci ele trebuie atribuite Albianului superior—Cenomanianului.

În orizontul superior al complexului șistos, care se caracterizează prin prezența unor gresii grosiere cu feldspat roșu sau cenușiu, I. DRĂGHINDĂ și V. MUTIHAĆ, unul în V. Zagonului Mare iar celălalt în V. Bota, au recoltat cîteva exemplare de Neohiboliți, mari, care aparțin speciilor *Neohibolites strombecki* G. MÜLLER și *Neohibolites aff. strombecki* G. MÜLLER emend STOLLEY, forme care caracterizează Albianul inferior (pl. II, fig. 1 și 2).



În orizontul inferior al complexului šistos, caracterizat printr-o accentuată frecvență a šisturilor bituminoase, prin rare intercalații de sferosiderite și prin lipsa gresiilor feldspatic grosiere, nu s-au găsit resturi organice decât numai la partea lui superioară. Într-un strat de marne cenușii cu rare granule de feldspat roșu, situat la limita dintre cele două complexe, I. DRĂGHINDĂ a găsit un exemplar admirabil de *Neohibolites* care aparține speciei *N. aptiensis* var. *strombeckiformis* STOLL., ce caracterizează partea superioară a Aptianului (pl. I, fig. 2).

Pe baza acestor date paleontologice, complexul šistos cu cele două orizonturi ale sale a fost atribuit Aptian-Albianului inferior.

În ceea ce privește complexul šisturilor marnoase cenușii-negricioase, atribuit de noi în comunicarea din anul trecut Turonianului, am arătat în altă parte că, pe baza resturilor de Pești asemenea celor din Paleogen, el trebuie pus în Paleogenul superior, aşa cum a susținut I. BĂNCILĂ.

În concluzie, seria řisturilor Negre cuprinde depozite a căror vîrstă se plasează între Hauterivianul superior și Cenomanian. Aceste depozite se grupează, prin caracterele lor litologice, în următoarele trei complexe:

Complexul sferosideritic — Hauterivian-Barremian;

Complexul šistos — Aptian-Albian inferior;

Complexul gresiilor glauconitice silicificate, Albian superior - Cenomanian.

2. Depozitele turonian-senoniene. Au fost atribuite acestor etaje depozite reprezentate prin marne cenușii-verzui cu intercalații de gresii micacee cenușii, marne roșii și albicioase cu *Coccolithophoridei* și *Globotruncana linneana* LAM., având intercalații de tufuri vulcanice albicioase și verzu, accidente silicioase roșcate cu Radiolari și marnocalcare albicioase cu aspect de calcar litografic.

Printre aceste depozite se intercalează uneori și šisturi argiloase și marnoase, negre, cu Foraminifere, precum și gresii grosiere cu feldspat roșu.

Am atribuit acestor depozite vîrsta turonian-senoniană pentru motivul că în ele se găsesc *Globotruncana linneana* și *Inocerami*, pentru motivul că din baza marnelor roșii s-a recoltat în alte părți o microfaună turoniană¹⁾, pentru motivul că marnele roșii sănt sincrone cu depozitele dela Alunișu, din care s-a determinat o faună turonian-senoniană²⁾ și în fine pentru motivul geometric că ele stau peste depozite ce aparțin prin partea lor superioară Cenomanianului.

Depozitele turonian-senoniene se găsesc răspândite în zona de solzi fie la contactul ei cu Flisol intern, fie la contactul cu Zona Paleogenă a Gresiei de Tarcău, fie sub formă de fișii subțiri în cuprinsul zonei de solzi.

Cea mai mare dezvoltare o prezintă depozitele turonian-senoniene între Valea Covasna, și V. Zăgonului pe flancul vestic al zonei de solzi.

¹⁾ Voicu Gh. Comunicare orală.

²⁾ FILIPESCU M. Cretacicul superior de pe flancul sudic ai Depresiunii de Slănic. Comunicare făcută la Comitetul Geologic în sed.nță d.n 21 februarie 1950.



O fișie îngustă, întreruptă de depozite turonian-senoniene, străbate Zona Paleogenă, din V. Covasnei și pînă în V. Arțagului.

Gresiile grosiere cu feldspat roșu sau cenușiu au fost semnalate încă de multă vreme de către D. PREDA¹⁾ și au fost socotite ca un element caracteristic pentru Senonianul unora din zonele Flișului dela curbura Carpaților. Mai tîrziu G. MURGEANU²⁾ atribuindu-le aceeași valoare de depozit caracteristic le-a explicat originea punindu-le în legătură cu prezența unei cordiliere denumită de acest autor « Cordiliera Cumană ».

Studiul depozitelor care constituie zona de solzi din regiunea de care ne ocupăm, ne-a condus la concluzia că gresiile cu feldspat roșu sau cenușiu sunt intercalate în mai multe orizonturi ale Cretacicului din Flișul median. Asemenea intercalări se întâlnesc în orizontul superior al complexului șistos, în complexul gresiilor silicioase glauconitice în orizontul gresos al Turonian-Senonianului și în orizontul marnelor roșii. Intercalațiile din marnele roșii se deosebesc de celelalte prin aceea că ele apar adesea ca un aglomerat ușor dezgregabil ce se transformă într-un grus feldspatic caracteristic.

3. Depozitele paleogene din zona de solzi sunt reprezentate prin cîteva fișii de gresii de tip Tarcău, cum sunt acelea din V. Bota și V. Zăganului, aceea dintre V. Păpușă și V. Covasna și acea din ramura dintre V. Hanco și V. Elmegului.

Aceste depozite stau cînd peste Senonian, cînd peste complexul gresiilor glauconitice silicificate, cînd peste complexul șistos.

Aceasta arată că ar fi vorba de o transgresiune a Paleogenului de tip Tarcău peste depozitele cretacice, adică între Senonian și începutul acestui Paleogen ar fi existat o lacună de sedimentare.

Această chestiune redare în discuție problema vîrstei Gresiei de Tarcău și anume dacă această formațiune corespunde, în ceea ce privește seria inferioară, întregului Eocen sau dacă nu reprezintă numai partea superioară eventual și mijlocie a Eocenului, Eocenului inferior corespunzînd lacuna de sedimentare menționată.

C) *Zona senoniană Cernat-Teliu-V. Teleajenului.* Depozitele din această zonă sunt reprezentate prin marne și argile roșii și verzi cu *Globotruncana linneana*, șisturi argiloase și șisturi marnoase negre, uneori foarte bogate în Foraminifere, tufuri vulcanice albicioase sau verzui.

Vîrsta acestor depozite este stabilită pe baza formei *Globotruncana linneana*, pe care am întîlnit-o în mai multe probe recoltate din această zonă.

Prezența șisturilor Negre și a tufurilor vulcanice intercalate în depozitele senoniene din această zonă, ne fac să considerăm aceste depozite ca aparținînd unui

¹⁾ PREDA D. Geologia și tectonica părții de răsărit a Jud. Prahova. An. Inst. Geol. Rom. Vol. X. 1921—22.

²⁾ MURGEANU GH. Sur une cordillère antésénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpathique. C. R. Inst. Géol. Roum. Vol. XXI, 1932—33, pag. 69—85. București, 1937.



facies analog cu al celor din zona de solzi. Aceasta constituie unul din argumentele pe baza căruia considerăm că această Zonă Senoniană ar apartine Flișului median. Un alt argument, de ordin tectonic, va fi expus în altă parte.

D) *Faciesurile heterocrone din Flișul median* (pl. III). Toate cele trei complexe ale seriei Șisturilor Negre au comun în constituția lor litologică, prezența șisturilor argiloase silicificate, de culoare neagră mată, produsă în cea mai mare parte de oxizi de mangan.

Acestor depozite li se asociază diferite alte sedimente care variază de la complex la complex, unele de importanță secundară, altele însă fiind depozite care dau nota caracteristică a fiecărui complex. Astfel sunt: sferosideritele pentru complexul inferior și gresile glauconitice silicificate pentru complexul superior.

Cu toate că fiecare complex dispune de o notă caracteristică, totuși, prin caracterul fundamental, prezența șisturilor Negre în toate complexele, ele apar ca reprezentând un facies unitar ce datează din Hauterivian și pînă în Cenomanian.

Existența șisturilor Negre, mai puțin frecvente în Turonian-Senonianul Flișului median ca și în Paleogen, pare a demonstra că acest facies al Șisturilor Negre s-a extins pînă în Paleogen, bineînțeles cu caractere atenuate față de Cretacicul inferior și mediu.

Persistența acestui litofacies, caracterizat prin șisturi Negre, din Cretacicul inferior și pînă în Paleogenul Flișului median reprezintă o ilustrare admirabilă a conceptului de facies heterocron.

Am arătat în altă parte că culoarea neagră a acestor șisturi este legată de prezența oxizilor de mangan. După N. STRAHOV¹⁾, abundența manganului în sedimentele formate în geosinclinale este strins legată de erupțiuni submarine.

Acest fapt este pe deplin confirmat în regiunea de care ne ocupăm, prin prezența tufurilor vulcanice în diferitele complexe ale seriei Șisturilor negre, în Turonian-Senonian și, înțind seamă de alte regiuni învecinate, și în Paleogenul superior.

Existența depozitelor piroclastice, produse prin erupțiuni submarine, reprezintă astfel nota specifică a depozitelor cretacico-paleogene din Flișul median și cauza realizării faciesului heterocron al Șisturilor Negre și a mineralizărilor din Șisturile Negre (SUKOWSKI).

Probleme tectonice

Prin faciesurile sub care se prezintă depozitele Flișului intern și acele ale Flișului median din regiunea de care ne ocupăm, se conturează, în această regiune, trei unități tectonice distințe și anume:

Unitatea Conglomeratelor de Zăganu—Bucegi,
Flișul intern cretacic-inferior-mediu,

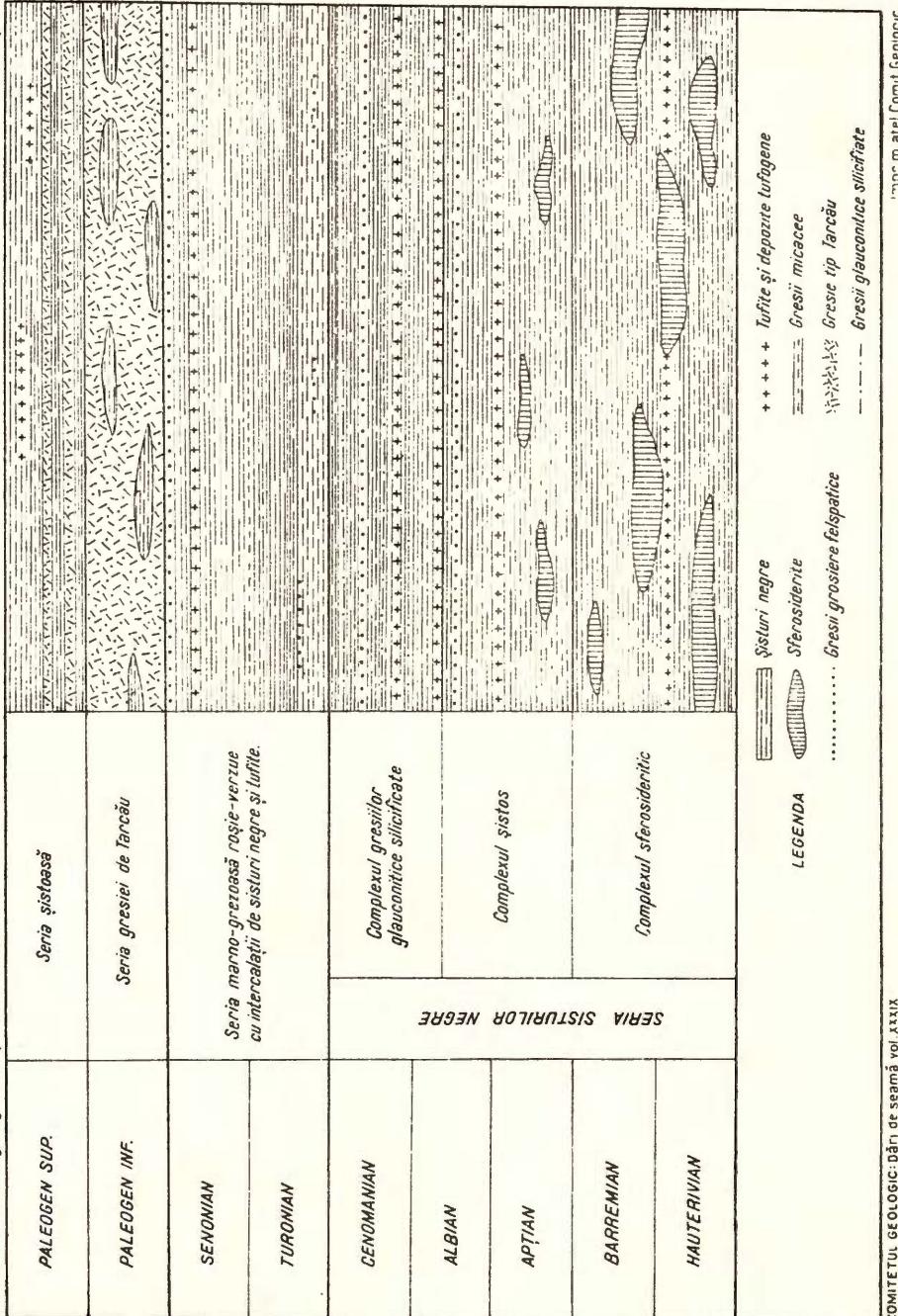
¹⁾ STRAHOV N. N. Curs de geologie stratigrafică. Vol. II, 1948.



SCHEMA FACIESULUI HETEROCRON AL ȘISTURILOR NEGRE

M. FILIPESCU: Cercetări geologice în Fișul dintre Văzduhi și Tărlungului

Plansa II



Flișul median cretacico-paleogen.

Să analizăm care sunt raporturile dintre aceste trei unități și apoi caracterele structurale mai importante ale fiecărei din ele.

I. Raporturile dintre unitatea Conglomeratelor de Zăganu-Bucegi și Flișul intern cretacic-inferior-mediu. După MRAZEC și VOITEȘTI¹⁾ și mai recent după Prof. D. PREDA²⁾ unitatea Conglomeratelor de Zăganu—Bucegi, compusă din depozite jurasice și din conglomerate de vîrstă cenomaniană, ar sta în poziție anormală peste Flișul intern, constituind astă numita Pinză Moldavă sau Pinza Conglomeratelor de Bucegi.

Pentru moment nu avem argumente suficiente ca să confirmăm sau să infirmăm această concepție și de aceea am reprezentat-o ca atare în harta geologică și în profilele ce însoțesc această lucrare.

În momentul de față avem o singură îndoială în această privință.

Am arătat în altă parte că în orizontul conglomeratic al seriei marno-grezoase conglomeratice albian-cenomaniene se întâlnesc aceleși elemente ca și în conglomeratele ce fac parte din pinza menționată. Aceasta arată că ambele serii de conglomerate s-au format pe seama unui țărm sau a unor insule alcătuite din același material, în speță calcarale tithonice.

Dacă masele calcaroase care se întâlnesc în regiune, cum sunt calcaralele dela baza Conglomeratelor de Zăganu, pe seama cărora este sigur că s-au format aceste conglomerate, sunt venite din altă parte, se pune întrebarea pe seama cui s-au format conglomeratele din Autohtonul Pinzei Moldave? Nu cumva calcaralele din baza Conglomeratelor de Zăganu reprezentau tocmai mărturia unui relief cristalino-mesozoic, care în timpul Cenomanianului a furnizat material pentru toate conglomeratele formate în această regiune?

Repet, datele de care dispunem nu sunt însă suficiente pentru a adopta cu toată convingerea una din cele două posibilități, problema răminind încă deschisă.

II. Raporturile dintre Flișul cretacic-intern și Flișul median. În lungul liniei care separă Flișul intern de Flișul median, se constată că depozite cretacice de aceeași vîrstă, însă de faciesuri diferite, vin în contact imediat.

Pe de altă parte, în lungul aceleiași linii, se constată cum în unele părți depozitele albian-cenomaniene ale Flișului intern stau peste depozite turonian-senoniene. Astfel este cazul între V. Buzăului și V. Covasna.

Aceste fapte vin în sprijinul părerii că între Flișul cretacic intern și Flișul median există raporturi anormale. Depozitele Flișului intern, reprezentate prin Strate de Comarnic și seria marno-gresoasă-conglomeratică vraconiană, constituie o pinză de șariaj având ca Autohton Flișul median; este Pinza internă a Flișului.

¹⁾ MRAZEC L. și POPESCU-VOITEȘTI I. Contribuții la cunoașterea pinzelor Flișului-carpatic în România. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V. 1914.

²⁾ PREDA D. *Op. cit.* (La nappe des conglomérats.....).



În sprijinul acestei păreri stă și faptul că la fruntea Pînzei interne, Flișul median prezintă o accentuată structură în solzi, foarte caracteristică fenomenelor de încălcare de proporții mai mari.

În legătură cu raporturile anormale dintre Flișul intern și Flișul median, se impune a fi discutate cîteva probleme.

A) *Problema poziției zonei de depozite senoniene Cernat – Teliu – V. Teleajenului.* Încă din anul 1928, cînd G. MURGEANU singur și apoi împreună cu mine am cercetat această zonă în capătul ei vestic, am căptătat convingerea că depozitele senoniene ce apar în șeaua dela Nebunul Sterp și în V. Crasnei, se vîră sub depozite vraconiene și consideram acea deschidere de Senonian ca o fereastră tipică de mici proporții.

Începînd din anul 1929 am cercetat din aproape în aproape regiunea dela NE de punctul unde fusese întlnite în 1928 depozitele senoniene menționate. Prin aceste cercetări am stabilit că Senonianul se întindește mai mult sau mai puțin continuu pe o lungime de mai bine de 100 km. Pe această distanță, depozitele senoniene apar foarte bine deschise în lungul Văii Telejenel, între V. Teliu și V. Dobîrlăului și între localitățile Reci și V. Toria.

Sub această înfățișare, zona nu mai prezintă caracterul obișnuit al ferestrelor limitate care apar de sub pinzele de șariaj.

Există totuși unele fapte care stau în sprijinul acestei situații tectonice. Astfel:

1. În regiunea Teliu, marnele roșii senoniene apar în V. Teliului și V. Dobîrlăului cît și într-o șea dintre Culmea Virșaie și D. Pilușului, iar pe flancuri și pe înălțimi apar depozite cretacice reprezentate prin Strate de Comarnic și Vraconian sub care dispare Senonianul.

2. În Culmea Buzoianu, dintre V. Teleajenului și V. Telejenelului, fișia de Senonian care vine dinspre șeaua dela Nebunul Sterp, se desface în două ramuri, una cu direcția WNW ajungînd pînă în spatele Minăstirii Cheia, iar alta cu direcția NE întinzîndu-se în lungul Văii Telejenel. Cele două ramuri, care se găsesc în văi, îmbrățișează Masivul Zăganului, suportînd astfel depozitele vraconiene. Aceste fapte ne-au întărit în convingerea că depozitele din zona Cernat–Teliu–V. Telejenel apar de sub depozitele vraconiene ale Pînzei interne.

În acest caz, depozitele menționate aparțin Flișului median împreună cu zona de solzi și cu zona Paleogenului de tip Tarcău, iar poziția acestei zone pe amplasamentul Flișului intern și-ar găsi o explicație tectonică.

Cu ocazia cercetărilor din vara trecută, am constatat un fapt care introduce o umbră de îndoială în convingerea ce ne-am făcut, privitor la poziția zonei senoniene menționate.

În V. Cernatului, la picioarele ruinei din vîrful unui deal situat la marginea vestică a sătului Cernatul de Sus, apare orizontul mano-grezos al Vraconianului cu căderi NW. Peste el, stau depozitele senoniene ale zonei în discuție, care sunt încălcate de depozite vraconiene ce apar în dealurile de NW.



În concepția expusă mai sus, am interpretat Senonianul dela Cernatul de Sus ca fiind situat anormal în axul unui anticlinal de Vraconian.

Cercetând cu atenție depozitele grezoase de pe flancul SW al presupusului anticlinal, am constatat cîteva urme vagi de hieroglife situate în poziție normală. Acest fapt ar pleda pentru existența unor raporturi normale între Vraconianul situat la SE de Senonian și depozitele senoniene.

Cum datele de care dispunem sunt cu totul insuficiente pentru a putea modifica concepția tectonică de mai sus, menținem încă în vigoare acea concepție, deschizînd însă o problemă care trebuie urmărită.

Această problemă este de mare importanță pentru că și într-un caz ca și în altul rezolvarea ei conduce la importante concluzii structurale privind Flișul dela curbura Carpaților.

B) Problema existenței crestelor cristalino-mesozoice ascunse. În segmentul nordic al zonei de solzi și anume între Casonul Mic și Imper, se constată o situație anormală.

De unde la sudul acestei porțiuni și la N de ea, cutile acestei zone sunt aplecate spre E, astfel că depozitele încălcă unele peste altele dela W la E, în porțiunea menționată se constată o răsturnare în sens invers. Această răsturnare afectează atât depozitele Paleogenului cît și pe acele ale zonei de solzi precum și raporturile dintre depozitele diferitelor complexe ale seriei Șisturilor Negre și Vraconianul din Pînza Internă.

Această situație corespunde cu acea regiune în care seria inferioară a Paleogenului de tip Tarcău este constituită în mare parte din depozite grosiere, între care și conglomerate poligene ce conțin blocuri de șisturi cristaline pînă la 1 m în diametru.

Am arătat în altă parte că existența acestor blocuri neobișnuite ar putea fi pusă în legătură cu prezența în această regiune a unei creste ascunse, formată din roci cristalino-mesozoice.

Situația tectonică arătată mai sus pare a întări această supozitie. Depozitele Pinzei Interne și ale Flișului median împinse de forțele orogene dinspre W, întlnind în calea lor rezistență opusă de aceste creste, au suferit o răsturnare în sens invers. Este un fenomen analog cu acel întlnit în zona cutelor mio-pliocene din Subcarpați, care, întlnind în fața lor Cordiliera Pericarpatică, sunt răsturnate spre interior. Așa este cazul cutiei dela Cislău—Tega.

O altă creastă similară pare a exista și în Zona Paleogenă dintre V. Covasna și V. Buzăului; ar fi aceea pe seama cărora au rezultat blocurile de micașisturi întlnite în V. Bota.

III. Raporturile dintre zona de solzi și Paleogenul de tip Tarcău. Într-o comunicare făcută anul trecut de către I. BĂNCILĂ, D-sa a susținut că zona de solzi alcătuită în cea mai mare parte din Șisturi Negre, aparține Flișului intern și că ea



constituie o unitate tectonică aparte, Pinza Șisturilor Negre, sub care ar dispare la N de V. Bistriței, Gresia de Tarcău.

Studiile din vara trecută m-au condus la rezultate contrare acestei păreri.

1. Ramura Hanko—V. Elmeg—Ojdula—Poiana Uzului, compusă din Șisturi Negre și Senonian, desprinsă din segmentul sudic al Șisturilor Negre, apare tot timpul în axul unei zone anticlinale de Gresie de Tarcău. Această situație elimină ipoteza existenței unei pinze a Șisturilor Negre peste Gresia de Tarcău.

2. Porțiunea estică a segmentului de S al zonei de solzi prezintă de asemenea argumente contrare părerii lui I. BĂNCILĂ. Într-adevăr, pe flancul estic al acestei zone se constată între Șisturile Negre și Gresia de Tarcău raporturi ezitante, dela o încălcare accentuată a Șisturilor Negre peste Gresia de Tarcău, cu laminarea unor complexe întregi din Șisturile Negre, pînă la raporturi normale, Paleogenul sprijinindu-se pe depozitele cretacice (V. Chiruș).

IV. Probleme tectonice specifice ale diferitelor zone. Presiunea exercitată de forțele orogene dinspre interior, existența unor creste ascunse ale fundamentului cristalino-mesozoic și variația de constituție litologică a depozitelor din diferite zone au determinat apariția unor accidente tectonice de amploare mai mică sau mai mare.

Între aceste accidente menționăm:

1. O serie de fracturi longitudinale dirijate N—S, uneori foarte adinci, încît să permită ca pe ele să aibă loc manifestări de binoxid de carbon (CO_2) sub formă de borvizuri. Astfel sunt fracturile pe care apar borvizurile dela Băile Cason, Casonul Mic, Poian, Hotoica, Peteni, etc.

2. Torsiunea accentuată a unui fascicol de cute-solzi, atât în V. Hanko cît și în V. Elmegului, torsione însotită uneori de fali transversale accentuate, cum este aceea din V. Hanko. Această falie este așa de profundă încît să permită ca în lungul ei să aibă loc și manifestări arsenicale.

3. Ondulații axiale, care fac ca uneori să apară, de sub Paleogen, cele mai vechi depozite ale seriei Șisturilor Negre, iar alteori depozitele cretacice să dispară cu totul sub masa paleogenă.

4. Cutile din Paleogenul de tip Tarcău de pe amplasamentul zonei de solzi, prinse și el în această structură, ca efect al cutărilor terțiare, și cutile largi din Zona Paleogenă, cum sunt aceleia din zona sinclinală Voinești—Ghelnița—Cason sau zona anticlininală Hanko—Elmeg—Ghelnița-Est—Ojdula—Brețeu—Sandor—Poienile Uzului.

Concluzii

Din cele expuse pînă aici se desprind următoarele concluzii:

1. Depozitele cretace marno-grezoase conglomeratice din Flisol intern aparțin Albian-Cenomanianului și nu Senonianului.



EXPLICATIA PLANSELOR

Planșa I

Fig. 1. — *Neocomites angulicostatus* D'ORB.

Fig. 2. — *Neohibolites aptensis* var. *strombeckiformis* STOLL.

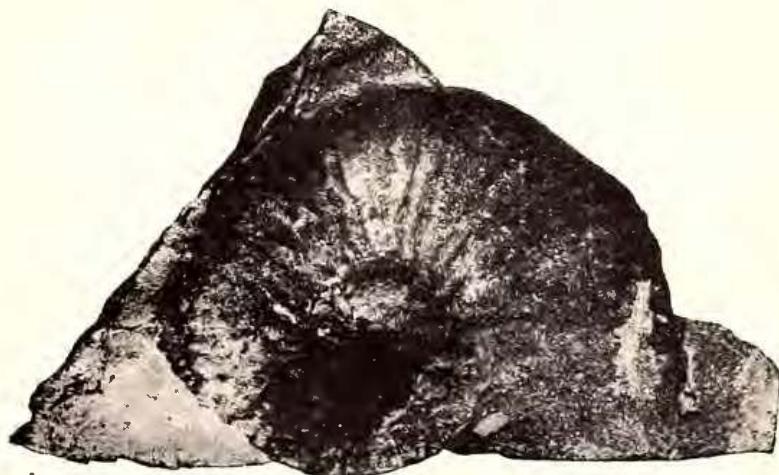
Planșa II

Fig. 1. — *Neohibolites strombecki* G. MÜLLER

Fig. 2. — *Neohibolites aff. strombecki* G. MÜLLER emend. STOLLEY

Fig. 3—11. — *Neohibolites minimus* LIST.





1



2



2. Seria Șisturilor Negre, cu cele trei complexe ale ei, reprezintă un facies heterocron, ce durează din Hauerivianul superior și pînă în Cenomanian, facies care caracterizează Flișul median, respectiv pinza Gresiei de Tarcău. Acest facies pare a se continua în Senonian ca și în Paleogen.

3. Gresiile gosiere cu feldspat roșu sau cenușiu nu reprezintă un element caracteristic pentru Senonianul Flișului median, ci ele se întâlnesc în diferite etaje ale Cretacicului sub facies de Șisturi Negre din acest Fliș.

4. Seria inferioară a Paleogenului de tip Tarcău pare a nu reprezenta decît partea mijlocie și superioară a Eocenului, părții inferioare i-ar corespunde o acună de sedimentare.

5. Orizontul șistos al seriei superioare a Paleogenului de tip Tarcău aparține Eocenului superior—Oligocenului iar nu Turonianului, așa cum am susținut cu altă ocazie.

6. Flișul intern se separă în două unități tectonice: Pinza Conglomeratelor de Zăganu—Bucegi, pentru a cărei confirmare, în această regiune mai sunt necesare studii, și Pinza Internă formată din Strate de Comarnic și Vraconian.

Pinza Conglomeratelor de Zăganu—Bucegi încalcă peste Pinza Internă, iar Pinza Internă încalcă peste Flișul median. Fundamentul pe care au alunecat aceste unități este reprezentat prin Stratele de Sinaia, foarte intens tectonizate.

7. Flișul median compus din zona senoniană internă, zona de solzi și zona Paleogenului de tip Tarcău, constituie și el o unitate tectonică aparte, cunoscută sub numele de Pinza mediană sau Pinza Gresiei de Tarcău.

8. Zona senoniană internă ar reprezenta o fereastră ce apare de sub Pinza internă, concepție care mai necesită încă verificări.

9. Nu există o pinză a Șisturilor negre ci această serie reprezintă Cretacicul inferior și mediu al Pinzei mediane.

10. Existenza unor creste ascunse ale fundamentului cristalino-mesozoic determină, în zona mediană a Flișului, existenza unor dislocații curioase, ca: răsturnări inverse, torsioni, precum și fracturi transversale și longitudinale adânci, pe care se constată manifestări post-vulcanice accentuate în legătură cu vulcanismul, din Hărghita.

Şedința din 4 martie 1952

Președinte: Prof. SABBA ȘTEFĂNESCU.

— D. Popovici. — Cercetări gravimetrice în reg. Sărata (Bacău)¹⁾.

— I. POPEEA. — Prospecțiuni electrice în Bazinul Silvaniei¹⁾.

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție pînă la data imprimării volumului.



— C. GHEORGHIU. — Vulcanismul terțiar și activitatea post-vulcanică în partea de sud a Hârghitei¹⁾.

— ALEX. ESCA. — Prospecțiuni seismice prin reflecție în regiunea Cîmpina¹⁾.

— I. LEONTESCU. — Prospecțiuni seismice prin reflecție în regiunea Satu Mare¹⁾.

Şedința din 7 martie 1952

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— MIRCEA D. ILIE. — Structura geologică a Munților Perșani. I. Regiunea Cuciulata—Lupșa—Comana—Venetia²⁾.

Şedința din 21 martie 1952

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— LAZĂR PAVELESCU. — Studiu geologic și petrografic al părții centrale și de sud-est a Munților Poiana Ruscă³⁾.

ALFRED MAMULEA. — Cercetări geologice în regiunea Rusca Montană — Lunca Cernii (comunicare preliminară).

Regiunea cercetată se situează în Masivul Poiana Ruscă. Suprafața ei are aproximativ forma unui triunghi, cu vîrful ascuțit îndreptat spre răsărit a cărei latură nordică este o linie sinuoasă, care începe de la confluența Văii Miseli cu V. Cerna și urmărește spre amonte V. Cernii pînă la confluența acesteia cu V. Cernișoara; de aici, ea se continuă spre apus, trecind puțin spre miazănoapte de Vf. Alunului; pe Creasta Păducelului taie V. Caprei spre Polom. Limita de apus este paralelă cu V. Ruscăi, pînă la gura Văii Losnișoara. Spre miazăzi, marginea zonei cercetate urmărește V. Losnișoara continuindu-se pînă în Vf. Frasinul. De aici ea trece peste Vf. Hegheriș în V. Lunca Negoiului—Vf. Măgura—V. Miseli.

Regiunea este slab populată, singurele localități întlnite sunt: Lunca Cernii de Jos, Lunca Cernii de Sus și Rusca. Căile de acces sunt foarte grele, adesea ele

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție pînă la data imprimării volumului.

²⁾ Lucrarea a apărut în *An. Comit. Geol.* Vol. XXVI. București, 1953.

³⁾ A apărut în *Anuarul Comitetului Geologic*. Vol. XXVII. București, 1954.



sint reduse la simple poteci de munte, care pot fi străbătute numai cu piciorul sau călare.

Din punct de vedere morfologic, regiunea este o depresiune intramontană, înconjurată de înălțimi care ating în partea ei de miazănoapte, 1100 m iar în cea de miazăzi, 1000 m. Punctul cel mai înalt al regiunii este situat în Vf. Alunului, care atinge 1009 m deasupra nivelului mării. Din acest vîrf se desprinde spre miazăzi o creastă cu altitudinea de 800—900 m, ce ține pînă în Vf. Căpăținii; de aci ea se orientează spre răsărit continuindu-se pînă în Vf. Frasinul. Această creastă constituie cumpăna apelor dintre bazinul hidrografic al Cernei și cel al Văii Rusca. Din creasta Vf. Alunului, Vf. Căpăținiei—Vf. Frasinul se desprind, spre răsărit, o serie de creste orientate est—vest, iar spre apus, crestele: Păducelul, Gruniul Lacului și Păiușul.

Climatul extrem de umed a permis ca în regiune să ia naștere numeroase izvoare ce alimentează cursurile permanente de apă, a căror acțiune de eroziune se manifestă puternic și profund. Văile sint inguste și prezintă versanți înclinații, uneori abrupti. Unele dintre ele prezintă caracter torențial. Apele care străbat regiunea sint drenate spre cele două văi principale: Cerna și Rusca. Afluenții Cernei sint: V. Băneșii, V. Lunca Negoilui, V. Minăstirii și V. Babii; dintre cele tributare Văii Rusca, menționăm V. Ciotorogului, V. Losnișoarei cu afluenții săi Nocea și Losnișoara Mică.

Datorită faptului că regiunea prezintă o oarecare importanță economică, ea a fost studiată din punct de vedere geologic începînd încă din secolul trecut. Dintre studiile mai vechi, menționăm pe cele executate de Loczy, Fr. Schafarzik, F. Nopcsa, K. Papp.

Lucrări recente au fost inițiate sub conducerea fostului Institut Geologic precum și a Comitetului Geologic. În ultima vreme, regiunea a fost studiată de Șt. Cantuniari și Dan Giușcă¹⁾.

După modul în care se desenează harta răspîndirii rocelor sedimentare, se vede că regiunea cercetată reprezintă un sinclinal mesozoic cu direcția WSW—ENE.

¹⁾ L. Lóczy. Geol. Übersichtskarte d. westl. Teiles der Umgebung d. Pojana Ruszka-Gebirge. Tafel XXVIII. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt. Bd. VIII. Budapest, 1882.

Fr. Nopcsa. Zur Geologie d. Gegend zw. Gyulafehérvar, Deva, Ruszkabania u. d. rumän. Landesgrenze. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt. Bd. XIV. Budapest, 1905.

Fr. Schafarzik. Über d. geol. Verhältnisse des SW-lichen-Pojana-Ruszkaberges im Kom. Krassó-Szörény. Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1905. Budapest, 1907.

— Die geol. Verhältnisse d. Umgeb. v. Ruszkabánya. Ibid. f. 1906. Budapest, 1908.

Fr. Schafarzik. Über d. geol. Verhältnisse d. Umgebung v. Nyiresfalva u. Vaspaták im Kom. Hunyad. Ibid. f. 1907. Budapest, 1909.

Şt. Cantuniari. Scurtă privire geologică asupra bunurilor miniere ale Soc. Ind. Miniere din Banat. Rev. Ilustrația. Vol. XVI. pag. 403. București, 1927 (avec version française).

Rocele eruptive ale seriei banatitice străbat rocele sedimentare sau se găsesc interstratificate.

Fundamentul regiunii este constituit din șisturi cristaline, care apar la zi pe marginile ei. Cu studiul acestora ne-am ocupat în măsura în care a fost necesară încadrarea regiunii. Șisturile cristaline sunt reprezentate prin gnais roșu, micașisturi cu intercalări de cuarțite, șisturi amfibolice, etc. Șisturile cristaline sunt cutate intens, direcția lor generală fiind E-W.

Deasupra Cristalinului se aştern discordant roce sedimentare. Orizontarea acestora este departe de a satisface cunoştințele asupra geologiei regiunii. În lucrările executate pînă în prezent, este dată succesiunea stratigrafică de mai jos:

1. Roce eruptive (granodiorite, porfirite andezitice, andezite, bazalte);

2. Sedimentar [Danian (gresii, tufuri andezitice, aglomerate și depozite de cărbuni); Campanian (șisturi calcaroase și gresii); Turonian (calcare); Jurasic calcare cenușii-roșcate asociate cu cuarțite negre și jaspuri recristalizate]]

3. Șisturi cristaline (gnais, micașisturi, amfibolite, filite, șisturi cloritoase și intercalări de calcare cristaline).

Jurasicul. După lucrările executate în regiune de F.R. SCHAFARZIK, Șt. CANTUNIARI și alții, deasupra șisturilor repauzează discordant calcare compacte cenușiu-roșcate lipsite de fosile. Ele sunt atribuite Jurasicului (Tithonic), numai pe baza poziției lor stratigrafice și asemănării petrografice cu rocele calcaroase jurasice din regiunile învecinate. Urmează deci că între șisturile cristaline și calcare există o lacună mare stratigrafică. După Șt. CANTUNIARI ea ar dura pînă către sfîrșitul Jurasicului. În zona cercetată, existența unei lacune stratigrafice este evidentă; credem, însă, că ea este mai scurtă deoarece în profilul dintre Valea Cernii și Cioaca Danciului apar sedimente mai vechi decit calcarele tithonice (vezi profilul).

Pe V. Marișca, spre miazăzi de localitatea Lunca Cernii de Sus, se poate urmări succesiunea stratigrafică următoare (vezi profilul). Deasupra complexului de șisturi cristaline, repauzează discordant un strat de sedimente silicioase, compacte, dure,

Şt. CANTUNIARI. Contrib. la cunoașterea geologiei Banatului. I. Studii geologice în reg. Cîlnic-Lupac-Vodnic (jud. Caraș). *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVI (1927-1928). București, 1930.

- Studii asupra regiunii cu cărbuni dela Rusca Montană (jud. Severin). *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVIII (1929-1930). București, 1931.

- Études géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. I. Bassin de Rusca. Région de Rusca Montana. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. XXI (1932-1933). Buc. 1937.

A. MAMULEA. Cercetări geologice în partea de E a Basinului Hațeg. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948-1949), pag. 208. Buc. 1952.

- Cercetări geologice în partea de W a Basinului Hațeg (reg. Sarmisegetza-Răchițova). *D. de S. Comit. Geol.* XXXVII (1949-1950), pag. 142. București, 1953.

- Studii geologice în regiunea Sînpetru-Pui (Basinul Hațegului). *An. Comit. Geol.* Vol. XXV, pag. 211. București, 1953.

- Geologia regiunii Bănița - Crivadia *D. de S. Comit. Geol.* XXXVIII (1950-51). (sub tipar).



de culoare neagră, cu spărtură aşchioasă, uneori concoidală. În general, aceste roce se aseamănă cu jaspurile. Grosimea stratului de roce silicioase este de 15–20 m. În ordine stratigrafică și concordant urmează un pachet de gresii conglomeratice, gros de 30–40 m. Gresiile sunt foarte compacțe, prezintă o culoare albă și nu fac efervescență cu HCl. Pe gresiile conglomeratice se reazimă un pachet de calcar și stisoase negre. Sistozitatea acestora este foarte pronunțată și întră plăcile de calcar se distinge un material argilos foarte fin, de culoare neagră. Grosimea pachetului de calcare este de cca 80 m. Deasupra calcarelor urmează un strat subțire de argile plastice albe. Stratul de argile suportă un banc de conglomerate, gros de 20–30 m,



Profil în lungul Văii Marișca (Scara 1:20.000).

1, gnais; 2, cuarțite + micașturi; 3, jaspuri negre; 4, gresii; 5, calcare negre și stisoase; 6, argile albe; 7, conglomerate; 8, calcar compact; 9, Scnonian; 10, Danian (gresii, aglomerate, tufuri); 11, Acvitaniian (bolovănișuri, gresii friabile și argile roșii); 12, aluvialul Cernei.

peste care urmează calcare compacte nestratificate. Culoarea acestora este cenușiu-roșcată. În masa lor se disting numeroase vine de calcit și vinișoare de culoare roșie. Iviri de calcar asemănătoare se mai găsesc și pe V. Ciocanului, la cca 150 m în amonte de confluența acesteia cu V. Ruscă, în Culmea Ciocanului precum și la marginea din aval a satului Rusca Montană. Aflorimentele calcaroase din Culmea Ciocanului și cele din liziera satului Rusca Montană se reazimă discordant pe Cristalin.

În ce privește vîrsta calcarelor din regiune, suntem de acord că ele au fost sedimentate spre sfîrșitul Jurasicului și că aparțin Portlandianului; rămine deschisă problema vîrstei stratelor care apar sub calcar, Lipsa fosilelor precum și a deschiderilor puține la număr nu ne-au permis să rezolvăm problema. Aceste depozite pot aparține: Doggerului, Liasicului sau, cele inferioare, pot fi și mai vechi.

Cretacicul. Cenomanianul și Turonianul. După depunerea sedimentelor jurasice, regiunea intră într-o nouă fază continentală, cind o bună parte a depozitelor vechi este distrusă sub acțiunea agenților de eroziune. Regimul subaeric este atestat de lacuna stratigrafică care există între depozitele jurasice și cele cretacice superioare. Sedimentele cretacice superioare se astern transgresiv și discordant peste Cristalin și Jurasic. În Valea Rusca, începând dela Polom spre aval, se poate urmări următoarea succesiune: deasupra șisturilor cristaline, apar gresii conglomeratice compacte, de culoare cenușie, cu elemente de cuarț bine rulate. În josul văii, gresiile devin mai fine și mai slab cimentate, culoarea lor trece în negru. În continuare

gresiile trec treptat în calcare șistoase cenușii-negricioase. La gura Văii Capra se observă că deasupra pachetului de conglomerate, de gresii și calcare negre, urmează un alt strat de conglomerate, în care se disting două intercalării subțiri de cărbune (unul, gros de 10—20 cm, și altul, de 5—10 cm). Menționăm faptul că în acest strat de conglomerate, printre elementele rulate, se disting numeroase fragmente de calcar jurasic, fapt care nu se observă în stratul de conglomerate inferior. Diametrul blocurilor care constituie orizontul conglomeratic superior crește dela partea lui inferioară spre limita superioară, dela 15 cm la 120 cm.

În aval de Gura Caprei, formațiunile de gresii fine, de culoare neagră, se repetă și sunt încălcate de șisturi cristaline.

Pe V. Preajba, spre miazănoapte de Lunca Cernii, de sub cuvertura formațiunilor mai noi și în contact cu șisturile cristaline apar conglomerate identice cu cele dela Polom.

După părerea prof. Șt. CANTUNIARI, conglomeratele cu elemente de Cristalin marchează în regiune începutul transgresiunii cretacic-superioare (cenomaniene). Din calcarele care repauzează pe conglomerate, Fr. SCHAFARZIK menționează următoarele fosile: *Cladocora humulis* (M. EDW. și HAIN), *Calamophilia compressa* (D'ORB.). Aceste resturi provin din jurul localităților Tincova și Peștera, situate spre W de V. Rusca în afara perimetruului cercetat. Prof. CANTUNIARI arată în aceste formațiuni prezența resturilor de Echinoderme, Brizoare, Orbitoline și, cu semn de întrebare, Caprotine.

În lucrările geologice, anterioare cercetărilor prof. CANTUNIARI, rocele descrise au fost considerate ca aparținând Cenomanian-Turonianului. În perimetrul studiat, nu am găsit vreun document paleontologic care să confirme sau să infirme această ipoteză, de aceea le vom considera și noi tot Cenomanian-Turonian.

S e n o n i a n u l. Spre S de V. Caprei, depozitele cenomanian-turoniene sunt acoperite cu sedimente senoniene. În aceste sedimente se disting două orizonturi: unul, inferior, reprezentat prin marne fine cenușii-roșcate și altul, superior, grezoș. Gresiile trec treptat în conglomerate cu elemente rulate mici. Studiate la microscop în secțiuni subțiri, în marne am observat prezența Globotruncanelor. Litologic, acest orizont se asemănă cu Senonianul care apare în Bazinul Hațegului, la Răchițova, spre N de Băești și Pui.

Gresiile care constituie orizontul superior conțin alternanțe fine de marne cenușii și argile șistoase negre.

Remarcăm că nici în conglomeratele atribuite Cenomanian-Turonianului și nici în cele atribuite Senonianului, nu se găsesc urme de roce eruptive.

D a n i a n u l. Deasupra Senonianului urmează alternanțe de aglomerate, conglomerate și gresii mai mult sau mai puțin grosiere. Printre elementele rulate ale conglomeratelor se observă numeroase fragmente de roce eruptive. În acest complex se găsesc de asemenea mai multe intercalării de pirolastite. Deasupra conglomeratelor și gresiilor urmează șisturi argiloase cu mică multă, gresii micacee fine, tufuri vulcanice fine, conglomerate cu elemente mărunte în care sunt intercalate mai multe



strate de șisturi cărbunoase. În aceste sedimente s-au găsit urme de plante rău conservate și în starea în care se află săt nedeterminabile. SCHAFARZIK a avut șansa să descopere exemplare mai bine păstrate, care au fost determinate de TUZON ca aparținând speciilor de *Flabellaria longhirhachis* (UNGER.) *Jurania hemiflabelata* (TUZON).

Datorită prezenței acestor resturi, complexul de sedimente și piroclastite săt considerate ca aparținând Danianului. Din punct de vedere litologic aceste depozite se asemănă cu stratele din Bazinul Hațegului în care se găsesc resturi de Dinosaurieni (Sînpetru).

Deasupra stratelor în care se găsesc resturi de plante, urmează un pachet gros de cîteva sute de metri, constituit din: aglomerate, tufuri andezitice în care se găsesc interstratificate curgeri de lave andezitice. Aceste formațiuni constituie cretele: Ciocanul, Păiușul, Vf. Alunului, Dealul Tilfii și Creasta Minăstirii.

Rocele de origină vulcanică ocupă o mare parte din suprafața studiată. Ele se prezintă ca dyke-uri și curgeri de lavă, care străpung sedimentele sau săt interstratificate cu depozitele ce conțin resturi de plante. Roca predominantă este andezitul -cu excepția cîtorva iviri de bazalte andezitice și lamprofire.

Andezitele se prezintă sub aspect foarte variabil. Unele săt de culoare deschisă, altele, verzi-cenușii. Structura lor este porfiritică, iar textura masivă, uneori fluidală. Megascopic se disting cristale idiomorfe de feldspat și hornblendă. La unele varietăți se observă o ușoară orientare a cristalelor, altele prezintă numeroase vacuole. Eruptiunile aparțin ciclului banatitic.

În secțiuni subțiri se observă că pasta este micro- pină la criptocristalină. Cristalele de plagioclaz săt maclate după legile de maclare ale: albitului, Karlsbad, albit-Karlsbad, periclin. Unele săt puternic zonate. În general, avem de a face cu andezin-labrador care prezintă un conținut în anortit, cuprins între 39–57% (determinat de RADU DIMITRESCU atât prin metodele uzuale cît și cu masa universală Fedorov). Printre elementele melanocrate se întlnesc: augit, care prezintă o zonare ușoară; hornblendă verde la care se observă frecvent conture corodate precum și fenomene de resorbție; biotitul apare în cristale mici și, în general, este subordonat cantitativ față de ceilalți compoziți mineralogici. Dintre mineralele accesorie menționăm prezența apatitului și magnetitului.

Avind în vedere că în rocele sedimentare senoniene și ante-senoniene nu se găsesc fragmente rulate de andezit, credem că eruptiunile din bazinul Lunca Cernii–Rusca au avut loc după depunerea Senonianului. Prezența lor ca material rulat cît și interstratificația pinzelor de andezit și a aglomeratelor în stratele în care s-a descris flora daniană, săt o dovdă că rocele eruptive au fost puse în loc, în Danian. Aglomeratele, tufurile andezitice cu interstratificații de curgeri de lavă care se întlnesc în Vf. Păiușul, Ciocanul, Alunul, Dealul Tilfii și Creasta Minăstirii, care stau deasupra Danianului ar duce la concluzia că o parte din eruptiuni ar fi fost puse în loc, în Paleogen. Faptul că în sedimentele mai noi decât cele daniene nu se observă la contactul lor cu rocele eruptive, fenomene de metamorfism de contact

ne îndreptățesc să presupunem că eruptionsile, chiar dacă s-au continuat în Paleogen, ele au încetat curind.

În concluzie, eruptionsile din zona cercetată încep după sfîrșitul Senonianului, durează în tot timpul Danianului și se sting la începutul Paleogenului.

Paleogen—Miocen inferior. În partea de E a regiunii apar formațiuni roșii, constituite din argile nisipoase, conglomerate slab cimentate, bolovănișuri, atribuite de Nopcsa, Danianului. Din punct de vedere litologic, aceste formațiuni se asemănă cu depozitele paleogen-miocene din Bazinul Hațegului. Poziția lor față de formațiunile mai vechi este net discordantă. La contactul lor cu rocele eruptive, nu se observă fenomene de metamorfism. Printre elementele rulate care constituie conglomeratele și bolovănișurile, se disting numeroase fragmente de andezit. O mare parte a elementelor din conglomerate prezintă la suprafață o culoare neagră-albăstră, caracteristică lacului de desert. În general, aceste formațiuni sunt puțin dislocate, ele au o poziție orizontală spre mijlocul bazinului și sunt dislocate numai pe marginile lui.

Cuaternarul este reprezentat prin depozite de terasă și aluviuni. Terasele sunt mai bine dezvoltate pe partea dreaptă a Văii Cerna. În lungul văilor: Negoiu, Minăstirea, Branășca, se observă formațiuni întinse de turbă.

Şedința din 25 martie 1952

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— R. FILIMON. — Prinzipiile de ridicare a hărtilor topografice¹⁾.

Şedința din 28 martie 1952

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— T. JOJA. — Structura geologică a Flișului dintre Cracăul Alb și Cracăul Negru.

Introducere. Structura geologică a Văii Cracăului este bine cunoscută în urmă laborioaselor studii ale profesorului I. ATANASIU. Aceste studii, care l-au dus la descoperirea Pînzei Marginale și a Ferestrei Bran—Dumesnic—Cracău, sunt cuprinse în două lucrări ale sale publicate, una, în anul 1939²⁾, iar cealaltă, în anul 1943³⁾.

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție pînă la data imprimării volumului.

²⁾ I. ATANASIU. Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave. Ann. sc. de l'Univ. de Iassy. Sec. partie. T. XXV, 1939. Fasc. 1. p. 320. Iași, 1939.

³⁾ I. ATANASIU. Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes moldaves. An. Inst. Geol. Rom. Vol. XXII, p. 149—176. București, 1943.



A te avinta într-o regiune studiată anterior de Prof. I. ATANASIU a cărui deosebitămeticulozitate și excelentă metodă săn greu de egalat și cu atit mai greu de depășit, constituie un adevărat act de temeritate.

Am făcut însă acest act pentru că din urmărire a atență a lucrărilor sale, am ajuns la concluzia că pe V. Cracăului se conturează încă probleme nerezolvate.

Între aceste probleme, cele mai importante din punct de vedere stratigrafic, sunt:

1. De a vedea dacă este posibilă separarea cartografică în Senonian a două orizonturi, aşa cum pare să fie posibil pe V. Putnei, în Bucovina și cum, judecind după lucrările geologilor polonezi, a fost posibil în Počuția.

2. De a vedea dacă separările făcute de mine în Eocenul din V. Putnei (Rădăuți) se pot urmări și reprezenta cartografic și în V. Cracăului.

3. De a vedea dacă există strate de vîrstă miocenă pe Flis către interiorul lui și mai ales la linia de încălecare dintre Pinza Marginală și Autohtonul Submarginal fapt care ar putea da precizuni asupra vîrstei șariajului.

Lucrările Prof. I. ATANASIU lasă de asemenea încă nerezolvate unele probleme tectonice.

1. Astfel, din lucrările citate, reiese că Pinza Marginală încalecă în Fereastră Bran—Dumesnic—Cracău, în mod constant, peste orizontul superior al Oligocenului din Autohton. Cercetările mele¹⁾ au arătat însă că, în realitate, această încălecare se face, cind peste orizontul superior al Oligocenului, cind peste cel inferior, cind chiar peste orizontul superior al Eocenului (Stratele de Bisericană). Faptul să ar putea explica, fie admisind o laminare tectonică a etajelor respective, fie o erodare a lor, anterioară șariajului, ceea ce pentru istoria evoluției geologice a regiunii nu e tot una.

O primă problemă de ordin tectonic este ca urmare aceea de a stabili care din aceste două ipoteze corespunde realității.

2. O altă problemă de aceeași natură, care reiese din lucrările Prof. I. ATANASIU, este aceea a caracterului liniei de margine a Flisului la S de Cracău, caracter care nu e definitiv stabilit, intrucât într-o din lucrări ea dispără complet ca linie tectonică²⁾, reapare în cea de a două³⁾, pentru a dispărea din nou pe harta Comitetului Geologic la scara 1: 500.000, cel puțin între Cracău și Cuejdiu.

În afară de aceasta, în cursul cercetărilor, a ieșit la iveală un fapt tectonic interesant și neașteptat și anume existența în Pinza Marginală a mai multor ferestre de dimensiuni reduse pe ramura de W a Sasului, precum și la confluența sa cu P. Sihla (Cracăul Alb).

Unele din aceste probleme își vor găsi o rezolvare, mai mult sau mai puțin satisfăcătoare, în expunerea de față, rezultat al unor studii între Cracăul Alb și

¹⁾ T. JOJA. Cercetări geologice între Valea Rîșcei și Valea Agapiei. Teză de doctorat susținută la Universitatea din București în iunie 1949. (Sub tipar).

²⁾ I. ATANASIU. Op. cit. (Contributions à la ...) pag. 322.

³⁾ I. ATANASIU. Op. cit. (Les faciès ...) pag. 190 și planșa I.



Cracăul Negru, care n-au durat mai mult de 30 de zile; celelalte necesită continuarea acestor studii și eventuala lor completare cu studii geofizice.

În fine vor mai fi discutate la sfîrșitul lucrării cîteva probleme născute din încercarea de a cuprinde într-o concepție unitară unele rezultate ale cercetărilor mele dintre Cracăul Alb și Cracăul Negru și din regiunile de mai la N, precum și unele rezultate datorite altor autori.

Cadrul geografic. Regiunea prezintă un relief muntos. Înălțimile cele mai mari nu trec de cît foarte puțin peste 1000 m. Ele se găsesc la culmea despărțitoare dintre bazinul Pîriului Cracău și a celorlalte cursuri de apă vecine (Neamțu, Hangu și Cuejdiu), precum și pe Obcina Cracăului între cele două ramuri ale lui.

Principalul curs de apă este P. Cracău, afluent important al Bistriței. El ia naștere din unirea, în dreptul satului Magazia, a Cracăului Alb (sau Sihla) cu Cracăul Negru. Cracăul Alb izvorește de la poalele Muntelui Petru Vodă și curge în direcția NW—SE, iar în dreptul Mitocului lui Bălan primește pe dreapta apele Pîriului Sasului, ai cărui afluenți mai importanți sunt: P. Dîrzinelor și P. Boulețu.

Cracăul Negru drenază apele părții de S a regiunii. El izvorește la Fundul lui Fodor și prezintă un curs de formă unui semicerc cu centrul spre N. Dintre afluenții săi, cei mai importanți pentru expunerea de față, sunt cei de pe stînga și anume: P. Alunișului, P. Slatinei și P. Tisa.

Stratigrafia

În regiunea dintre Cracăul Alb și Cracăul Negru, I. ATANASIU a distins două unități¹⁾ și anume: una, superioară, pe care a denumit-o Pinza Marginală și alta, inferioară, pe care a denumit-o, Pinza Submarginală. Pentru aceasta din urmă, dată fiind lipsa probelor pentru caracterul ei de pinză, am propus încă din 1941²⁾, denumirea de Autohton Submarginal. Diferențele de facies dintre cele două unități ne obligă să considerăm stratigrafia lor în mod separat.

Pinza Marginală. La constituția Pinzei Marginale iau parte strate de vîrstă senoniană, eocenă și oligocenă (vezi harta).

Senonianul. Senonianul ocupă în primul rînd, aşa cum se vede de altfel și pe harta lui I. ATANASIU³⁾, aproape toată suprafața de la NNW de Cracăul Negru, constituind Obcina Cracăului, suprafață cuprinsă între ramura de S a Pîriului Sasului, cursul inferior al acestuia și sectorul Cracăului Alb dintre confluența lui cu P. Sasu și P. Izvorul Alb.

¹⁾ I. ATANASIU. Op. cit. (Contributions à la . . .) pag. 320.

²⁾ T. JOJA. Recherches géologiques dans le bassin du Neamțu (Ozana) et de la Rîșca. C. R. Inst. Géol. Roum. T. XXIX (1940—1941), pg. 44—63. București, 1948, pag. 53.

³⁾ I. ATANASIU. Op. cit. (Contributions à la . . .) pag. 322.



În afară de aceasta, pe suprafața redusă cercetată anul acesta, Senonianul mai apare și pe P. Cracăul Alb la W de confluența cu P. Sasu precum și la fundul acestui din urmă pîriu.

În regiunea dintre Cracăul Alb și Cracăul Negru, în Pinza Marginală, Senonianul este de tipul Stratelor de Hangu.

După cum am mai spus, am încercat separarea în acest Senonian a două orizonturi pe baza diferențelor de ordin petrografic. Am atribuit astfel orizontului inferior, pachetul de strate din bază, constituit în cea mai mare parte din marne cenușii-albăstrui cu Fucoide și orizontului superior, pachetul de strate de deasupra, în care acestea lipsesc.

1. Orizontul inferior al Senonianului, gros de peste 700 m¹⁾, este alcătuit în cea mai mare parte din marne cenușii-albăstrui cu Fucoide (așa zisele marne de ciment) în strate de 10—30 cm, cărora li se asociază în mod subordonat calcaro-gresii (așa zisele gresii calcaroase) albăstrui-cenușii, în spărtură proaspătă, fumurii pe fețele alterate, în strate de 20—30 cm, cu hieroglife și vine groase de calcit.

Atât pe suprafața marnelor cu Fucoide, cât mai ales pe aceea a calcaro-gresiilor, se găsesc uneori fragmente de Inocerami.

Orizontul inferior al Senonianului, astfel definit, apare de la E la W mai întîi ca un petec de dimensiuni reduse în jurul Virfului Tisa, la W de Dosul Țigănumului, apoi ca o zonă largă de cca 600 m, care se poate urmări de la S de Arșița lui Nehuț spre SSE, peste partea de W a Poienii Tisei, pînă la W de Runcu Bisericii, unde constituie marginea pinzei și dispără în aer.

Același orizont constituie o zonă largă de cca 800 m ce apare pe malul drept al Cracăului Alb, între P. Bitcii și pîriul de la W de Arșița lui Nehuț, distanță pe care bancurile de marne cu Fucoide au hieroglifele pe partea superioară a lor.

Zona aceasta, care prezintă mai întîi un ieșind larg spre Sud, pe P. Bitcii, se îndreaptă spre SE, lărgindu-se mult în dreptul Virfului În Borci unde atinge 1 km, continuă prin locul denumit În Rupturi, dirijindu-se spre SW, pînă în partea de E a Poienii Fundul lui Fodor, unde dispără.

Tot orizontul inferior al Senonianului mai constituie încă o zonă îngustă pe malul de E al Sasului, începînd de la confluența cu Cracăul Alb pînă la Poiana Sturza. De aci, zona trece pe la W de Poiana lui Pisat, la W de Arșița Schiopului, unde este întreruptă pe o mică distanță, pentru a se termina definitiv ceva mai la S de Arșița Ignii.

În afară de aceasta, am mai constatat prezența orizontului inferior al Senonianului, pe malul stîng al Pirfului Sasului, la W de confluența celor două ramuri ale sale, apoi pe un pîriu care coboară din Poiana Stîna Maicilor, la E de P. Popii, în fine către fundul Pirfului Sasului, precum și în cursul mijlociu al Pirului Dirzinelor și pe pîriul de la E de el.

¹⁾ Grosimea lui poate fi mai mare întrucît nu-i cunoaștem baza.

2. Orizontul superior al Senonianului, gros de cca 200—300 m, este alcătuit din calcare vinete, dure, în strate de 30 cm, dar mai ales din calcare fine, cenușii-gălbui, mai puțin dure, în strate de aceeași grosime, bine deschise, primele, de exemplu la izvoarele Fârfului Bitcii, iar secundele, pe P. Monacului.

Lor li se asociază, uneori, un banc gros de 30—60 cm de conglomerate cu elemente verzi de 1—2 mm și alge calcaroase albe, de aceleași dimensiuni.

Senonianul superior constituie mai multe zone care alternează, în general, cu cele de Senonian inferior.

Începînd de la E la W, o primă zonă de Senonian superior apare în malul drept al Cracăului Alb, la NW de Dosul Lunga, prezentind în acest loc hieroglifele mereu la partea superioară.

O altă zonă mai lungă și mai largă decit precedenta poate fi urmărită tot din malul drept al Cracăului Alb, de la Arșița lui Nelu pînă în centrul Poienii Tisei și Runcu Slatinei, fiind separată longitudinal în două prin zona senonian-inferioară dintre sudul Arșiței lui Nelu și vestul Runcului Bisericii.

Orizontul superior al Senonianului ocupă apoi o mare suprafață cuprinzînd pe de o parte, toată suprafața de la S de Vf.. Ploștina pînă la Vf. În Borci, iar pe de altă parte, pe cea de la S de confluența Cracăului Alb cu Sasu pînă la Lacul lui Cuibar.

Ceva mai spre W, același orizont al Senonianului constituie încă o zonă de-a lungul ramurii de S a Sasului, zonă care se lărgește treptat spre S și se unește cu precedenta peste creasta de la Fundul lui Fodor.

În fine, tot Senonianul superior pare să constituie sectorul Piciorului Sasului la ESE de Fintina Bălătescului, precum și cursul inferior al Pîriului Dîrzinelor. În acest din urmă loc, Senonianul superior stă sub orizontul inferior care prezintă hieroglife pe fețele superioare ale stratelor.

La separarea celor două orizonturi, am respectat în mod riguros principiul atribuiri Senonianului cu marne cu Fucoide orizontului inferior, iar celălalt, orizontul superior. Urmărirea zonelor respective a fost foarte dificilă și prin aceasta, uneori, oarecum nesigură. În mod constant am avut în vedere și poziția hieroglifelor pe care le-am utilizat la maximum.

Răspindirea în suprafață a celor două orizonturi a scos, la iveală o tectonică complicată, cu multe falii, într-o regiune care era prezentată pe harta Prof. I. ATANASIU cu o structură mult mai simplă. Tectonica aceasta mă face să-mi pun întrebarea dacă criteriul de orizontare a Senonianului nu este greșit și dacă cele două separații nu corespund în realitate la două faciesuri. Am spus însă de la început că am făcut doar o încercare și că rezultatele obținute trebuie să fie privite deocamdată cu toată rezerva, cercetările răminînd să fie continuat în anii următori.

Eocenul. Strate aparținînd Eocenului nu am întîlnit în cercetările din anul acesta, între Cracăul Alb și Cracăul Negru, decit în două locuri. În ambele aceste locuri el se prezintă sub faciesul tipic marginal.



Eocenul apare mai întâi la fruntea Pinzei Marginale, pe malul drept al Cracăului Alb, în dreptul Piriului Izvorul Alb. Aci el constituie o zonă îngustă și laminată care se îndreaptă spre SW, atinge capătul de E al Poienii Tisa și pare să se întoarcă spre NW, ajungind din nou în Cracăul Alb, la W de gura Piriului Bolătău.

În această zonă îngustă n-am putut urmări stratigrafia de detaliu a Eocenului. Este interesant numai faptul că în dreptul Piriului Izvorul Alb, pe malul drept al Cracăului, el este constituit din blocuri de Calcar de Pasieczna, de culoare cenușie, prezintând numeroase Fucoide, ceea ce îi dă o mare asemănare cu marnele cu Fucoide senoniene.

În partea de W a acestei zone (care figurează și pe harta Prof. I. ATANASIU cu un contur diferit de cel de pe harta mea), Eocenul este redus la o serie de marne roșii aparținând probabil Stratelor de Straja din baza lui.

Al doilea loc în care apare Eocenul este Vf. Stîna Maicilor. Aici el face parte dintr-o altă zonă mai lungă (figurată de asemenea și de I. ATANASIU). Această zonă ocupă toată suprafața dintre râmura W-E a Piriului Sasu și P. Păltiniș, începând de la W de Poiana Sturza, pînă la confluența cu Sihla și trecînd peste Vf. Stîna Maicilor și Calea Mare. Spre N, ea se continuă dincolo de V. Sihlei, în timp ce spre S, lasă impresia că dispără.

Eocenul din Vf. Stîna Maicilor stă, fie pe orizontul superior al Senonianului, fie pe cel inferior (cînd celălalt lipsește), fie chiar, cum e la confluența Sasului cu Sihla, direct pe Autohton.

La baza lui se găsesc Stratele de Straja deasupra căror apar gresii moi, negre-verzui, calcaroase, în strate de 1 m grosime, cu intercalații de marne verzi, foioase.

Seria continuă cu calcare oliv de tip Pasieczna, în bancuri de 1 m, mai abundente aproape de gura Sasului. Calcarele de Pasieczna, atât cît se poate vedea aici, nu par să constituie un orizont independent, ci se separă într-o sumă de intercalații succese, la diverse nivele, alternînd cu marne verzi foioase. Aceasta este, pe lîngă alte variații de facies pe verticală, principala cauză care a făcut ca, separarea mai multor orizonturi în Eocen să nu fie pînă în prezent, practic posibilă în regiune.

Pe își, pe colo, se intilnește și cîte o intercalație de 10—20 cm grosime de conglomerat mărunt cu elemente verzi. Urmează gresii calcaroase verzi-albăstrui, dure, în strate de 10—20 cm, cu hieroglife, peste care stau marne verzi și mai ales roșii, foarte mult dezvoltaté, în special pe v. Calea Mare (la E de Poiana Stîna Maicilor și la N de Fintina Băltătescului).

În gresiile cu hieroglife, am găsit pe pîriul de la SE de P. Frasinu, un splendid exemplar de *Palaeodictyon*, care la o determinare sumară s-a dovedit a fi un *Palaeodictyon tellini* Sacco. Reamintesc că nu departe de acest loc, în P. Cîrlanului, pe clina de SE a Virfului Mare, am găsit, mai de mult, un alt exemplar de *Palaeodictyon minimum* Sacco, de data aceasta în Senonian.



Peste Eocenul din Vf. Stîna Maicilor nu se găsește Oligocen, așa încît nu se poate spune dacă seria este completă. Grosimea lui, atât cît este deschis aci, atinge cca 450 m. Gresia de Lucăcești nu apare nicăieri. De altfel și în regiunea dintre Rîșca și Agapia existența acestei gresii, cu grosimi de 2—5 m, a fost admisă de mine în multe locuri mai mult în mod ipotetic.

Pretutindeni stratele Eocenului din jurul Vîrfului Stîna Maicilor prezintă hieroglifele pe partea inferioară.

Oligocenul nu apare în Pinza Marginală în regiunea dintre Cracăul Alb și Cracăul Negru. Studiile anterioare¹⁾ au arătat, însă, că el este constituit, în imediata vecinătate a regiunii noastre (de exemplu, la N de Cracăul Alb, în D. Sihla) din menilite, marne brune, disodile și Gresie de Kliwa.

Către N, întreg Paleogenul din regiunea noastră se continuă într-o zonă în care partea superioară a Eocenului este constituită din Strate de Bisericană, iar Oligocenul se termină cu Gresie de Kliwa. Ca urmare, el poate fi considerat ca aparținând faciesului, denumit de I. ATANASIU « facies marginal extern »²⁾.

Autohtonul Submarginal. Este constituit, după cum a arătat I. ATANASIU³⁾, din Șisturi Negre, Senonian, Eocen și Oligocen. Lor li se adaugă un pachet de marne verzi, de tip miocenic, gros de 10—15 m, găsit de mine în anul acesta.

În anul 1951, mi-am limitat cercetările la partea superioară a Autohtonului, în care am distins Eocenul superior (Strate de Bisericană) și Oligocenul. Ele constituie, la exteriorul Pinzei Marginale, o zonă largă dirijată de la NE la SW, prezentând un ieșind spre N, pe V. Sasului, pînă în dreptul Pîriului Boulețu Mic.

Stratele de Bisericană au o grosime de cca 400 m⁴⁾ și prezintă aspectul lor tipic. Le atribui Eocenului, nu numai pe baza afinității lor petrografice, cum propunea, în 1940, I. BĂNCILĂ, ci și pe alte considerente.

Într-adevăr, după cum am arătat într-o comunicare din anul precedent⁵⁾, în Bucovina, pe V. Putnei, Eocenul prezintă mai multe faciesuri între care unul,

¹⁾ I. ATANASIU. *Op. cit.* (Contributions à la ...) pag. 321.

T. JOJA. *Op. cit.* (Recherches géologiques ...) pag. 52.

T. JOJA. *Op. cit.* (Cercetări geologice ...) Teză (sub tipar). Capitolul privitor la Oligocen.

²⁾ I. ATANASIU. *Op. cit.* (Les faciès ...). Planșa faciesurilor. În această planșă, în care I. ATANASIU se referă în titlu la faciesuri, introduce în subtitlu termenul necorespunzător de Pinza Marginală externă. Într-adevăr, atât textul cît și harta rămîn mute cu privire la această pinză.

³⁾ I. ATANASIU. *Op. cit.* (Contributions à la ...) pag. 324 și 325.

⁴⁾ Mai la N de P. Neamțulu, în Pinza Marginală, Stratele de Bisericană care lipsesc la W, au o grosime ce spre exterior merge crescind de la 150 la 300 m și apoi chiar la 400 m.

⁵⁾ T. JOJA. Structura geologică a Flișului Marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei. Comunicare prezentată în sed. Com. Geol. din 13 aprilie 1951.



faciesul de Putna, e constituit din orizontul Stratelor de Straja, orizontul calcaros grezos inferior, orizontul Calcarului de Pasieczna, gros de numai 15—20 m, un orizont calcaro-grezos verde-roșu, gros de 200—300 m și orizontul Gresiei de Lucăcești, gros de 30—40 m.

Într-un alt facies, faciesul de Gura Putnei (sau faciesul de Huta), exterior ca zonă de sedimentare celui precedent, peste orizontul Calcarului de Pasieczna, stă un orizont gros de 200—250 m de Strate de Bisericani. Orizontul Gresiei de Lucăcești lipsește.

După cum se vede, Stratele de Bisericani din faciesul de Gura Putnei, corespund nu numai Gresiei de Lucăcești, a cărei apartenență la Eocen ar putea fi discutată, ci și întregului pachet de strate de deasupra Calcarului de Pasieczna, a cărui vîrstă eocenă, nu este și nu poate fi pusă în discuție.

Această observație înălțură și obiecția ce s-ar putea face împotriva paraleлизării unui pachet atât de gros, cum e cel al Stratelor de Bisericani, cu unul atât de subțire, cum e cel al Gresiei de Lucăcești.

Oligocenul din Autohtonul Submarginal are o grosime de aproximativ 600 m. El urmărește la NW zona de Strate de Bisericani, fiind încălecăt direct de pinză.

Oligocenul Autohtonului este constituit dintr-un orizont de marne brune, un orizont de disodile cu intercalații de Gresie de Kliwa și un orizont de conglomerate.

Orizontul de marne brune a mai fost de multe ori descris chiar de mine, așa incit nu mă opresc asupra lui. În general, este gros de 20—30 m dar uneori grosimea lui ajunge chiar pînă la 80 m, ca de exemplu, pe malul drept al Cracăului Alb, la S de gura Piriului Strujinoasa.

Orizontul de disodile (cu intercalații de Gresie de Kliwa) l-am descris de asemenea de mai multe ori. În unele locuri pe stînga Cracăului Negru, ca de exemplu, pe P. Slatina sau pe P. Alunișu, atinge o grosime de cca 200—250 m. Chiar și în aceste locuri conține una sau mai multe intercalații neregulate de conglomerate cu elemente verzi. Prin invazia acestor conglomerate, grosimea orizontului de disodile este redusă parțial, sau chiar total, ca de exemplu la S de Runcu Bisericii. În acest loc, conglomeratele cu elemente verzi încep chiar de la limita superioară a marnelor brune. Din această cauză, limita superioară a disodilelor nu trebuie considerată strict ca limita unui orizont ci mai mult ca limita unui facies.

Orizontul de conglomerate cu șisturi verzi este elementul stratigrafic caracteristic pentru Oligocenul submarginal dintre Cracă și Bistrița, care se deosebește prin aceasta de cel din Pinza Marginală, caracterizat prin prezența Gresiei de Kliwa la partea superioară a lui. Aceste conglomerate sunt constituite din blocuri adesea rotunjite, de dimensiuni variabile, în medie de 10 cm. Sunt destul de frecvente, totuși, și ivirile în care blocurile sunt mari de 0,5 m sau mici de 3—5 mm (adevărate microconglomerate). Aproape toate aceste blocuri sunt constituite din șisturi verzi la care se adaugă rareori, cuarțuri filoniene albe și calcare cu Nummuliti și Orbitoizi.



Grosimea orizontului de conglomerate atinge pe alocuri 500 m și chiar 600 m¹⁾.

În legătură cu ivirile de Oligocen este de semnalat prezența unui izvor sărat foarte concentrat, în disodile, pe P. Slatina, imediat sub Senonianul pînzei, apoi a unui izvor sărat de concentrație mijlocie, în legătură cu o serie de marne verzi, moi, de tip miocenic, de deasupra conglomeratelor oligocene de pe P. Strujinoasa, precum și a unei sărături pe malul stîng al Cracăului Negru, la 700 m W de Stincile Călugărului, legată tot de conglomeratele oligocene, imediat sub Senonianul pînzei, nu departe de P. Groapa lui David. Reamintesc că și în Fereastra Bran-Dumesnic—Cracău se găsește un izvor slab sărat sulfuros, în capătul de N al ei, legat tot de conglomeratele oligocene și o sărătură în mijlocul ferestrei pe malul stîng al Dumesnicului, la Dosu Dumesnicu.

Marnele verzi de tip miocenic. La limita superioară a conglomeratelor cu elemente verzi, apare, în cîteva locuri, imediat sub Senonianul pînzei, o serie de marne verzi, tari, șistoase, asemănătoare cu marnele miocene din Zona Miocenă.

Ele se prezintă în strate de 1—3 cm, separate prin fețe plane, au o culoare verde deschisă și constituie un pachet gros de numai 10—20 m, lipsit de intercalării de gips și de izvoare sărate (cu excepția celui de pe P. Strujinoasa).

Asemenea marne șistoase apar la SW de Vf. Tisa și pe al doilea affluent pe dreapta lîrifului Tisa, lîngă Poiana Fundoaia Popii, apoi la NW de Runcu Slatinei și pe ramura lîrifului Arșiței, care curge de la NE la SW, în fundul Cracăului Negru, imediat sub Senonianul pînzei.

În două, trei locuri, tot imediat sub Senonianul de la marginea pînzei, apar niște marne roșii și albăstrui, foarte moi, ca o clisă, de 1 m grosime, a căror proveniență și vîrstă nu poate fi precizată.

În afară de aceasta, marne verzi de tip miocenic, aparținind Autohtonului, puțin diferite de cele descrise mai sus, apar în încă patru locuri, constituind tot atîtea ferestre.

Astfel, aproape de confluența Sasului cu Sihla, pe malul stîng al acesteia, la 300 m WSW de biserică din Mitocul lui Bălan, se observă, pe cca 10 m, niște marne moi, de culoare verde deschisă și verde-albăstruie, în strate de 3—5 cm, cu concrețiuni de marcasit, asociate cu nisipuri verzi, constituite din fragmente de șisturi verzi, care ajung 1—2 mm și chiar 10 mm grosime. Împreună cu ele mai apar și niște marne nisipoase brun-roșcate, moi, în strate de 10—20 cm. Ele formează un mic anticlinal în fereastră.

La 200 m WSW de aceste marne și deasupra lor, apar Strate de Straja eocen-inferioare, inclinind spre W și cu hieroglifele pe fețele inferioare, iar la cca 300 m W, marne cu Fucoide, senonian-inferioare, inclinind spre SSW și cu hieroglifele pe fețele superioare, toate aparținind pînzei.

¹⁾ Pe creasta dintre Runcu Bisericii și Runcu Slatinei am găsit, la partea superioară a conglomeratelor, o intercalărie de mărne brune, de 1 m grosime pe cîțiva metri lungime, care ar putea corespunde mențiunilor superioare.



Aceleași marne verzi, moi, de tip miocenic, cu elemente mici verzi, ca în fereastra de mai sus, apar, într-o a doua fereastră, în malul drept al Sasului, de sub Senonianul inferior și în pînza dar numai pe o distanță de 20 m, aproape la nivelul apei, la cca 1 km S de confluența Sasului cu Sihla¹⁾.

Marnele verzi de tip miocenic apar iarăși într-o mică fereastră (a treia), de la confluența celor două ramuri ale Pîrîului Sasului, în malul stîng al lui la N de Poiana Sturza. Aci, pe cca 4 m, chiar la nivelul apei, se vede o marnă moale, verde deschis-gălbuiie, pe alocuri vag roșietică, slab stratificată și cu înclinare ușoară spre WNW, asociată cu o intercalajie de 20 cm de nisip verzui (constituit din fragmente de elemente verzi, mici de 1 mm și chiar de 3–5 mm). Marna aceasta prezintă, pe vreme uscată, la suprafață, o eflorescență albă, cu gust sărat foarte pronunțat.

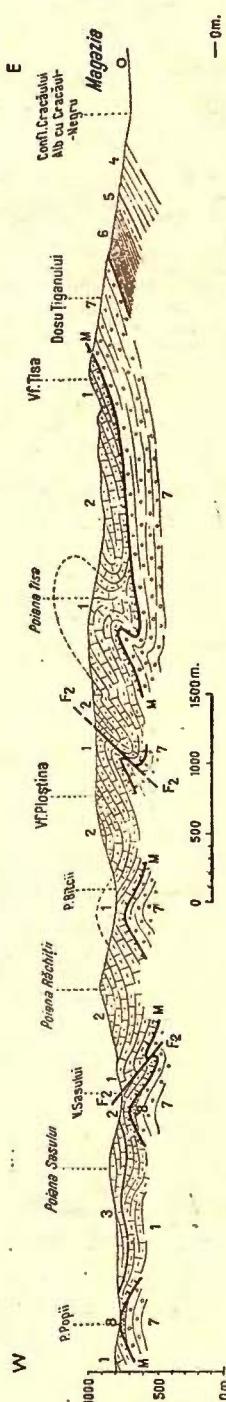
Aceleași marne verzui nisipoase, dar fără stratificație, se continuă la cca 100 m NNE de precedentele, tot pe malul stîng al Sasului, unde apar, pe 12 m lungime și 5 m grosime, sub rădăcina unui copac, la 10 m de la nivelul apei. În acest loc se găsesc și numeroase elemente de șisturi verzi de 5–10 mm și numai rar de 2–5 cm.

Deasupra lor, spre NW, încep marne verzi și roșii, asociate cu calcare verzi rubanate aparținând Stratelor de Straja din baza Eocenului în timp ce, tot malul de E al Sasului, e constituit, în dreptul lor, din marne cu Fucoide senonian-inferioare, inclinind spre E și cu hieroglifele pe fețele inferioare, toate aparținind pînzei.

În fine, ultima apariție a acestor marne, constituind o a patra fereastră, se găsește la gura unui pîrfu denumit P. Picioarului Lat, care se varsă în P. Sasu pe partea stîngă, la E de P. Popii, în dreptul Pîrîului Dirzinselor. La gura acestui pîrfu apare, mai întîi, pe cca 100 m, un conglomerat cu elemente verzi foarte slab cimentate. Chiar conul de dejecție de la gura pîrîului e constituit din elemente mari de șisturi verzi, de 30–40 cm. Către amont (spre N) aceste conglomerate (de vîrstă probabil oligocenă), trec la un conglomerat cu elemente mici de 2–3 cm, cu un ciment nisipos foarte moale, galben-verzui, constituit din elemente verzi de 1–2 mm, care fac loc la partea superioară unei marne verzui deschis-gălbuiie, moale, groasă de 3–4 m, în strate de 3–4 cm, cu o intercalajie grezoasă de 20 cm. Peste marnele acestea verzui de tip miocenic stau marnele cu Fucoide senoniene ale pînzei care, mai sus, spre N, la jumătatea drumului spre plai, se prezintă în strate aproape orizontale, cu hieroglifele pe partea inferioară.

Marnele verzi șistoase de la contactul dintre pînză și Autohtonul Submarginal, cît și cele din mici ferestre amintite, se găsesc în continuitate de sedimentare peste conglomeratele oligocene. Ca urmare, ele ar putea apartine Oligocenului superior. Petrografic au însă mai multe afinități cu Miocenul, aşa încît ar putea să reprezinte depozitele de bază ale acestuia.

¹⁾ Aci, pe harta Comitetului Geologic la scara 1: 500.000, este figurat un izvor sărat.



Profil transversal prin Flisul extern de pe V. Cracăului.

Pinza Marginale: 1, Senonian inferior; 2, Senonian superior; 3, Eocen neorizontat (baza lui). Autohtonul Submarginal: 4, Eocen superior (Strate de Biserican); 5, Orizontul inferior al Oligocenului (marne brune și menitile); 6, Orizontul mediu al Oligocenului (disodile); 7, Orizontul superior al oligocenului (conglomerate cu elemente verzi); M—M—M, planul de săriaj al Pinzel Marginale peste Autohtonul Submarginal; F₁—F₂, fâle de ordinul II.

Este mai greu să ne închipuim că ele aparțin orizontului superior al Miocenului, care la E, în plină Zonă Miocenă, este caracterizat prin bancuri de gips și manifestații saline. Deocamdată însă problema nu e definitiv transată, mai ales că nu posedăm nici determinări micro-paleontologice.

Tectonica

În capitolul de față mă voi ocupa mai întii de tectonica de amănunt a pinzei, apoi de tectonica de amănunt a Autohtonului iar la sfîrșit voi face cîteva considerații generale asupra Pinzei Marginale și Autohtonului Submarginal.

Tectonica de amănunt a Pinzei Marginale (vezi profilul). Pe harta Prof. I. ATANASIU, suprafața dintre Cracăul Alb și Cracăul Negru, la E de P. Sasului, aparținind pinzei, este figurată numai cu culoarea Senonianului, ceea ce lasă să se întrevadă o tectonică foarte simplă.

Separarea celor două orizonturi în Senonian, precum și urmărirea hieroglfelor, au scos la iveală o tectonică mai complicată.

Astfel, de la E la W, se individualizează mai întii un anticlinal pe V. Cracăului Alb, la Dosul Lunga, anticlinal aplecat spre NNE, cu Senonian superior în ax, prezintând hieroglifele pe partea superioară a stratelor. Acest Senonian este învelit de Eocen, atât la ENE, cit mai ales la SW, laminat, atât pe un flanc, cit mai ales pe cel din urmă, aproape pînă la dispariție.

În fața pinzei, la SSE de acest anticlinal, este îngrămadit un mic anticlinal de Senonian inferior în jurul cotei de la E de Poiana Tisei.

Peste anticlinalul de la Dosul Lunga stă un alt anticlinal cu direcția NW—SE și aplecat spre NE. Axul lui este marcat de banda de Senonian inferior, dezvoltată între sudul Arșiței lui Nehuț și Runcu Bisericii. Flancurile sunt constituite de Senonian superior cu inclinări spre SW și hieroglife superioare pe flan-

cul de NE, (în V. Cracăului Alb) și cu înclinări oarecum hesitante pe cel de SW.

Mai la W, Senonianul constituie o cuvătă aproape ovală, cu Senonian inferior pe margine. Acesta din urmă poate fi urmărit (cu grosimi variabile din catuză lami-nărilor) de la gura Pârâului Bitcii, (unde trimit un ieșind spre S pe acest pârâu) spre SE, prin Poiana Timoftii, apoi spre SW, prin locul denumit În Rupturi, pînă la Fundul lui Fodor. Aci, e acoperit pe o mică distanță, de Senonianul superior, după care reappeare spre NW împreună Poiana Ignii, se îndreaptă spre N, atinge malul drept al Sasului la E de Poiana Sturza și urmărește acest mal al lui pînă aproape de confluența cu Cracăul Alb.

Toată suprafața din mijlocul acestui Senonian inferior este acoperită de depozite de vîrstă senonian-superioară, constituind un sinclinal al căruia ax, de forma unui semicerc deschis spre N, trece pe la Poiana Răchiții și pe la N de Vf. Dosul Lacului, și se termină în Vf. Ploștina.

Eocenul din Vf. Stîna Maicilor constituie și el un sinclitorium ale căruia strate prezintă înclinări slabe spre SW sau WNW, în partea de S a lui, și înclinări, de asemenea slabe, spre SSW sau SSE, în partea de N a lui. Hieroglifele sunt mereu pe față inferioară a stratelor. Raporturile acestui Eocen cu Senonianul nu sunt însă îndeajuns de clare și de bine studiate. Uneori, el lasă chiar vag impresia înselătoare că ar apărea de sub acesta din urmă.

În orice caz, pe malul stîng al Pârâului Sasului, la nord de Poiana Sturza, Senonianul este foarte mult laminat, aşa încît Autohtonul din ferestrele de la confluența celor două ramuri ale Sasului și de la confluența acestuia cu Cracău Alb, apare aproape direct de sub flancul de est al Eocenului din sinclinalul de la Stîna Maicilor.

În ce privește partea cea mai de W a regiunii, de la fundul ramurii de W a Sasului, aceasta nu a intrat deocamdată decît foarte puțin în cadrul preocupărilor mele; de aceea socotesc că e prematur să mă ocup de tectonica de amănumit a ei.

Privite în general, cutile din pînză sunt, într-o măsură, discrepanțe față de cele ale Autohtonului în partea de E a regiunii, între P. Tisei și P. Slatinei; în rest ele sunt concrepante.

Tectonica de amănumit a Autohtonului. Autohtonul apare pe malul de W al Cracăului Negru constituind flancul de E al unui sinclinal¹⁾.

Este interesant că încălecarea pînzei se face în mod constant peste conglomeratele cu elemente verzi oligocene ale Autohtonului, sau peste pachetul subțire de marne verzi de tip miocenic care le succed.

Aceeași situație se observă și în cele patru mici ferestre citate, în timp ce la SSE de P. Dîrzinelor, pe un pârâu care coboară din Vf. Boulețu Mare, de sub Senonianul

¹⁾ Acest sinclinal prezintă o fâlfie transversală dirijată de la NW la SE de-a lungul Pârâului Slatinei.



inferior al pînzei, ieșe un pachet de disodile cu înclinări spre S, care ar părea să constituie o a cincea fereastră, făcind excepție de la constatarea de mai sus.

Reamintesc încă faptul că în Fereastra Bran—Dumesnic—Cracău, Senonianul pînzei ia contact cînd cu conglomeratele oligocene, cînd cu disodilele, cînd cu marnele brune, cînd cu Stratele de Bisericani. Este aceasta efectul unei faze de eroziune anterioară șariajului sau este vorba aci de o laminare tectonică?

Dacă ne-am limita la primele observații de mai sus, am putea fi tentați să conchidem la lipsa unei faze de eroziune înaintea șariajului. Ultima observație cu privire la disodilele de la SS E de P. Dîrzinilor, precum și raporturile dintre pînză și diversele orizonturi ale Eocenului și Oligocenului Autohtôn, constatăte de mine încă din 1940 în Fereastra Bran—Dumesnic—Cracău, arată mai degrabă că o asemenea fază de eroziune a putut exista. Ipoteza laminării tectonice a diversilor termeni stratigrafici ai Autohtonului, deși nu e exclusă, e mai greu de admis.

În legătură cu tectonica de amânată Autohtonului este interesant și faptul că P. Sasului, începînd de la N de Poiana Sturza pînă la gura lui, pare să curgă de-a lungul unei fante sau sfîșieturi longitudinale în pînză, prin care Autohtonul apare de-a lungul unei ridicări axiale în trei locuri, constituind trei din ferestrele citate. Fereastra Bran—Dumesnic—Cracău pare deasemeni să reprezinte mai mult o sfîșietură în pînză decît efectul unui fenomen de eroziune.

Considerații generale asupra Pînzei Marginale și Autohtonului Submarginal. Regiunea dintre Cracău Alb și Cracău Negru face parte din Pinza Marginală a cărei linie de încălecare se retrage de la NE spre SW paralel cu Cracău Negru. Încălecarea se face, atît în fruntea pînzei, cît și în ferestrele citate, direct peste Autohton, fără intermediul unui flanc invers. Pinza Marginală este deci o pînză fără flanc invers, de ordinul II, sau o pînză de decolare.

Cercetările mele mai vechi (1941) în Pinza Marginală, din regiunea dintre Rîșca și Agapia, au arătat că această pînză suferă, în partea de N a ei, o scufundare. Scufundarea ei este marcată de dispariția în această direcție, a zonelor anticlinale senoniene, dispariție care se observă, mai întîi la zonele externe și apoi la cele interne.

Prin urmare scufundarea pînzei se face de la SW la NE, potrivit unui plan inclinat spre NE. Aceeași dispoziție pe un plan inclinat trebuie să-o admitem și pentru Autohton a căruia structură în mare se reflectă probabil în structura pînzei.

Pentru a explica mecanismul șariajului pînzei nu este, cred, nevoie să facem apel la forțe tangențiale. Față de poziția de plan inclinat a Autohtonului, e mult mai verosimilă ideia genezei sale printr-o alunecare gravitațională. Această alunecare s-a produs pe un plan inclinat născut probabil, pe de o parte, prin ridicarea geomurei cristaline de la W de zona Filișului, iar pe de altă parte, prin scufundarea Autohtonului Submarginal.

De fapt Pinza Marginală nu este altceva decît o imensă pornitură tectonică, în timpul deplasării căreia s-au laminat adeseori, din cauza frecării, termenii strati-



grafici din baza ei. Uneori laminarea a cuprins toată grosimea pînzei. În felul acesta bănuiesc că s-au putut naște sfîșieturile-ferestre presupuse mai sus.

Dacă existența acestor sfîșieturi va putea fi dovedită, prezența lor va întări și mai mult similitudinea cu porniturile actuale.

În legătură cu scufundarea Autohtonului Submarginal atrag atenția asupra unui fapt interesant. Se afirmă, în general, că Zona Miocenă de la exteriorul Carpaților orientali e o zonă scoborâtă față de Fliș. Pentru regiunea de la N de Cracău pînă în V. Suha (punctul de afundare maximă al Flișului marginal dintre Suceava și Bistrița) și apoi mai departe pînă în V. Sucevei, această afirmație pare să nu fie valabilă.

Într-adevăr dacă încercăm să construim un profil transversal printr-unul din anticlinalele de pe V. Neamțului, ca de exemplu prin cel de la gura Dumesnicului, situat la +500 m altitudine, suntem obligați să admitem existența Oligocenului superior al Autohtonului la cca 2000 m adâncime (deci — 1500 m față de nivelul mării).

Denivelarea se accentuează spre N către V. Rîșca unde afundarea devine și mai mare, partea superioară a Autohtonului coborînd aci sub crestele anticlinale, probabil pînă la 2000 m și chiar 3000 m sub nivelul mării. La același paralel, însă, nu se constată și o coborîre simultană a Miocenului din Zona Neogenă, coborîre care ar trebui să se manifeste prin apariția unor orizonturi ale sale din ce în ce mai noi.

Ca urmare, Zona Miocenă pare să fie, în această regiune, nu o zonă scufundată față de Flișul Autohton, ci dimpotrivă, mai curind o zonă ridicată.

Existența Pînzei Marginale este stabilită, atât pe diferențele de facies ale Oligocenului din cele două unități, cît și pe raporturile tectonice.

Ea a fost descoperită de I. ATANASIU, în mare măsură, datorită separării zonelor de facies ale Paleogenului. Dnsul s-a bazat foarte mult pe principiul că diferențele unități ale Flișului trebuie să fie caracterizate prin faciesuri deosebite și invers, că faciesuri deosebite denotă unități tectonice diferențiate. Aplicând cu prea multă rigoare acest principiu I. ATANASIU a ajuns uneori la interpretări eronate.

Astfel, faciesul conglomeratic al Oligocenului din Autohton se continuă pînă ceva mai la N de Bistrița. Pe malul stîng al Bistriței și mai ales la S de ea, în regiunea studiată de C. OLTEANU, după datele d-sale, aceste conglomerate se subțiază și cedează locul Gresiei de Kliwa.

Prof. I. ATANASIU în lucrarea sa din anul 1943¹⁾ a atribuit Unității Submarginale numai Flișul de la N de Bistrița, caracterizat printr-un Oligocen superior conglomeratic, în timp ce Flișul de pe ambele maluri și de la S de Bistrița, caracterizat printr-un Oligocen superior în faciesul Gresiei de Kliwa, l-a atribuit Pînzei Marginale. În felul acesta, Prof. I. ATANASIU a tăiat transversal în două, în mod

¹⁾ I. ATANASIU. *Op. cit.* (Les faciès...) planșa I.

artificial, printr-o linie tectonică ipotetică, o serie de anticlinale și sinclinale pe care chiar dinsul le prezintăse anterior ca unitare¹⁾.

Cercetările lui C. OLTEANU din anul 1948²⁾ au arătat, odată mai mult, că această linie tectonică de pe malul stîng al Bistriței nu există și ca urmare că Flișul Margină de la S de Cracău pînă în Tazlău, aparține unei singure unități pe care, după cum am spus, am denumit-o încă din 1941³⁾ Autohtonul Submarginal.

Iată un exemplu de erorile la care ne poate duce aplicarea prea riguroasă a principiului că faciesuri deosebite delimităează neapărat unități deosebite. Am insistat ceva mai mult asupra acestui fapt, fiindcă sunt încă cercetători la noi în țară care continuă această eroare.

Revenind la Autohtonul Submarginal constatăm că el apare la zi, la S de Cracău și se continuă peste V. Bistriței pînă în V. Tazlăului, datorită unei mari ridicări axiale a Zonării Marginale a Flișului, pentru care ar fi poate nimerit să întrebuițăm denumirea de marea ridicare axială a Bistriței, a Bistriței și Tazlăului, sau în fine a Neamțului⁴⁾.

La N de Cracău, Zona Marginală a Flișului, alcătuită aci numai din Pinza Marginală, se scufundă treptat. Scufundarea aceasta, care se menține pînă în V. Suceviței și care s-ar putea denumi scufundarea Văilor Suha sau a Bucovinei de Sud atinge maximum în V. Suha Mică unde Flișul marginal e redus la o zonă îngustă de numai 4,5 km și o nouă pornitură tectonică mai internă, constituind ceea ce am denumit în anul precedent Pinza de Putna⁵⁾, avanseză peste depozitele din față prințind de astă dată dedesupt și faciesul Paleogenului cu Stratul de Biserici și Gresie de Kliwa⁶⁾ (faciesul marginal extern după I. ATANASIU).

În fine dacă urmărim «Zona Marginală a Flișului» la N de V. Suha, o nouă ridicare axială a ei se produce abia pe V. Sucevei și în Bucovina de N unde, de sub Pinza de Putna, apare o unitate inferioară. Pentru această ridicare ar fi, cred, nimerit să întrebuițăm denumirea de ridicare axială a Sucevei sau a Bucovinei de N.

¹⁾ S. ATHANASIU, G. MACOVEI și I. ATANASIU. La zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistrița. *Guide des Excursions, Assoc. p. l'avanc. de la géol. des Carpates*. Text pg. 347 și planșa 15. București, 1927.

²⁾ C. OLTEANU. Cercetări geologice între V. Bistriței, P. Cuejdilului și P. Pîngărăciorul (jud. Neamț). *D. de S. Inst. Geol. Rom. Vol. XXXVI* (1948–1949), pg. 42–50. București, 1952.

³⁾ T. JOJA. *Op. cit.* (Recherches géologiques ...) pg. 53.

⁴⁾ Probabil cea mai mare din tot Flișul extern al Carpaților orientali întrucât numai în cuprinsul acestei ridicări apare pe o mare întindere în Autohton fundamentalul lui de Sisturi Negre.

⁵⁾ T. JOJA. Structura geologică a Flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei. Comunicare prezintată în sed. Comitetului Geologic din 13 aprilie 1951.

⁶⁾ Cum am arătat în comunicarea din anul trecut acest facies este complet acoperit de pinză pe V. Sucevei, el întinzându-se probabil, pe dedesupt spre W, pînă în dreptul flancului de E al Anticlinalului Moldovița, adică pînă la linia de la care, spre interior, tectonica Flișului devine mai liniștită.



HARTA GEOLOGICĂ A FLIȘULUI MARGINAL DINTRÉ CRACĂU ALB ȘI CRACĂU NEGRU

T. JOJA

1500 m.
1000
500
0



— L. Roșca. — Cercetări petrografice în Munții Semenic¹⁾.

Şedința din 4 aprilie 1952

Președinte: Prof. MIRCEA D. ILIE.

— E. Liteanu. — Considerațiuni asupra limitei superioare a Terțiarului în Subcarpați²⁾:

— V. Pușcariu, Tr. Orghidan, M. Demetrescu și J. Tanasachi. — Activitatea colectivului speologic nr. 1, cu privire specială asupra peșterilor din Oltenia³⁾.

Şedința din 8 aprilie 1952

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— I. BĂNCILĂ. — Schița geologică a Carpaților dintre V. Sucevei și V. Oituzului³⁾.

Şedința din 11 aprilie 1952

Președinte: Prof. G. MURGEANU.

— Gr. RĂILEANU. — Cercetări geologice în regiunea Cîmpul lui Neag — Uricani și considerațiuni generale asupra Bazinului Petroșani.

Introducere. Regiunea cercetată este situată la extremitatea vestică a Bazinului Petroșani, între satul Cîmpul lui Neag, la W, și Uricani, la E.

Cartarea geologică a fost executată pe hărți la scara 1: 25.000, motiv pentru care unele detalii nu au putut fi reprezentate.

Din punct de vedere morfologic regiunea cercetată se găsește ancastrată între culmile înalte ale Munților Retezatu la N, Oslea la W și Munții Vulcan la S.

Regiunea este străbătută dela W la E de Jiul romînesc care prin acțiunea sa erosivă a modelat oarecum relieful, mai ales pe partea dreaptă a Jiului. Pe stînga Jiului, relieful este accidentat, ridicindu-se brusc pereți înalți de conglomerate și gresii. Piraiele afluente de pe stînga Jiului tăie adînc formațiunile dind naștere la văi strîmte cu pereți abrupti și adeseori la cataracte.

Singura cale de acces în regiune este șoseaua Petroșani—Cîmpul lui Neag, care de altfel este practicabilă pentru mașini-auto.

¹⁾ Va apărea mai tîrziu.

²⁾ Lucrarea a apărut în *St. Techn. și Econ.* Seria E, Nr. 2, pag. 46—61.

³⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție pînă la data imprimării volumului.

Istoric. Întrucât regiunea cercetată este strins legată de Bazinul de la Petroșani (fiind continuarea spre W a acestuia) și cum datele geologice mai vechi se referă la ansamblul bazinului, credem că ele trebuie privite sub acest punct de vedere.

Bazinul de la Petroșani fiind purtător de cărbuni a prezentat un viu interes, motiv pentru care informațiile bibliografice sunt în număr destul de mare, începând chiar dela 1870. Printre autorii care s-au ocupat cu studiul acestui bazin, putem cita pe F. PAX, K. HOFMANN, TH. FUCHS, M. STAUB, F. NOFCSA, de la care a rămas stabilit, în linii mari, stratigrafia regiunii.

După aceștia a urmat o serie de cercetători, G. MURGOCI, I. P. VOITEȘTI, G. MACOVEI, care, pe baza cercetărilor anterioare cit și prin cercetări proprii, au făcut considerații într-un cadru mai general, referindu-se atât la stratigrafia, tectonica și vîrsta sedimentelor, cit și la legătura dintre Bazinul Petroșani cu bazinile intramuntoase învecinate. În concepția autorilor citați s-a ajuns la următoarea succesiune stratigrafică: Orizontul inferior (Grupa stratelor de culcuș); Orizontul mediu (Orizontul productiv); Orizontul superior (Grupa stratelor de acoperiș).

Asupra vîrstei depozitelor, părerile au fost împărțite și anume, unii cercetători le-au considerat oligocene, iar alții aquitaniene.

În 1936, M. ILIE și G. MANOLESCU semnalează prezența Tortonianului la Iscroni.

În 1951, Gh. VOICU, în urma cercetărilor micropaleontologice în Bazinul de la Petroșani, comunicare făcută la Comitetul Geologic, consideră că în afara celor trei orizonturi cunoscute, se mai pot separa în partea estică a bazinului încă două orizonturi superioare: Orizontul argilo-marnos și Orizontul gresos-conglomeratic.

În 1952, I. MATEESCU și ȘT. COTUȚIU, în comunicarea făcută la Comitetul Geologic, au prezentat un studiu asupra florei din Bazinul Petroșani.

Stratigrafia regiunii Cîmpul lui Neag—Uricani. În regiunea cercetată, din punct de vedere petrografic se pot identifica trei orizonturi, și anume:

1. *Orizontul inferior (Grupa stratelor de culcuș = Orizontul argilo-conglomeratic roșu).* Este alcătuit în cea mai mare parte din conglomerate roșii și vinete. Elementele conglomeratelor sunt reprezentate prin bucăți de gnais, micașist și quart. Ele au dimensiuni variate de la cele mai mici pînă la adevărate blocuri. Elementele sunt prinse fie într-un ciment argilos roșu, constituind în acest caz bancuri de conglomerate de culoare roșie, fie într-un ciment argilo-calcaros vinăt, care imprimă rocelor această nuanță.

Conglomeratele alternează cu argile roșii lateritice, care, atunci cînd sunt imbibate cu apă, capătă aspectul unui lut roșu. Colorația roșie predomină, de unde și numele de Orizontul conglomeratic roșu. Cercetările efectuate pînă în prezent nu indică în acest orizont nici un rest organogen.

Pf. P. Tusciu, grosimea acestui orizont poate atinge 125 m.



Între P. Toplița și Cimpul lui Neag, la partea superioară a Orizontului conglomeratic roșu, se intercalează un banc de calcare brecioase, cu o grosime cuprinsă între 1–5 m.

Orizontul inferior este dezvoltat pe flancul sudic al regiunii, unde stă direct peste Cristalin și suportă Orizontul productiv. Această situație se observă între P. Girjei (la S de Uricani) și P. Strugurilor (Cimpul lui Neag). În alte părți, cum este la E de P. Girjei și la W de P. Strugurilor, Orizontul inferior suportă direct conglomerele orizontului superior.

Pe flancul nordic, acest orizont este aproape necunoscut, deoarece este căzut în jos pe planul de falie al unei linii de dislocație, care se suprapune liniei de contact dintre Sedimentarul bazinului și fundament.

2. Orizontul mediu (= Grupa stratelor productive = Orizontul marno-argilos). Acest orizont este alcătuit, în mod predominant, dintr-o alternanță de marne și argile între care se intercalează la diferite nivele, gresii, microconglomerate și cărbuni.

Argilele sunt adeseori nisipoase, ușor micacee, în majoritatea cazurilor, sfârșitoase și prezintă, în general, o culoare vineție sau negricioasă cînd includ numeroase fragmente cărbunoase. De remarcat este faptul că uneori argile negricioase sunt stratificate sau chiar șistoase și iau aspectul disodiliform, în care caz prezintă pe suprafață de stratificație, eflorescențe de sulfati și solzi de Pești, amintind deci de șisturile disodilice din Flișul carpatic sau de Stratele de Ileanda Mare din nord-vestul Bazinului Transilvaniei.

Marnele sunt deasemeni variate ca aspect; de la marne vinete-negricioase, pămințoase, nestratificate, se trece la marne vinete-gălbui sau la marne brune, negricioase, cu aspect bituminos. În acest sens sunt foarte caracteristice marnele de pe părțile de la S de satul Cimpul lui Neag, care amintesc de marnele bituminoase din Flișul carpatic.

Intercalațiile gresoase sunt foarte frecvente și se prezintă în bancuri pînă la 1 sau 2 m grosime. Ele sunt, în general, bine cimentate; totuși, uneori, se intilnesc și gresii nisipoase microconglomeratice sau conglomerate. Gresiile sunt în general de culoare cenușie sau gălbuiu, mai rar albe; ele cuprind uneori concrețiuni sferosideritice pînă la 20–30 cm în diametru.

În Orizontul mediu s-au identificat în Bazinul Petroșani 25 de strate de cărbuni, grupate astfel:

Grupa I (Strate principale);

Grupa II (Strate exploataibile parțial);

Grupa III (Strate neexploataabile).

În sectorul cercetat aceste strate sunt reprezentate numai în parte.

Orizontul mediu este fosilifer și conține numeroase resturi de Plante și de Moluște, la care se adaugă solzi și rareori impresiuni de Pești. Tot din acest orizont se mai citează la Petroșani, *Antracotherium magnum* Cuv.

Trebuie să precizăm că în sectorul cercetat, prin faptul că Orizontul productiv este în mare parte acoperit, punctele fosilifere sunt foarte limitate. Resturile de plante au fost recoltate în cea mai mare parte și determinate de V. BRĂDESCU, care menționează următoarele forme:

- Laurus primigenia* UNGER
- Acer trilobatum productum* BRAUN var.?
- Acer trilobatum productum* var. c.
- Glyptostrobus europaeus* HEER (inflorescența femelă)
- Sequoia langsdorffii* BRONG.
- Osmundia lignitum* GIEB.
- Myrica longifolia* UNG.
- Ulmus plurinervia* UNG.
- Juglans acuminata* BRAUN
- Thuya* (floare).

Din restul bazinului se mai citează multe alte forme, care în prezent au fost revizuite de I. MATEESCU și ȘT. COTUȚIU.

Fauna este deasemeni foarte bogată, însă nu atât în genuri și specii cât în indivizi și forme variate din sînul aceleasi specii. Din materialul colectat am determinat următoarele forme:

- Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* BROCC
- Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* var. *nodorfensis* SACCO
- Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* sp. [forme de trecere de la
 Cerithium (T.) *margaritaceum* la *C.* (T.) *margaritaceum* var.
 nodorfensis SACCO]
- Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum papiraceum* BAST.
- Cerithium (Potamides) plicatum* BRUG.
- Cerithium (Potamides) plicatum* var. *trinodosa* SCHAFF.
- Cerithium (Potamides) biseriatus* FRIED. (care credem că trebuie con-
 siderat ca o varietate a lui *C. plicatum*).
- Cerithium (Potamides) pseudoplicatus* FRIED.
- Planorbis* sp.
- Melanopsis* sp.
- Cyrena semistriata* DESH.
- Cyrena sirena* BRUG.
- Cyrena* sp.
- Cytherea incrassata* SOW.
- Mytilus haidingeri* HOERN.
- Mytilus* aff. *fuscus* HOERN.
- Caliptrea* cf. *chinensis* LINNÉ
- Psamobia aquitanica* MAYER



- Ostrea jimbriata* GRAT.
Tellina sp.
Modiola sp.
Meleta cf. *crenata?* (solzi)
 Pești (resturi nedeterminabile).

Orizontul mediu are o grosime care, pe marginea bazinei, atinge, în regiunea cercetată, cca 250 m, grosimea reală pe care ar putea-o avea în partea centrală rămîne să fie stabilită prin sondaje.

Din raporturile acestui orizont față de cel inferior și superior reiese că orizontul productiv corespunde unei ușoare regresiuni, intrucît în partea vestică a bazinei (la Cîmpul lui Neag) apar stratele inferioare ale productivului și numai spre E (Uricani, Lupeni), se adaugă treptat strate din ce în ce mai superioare.

Un alt fapt care pledează pentru caracterul regresiv al formației cu cărbuni este că orizontul superior stă uneori (pe marginile bazinei) în contact cu stratele diferite ale productivului sau direct pe orizontul inferior sau chiar pe Cristalin.

Orizontul productiv apare pe flancul sudic al regiunii și anume acolo unde eroziunea Jiului a atins nivele inferioare; în cea mai mare parte, însă, rămîne acoperit de orizontul conglomeratic. El este deschis pe porțiunea dintre P. Girjei și P. Pirăoanilor, unde este alcătuit dintr-o alternanță de gresii fine-gălbui, din marne vinete negricioase-cafenii, din argile vinete nisipoase și din sisturi cărbunoase cu cărbuni.

Pe P. Așchioara și Petrelor, marnele și argilele sunt fosilifere, de unde am putut recolta formele:

- Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* Brocc.
Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum var. *nodorfensis* Sacco
Cerithium (Potamides) plicatum Brug.
Cyrena semistriata Desh.
Mytilus haideri HOERN.
Mytilus aff. fuscus HOERN.

De pe P. Toplița spre W, Orizontul mediu apare din nou la zi, putîndu-se urmări pînă pe P. Strugurilor. Aici el este alcătuit dintr-o alternanță de gresii și sistoase, nisipoase, de culoare gălbui, din gresii microconglomeratice, din gresii fine, dure, din marne argiloase vinete, din marne bituminoase și din sisturi argiloase disodilice.

În partea cea mai vestică a bazinei, orizontul productiv mai apare din nou la zi pe P. Pleșa, unde este alcătuit dintr-o gamă de gresii nisipoase, din gresii microconglomeratice, din argile nisipoase și marne vineții. Aici orizontul este fosilifer și conține numeroase exemplare din formele citate mai sus.

Pe flancul nordic al bazinei orizontul productiv nu apare la zi.



3. *Orizontul superior (= Grupa stratelor de acoperiș = Orizontul conglomeratic superior)*. În mod predominant acest orizont este alcătuit dintr-o alternanță de conglomerate între care se intercalează gresii, argile verzi, roșii și uneori sisturi cărbunoase.

Conglomeratele se prezintă în bancuri puternice de la 5 m pînă la 50 m grosime. Elementele componente sunt reprezentate prin sfârmituri de cuarț bine rulate care ating dimensiunile unei nuci sau chiar mai mari și sunt bine legate cu un ciment silicios. După Șt. MATEESCU și C. RĂDULESCU, în Orizontul superior ar fi trei bancuri de conglomerate, numerotate de jos în sus: bancul 1 și 2, cu elemente ceva mai mari, și bancul 3, cu elemente mai mărunte. Acest punct de vedere poate fi menținut numai în cazul cu totul general, deoarece în sectorul cercetat am intilnit în Orizontul superior cel puțin cinci bancuri de conglomerate; este just că numai trei din acestea prezintă grosimi mai evidente. Gresile sunt intercalate între bancuri de conglomerate și prezintă aspect petrografic variat. Se intilnesc bancuri de gresii fine, grosiere și microconglomeratice. Uneori sunt bine cimentate, alteleori sunt nisipoase; culoarea lor este gălbui-albicioasă și adeseori verzuie. Argilele sunt nestratificate și au în general culoarea verzuie, în care caz imprimă această nuanță orizontului. Culoarea verde se dătoarește în parte glauconitului și în cea mai largă măsură, cloritelor sedimentogene. Uneori, se intilnesc și argile roșii sau vișinii, care amintesc de Orizontul roșu inferior. Intercalațiile de argile verzi și roșii sunt mai frecvente în baza Orizontului superior și acolo unde prezența lor este predominantă, ne-ar tenta la separarea unui orizont argilos verde.

Sisturile cărbunoase sunt de culoare negricioasă și se intilnesc la diferite nivele cu grosimi variabile între 0,5—4 m.

Orizontul superior este transgresiv, fapt care ne ține în evidență prin contactu cu strate diferite de ale Orizontului mediu, sau prin faptul că pe alocarea (pe P. Tusciorul), stă pe Orizontul inferior sau chiar direct pe Cristalin, cum este între P. Strugurilor și Pleșa.

Pe flancul de nord al bazinului, Orizontul conglomeratic superior este într-un contact permanent cu fundamentul de-a lungul liniei tectonice Valea Buta—Dealul Murgonilor. Grosimea acestui orizont în regiunea cercetată atinge 600—700 m.

Considerațiuni generale asupra Bazinului Petroșani. Cele trei orizonturi, descrise mai sus, din regiunea Cimpul lui Neag—Uricani, au fost separate de cercetătorii anterioari în restul bazinului.

Pentru a avea o imagine mai clară asupra Sedimentarului din Bazinul Petroșani și fiind sezisați de comunicarea lui Gh. Voicu, făcută la Comitetul Geologic, în anul 1951, și ținând seama de indicațiunile date de Șt. MATEESCU că pe P. Sălătruc s-ar găsi cărbuni mai noi decât cei din Orizontul productiv, am întreprins împreună cu I. MATEESCU și Al. SEMAKA o recunoaștere în această parte a Bazinului Petroșani.

În lungul Piriiului Sălătruc, se găsește o succesiune de strate, care se poate grupa astfel:



Nivelul cu Ostrei (= *Orizontul marno-argilos superior*, după Gh. Voicu). În cursul inferior al Piriu lui Sălătruc, depozitele descriu un sinclinal, în alcătuirea căruia intră gresii nisipoase albe-gălbui, microconglomerate, argile, argile nisipoase, șisturi cărbunoase și cărbuni, care au fost exploatați. Petrografic, acest orizont este asemănător celui mediu din restul bazinului.

Acest orizont este fosilifer, prezentând o alternanță de forme marine și salmastre. Fauna marină se grupează în două banchi principale cu Ostrei de talie mare și cu scoica groasă. Între aceste forme am identificat:

- Ostrea crassissima* LAMK.
- Ostrea crassicostata* Sow.
- Ostrea aff. lamellosa* BROCC
- Ostrea gingensis* SCHLOTH.

Aceste forme nu s-au întîlnit, nici nu sunt citate în Orizontul mediu din restul bazinului. Cum Ostreile reprezintă elementul nou în aceste strate, am numit ca atare acest orizont.

Fauna salmastră se găsește pe acest pîriu în mai multe nivele și este reprezentată prin:

- Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* BROCC
- Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* var. *nodorfensis* SACCO
- Cerithium (Tympanotomus) papiraceum* BAST.
- Cerithium (Potamides) plicatum* BRUG. (cu toate formele de trecere)
- Melanopsis* sp.
- Teodoxus* sp.
- Mytilus heidingeri* HOERN.
- Cyrena semistriata* DESH.
- Telina* sp.

În general este o faună asemănătoare cu fauna din Orizontul mediu.

Gh. Voicu consideră Orizontul marno-argilos de pe P. Sălătruc ca avind o poziție superioară față de Orizontul mediu (productiv) și de cel conglomeratic superior din restul bazinului.

Noi n-am avut ocazia să vedem aceste relații stratigrafice, însă din cele ce se constată pe P. Sălătruc credem că acest nivel reprezintă partea cea mai superioară a Orizontului productiv, prezentă numai în acest sector al bazinului.

De altfel și stratele de cărbuni exploatațe aici au fost identificate ca fiind cele mai superioare. Punctul nostru de vedere este justificat prin faptul că formațiunea cu cărbuni din Bazinul Petroșani este regresivă. Apele s-au retrас de la W spre E, fapt care este confirmat prin lucrările de explorare și exploatare care arată pe de o parte, în vestul bazinului, strate inferioare și pe măsură ce considerăm un punct mai estic, constatăm și strate din ce în ce mai superioare; pe de altă parte, grosimea orizonturilor mai mică spre W decît spre E.



Este deci firesc ca partea cea mai superioară a productivului să se întâlnăescă pe P. Sălătruc.

Prezența faunei marine cu Ostrei de pe P. Sălătruc trebuie pusă în legătură cu momentele de ingresiune marină, de proporții limitate, care favoriza dezvoltarea acestor forme. Exemple similare se cunosc și în Oligocenul din nord-vestul Bazinului Transilvaniei. Destul de surprinzător ar apărea în concepția lui Gh. Voicu prezența faunei salmastre de pe P. Sălătruc identică cu cea din Orizontul productiv.

Orizontul grezos conglomeratic superior. Peste succesiunea de strate descrisă mai sus, urmează gresii vinete, marnoase, conglomerate cu elemente mari slab cimentate, argile verzi, groase de 7–10 m, cu intercalații cărbunoase, conglomerate silicioase cu elemente mărunte, marne și nisipuri. Prezența gresiilor verzi și a conglomeratelor amintesc de Orizontul conglomeratic superior din restul bazinului.

Acest orizont este fosilifer și conține o bogată faună de Moluște, dintre care am determinat formele:

Pecten gigas SCHLOTH.

Pecten sp.

Pectunculus pilosus LAMK.

Pectunculus fichteli DESH.

Pholadomya alpina GRASS

Venus multilamella LAMK.

Corbula gibba OLLIV.

Dosinia cf. *adansoni* PHILL.

Mytilus heidingeri HOERN.

Turritella sp.

Fusus burdigalensis BAST.

Pyrula condita BRONGT.

Cerithium (Tympanotomus) cf. *margaritaceum* BROCC

Cerithium (Potamides) aff. *biseriatius* FRIED.

Această asociație faunistică este asemănătoare faunei burdigaliene din Stratele de Coruș. Desigur că formele citate mai sus au o frecvență largă în scara stratigraphică; totuși dacă luăm în considerație că în această asociație mai persistă forme oligocene sau aquitaniene, ca *Mytilus heidingeri* și *Cerithium (Potamides) margaritaceum* BRUG., trebuie să conchidem că ne aflăm în prezență unor depozite din partea inferioară a Miocenului.

Prezența Calcarelor de Leitha, citate în regiune de M. ILIE și GH. MANOLESCU, ne-ar face să credem că stratele de mai sus ar putea să reprezinte un facies sincron și heteropic al Calcarelor de Leitha. Noi nu cunoaștem raporturile dintre aceste două categorii de strate, dar asociația faunistică de mai sus, cit și asemănarea ei cu cea din Stratele de Coruș ne îndreptățesc să considerăm aceste depozite de pe P. Sălătruc ca fiind de vîrstă burdigaliană.



Orizontul nisipos cu bolovănișuri. În partea cea mai superioară a Piriului Sălătruc se dezvoltă un orizont de cca 700—800 m grosime, reprezentat prin bolovănișuri prinse într-un nisip albicios cu stratificație torgenială.

Bolovănișurile sunt reprezentate prin elemente nesortate poligene, provenite din fundament și care ating dimensiuni de 1 m.

Raporturile acestui orizont cu cele inferioare nu pot fi observate pe P. Sălătruc; privite în ansamblu, ele par a fi discordante.

Vîrsta depozitelor din Bazinul Petroșani (vezi planșa). După această incursiune făcută asupra succesiunii stratigrafice din întreg Bazinul Petroșani, referitor la vîrsta acestor depozite, trebuie să precizăm de la început că au existat și există discuții asupra acestui punct de vedere; numai cercetări de amânat făcute asupra întregului bazin vor aduce date hotăritoare. K. HOFMANN și FR. NOPCSA considerau aceste depozite ca fiind de vîrstă oligocenă. TH. FUCHS, M. STAUB și F. PAX, după studiul florei, le-au atribuit vîrsta miocenă. SABBA ȘTEFĂNESCU, G. MURGOCI, I. POPESCU-Voitești deasemeni le-au considerat miocene. Prof. GH. MACOVEI analizând datele existente asupra Bazinului Petroșani și comparind fauna de la Petroșani cu cea din Bazinul Bahnei, ajunge la concluzia că depozitele Bazinului Petroșani aparțin Miocenului inferior (Aquitanianului și Burdigalianului).

ȘT. MATEESCU (comunicare verbală) consideră că cele trei orizonturi aparțin, după fauna pe care o conțin, Oligocenului.

GH. Voicu, în urma studiului micropaleontologic și comparind microfauna din Bazinul de la Petroșani cu cea a Stratelor de Tic, Zimbor și St. Mihai din NW Bazinului Transilvaniei, ajunge la concluzia că microfauna Orizontului productiv prezintă afinități cu cea a Stratelor de Tic și Zimbor. Pentru Orizontul marno-argilos superior (GH. Voicu), respectiv Orizontul cu Ostrei (GRIG. RĂILEANU) de pe P. Sălătruc, el admite prin comparație cu bazinul dela Bahna că aparține Aquitanianului.

Din analiza datelor paleontologice și stratigrafice se desprind următoarele fapte:

Bazinul dela Petroșani a avut o evoluție specifică, fauna dezvoltindu-se în condiții cu totul aparte deoarece bazinul prezenta legături reduse cu marea larg deschisă. Acest bazin era alimentat din plin cu apă de pe continent și a căpătat ca atare un caracter salmastru, fauna dezvoltindu-se deci sub influența unui mediu indulcit cu slabe recurențe marine. La sfîrșitul Oligocenului, ingresiunile marine devin mai frecvente și odată cu transgresiunea burdigaliană, regimul marin se instalează în mod categoric.

Orizontul inferior (= Grupa stratelor de culcuș = Orizontul argilo-conglomeratic roșu). Acest orizont este lipsit de macrofaună, după datele lui GH. Voicu și de microfaună, vîrsta lui trebuind a fi dedusă în raport cu vîrsta orizonturilor mai noi.



Orizontul mediu (= Grupa stratelor productive = Orizontul marno-argilos). Analiza faunei nu poate să ne aducă un rezultat categoric, deoarece ea fiind o faună de facies, prezintă o circulație largă în scara stratigrafică. Comparind însă această faună cu cea din bazine cu o evoluție oarecum similară, se constată că majoritatea formelor se întâlnesc în Oligocen, unele apar chiar din Oligocenul inferior, cum este *Cerithium (Tympanotomus) margaritaceum* BROCC și se mențin pînă în Burdigalian. Altele sunt frecvente în Oligocen (*Cyrena semistriata* DESH. *Cytherea incrassata* Sow., iar altele se găsesc în Oligocenul superior și în Aquitanian (*Mytilus haidereri* HOERN.).

Comparind această faună cu cea din Bazinul Transilvaniei, constatăm o asemănare cu fauna stratelor depuse în condiții similare și anume cu cea din Oligocenul superior. Judecînd după prezența asociației de *Cyrena semistriata* DESH. cu *Cytherea incrassata* Sow., forme oligocene, sătem inclinați să considerăm de această vîrstă formațiunile Orizontului mediu.

Microfauna, după cum arată Gh. Voicu, deasemeni nu ne poate aduce date conclucente deoarece: « Asociațiile faunistice separate în depozitele de la Petroșani n-au fost întîlnite în formațiunile, dela Cretacicul superior pînă în Pliocen, pe care le-am cercetat în diferite regiuni. Ne găsim deci în față unor asociațiuni micropaleontologice noi pe care nu le-am întîlnit nici în literatura micropaleontologiei » (Gh. Voicu, comunicare 1951). Totuși, în concluzie, Gh. Voicu remarcă o asemănare microfaunistică a orizontului productiv dela Petroșani cu Stratele de Tic și Zimbor din NW Bazinului Transilvaniei.

Analizind flora fosilă, Th. FUCHS, M. STAUB și F. PAX au ajuns la concluzia că ea prezintă afinități cu flora miocenă. I. MATEESCU și Șt. COTUȚIU, în comunicarea făcută la Comitetul Geologic, în 1952, au ajuns la concluzia că în flora determinată sunt forme frecvente atât în Oligocen cât și în Miocen.

În fața acestor probleme desigur că fauna de Mamifere ar fi cea mai indicată pentru a clarifica lucrurile. Cum în Orizontul productiv se citează *Antracotherium magnum* Cuv., formă caracteristică Oligocenului, dacă determinarea lui a fost bine făcută și dacă ținem seama de toate celealte elemente paleontologice indicate mai sus, atunci sătem obligați să facem următoarele considerațiuni asupra vîrstei depozitelor din Bazinul Petroșani:

Orizontul argilo-conglomeratic inferior este lipsit de macro- și microfaună, însă, cum se situează sub Orizontul productiv, trebuie considerat mai vechi ca acesta, putind să reprezinte un orizont mai inferior al Oligocenului.

Orizontul mediu (productiv) conține o macrofaună de Lamellibranchiate și Gasteropode asemănătoare cu aceea a Oligocenului și Oligocen-Aquitanianului din nord-vestul Bazinului Transilvaniei și cum prezența lui *Antracotherium magnum* indică Oligocenul superior, trebuie să admitem că Orizontul productiv dela Petroșani reprezintă Oligocenul superior și trecerea spre Aquitanian, trecere care este indicată la partea superioară a acestui orizont, pe P. Sălătruc, prin nivelul cu Ostrei.



Cum limita intre Oligocen și Aquitanian nu este posibil de trasat petrografic și faunistic, sătem atunci nevoiți să includem Aquitanianul la Oligocen și Miocenul ar începe aici cu Burdigalianul, care marchează o fază net marină cu care începe un nou ciclu de sedimentare.

Orizontul superior (= Grupa stratelor de acoperiș = Orizontul conglomeratic superior) în cea mai mare parte a bazinului este nefosilifer. Pe Pîriul Sălătruc am menționat o bogată faună marină care indică Burdigalianul. S-ar putea ca aceste strate să reprezinte un facies lateral fosilifer al Orizontului conglomeratic superior nefosilifer în restul bazinului și, în acest caz, conglomeratele superioare ar aparține Burdigalianului. Acest fapt pare a fi posibil, deoarece am arătat mai sus că Orizontul conglomeratic superior marchează în Bazinul de la Petroșani o fază de transgresiune.

Calcarele de la Iscroni au fost echivalate cu Calcarele de Leitha de M. ILIE și G. MANOLESCU, deci aparțin Tortonianului.

Orizontul nisipos cu bolovănișuri de la fundul Pîriului Sălătruc, prin faptul că C. EUFROSIN a identificat la Cimpa, în aceste depozite, Unionide sculptate, s-ar putea să aparțină Levantinului, în orice caz ele trebuie considerate ca pliocene.

Tectonica regiunii Cîmpul lui Neag—Uricani. Regiunea Cîmpul lui Neag—Uricani reprezintă, din punct de vedere tectonic, o porțiune a Bazinului Petroșani strinsă, cutată și scufundată mai cu seamă pe flancul nordic. Tectonica se traduce, în mod general, prin cutări într-un sinclinal rupt pe jumătate, dirijat E—W, adică în direcția vechilor linii de scufundare care afectau fundamentul. Stratele au fost cutate și faliate, deoarece au fost obligate să ocupe în timpul subsidenței un spațiu din ce în ce mai redus. Tectonica regiunii se complică, deoarece pe lîngă această cutare generală în lungul bazinului scufundat, care a făcut ca stratele să prezinte pe flancul sudic direcția E—W și inclinări spre N, bazinul prezintă cute transversale care taie pieziș bazinul. Inițial, bazinul trebuie să fi avut o extindere mai mare spre N; în urma scufundării și eroziunii, au rămas fie simple centricline largi, cum este între P. Buta și P. Ursoaia, fie centricline de Sinclinorium, cum este între P. Toplița și Drăcoasa. Aceste centricline sunt separate de ridicări transversale pe direcția bazinului.

Alteori, se pot urmări, pe distanțe mici, cute piezișe, putindu-se observa ridicări și scufundări perpendiculare pe direcția bazinului.

Acestea se datorează probabil unor neregularități ale fundamentului (praguri transversale) care, în momentul scufundării, au contribuit la descompunerea forțelor, favorizând alunecarea sedimentelor. Credem că acest lucru a fost posibil, deoarece efectul cutării s-a simțit mai mult în Orizontul superior care pare să prezinte cute disarmonice de Orizontul productiv.

În afara dislocațiunilor tangențiale provocate de scufundarea generală a bazinului, se mai constată în regiune și dislocațiuni radiare, marcate prin falii care la suprafață, de altfel, sunt greu de detectat.



Linia V. Bută—V. Murgonilor. Această linie indică planul după care s-a produs scufundarea bazinului pe flancul de nord. Este o linie evidentă care se mărează prin denivelarea depozitelor bazinului față de fundament. În lungul acestei linii, Orizontul conglomeratic superior stă în contact permanent cu Cristalinul sau calcarele tithonice de pe Cristalin.

Această linie se observă din partea vestică a regiunii și se poate urmări în mod continuu pînă pe P. Murgonilor și probabil de acolo mai departe spre E.

Pe flancul sudic și în interiorul bazinului se fac simțite falii și decroșări de ampliere mai mică, cu tendință de a împărta bazinul, care au dus la denivelări și împărțiri ale orizonturilor.

I. MATEESCU. — Studiul petrografic al cărbunilor din regiunea Uri-canii — Cîmpul lui Neag¹⁾.

Şedința din 9 mai 1952

Președinte: Prof. MIRCEA D. ILIE.

- M. DUMITRESCU. — Din biologia Cheiropterelor de la noi din țară²⁾
- V. PUȘCARIU. Peșteri, monumente ale naturii¹⁾.

Şedința din 16 mai 1952

Președinte: Prof. MIRCEA D. ILIE.

- VICTOR STANCIU. — Contribuții la tectonica Cristalinului Preluca (Munții Lăpușului).

Studiile anterioare asupra masivului cristalin al Prelucăi, ale geologilor POSEPNY, HAUER și STACHE, PRIMICS, SZADECKÝ IULIU, apoi ridicările geologice făcute de către C. HOFFMANN și mai ales revizuirea acestor ridicări din partea geologului Th. KRÄUTNER, au lămurit constituția petrografică și tectonica acestui masiv. Studiile amănunțite asupra exploatarilor de mangan de la Răzoare ale geologilor F. KOSSMAT, C. JOHN, P. ROZLOZSNIK și H. QUIRING au aprofundat cunoștințele asupra acestor mine, fără să se cerceteze însă și zăcămintele sărace de mangan și fier de la Groape și din D. Palatinului și nici filoanele pegmatitice, cuarțitele și calcarele cristaline ale insulei de Cristalin. Nu au un deosebit interes nici piritele diseminate pe zona care trece de la Rîul Lăpuș spre NE în V. Pițigăii, V. Macovei, pînă în D. Petrarului și V. Simereului din hotarul Copalnic-Mănăstur.

¹⁾ Lucrarea va apărea, completă, în An. Comit. Geol. Vol. XXIX.

²⁾ Lucrarea va apărea în Nr. 1 din Buletinul Comisiei Ocrotirea monumentelor Naturii. Edit. Acad. R. P. R. București, 1955.



Cristalinul Prelucăi este constituit din șisturi mesozoice cutate cu direcția NE—SW, oblică față de orientarea longitudinală a masivului. Șisturile filitice, sericitice, și talcoase, întâlnite în partea nordică a masivului, la Copalnic—Mănăstur, precum și pe Valea Braniștei, Stingerilor și Codrului din partea sud-vestică a insulei de Cristalin, cum arată relictele minerale din secțiunile microscopice ale acestor roce, sint diaforite ale acelorași șisturi mesozonale.

La sud, Cristalinul se termină în Valea Lăpușului, iar la nord într-o factură, care dă panta abruptă spre Cîmpia Copalnicului, formată din strate aqitañiene. Rîul Lăpuș conturează și partea vestică a Cristalinului pe o linie de fractură, separind astfel masivul cristalin de Paleogenul Bîrsaului și Cristalinul de la Țicău. Întregul masiv înclină spre SE, de la N spre S și de la W spre E, avind cea mai înaltă cotă în Virful Florilor. Marea Eocenă a transgresat în partea sudică a masivului unde găsim Gresiile de Turbuța (HOFFMANN), atât în regiunea Pițigaiia—Codru, din partea de W, cit și în Valea Runcului de la Răzoare, în partea de E. După ceretările anterioare s-ar putea părea că Gresiile de Turbuța sunt ultimele sedimente eocene din Cristalinul Prelucăi. Noi am recunoscut în Dumbrava dintre Răzoare și Groape, la cota 607 m, calcare grosieră superioară deasupra Gresiilor de Turbuța. Deci masivul a fost exondat numai la sfîrșitul Eocenului.

HOFFMANN și Koch amintesc argilele vărgate inferioare din Cristalinul Lăpușului. Am găsit argile roșii care au aspectul argilelor vărgate, dar care provin din dezagregarea șisturilor cristaline de la baza lor. Putem urmări de aproape procesul de descompunere al șisturilor și transformarea lor în argile lipsite de fosile. Munții erau în trecut în întregime împăduriti și argilele roșii s-au transformat în sol de pădure, care acoperă cea mai mare parte a culmilor.

Partea centrală a masivului, între Măgura—Selnița e ocupată de calcare cristaline numite anterior calcare dolomitice. După analizele făcute, ele conțin în medie $\text{CaO} = 54,20\%$, $\text{CO}_2 = 44,74$ și alți oxizi $1,06\%$. Între aceștia din urmă găsindu-se mai ales silicea, iar Mg apărând numai ca urme, deducem că avem de a face cu calcare cristaline fără mangan. Ele sunt fragmentate de văi adânci și de anticlinalele Cristalinului de la baza lor. În zonele de contact dintre șisturile cristaline și calcare, aflăm injecții pegmatitice și silicifieri, indicatoare ale unor adânci linii de fracturi și mineralizări. În vecinătatea acestora, calcarele sunt puternic injectate, cipolinizate, cu incluziuni și silicați variați, cu silicifieri care în unele locuri trec în filoane de cuarțit, cum sunt în Dealul Măgurii, Virful Țiganului, Valea Osoiului și Dealul Mare din Preluga Veche. În afară de zonele de contact, calcarele cristaline sunt lipsite de impurități vizibile, au un conținut de $99\% \text{ CaCO}_3$ și mai puțin de 1% impurități. Au un aspect zaharoid fin, cu o granulație de 0,5–5 mm.

Calcarele cristaline sunt prinse într-un sinclinal de șisturi mesozonale, sinclinal al cărui ax se orientează de la N spre S. Dezvoltarea cea mai puternică o au în regiunea Dealului Hindeelor la N și la Poiana—D. Înalt la Sud. În partea sudică sinclinalul se lăstește și este fragmentat de cutile anticlinale ale șisturilor din Valea Porumbelului, Valea lui Crăciun, Valea Rea, Valea Stingerilor și Valea Braniștei.



Complexul de sisturi și calcare cristaline din Valea Rea prezintă linii de dislocație mai evidente în calcare, rezultate din alunecări superficiale. Liniile mari de dislocație, sunt numai la contactul calcarelor cu anticlinalele înguste și râsfrînte din Valea Porcului, Dealul Înalt, La Poenița, în partea nordică a Dealului Paltinului pînă sub Vf. Țiganului și Dealul Măgurii. În această porțiune calcarele fragmentate sunt silicificate și puternic injectate cu turmalină și granați. O linie de fractură cu silicificieri se găsește deasemeni și în coasta SE a Virfului Florii. Aceste două linii le putem urmări, paralel cu cea precedentă, datorită silicificierilor și pegmatitelor, din partea de SE a comunei La Poenița pînă în Valea Ghețarilor.

Calcarele cristaline se subțiază în spre E, acoperind o boltă anticinală de sisturi, pe care o taie Valea Arinului. Mineralizările și impurificările calcarelor din această parte sunt sărace și de natură sedimentară.

Fără cunoașterea tectonicii acestei regiuni, cu greu s-ar putea înțelege paragenezele mineralelor și faciesul rocelor din regiune.

În Valea Osoiului, la intilnirea acesteia cu Valea Joampei, se găsesc gnais cu cianit, care în spre S trec în gnais cu sillimanit. Urmărind cursul văii întîlnim micașisturi cu granați, paragnaise cu plagioclazi și biotit, iar la confluența cu V. Mărului, paragnaisurile conțin ortoză alături de plagioclazi, biotit și muscovit. Intercalate între paragnaise găsim filoane de pegmatite cu turmalină și granați (grosular), bogate în silicificieri. Calcarele cristaline din această regiune sunt injectate cu opal, care se poate individualiza în lentile de cuarțit care formează roce bentonitice. Mai apar ca minerale noi wallastonit, turmalină, granați și montmorillonit. Filoanele urmează direcția sistemelor ENE—WSW. Cele mai puternice metamorfozări se găsesc la confluența Văii Osoiului cu R. Lăpuș, care curge pe linia de fractură de-a lungul căreia au pătruns mineralizările. Aici este evidentă influența metamorfică ce a exercitat-o emanatiile ascendente pe această fractură asupra sistemelor mesozonale. Si mai evidentă este această influență dacă urcăm de la gnaisele cu cianit, de la confluența Văii Joampei cu Valea Osoiului, pe Valea Runcului, unde gnaisele conțin andaluzit, semn al unei mai slabe metamorfozări, ceea ce reiese din filoanele subțiri de pegmatită.

În Valea Sunătorii sunt exploataările de mică din pegmatitele cu turmalină, granați și beril. Turmalinile au două varietăți dintre care una este de culoare indigo și cu conținut de Mn. Mai frecventă este varietatea de turmalină neagră (SCHÖRL), în mari cristale bine individualizate. Turmalina albastră de la Răzoare ar indica un mineral metamorfic sedimentar, dar parageneza acestor turmaline arată că zăcămintul este de geneză pegmatitică pneumatolitică. Danburitele ($\text{CaB}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) de culoare galben-verzuie și rarele cristale de Baddeleyit (ZrO_2) sunt indubitable de originea pegmatitică-pneumatolitică și sunt produse de aceeași zonă de contact adânc. Această zonă poate fi urmărită după mineralizările ei în dreapta Rîului Lăpuș, în toate rocele din Dumbrava Răzoarelor, în silicificierile și filoanele din Groape, pînă în Dealul Prelucilor, unde calcarele cristaline, la nivelul apei Lăpușului, sunt puternic injectate cu silice, filoane de pegmatite, cu turmaline și granați. Zona poate fi



urmărită încă și în partea sudică a Lăpușului pînă în Piteritea, unde se afundă sub formațiunile paleogene.

Asemănător acestei zone de injectiuni din partea sud-estică a insulei de Cristalin, avem și în partea nord-vestică zona de injectiuni și fracturi pe care curge Rîul Lăpuș și Valea Copalnicului. Filoanele pegmatitice din Valea Copalnicului, sub Dealul Osoiu, ca și cele din Valea Oilor-(Porcului), cele din coasta sudică a Dealului Mare-Zăpoade, precum și alte aflorimente mai mici de pegmatite din colțul nord-vestic al insulei de Cristalin, sunt dovada unei mineralizări, care, după cum arată studiile microscopice, este venită tot din adîncime. Paragnaisele din această regiune au puțin feldspat și fac treceri spre șisturi cu biotită și granați. Ele prezintă destule relicte pentru a evidenția proveniența lor din roce sedimentare, Paragnaisele din Valea Domoșei, lîngă Copalnic, sunt metamorfoza unei gresii micacee iar cele din Codrul Pițigăii, a unor aluvioni argiloase. Filoanele de pegmatite din aceste paragnaise, deși conțin puțină turmalină și minerale de geneză pegmatitic-pneumatolitică, prin structura blastelor și îmbogățirea gnaiselor în mineralele de contact, în vecinătatea filoanelor pegmatitice, ne obligă să admitem influența mineralizatorilor din adîncime.

Interesantă din punct de vedere al tectonicei Cristalinului Lăpuș este zona de impregnațiuni piritoase, pe care le putem urmări între R. Lăpuș din regiunea V. Pițigăii și V. Macovei spre NE, în partea superioară a Văii lui Crăciun și V. Burlanului pînă la Dealul Petrarului și V. Simereului, în hotarul Copalnic-Mănăstur. În aluvioniile acestor văi sunt destul de frecvente granulele de pirită, dar în zăcămînt primar nu am găsit pirite decît în P. Secături și V. Pițigăii, în gnaisele granatifere la altitudinea de 440 m și în P. Simereului și D. Petrarului, la altitudinea de 500 m. Pirita este în parageneză cu biotită cloritizată și granați. Eșantioanele culese de noi conțin 8% pirită. Microscopul calcografic arată că piritele sunt fără incluzuni. Gnaisele sunt cloritizate și traversate de mici vine de calcită. Cele mai mari granule de pirită le găsim la încreucișările vinelor de calcită. Gnaisul de la P. Simereului este un gnais dioritic, foarte rezistent, conține oligoclaz, amfiboli, clorită și mult titanit. Aflăm aceeași impregnare cu pirită în diorit-gnaisul cloritizat din Dealul Petrarului la Baia Cucului, altitudine de 570 m.

Această zonă anticinală de impregnațiuni piritoase coincide cu direcția Văii Capnicului, care pe toată întinderea ei prezintă influențele post-vulcanice ale erupțiilor de la Baia Mare-Baia Sprie. Mineralizările care se observă pe această vale sunt datorite acestor erupțiuni.

Insula de Cristalin a Prelucilor, unită cu petecile șisturilor cristaline de la Ticău, Munții Făget (Bîcului), de la Șimleu și Munții Plopiș (Rez), a fost fragmentată prin cufundarea Bazinului Panonic, care a antrenat spre W fragmentele Cristalinului unitar. Mișcările de basculă ale regiunilor din jurul bazinului Someșului, despre care s-a amintit adeseori în ședințele Comitetului Geologic, au înclinat și insula de Cristalin de la Preluca, spre S, producînd fracturile din nordul și sudul insulei, caracterizate prin mineralizări adînci. Zonele de piritizare și slabă minera-



lizare, paralele cu șistozitatea Cristalinului, sint datorite influențelor post-vulcanice ale Eruptivului de la Baia Mare—Capnic, care au pătruns prin micile fracturi provocate de deplasările complexului de șisturi, antrenat spre W prin scufundarea Bazinului Panonic.

— E. STOICOVICI. — Contribuții la cunoașterea petrografică și mineralo-geologică a regiunii Munților Lăpuș¹⁾.

— E. STOICOVICI și A. TRIF. Contribuții la cunoașterea pegmatitelor din partea de NE a Munților Apuseni (Masivul Muntele Mare)¹⁾.

— A. TRIF. — Cîteva date asupra felului de apariție a cuarțului în cele trei stadii : eruptiv, sedimentar, metamorfic, și întrebuiințările lui (reg. Cluj-Bihor)¹⁾.

— C. PLEȘA. — Considerații asupra genezei mineralizărilor din regiunea Sebeș-Alba¹⁾.

— D. IACOB. — Cîteva date statigrafice și tectonice privitoare la Cretacicul inferior și mediu din Munții Drocei¹⁾.

— EMIL POP. — Vîrsta turbei noastre eutrofe în comparație cu a celei oligotrofe^{2).}

Resturile autohtone de plante dintr-un zăcămînt de turbă ne evocă flora și vegetația succesivă a mlaștinii-mame din care s-a sedimentat în cursul vremii zăcămîntul în chestiuine.

Din păcate ele nu sunt însă suficiente pentru o determinare precisă a vîrstei și foarte adesea nici pentru una aproximativă. Căci turbe de rogoz, de stuf, de papură, de mușchi, etc., s-au format, ca și azi, în întreg Cuaternarul, iar cea de *Sphagnum* o

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție pînă la data imprimării volumului.

²⁾ Literatură consultată:

BLYTT A. Die Theorie der wechselnden kontinentalen und insularen Klimate. *Botanische Jahrbücher*, II, 1882.

BULLA B. A két csíki medence és az Oltvölgy kialakulásáról. — Formation de la vallée de l'Olt. *Földrajzi Közlemények*, LXXVI 1948, p. 11—23.

CIOBANU I. Analize de polen în turba masivului Semenic. Cluj, 1948.

CZIRBUSZ G. Az Ecsedi-láp lecsapolása. *Földrajzi Közlemények*, XXVII, 1899, p. 97—122.

KOCH A. Jelentés a Kolosvári Szegétyhegységben és környékén az 1882-évben végzett földtani részletes fölvételről. *Földtani Közlöny*, XIII, 1883, p. 33—53.

MATEESCU St. Observații geologice și morfologice asupra depresiunii Huedinului din nord-vestul Transilvaniei. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI (1925—26). București.

OEBBEKE K., BLANCKENHORN M. Bericht über die... geol. Recognoszierungsreise in Siebenbürgen. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturwiss.* Hermannstadt, L. 1900.



găsim asemenea din Post-glaciarel vechi pînă azi. Pe de altă parte, determinarea specifică a resturilor este, de cele mai multe ori, anevoioasă; uneori imposibilă, iar speciile turbicole sunt în general cosmopolite și inexpressive cronologicște.

Dar din fericire, vîrsta unei turbe poate fi precis stabilită după resturile alochton, în special după organe mărunte și ușoare, aduse de vînt în formațiunile vegetale învecinate mlaștinii. Este vorba, înainte de toate, de polenul copacilor, care alcătuiesc în jur masive păduroase. Analiza polinică, a orizonturilor succesive de turbă, executată stratigrafic și statistic, ne permite să reconstituim compoziția succesivă a pădurilor unei regiuni dela începutul și până la sfârșitul formării zăcămîntului turbă cercetat.

Acest fel de cercetare împreună cu complexul de probleme relevante de ea, a început să se contureze într-o disciplină particulară numită polenologie sau palinologie.

Cu ajutorul ei s-a stabilit cu precizie istoria pădurilor și a climei în Cuaternarul și mai ales Post-glaciarel eurosiberian.

POP E. Analize de polen în turba Carpaților orientali (Dorna-Lucina). *Bul. Grăd. Bot. și al Muz. Bot. de la Univ. din Cluj*, IX, 1929, p. 81–209.

POPP E. Contribuții la istoria vegetației cuaternare din Transilvania. *Bul. Grăd. Bot. și al Muz. Bot. de la Univ. din Cluj*, XXII, 1932, p. 29–102.

— Contribuții la istoria pădurilor din Nordul Transilvaniei. *Bul. Grăd. Bot. și al Muz. Bot. de la Univ. din Cluj*, XXII, 1942, p. 101–177.

— Faza pinului din basinul Bilborului (jud. Ciuc) *Bul. Grăd. Bot. și al Muz. Bot. de la Univ. din Cluj*, XXIII, 1943, p. 97–116.

— Cercetări privitoare la pădurile diluviale din Transilvania. *Bul. Grăd. Bot. și al Muz. Bot. de la Univ. din Cluj*, XXV, 1945, p. 1–92.

POPESCU-VOIȚEȘTI I. Evoluția geologică-paleogeografică a pămîntului romînesc. *Rev. Muz. Geol. Mineral. al Univ. din Cluj*, V, 1935.

PRIMICS Cm. Az erdélyi részek tőzegtelepei. *M. K. Földtani Intézet Evkonyvei*, Budapest, X, 1892, p. 3–21.

SERNANDER R. Die geologische Entwicklung des Nordens nach der Eiszeit in ihrem Verhältniss zu den archäologischen Perioden. *Bericht über d. ball. Archäol. Kongress*, Stockholm, 1912.

STAUB M. A tőzeg elterjedése Magyarországon. *Földlany Közlöny*, XXIV, 1894.

SÜMEGHY I. Földtani adatak az Ervölgyból és környékéről. *A. m. Allami Földt. Int. Évi Jelentése az 1941–42. évekröl*, II k. Eszakerdélyi Földtani Tanulmányok II. (1950) p. 165–183.

SZALAI I. A Hargita két tőzeglápjanak virágpotemzése. *Acta Universitatis Szegediensis. Acta Botanica* II, 1943, p. 63–100.

WEBER C. A. Die fossile Flora von Honerdingen. *Abh. naturw. Vereins zu Bremen*, XIII, 1896, p. 413–468.

ZEROW D. Die Stratigraphie der Torflagerstätten der Ukraine als eine der Grundlagen zur quartären Geschichte der Vegetation und des Klimas des Landes. *Ukrain-Acad. d. Wiss.; Die Quartärperiode*, 1932.

— Postglaziale Geschichte der Wälder und des Klimas der nordwestlichen Ukraine auf Grund von pollentatistischen Untersuchungen. *Beihefte z. bot. Centralbl.* LII, 1945, II. Abt., p. 193–208.

Deși desfășurată prin numeroase variante locale, evoluția pădurilor post-glaciare europene poate fi cuprinsă într-o schemă generală, potrivită tuturor regiunilor afectate de glaciațiune.

Important pentru problema pe care o urmărим, este că acest întreg răstimp de evoluție silvestră a putut fi precis și amănuntit stabilit grație următoarelor operațiuni de sincronizare: comparația între ele a etapelor pădureoase succesive, mai ales în cazul regiunilor apropiate; paraleлизarea etapelor pădureoase cu stațiunile omului preistoric; în sfîrșit și mai ales, sincronizarea etapelor pădureoase cu fazele climatice stabilite de BLYTT și SERNANDER, pe baza mișcărilor suferite de litoralul baltic și a sedimentelor lacustre nord-europene din Post-glaciare.

Fazele baltice nu se suprapun întocmai cu fazele post-glaciare din Europa centrală în ce privește calitatea lor climatică, dar au o mare importanță și pentru noi ca termeni de comparație cronologică.

În ce privește țara noastră, putem împinge cercetarea polenanalitică a turbei pînă în ultimul interglacial și apoi în glaciațiunea ce i-a urmat, grație unor sedimente turboase contemporane. Deși discontinui, acestea dovedesc, că în ultimul interglacial s-au perindat faze silvestre de tip boreal (*Picea*, *Pinus*, *Quercus*, *Tilia*, *Abies*, *Betula*, *Salix*), mai reci decît azi; apoi o fază quasi-atlantică, de fag și stejar, pentru a se stinge într-o fază de tip subatlantic, cu *Picea* și *Abies* din ce în ce mai imprestătite cu *Pinus*.

Această pădure mixtă de Conifere evoluează într-alta glaciare, caracterizată prin pinete exclusiviste, în care se mai păstrează în proporții mărunte doar molidul (*Picea*), și intermitent urme de *Betula* și *Salix*.

Aceste constatări ne permit următoarele concluzii principiale cu privire la Diluviu nostru:

1. Teoria veche (PARTSCH, PAX) a unei singure și modeste glaciațiuni carpatice nu mai poate fi menținută, căci vegetația noastră a fost în mod esențial și ritmic influențată de glaciarele și interglaciarele succeseive.

2. Ultima glaciațiune a fost extrem de rece și aridă la noi, cel puțin atât cît rezultă din documentația polenanalitică.

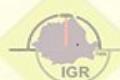
3. Pădurea s-a păstrat și în timpul glaciațiunii ultime sub formă de pinete (*Pinus silvestris*) în actualul etaj campestru și montan inferior, și sub formă de pinete tîritoare (*Pinus Mugo*) în etajul montan.

4. În această pădure s-a refugiat cu siguranță neîntrerupt molidul.

Nu putem da deocamdată precizări cronologice în privința Diluviuului, din lipsa unor termeni de comparație concluvenți.

În schimb, turbele noastre post-glaciare se dovedesc a fi arhive mult mai bogate și mai explicite.

Cele mai vechi depozite de turbă oglindesc pinete excesive, perfect identice cu acele glaciare și într-adevăr, în anumite cazuri, este sigur că avem de a face cu depozite și păduri glaciare și nu vechi post-glaciare, cum le-am interpretat la început.



În Post-glaciarul propriu-zis distingem următoarele faze silvestre și climatice bine identificate:

1. Faza pinului, rece și uscată, caracterizată prin păduri dominate de *Pinus sylvestris*, analoage celor din glaciațiune. În cursul ei încep să se afirme din ce în ce mai mult molidul la înălțimi și foioasele în etajele inferioare. Ea ține de la sfîrșitul glaciațiunii pînă acum vreo 12.000 ani, dată ce coincide aproximativ cu sfîrșitul Paleoliticului.

Cronologic și climatic faza pinului se suprapune cu aşa zisul « preboreal » rece-continental al lui BLYTT-SERNANDER (« timpul de revenire a timpului călduros » după von Post).

2. Faza molidului la munte și a stejarului mixt cu alun în etajul montan. Făgetul intermedian nu se infripase încă. Faza durează de acum 3000—4000 ani, în cursul aşa zisului « timp călduros post-glaciar » care și-a ajuns culmea acum aproximativ 8000—9000 ani, prin episodul maximei răspindiri a alunului (« Borealul » și « Atlanticul » lui BLYTT-SERNANDER).

3. Faza carpenului, care urmează, este specific ținuturilor noastre carpatiche. O zonă puternică de carpen se intercalează între molidișe și stejerișe, mai ales pe la altitudinile de 6—800 m. Climatul începuse să fie sensibil mai umed și poate să mai rece. Faza se încheie acum 3.000 ani.

4. Faza fagului. Climatul din ce în ce mai umed și mai rece, care a început să se afirme acum 3.000 ani în Europa centrală și nordică, favorizează categoric răspindirea rapidă și viguroasă a fagului, care spulberă zona de carpen, rupe teren atât de la poalele molidișului, cit și din aria superioară a stejerișului și încheagă o proprie și puternică zonă. Faza fagului ține, cu oarecare pendulari pînă azi și coincide geometric cu aşa zisul « Subatlantic » al lui BLYTT-SERNANDER.

În timpul recent, atât la noi cât și în Europa centrală și nordică, încep să se afirme din nou Coniferele, în special molidul, pe socoteala fagului, de unde s-a tras concluzia că ne găsim la o răscrucie cu un început de continentalizare și răcire a climei.

Am insistat puțin asupra acestei evoluții, deoarece ea ne servește drept schemă de incadrare, cînd dorim să determinăm vîrsta turbelor noastre, determinare care nu este posibilă fără analiza polinică a materialului.

Să urmărim acum mai de aproape vîrsta zăcămintelor noastre de turbă în lumina analizei lor biologice.

În mod cu totul general turba poate fi împărțită în două categorii principale: eutrofă și oligotrofă. După cum arată și numele, criteriul de clasificare este cantitatea de substanțe alimentare minerale, care stau la dispoziția vegetației de mlaștină, din care urmează să ia naștere turba. Mlaștina eutrofă se formează în depresiuni și vegetația ei se alimentează cu apa de infiltratie, bogată în compuși minerali. Din această vegetație, alcătuită mai ales din Ciperacee, Graminee și mușchi frunzoși, se formează turba eutrofă, destul de puternic transformată, bogată în cenușe, închisă la culoare și în general rea conservatoare a resturilor organice. Condiția principală a

mlaștinei eutrofe fiind o depresiune a terenului, geneza ei nu este legată de un anumit climat sau de o anumită rocă. Dimpotrivă, mlaștina oligotrofă este condiționată de un climat umed și de un substrat silicios. Vegetația ei este compusă înainte de toate din mușchiul *Sphagnum*, care nu suportă calcarul. Sfagnetul se înmulțește vegetativ atât de exuberant, încât de la o vreme pătura lui vie pierde pentru totdeauna contactul cu substratul mineral, urmând a se alimenta de aici încolo din prea puținele alimente anorganice ale precipitațiilor atmosferice (oligotrofă). Este natural că sfagnetul tributar precipitațiilor atmosferice nu poate prospera decât în climat umed și nu excesiv de rece, condiții realizate la noi pe la 800—1400 m, zonă principală a tinoavelor noastre carpatice. Turba oligotrofă este alcătuită înainte de toate din *Sphagnum*: este mai deschisă la culoare, foarte puțin mineralizată și în special o excelentă conservatoare de resurse organice.

Vîrsta turbei noastre oligotrofe

Vîrsta turbei noastre oligotrofe este precis și amănunțit cunoscută deoarece ea fiind lipsită de detritus mineral și fiind o excelentă conservatoare, a fost examinată aproape exclusiv de polenanalisti.

Studiul stratigrafic și microstratigrafic arată că unele din tinoavele noastre au parcurs un ciclu larg, iar majoritatea lor cicluri prescurtate de evoluție.

Tipul de tinov cu ciclu larg sau complet îl reprezintă de exemplu zăcământul de la Colacel (Roșu, raion Vatra Dornei) al căruia profil este cunoscut și în literatura străină ca tip reprezentativ al variantei est-carpatiche de evoluție post-glaciарă.

Alte zăcăminte, mai mult sau mai puțin analoage, se găsesc la Tăul Sărăt și la Chini în regiunea Bîlămireasa—Muntele Mare; la Colibi Vîrful Brazilor pe platoul Oaș-Maramureș; la Drăgoiasa (raionul Cimpulung Moldovenesc); în mai multe mlaștini de pe Semenic; la Luces (Hărghita, raion Miercurea Ciucului); la Lacul cu Mușchi (Bisoca, regiunea Buzău).

Zăcăminte relativ puține din această categorie au la fund turbă preboreală, depusă în timpul dominației pinetelor. Unele din aceste turbe au început să se sedimentează încă în finalul glaciului, în orice caz într-un timp când în Europa centrală și nordică stăpînea tundra arctică sau chiar calota glaciara în stadiul său de regres.

Această turbă veche se termină de regulă spre sfîrșitul dominației pinetelor, din ce în ce mai concurate de molid și împestrițate de elementele stejerișului mixt cu alun, deci la începutul timpului călduros post-glaciar.

Stim că această perioadă de timp se caracterizează printr-un climat arid și rece (preboreal) ceea ce înseamnă că mlaștina-mamă nu putea fi alcătuită din mușchiul *Sphagnum*, atât de pretențios față de precipitațiile atmosferice.

Într-adevăr este vorba de turbă de tip eutrof, de regulă pământoasă, compusă mai ales din radicele de Cyperacee, din mușchi frunzoși, ferigi, etc.

În mod exceptional și în proporție redusă se amestecă și *Sphagnum* în turbă, dar numai în episoadele mai puțin aride, cind se afirmă molidul pe socoteala pinetelor



încă dominante; de ex. în Hărghita, platoul Oașan, Semenic, fără să schimbe însă calitatea eutrofă a turbei.

În completă concordanță cu complexul de condiții notate mai înainte drept necesare pentru geneza mlaștinii eutrofe, mlaștinile noastre preboreale, prin care începe ciclul unor din tinoavele noastre, au putut lua ființă datorită unor depresiuni preexistente, care au asigurat vegetației palustre apa de infiltratie bogată în alimente minerale, dar care, fiind ferită de viituri, era în același timp neaerisită.

Această împrejurare ne explică și de ce sunt relativ puține tinoavele cu asemenea ciclu evolutiv, larg, început în Finiglaciar (Tardiglaciar) sau Preboreal. Într-adevăr turba eutrofă bazală o găsim la abia 16 din cele 45 zăcăminte de tinoavă (73 profile), cercetate pînă acum microstratigraphic.

Trebuie să adăogăm în același timp, că la altitudinea limitată a tinoavelor explorate (800–1600 m) condițiile din Preboreal nu erau prea favorabile pentru vegetația mlaștinei eutrofe și pentru formarea de turbă în ea. Stratul de turbă este în general de abia 15–35 (7–87) cm și numai în trei cazuri întințim grosimi peste un metru (120 cm la Colăcel–Dorna, 150 cm la Fundul Colibilor–platoul Oașan, 144 cm la Lucs–Hărghita, zăcămînt sedimentat într-un crater).

Evoluția turbei eutrofe din fundul tinoavelor s-a încheiat la data cînd ea a umplut depresiunea sau în orice caz cînd și-a ridicat suprafața pînă la un nivel la care influența apei de infiltratie a scăzut atît de mult în importanță, încit peste turba eutrofă s-a putut închega o pătură de *Sphagnum*, temelia viitorului zăcămînt oligotrof.

În majoritatea cazurilor, acest fenomen a avut loc spre sfîrșitul Preborealului (acum 12–14 mii ani), în etapa de declin a fazei pinului. Mai rar el s-a încheiat în plin Preboreal, în perioada de dominare încă nedisputată a pinetelor.

Peste turba eutrofă preboreală se suprapune «turba veche de *Sphagnum*», rezultată din mlaștina oligotrofă caracteristică timpului călduros post-glaciare.

Stim că în această perioadă, relativ lungă de cel puțin 8000 ani, climatul a fost în general mai uscat și mult mai暖 decit azi, favorizînd stejerișele în etajul montan și molidișul în etajul montan superior și subalpin de azi. La altitudinea tinoavelor cercetate (800–1600 m) au fost însă și pe atunci suficiente precipitații pentru existența sfagnetului oligotrof. Aceasta nu vegeta atît de exuberant ca actualele sfagnete «subatlantice», căci pasul de creștere în grosime este în general mult mai mic, decit la acestea din urmă. Concluzia se confirmă și prin numărul lor mai redus. Într-adevăr, la 10 din cele 45 tinoave cercetate nu găsim deloc «turbă veche de *Sphagnum*».

Sedimentarea turbei vechi de *Sphagnum* peste fundamentul de turbă eutrofă preboreală începe de regulă înainte de culminarea termică post-glaciare, marcată polenanalitic prin maximul de alun. Dar turba sedimentată în intervalul ce ține de la sfîrșitul Preborealului pînă la această culme, este în general subțire, cîteodată aproape transparentă, ceea ce ne face să credem că această primă jumătate a timpului



călduros post-glaciar a fost mai secetoasă decit jumătatea a doua, în general mult mai favorabilă sfagnetelor.

Criza de sedimentare turboasă declarată spre sfîrșitul Preborealului, cînd mlaștinile eutrofe și-au încheiat în general procesul, și continuată în prima parte a perioadei ce urmează, cînd mlaștinile de *Sphagnum* se înfiripau rar și evoluau încet, constituie în același timp și o criză de documentare a noastră, în ce privește evoluția pădurii în acel răstimp. Într-adevăr, răminem din această cauză cu impresia că pinetele excesive s-au stirpit dintr-odată, iar stejărișul cu alun și molidișele s-au răspândit intempestiv în urma lor.

După maximul de alun (acum aproximativ 8—9000 ani) sfagnetele vechi se extind și se dezvoltă mai bine pînă la sfîrșitul timpului călduros post-glaciar.

Turba veche de *Sphagnum* incetează brusc a se sedimenta acum aproximativ 3000 ani, iar peste ea se depune turba nouă de *Sphagnum*, mai deschisă la culoare și mai afinată, expresia climatului umed și rece din ultima perioadă sub-atlantică.

În Europa atlantică-baltică, deci în patria veritabilelor tinoave (Seeklima-Hochmoor) contactul dintre turba veche și cea nouă de *Sphagnum* este marcat pregnant prin aşa zisul orizont de graniță (Grenzhorizont), caracterizat fie printr-o culoare mai deschisă, net deosebită, fie printr-un strat de butuci. El a fost interpretat în majoritatea cazurilor drept semn al unei scurte perioade de uscăciune (sub-boreal) de la sfîrșitul timpului călduros post-glaciar.

Este interesant că și la tinoavele noastre mari se remarcă o netă discordanță stratigrafică între cele două tipuri de turbă. La zăcăminte deschise prin exploatare se poate vedea bine chiar orizontul-graniță, fie sub forma unei dungi mai deschise la culoare, fie sub forma unei alinieri de butuci (de ex. la Colăcel—Dorna, Poiana Stampii—Pilugani, Comindău).

Această analogie stratigrafică între zăcăminte atlantice și ale noastre are, fără indoială, și o semnificație climatică remarcabilă. Ea dovedește că în regiunile noastre de munte, unde vegetau tinoavele (800—1200 m), climatul s-a apropiat totuși într-o măsură oarecare de cel care a dominat în Post-glaciar vegetația tinoavelor atlantice-baltice.

Faptul este cu atît mai remarcabil, cu cît tinoavele sectorului nostru carpatic se găsesc la limita continentală (sud-estică) a ariei tinoavelor.

Prezența atât de generalizată a orizontului-graniță pledează, pe de altă parte, în favoarea vechei concepții — deșul de contestată — despre o fază climatică mai uscată și de larg răsunet de la sfîrșitul timpului călduros post-glaciar, fază care a oprit pe cîțva timp creșterea sfagnetului sau a pricinuit împădurirea lui.

Faptul că orizontul-limită indică o temporizare în sedimentarea turbei, se constată și polenanalitic prin încălecarea prea precipitată a curbei descendente de molid și a celei ascendentе de fag, copacul predominant al noii clime subatlantice.

«Turba nouă de *Sphagnum*», depusă în ultimii 3000 de ani, este de trei ori mai voluminoasă decit cea veche și multe din tinoavele noastre au luat ființă abia



în această din urmă perioadă climatică. Numărul acestora din urmă este însă relativ foarte mare, căci majoritatea tinoavelor noastre de extensiune mai redusă au luat ființă abia în cursul perioadei subatlantice.

Această disproportie dintre turba veche și cea nouă de *Sphagnum* de la noi este iarăși semnificativă. Din consultarea literaturii ne putem forma convingerea că, plecind din regiunea atlantică spre granița estică continentală a tinoavelor, raportul cantitativ se modifică progresiv în favoarea turbei noi. Cercetătorii sovietici au arătat de exemplu, că pe la limita continentală a tinovului (ex. Polonia) mlaștinile oligotrofe incep abia la sfîrșitul timpului călduros și se dezvoltă propriu-zis numai în ultima fază post-glaciарă.

După cum am văzut, poziția sectorului carpatic nu este extremă. Regiunile muntoase din sectorul nostru carpatic, în special în actualul etaj al molidului, au avut și în timpul călduros post-glaciar, mai ales în a doua lui jumătate, suficiente precipitații pentru a permite înfiriparea mai redusă și vegetarea mai moderată a unor sfagnete de tip ombrogen. Dar climatul care a favorizat la noi în mod cu totul deosebit tinovul și zăcămîntul lui oligotrof, este ultima perioadă subatlantică. Turba nouă de *Sphagnum* atinge la noi grosimi-record, mai ales în crateră stinse. În « Mohoș » craterul geamăn cu Sf. Ana, ea trece sigur de 10,5 m (ISTVANFFY IN STAUB).

* * *

Considerentele de mai sus privesc zăcămîntele noastre oligotrofe, cu ciclul de evoluție complet. Chiar din exa minarea acestora ne-am putut da seama de existența și de diversitatea zăcămîntelor noastre oligotrofe cu cicluri incomplete sau parțiale.

Distingem următoarele tipuri din această categorie:

- Zăcăminte cu fundament preboreal eutrof, supraclădit în continuare cu turbă nouă de *Sphagnum*, cu lipsă aproape completă a turbei vechi de *Sphagnum*.
- Zăcăminte fără fundament eutrof, dar cu turba de *Sphagnum* atât veche cât și nouă. Din cele 45 zăcăminte cercetate, 19 reprezintă acest tip.
- Zăcăminte exclusiv subatlantice, deci de turbă nouă de *Sphagnum*. Din cele cercetate, 8 zăcăminte reprezintă această categorie. În aceste cazuri începutul de sedimentare este foarte diferit.

Vîrstă turbei noastre eutrofe

Turba noastră a fost pînă acum relativ puțin cercetată în analiza microstratigraphică, deoarece este o rea conservatoare de resturi organice și în special de polen. Această imprejurare îngreunează mult cercetarea microscopică. Pe de altă parte, gradul de distrugere organică poate trezi bănuiala că polenul să fi putut fi dezorganizat selectiv, diferențele speciei de polen opunind rezistență diferită față de factorii dezorganizării. În acest caz statistică polinică a turbei ne-ar putea da o imagine deformată.



Studiul microstratigrafic al turbei noastre eutrofe, cu toate dificultățile tehnice obositoare și temporizatoare, se dovedește totuși deosebit de folositor, oferindu-ne o documentare, pe care zăcămintele oligotrofe nu ne-o permit.

Un asemenea studiu a început mai demult la cîteva cîuburi turboase-cărbunoase de o evidentă vechime; recent de tot, în urma campaniei din 1951, executată în cadrul Comitetului Geologic.

1. Turbă eutrofă interglaciără. Între comunele Covas și Aposdorf (regiunea Sibiu, raionul Agnita), Valea Rohrbach este lărgită, iar pe malurile ei s-a depus un zăcămint întins de turbă eutrofă, pe alocuri destul de groasă. PRIMICS socotește această turbă «vechi-aluvială» sau chiar «diluvială», atât din cauza unor oase de Mamifere stinse azi, cît și din cauza unor melci subfosili, dintre care *Petasia bidens* este, după PRIMICS, indicator de mare vechime. OEBBEKE și BLANCKENHORN, revizuind datele lui PRIMICS, socotesc turba de vîrstă probabilă «nou-diluvială», întrucît resturile găsite de ei provin de la specii care trăiesc și azi.

N-am cercetat zăcămintul întins și compact, citat de acești autori. Am luat însă probe din orizonturile de turbă intercalate în rîpa Văii Rohrbach printre sedimente argiloase-nisipoase. În anumite locuri se găsesc trei strate de turbă, separate între ele, prin strate minerale destul de groase, acoperite toate de o pătură argiloasă de peste un metru. În turba pămîntoasă se găsesc din loc în loc oase de Cervidee.

Aceste strate de turbă s-au depus într-o perioadă lungă, în cursul căreia pădurea a trecut prin următoarele faze: 1, o fază de tip boreal, cu dominarea molidului, caracterizată prin două specii, dintre care una analoga cu *Picea omorika* din Balcani; 2, o fază mai călduroasă de fag și de stejar; 3, o fază mai rece, de tip subatlantic, de Conifere (molid și brad) evoluind spre o fază mai continentală de pin, din care este indicat doar începutul. O asemenea succesiune silvestră nu poate fi decit interglaciără, foarte probabil din ultimul interglaciar.

Turba eutrofă din rîpa Văii Rohrbach este cea mai veche turbă cunoscută pînă acum la noi.

2. Turbă eutrofă interglaciără-glaciără. În apropierea comunei Avrig (regiunea Sibiu, raionul Făgăraș), în terasele tăiate de Valea Adîncata și de Rîul Mare (Sipoțel), se găsesc strate diluviale cărbunoase, cunoscute în parte de BIELZ, HERBICH, STAUB, OEBBEKE-BLANCKENHORN și PAX, în bună parte însă descoperite de POP. Ele sunt complet acoperite de aluviuni, uneori foarte groase și au depășit stadiul de turbă în procesul de incarbonizare. Nu insistăm asupra lor. Accentuăm însă că ele au evoluat tot dintr-o mlaștină eutrofă, care a vegetat în ultimul interglaciar, aproximativ în continuarea cronologică a celei de la Rohrbach, trecind apoi într-o riguroasă glaciațiune.

Într-adevăr, la Adîncata se deduce mai întii o pădure de Conifere care începe cu reminiscențele unei faze mai calde și mai boreale, pentru a continua cu o fază de



tip subatlantic, cu *Abies*, *Picea*, *Pinus*, trecind în sfîrșit într-o fază mai rece și mai continentală, în care pinul ajunge să fie dominant.

Această pădure nu a atins sfîrșitul propriu-zis al interglaciului. L-a atins și l-a depășit însă cea oglindită în stratele apropiate dela Sipoțel. Aci, o primă fază rece de tip subatlantic (*Abies* cu molid și pin, apoi numai cele două din urmă), cu resturi de *Sphagnum* în mlaștină, evoluează într-o glaciațiune rece și aridă în care pinul trece de 90%, cu un foarte modest dar constant amestec de molid. Din mlaștină dispare cu totul *Sphagnum*.

Faza este fără îndoială glaciară și ea este mai ales în episoadele sale finale enantiomorfic egală cu întile episoade silvestre, oglindite de alte zăcăminte ale noastre care evoluează din ultima glaciațiune spre Preboreal și chiar mai departe în Post-glaciul. Această identitate este cea mai bună dovdă că avem de a face cu ultimă glaciațiune de la noi. În consecință, înclinarea stratelor, inclusiv a celui cărbunos, acoperirea lui cu aluvioni și terasarea complexului nu s-au putut petrece decât după afirmarea categorică a ultimei glaciațiuni și anume în timpul ei și poate în perioada ei de declin.

3. Turbă eutrofă glaciară-preboreală. Turbele eutrofe din fundamentul tinoavelor despre care am vorbit în capitolul precedent, fac parte din această categorie.

Am considerat încă drept glaciară subfaza întâia, a pinetelor mai aride, caracterizată prin pinete majoritare, în care abia se amestecă *Picea*, *Betula*, *Salix* și mai rar *Alnus*. Ea se desfășoară, cel puțin după cercetările de pînă acum, prin patru episoade silvestre succesive, caracterizate prin diferite aspecte ale luptei dintre pin, molid și mestecăcan.

Post-glaciul propriu-zis (Preborealul) începe prin subfaza a două a pinetelor, caracterizată prin pinete predominante dar în general cu mult *Picea*, cu participări aproape constante, deși mediocre, de elemente ale stejerișului mixt, cu alun și chiar cu carpen. Ea se desfășoară în două episoade reperate pînă acum.

Întâia subfază glaciară-finiglaciară o întîlnim de ex. la Colăcel-Dorna în toate patru episoadele, subfaza post-glaciul propriu-zisă fiind abia indicată la sfîrșit. La fel se afirmă întâia subfază în turba eutrofă din fundul zăcămintelor eutrofe de la Semenic și în turba de trăcere din adîncile zăcămintelor de la Arpaș și Avrig în raionul Făgăraș (POP; BARTMUS, nepublicat).

Subfaza a două este pe larg reprezentată la Fundul Colibilor din Munții Oașului și mai pe scurt la unele zăcăminte din Semenic.

Mult mai evidente și mai bogat reprezentate sunt aceste subfaze și episoade vechi în turba eutrofă dezvoltată liber, fără suprapunere de sfagnete.

Cunoaștem pînă acum două interesante cazuri de strate cărbunoase acoperite de aluvioni, cele de la Stobor și Băgău, precum și turba mai masivă, impregnată de izvoare minerale, de la Bilbor.



a) *Turba « vitriolică » de la Stobor (regiunea Cluj, raionul Huedin)*, depusă la 356 m altitudine, este acoperită cu un strat gros (1,5 m) de « argilă de terasă » (Koch), aparținând după MATEESCU, Post-glaciului.

În acest zăcămînt extrem de mineralizat sunt foarte bine reprezentate toate cele patru episoade ale subfazei glaciare de pinete, iar argila de terasă (și dejecțiuni) a început să se suprapună la începutul subfazei a doua, post-glaciare. Mlaștina glaciare a fost prin urmare învecinată în aluviuni care sunt deci într-adevăr post-glaciare.

b) *Turba din terasa de la Băgău-Sip (regiunea Cluj, raionul Aiud)* este dispusă într-un strat inferior compact, de peste 50 cm grosime, în care găsim bine reprezentată subfaza glaciare a pinetelor.

În învelișul mineral gros de 330 cm găsim, la 250 cm, un orizont de turbă care indică subfaza a doua post-glaciare de pinete, iar la nivelul 190 cm, un nou orizont de turbă depus într-o perioadă de la sfîrșitul Preborealului — începutul Borealului, cu proporții de molid mai mari decât ale pinului și cu afirmarea încă moderată a elementelor stejerișului mixt.

În aluviunile acoperitoare se remarcă un orizont de cretă lacustră în care s-au fosilizat o serie de melci de apă dulce și rece, de exemplu *Gyraulus grèdleri*. Aceste aluviuni s-au depus deci în Post-glaciul vechi.

c) *Turba de la Bilbor*. Un zăcămînt mult mai important este cel de la Bilbor (regiunea Mureș, raionul Gheorghieni; 920 m altitudine).

La Pîrîul Dobreanului, în apropierea unui izvor mineral, este un zăcămînt de 1,5 ha și 2,40 m adîncime, tăiat în două de un pîrîu. Turba este depusă în bună parte în glaciare. Ea oglindește bogat subfaza glaciare a pinetelor aride. În cei aproximativ 40 cm din fund, statistică polinică arată 92—98% de pin, însotit în proporții disparte de *Picea*, *Betula* și *Salix*.

În treimea sa superioară turba este acătuitoră mai mult sau mai puțin la fel oglindind subfaza a doua de pinete din Preboreal. Aproape de suprafață ea arată declinul pinului în favoarea molidului, ba și afirmarea ușoară a teiului, ulmului și alunului. Formarea zăcămîntului s-a încheiat deci la sfîrșitul Preborealului.

Interesant este că aproape de suprafață intervine și *Sphagnum*. Tentativa de sfagnetizare s-a oprit însă probabil din cauza izvoarelor carbonatate, iar zăcămîntul n-a mai progresat de atunci (12—14 mii de ani).

Pină nu de mult turba eutrofă de la Bilbor a contribuit în cea mai largă măsură la cunoașterea pinetelor și a turbei glaciare-preboreale de la noi; studiul ei a permis clasificarea cronologică amănunțită a fazei pinului (Pop).

Să reținem că afară de Bilbor, nici unul din zăcămîntele eutrofe, a căror vîrstă am discutat-o pînă acum, nu a avut libertatea să evolueze mai departe ca atare. Cele de la temelia tinoavelor au fost năpădite de o mlaștină oligotrofă; cele de la Stobor și Băgău au fost acoperite de aluviuni. Cel de la Bilbor, care din cauza apei



minerale nu a putut evoluă spre sfagnet, și-a terminat totuși ciclul spre sfîrșitul Preborealului, simultan cu majoritatea celorlalte zăcăminte, încălcate de sfagnete sau de sedimente minerogene.

Aceste constatări devin mult mai interesante și mult mai semnificative după studiul, întreprins abia în 1951/52, asupra vîrstei zăcămintelor pur eutrofe din marile noastre bazine mlaștinoase.

Au fost mai amănuști studiate din acest punct de vedere turbele din bazinele Ciucului, al Mureșului superior, al Crasnei și al Craiovei; cercetări de orientare am făcut însă și în zăcămintele eutrofe din bazinul Trei Scaune și de la Dersca (Dorohoi).

Bazinul Ciucului. Primul care a apreciat vîrsta turbei din Ciuc, geologul PRIMICS, a expus și o teorie cu privire la geneza bazinelor care alcătuiesc matca zăcămintelor de turbă. După el, actualele sesuri ale Oltului din Ciuc sunt resturile unei întinse cîmpii terțiare, din care erupția lanțului Hărghita a izolat compartimentul Ciuc și Gheorgheni. Tot prin erupții de lave și lapili s-au format de-a latul acestei cîmpii, praguri vulcanice, dintre care cel mai nordic a izolat bazinul Giurgeului de al Oltului (la Sindominic), iar alte două mai sudice (Racu și Jigodir) au îmbucătățit bazinul Ciucului în trei cîmpii independente: Ciucul superior, mediu și inferior, izolate toate trei de bazinul Trei Scaune printr-un alt baraj eruptiv, la Tușnad.

După terminarea erupțiilor, compartimentele s-au umplut cu apă pînă la nivelul vreunui din praguri, pe unde apoi, prin continuă eroziune, apele s-au scurs incomplet. Bazinele au rămas mlaștinoase și s-au umplut cu turbă care trebuie să fie de vîrstă « vechi-aluvială dacă nu diluvială ». PRIMICS afirmă în același timp că formarea turbei s-a terminat de mult, doavadă pămîntul humos care acoperă pretutindeni turba în grosime de 10–30 cm. Actualul drum al Oltului s-a tăiat după ce s-a terminat depunerea turbei.

Opinia lui PRIMICS, reprezentată și de Lóczy-senior, despre geneza bazinelor intracarpatice, s-a modificat. Ele sunt considerate de origine tectonică, formîndu-se în timpul procesului vulcanic pliocen și post-pliocen prin scufundări de-a lungul liniilor de fractură dominante din Carpații orientali. Bazinele au fost umplute succesiv pînă la Pleistocen (vezi mai ales BULLA). Dar și prin această explicație revenim tot la ipoteza unor lacuri care au evoluat prin colmatare la stadiul de bălti și mlaștini, în care s-a sedimentat turbă cu o grosime de 1–3,2 m.

Analiza biologică-stratigrafică a turbei ne dă indicii despre cronologia depunerii acestor zăcăminte.

S-a cercetat cel mai masiv profil (320 cm) din locul de exploatare situat la vest de Miercurea Ciucului (670 m altitudine).

Turba este în absoluta ei majoritate alcătuită din radicele de Cyperacee cu multe, în jumătatea superioară cu foarte multe ferigi (*Thelypteris*). Ea este în întregime eutrofă. Nu am găsit urme de *Sphagnum*.



Ea începe a se sedimenta la începutul Preborealului, în timpul dominației pinului, cu mult molid, cînd se mai adaugă foarte rar *Betula*, *Alnus*, *Salix*.

In aproape două treimi, ce urmează pînă la suprafață, turba s-a depus în timpul unei noi, dar de astă dată definitive disparații a pinului, urmată de o preponderență de peste 90% a molidului. În acest din urmă răstimp se fac simțite, dar fără nici o vigoare, elementele stejerișului mixt și alunul.

Recunoaștem în această evoluție subfaza a două preboreale a pinetelor. Cît privește ultimul episod, atît de amplu reflectat în turba de la Ciuc, el nu fusese cunoscut din studiile polenanalitice de pînă acum. Nicăieri nu am întîlnit, după retragerea pinetelor, o dominație exclusivă a molidului, fără tovărașia masivă a elementelor stejerișului mixt.

Aceasta însemnează că la sfîrșitul Preborealului, cînd timpul nu se încălzise suficient pentru vegetarea mai masivă a elementelor stejerișului, a existat un interval climatic favorabil molidului.

Din lipsă de cazuri analoage precise, nu putem ști cît a durat acest interesant episod, lărgimea lui în diagrama de la Ciuc poate să însemneze fie durată de timp, fie repeziciune de sedimentare a turbei.

Turba de la Ciuc este deci preboreală. Ea a început a se forma tocmai la sfîrșitul glaciațiunii și începutul propriu-zis al Preborealului, încheindu-și ciclul în faza lui finală, cînd timpul călduros post-glaciar încă nu se instalase complet. Bazinul s-a umplut relativ repede cu turbă.

Lacul sau balta premergătoare mlaștinii de turbă a durat numai pînă spre finele ultimei glaciațiuni.

Bazinul Mureșului superior. Am luat probe din două zăcăminte din hotarul comunei Voșlăbeni: Pîriul Fintinii și După Luncă (770 m altitudine).

La Pîriul Fintinii, turba a început a se sedimenta ceva mai tîrziu, decit cea de la Miercurea Ciucului. Sedimentarea s-a oprit însă mult mai repede. Evoluția ei s-a desfășurat în întregime în timpul subfazei a două de pinete preboreale.

Zăcămîntul de la După Luncă a început și el mai tîrziu decit cel de la Miercurea Ciucului, în timpul subfazei a două de pinete aproximativ ca și cel de la Pîriul Fintinii. În schimb arată în cele două treimi superioare, ca și la Miercurea Ciucului, rarul episod de sfîrșit Preboreal cu molidul dominant, fără concurență remarcabilă a elementelor stejerișului mixt. Turba și-a terminat evoluția aproximativ la același final Preboreal, ca și cea din Ciuc.

Turba este eutrofă, totuși, pe alocuri, cu amestec moderat de *Sphagnum*.

Din Bazinul Trei Scaune nu am putut lua o serie completă de probe pentru analiză. Am luat însă cu sfredelul portativ cîte o probă de orientare din zona de fund și anume de la 200 cm din zăcămîntul Cătălina (raionul Tîrgul Secuiesc) și de la 250 cm din cel de la Zagon-Boroșneu (Egerrét, raionul Sf. Gheorghe). Turba scoasă pare să se fi depus la începutul timpului călduros post-glaciar, cînd



pinul cedase teren molidului, iar elementele stejerișului mixt începuseră a se afirma (4–5%).

Cum însă sfredelul portativ nu scoate probe destul de curate, rezultatul analizei nu este nici el absolut sigur. Cercetarea trebuie reluată.

Bazinul Crasnei (Ecedea). Bazinul Crasnei se întinde la stînga Someșului, în raionul Careii Mari, și este împărțit în două de granița româno-maghiară. Suprafața lui totală este de 432 km², din care aproximativ 100 km² se găsesc la noi. Din întreg bazinul, 290 km² a fost mlaștină turboasă, numită «Dela Ecedea», după comuna maghiară Nagy Ecsed din colțul nord-vestic al bazinului. Altitudinea lui este de 110–115 m.

Bazinul Crasnei s-a format, după CzIRBUSZ, prin ridicarea continuă a malului stîng al Someșului, din cauza exondărilor unilaterale repetitive. S-ar fi clădit astfel o barieră estică destul de înaltă pentru ca împreună cu platforma diluvială a Nyirség-ului să alcătuiască malurile ridicate ale unei largi scobituri, în care se orientează în mod secundar apa cu slabă cădere a Crasnei. Așa s-ar fi format aci lacuri, bălți, apoi mlaștina turboasă.

O opinie cu totul diferită emite recent SÜMEGHY care se bazează pe foarte numeroase și amănunte sondaje făcute în bazin. După acest autor, bazinul este de origină tectonică. În prima parte a Pannonianului superior a început să se scufunde atât Cîmpia Nyirség-ului cit și aceea a Satului Mare și de atunci aceasta se scufundă mereu. În special Bazinul Crasnei s-a scufundat în Holocenul vechi atrăgind în el Crasna și Someșul. Lutul galben de 1,5–2 m grosime și turba de peste el sănt, după SÜMEGHY, din Holocenul mai nou.

Această teorie este mult mai justă decît prima, iar concluziile analizei noastre o completează.

Am luat probe din partea de zăcămînt numită Aggerdö (comuna Berveni), unde stratul turbos este cel mai compact din toată porțiunea românească.

Turba propriu-zisă are aci vreo 55–60 cm, grosime, sub care urmează pe alocuri un pămînt turbos de 75–90 cm aşezat la rîndu-i pe un strat subțire (10 cm) de mil sur, sub care se găsește un strat gros de lut galben, dens.

Pămîntul turbos nu a dat nici un rezultat la analiza polinică, fapt care ne impiedecă să ne dăm seama precis de data la care a început înmlăștinarea bazinului, chiar în acea formă neîtipică. Dar și turba propriu-zisă este atât de pămîntoasă și atât de săracă în polen, încît într-un preparat se recunosc maximum 25 și minimum 4 grăuncioare. Această extrem de slabă frecvență ne spune de la început că polenul fusese adus de la depărtări relativ mari, iar în jurul mlaștinii pădurea lipsea în timpul sedimentării turbei. Aceeași concluzie ne-o sugerează și proporția uneori foarte mare (7–135%) a polenului de plante ierboase care se amestecă în turbă.

Turba de bază care se găsește în contact cu pămîntul turbos este plină de Diatomée, semn de baltă mai mult decît de mlaștină. Turba propriu-zisă este alcătuită



din resturi de Cyperacee și Graminee, de ferigi, cu relativ frecvente rizopode de mlaștină (*Arcella*, *Diffugia*, *Phryganella*, *Centropyxis*, *Nebella*) apoi Hydracarieni și Rhabdocelide. În păturile superioare se înmulțesc foarte mult sporii de *Thelypteris* (107%), polenul de Caryophyllacee (123%), *Phryganella* și frunzele de *Sphagnum*, ba chiar și polen de *Drosera*. Astă înseamnă că după o etapă mai lungă de mlaștină eutrofă pămintoasă, ciclul s-a încheiat cu un început de mlaștină de trecere, care nu a ajuns totuși la vreun grad de oligotrofie.

În sedimentul polinic din partea inferioară a turbei pinul domină în mod absolut (63–53%), iar în partea superioară el continuă a domina relativ (40–30%). Molidul urmează în general în rindul al doilea cu procente ce variază între 12 și 31. În ultima probă curba crescindă a molidului se apropiie de cea descendentală a pinului. Elementele stejerișului mixt și alunul, prezente chiar de la început, sporesc în general din ce în ce mai mult (pină la 21%). Maximele remarcabile de *Salix* (proba nr. 3) și de *Alnus* (proba nr. 2) se datorează unor influențe locale, cele două genuri invadând mlaștina sau cursurile de apă din apropiere.

Care este vîrsta acestui spectru păduros și deci a turbei din bazinul Crasnei?

Cum am menționat, trebuie să admitem că majoritatea sedimentului polinic a fost adus de la păduri îndepărtate. În acest caz trebuie să ținem seama din nou de faptul, că polenul de conifere și în special cel de pin fiind mai ușor și mai adaptat zborului, poate să fie suprareprezentat în diagramă. Pe de altă parte, fiind vorba de o regiune de abia 110 m altitudine, îndepărtată de munți, trebuie să ne așteptăm ca foioasele mai termofile să apară mai repede și să fie mai bogat reprezentate, decât la munte, în faze sincrone.

Înarmăți cu aceste rezerve, nu putem concluzie altfel decât că înmlăștinirea netipică s-a declarat la sfîrșitul glaciațiunii—începutul Preborealului—pentru că turba propriu-zisă să se depună în plin Preboreal. Ciclul ei s-a încheiat la sfîrșitul Preborealului, cînd în șesul Tisei stejerișul a început să se răspîndească, aproximativ de odată cu afirmarea moderată a elementelor stejerișului mixt în regiunile mai înalte (ex. bazinele intracarpatice), dar sub dominația încă viguroasă a Coniferelor și chiar a pinului.

Prin urmare în ce privește vîrsta și durata turbei eutrofe de la Ecedea, găsim o interesantă asemănare cu a celor din marile bazine ale Mureșului și Oltului superior.

Cercetarea de față confirmă deci teoria tectonică a lui SÜMEGHY. Turba și mai ales lutul subjacent sunt însă mai vechi decât cum le consideră acest autor. Am văzut, că chiar turba este preboreală, deci mai veche decât « holocenul nou », iar lutul este cel puțin glaciar. Depresiunea însăși, este în consecință diluvială și nu formată în « holocenul vechi ».

Dersca. Dersca este un zăcămînt eutrof masiv, situat lîngă comuna cu același nume, în colțul nord-estic al țării, la o altitudine de 300 m (regiunea Botoșani, raionul Dorohoi).



Sedimentarea turbei a inceput în plină perioadă a pinului, cu o remarcabilă reprezentanță a molidului și cu participarea elementelor stejerișului mixt, foarte slabă în raport cu altitudinea regiunii. Este vorba, ca și în celealte cazuri, de preboreal vechi (adîncimea 400 cm).

Ultima probă (10 cm adîncime) arată încă tot o absolută preponderență a pinului, cu o dezvoltare remarcabilă a molidului și cu afirmarea încă tot modestă a foioaselor. Ciclul s-a încheiat deci înainte de finalul preborealului.

Craiovița. În vecinătatea vestică a Craiovei și probabil pe traiectul unui vechi cot mort al Jiului s-a format « Balta Craioviței » cu un important zăcămînt de turbă foarte amestecată cu detritus mineral, mai ales de la 60—70 cm în jos. Ea conține atâtă apă încît mai jos de 210 cm sonda cu cameră nu mai funcționa; calitatea turbei arată însă apropierea substratului mineral.

Turba este în întregime post-glaciără. A inceput să se formeze la începutul timpului călduros post-glaciar în plină fază de stejeriș. Ea oglindește apoi maximul « boreal » de alun și de stejeriș mixt, arătind o repearsiune cu totul atenuată a fazelor mai recente de carpen și de fag. Făgetul relict din apropierea Craiovei se dovedește a fi, după mărturia acestor analize, restul dintr-o infiltratie relativ tînără de fag în inima stejerișelor cu mult tei.

Faza finală apropiată de noi, reflectă despădurirea rapidă și apariția culturilor agricole. Polenul de plante ierboase și în special de Graminee cultivate, se înmulțește, în schimb cel de copaci se impuținează extrem de mult. În consecință se afirmă în sedimentul polinic, în mod exagerat polenul ușor de Conifere, adus de vînt de la mari depărtări.

Mica depresiune de la Craiovița este deci mai tînără, iar turba ei post-glaciără, a continuat a se depune pînă în zilele noastre.

Concluzii

Rezumind constatăriile făcute cu metoda indicată în privința vîrstei zăcămintelor noastre mari de turbă eutrofă, sintem în drept să tragem următoarele concluzii principale:

1. Vîrsta și ciclul de evoluție ale principalelor noastre zăcăminte eutrofe nu se deosebesc esențial de ale acelor zăcăminte eutrofe care alcătuiesc fundamentalul mai multora din tinoavele noastre sau de ale acelora care au fost acoperite de aluviuni.

Toate incep fie spre sfîrșitul glaciațiunii ultime, fie la începutul Preborealului și își încheie dezvoltarea aproximativ la sfîrșitul Preborealului. Fenomenul este că se poate de logic la mlașinile care au evoluat în sfagnete, sau la cele acoperite de aluviuni, căci noile sedimente au oprit în dezvoltare turba veche eutrofă. El implică însă o semnificație mult mai largă, de îndată ce nu numai acestea, ci și marile zăcăminte nestinjenite și-au terminat evoluția aproximativ la aceeași dată.



Este simplu să afirmăm, că ciclul lor s-a stins, deoarece depresiunea în care au luat ființă a dispărut prin umplerea ei cu turbă. Este de subliniat însă tocmai faptul, că indiferent de situația geografică și de topografia depresiunii aceasta s-a umplut în majoritatea cazurilor cam în același interval de timp, relativ scurt și bine caracterizat din punct de vedere climatic.

Știm că ivirea unei mlaștini eutrofe nu depinde neapărat de climă, totuși marea răspindire la noi a interesantului fenomen ne îndreptățește să afirmăm, că ultima noastră glaciațiune a fost nefavorabilă nu numai mlaștinii oligotrofe, dar chiar și celei eutrofe; în schimb perioada de declin a glaciațiunii și mai ales Preborealul încă rece a favorizat atit de mult mlaștinile eutrofe, încit acestea au reușit să umple într-un răstimp relativ scurt depresiunile-mame preexistente.

Aceste zăcăminte s-au depus în drepesiuni preexistente vechi. În opozitie cu ele, zăcămintele eutrofe mai mici s-au sedimentat în Post-glaciar și unele continuă a se sedimenta și azi în depresiuni tinere, ca brațe de riu, lacuri de baraj, etc.

2. Stabilirea riguroasă a vîrstei zăcămintelor noastre eutrofe ne poate servi deci drept document pentru a preciza vîrsta depresiunilor-mame sau a procesului lor de scufundare, precum și vîrsta teraselor și a alunecărilor de teren.

3. Turba eutrofă a avut în multe cazuri o amplă dezvoltare la sfîrșitul Preborealului (Băzinul Ciuc și Mureș) într-o perioadă de timp nefavorabilă tinoavelor în regiunea noastră. În acest stadiu de dezvoltare a lor ele oglindesc un episod silvestru, nerelevat sau abia indicat de zăcămintele oligotrofe cu ciclul complet, consultate pînă acum în mod preferențial de polenanalist.

4. Mlaștina noastră eutrofă a conservat elemente floristice glaciare, în special relicte rare, mai numeroase decit cea oligotrofă. Prin constatările de față fenomenul devine perfect explicabil.

Mlaștinile noastre eutrofe mari ancorează în glaciațiune și au putut antrena speciile hidrofile glaciare pînă la finele Preborealului. Zăcămintele care la acea dată au fost încălcate de sfagnete și-au pierdut dintr-o dată majoritatea speciilor palustre eutrofe, puține din ele putind supraviețui doar la periferia cu multă apă și influențată de roca minerală a tinovului. În schimb zăcămintele eutrofe și-au putut păstra majoritatea speciilor glaciare, deoarece chiar încheindu-și sedimentarea turbei, ele au rămas foarte umede pînă azi și cu stratul de turbă atit de apropiat de suprafață (10–30 cm) încit speciile în chestiune și mai ales tufele pot pătrunde ușor cu rădăcinile lor pînă în turba propriu-zisă, la care sunt adaptate.

Ele au servit în același timp drept pepiniere care au populat cu asemenea specii de tip glaciar și noile cuiburi mai mici de mlaștini eutrofe care au luat ființă în Post-glaciar asigurînd astfel supraviețuirea și chiar răspindirea reminiscentelor glaciare.

În special au îndeplinit acest interesant rol fitogeografic zăcămintele întinse și înalte din bazinele Ciuc și Gheorgheni, foarte bogate și azi în relicte glaciare cu toate tentativele vechi și repetate de drenare.



— VALERIA MARINCAȘ. — Contribuțiuni la studiul Cretacicului superior din Regiunea Sebeș.

Formațiunile Cretacicului superior sunt cunoscute la S de Mureș, în reg. Sebeș-Alba, încă din secolul trecut. Ele se întind transgresiv peste marginea nordică a Cristalinului Munților Sebeș și se dezvoltă de la E, din regiunea comunei Cacovața, spre W pînă în regiunea comunelor Săsciori, Răchita, Pianul de Sus, Sebeșel și Cioara.

Din punct de vedere morfologic se constată că înălțimile cele mai mari aparțin Cristalinului. Formațiunile Cretacicului superior constituiesc înălțimile de dealuri pînă la 600 m și se afundă spre N sub depozitele Neogenului care, la rîndul său, formează dealurile mai joase, pînă la 300 m.

Această regiune a fost cercetată începînd de la mijlocul secolului trecut. Încă din 1850 ivirile de cărbuni din depozitele cretacice au atras atenție. Astfel în 1853 ZERENNER K.¹⁾ publică un studiu în care descrie regiunea Pianuri, constatănd, ca mai toți cercetătorii de mai tîrziu, că acești cărbuni nu au valoare economică.

Cîțiva ani mai tîrziu, FICHTEL, pe baza bancurilor cu *Actaeonella*, consideră cretacic-superioare, depozitele din regiunea Săsciori.

Către sfîrșitul secolului, BLANCKENHORN²⁾, cercetînd la Sebeșel gresiile din cariera ce există pe atunci în partea de SW a satului, a găsit o singură impresie de *Inoceramus schmidti* și pe baza ei consideră aceste formațiuni de vîrstă senoniană. Pachetul de argile și gresii inferioare acestui orizont le consideră turoniene.

Un an mai tîrziu PÁLFY M.³⁾ a trecut și el în revistă formațiunile din regiunea Săsciori, pentru a compara fauna de aici cu cea descrisă de el la Vinț.

Constatările făcute nu le include în lucrarea apărută mai tîrziu, căci între timp apăruse lucrarea lui BLANCKENHORN. PÁLFY a insistat cel mai mult asupra regiunii Săsciori, unde a cules și determinat pentru prima oară o listă mai lungă de forme de pe Zapodia Săsciorului. El constată că în acest complex, orizontul cu *Actaeonella* are trei nivele pe care le și trece într-un profil de lucrare. El mai constată că aceste formațiuni aparțin faciesului de Gosau. Nici PÁLFY nu poate decide dacă aceste formațiuni aparțin Turonianului superior sau Senonianului inferior.

Între anii 1903 și 1904, HALAVÁCS GYULA⁴⁾ a cercetat și el regiunea cuprinsă între Cugir și Sebeș și consideră că formațiunile cretacice din regiunea Săsciori —

¹⁾ ZERENNER K. Geognostische Verhältnisse von Olahpian in Siebenbürgen *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Bd. IV. 1853, pag. 487.

²⁾ BLANCKENHORN M. Studien in der Kreideformation im südlichen und westlichen Siebenbürgen. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.* Bd. III. 1900, *Protocol* pag. 27.

³⁾ PÁLFY M. Szaszcsor es Sebeshely környékének felső-kréta retegeiröl. *Földt. Közl.* XXXI. 1901 k. 22. 1.

⁴⁾ HALAVÁCS GYULA, Szaszbes környékenek földtani alkotása. *Földt. Int. évi jelentése.* 1905, pag. 51.

— Kudgir Csora Felsöpian környékének földtani alkotása. *Földt. Int. évi jelentése.* 1904, p. 109.

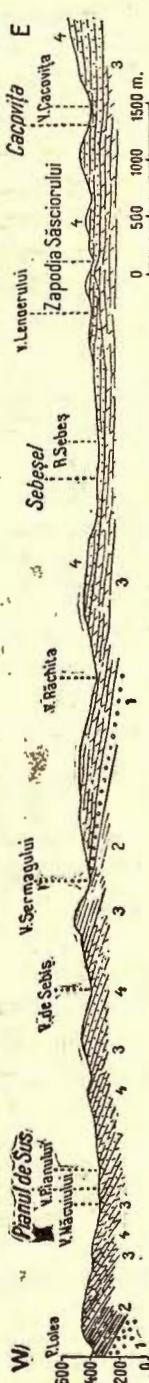


Fig. 1. — Profil prin formațiunile senoniene de la Pianul de Sus (P. Lolea) pînă la Cacovați.
1, conglomerate; 2, argile și nisipuri micacee; 3, marne; 4, gresii.

Sebeșel au o vîrstă turonian-superioară—senonian-inferioară, bazindu-se exclusiv pe datele paleontologice a lui PÁLFY. În ceea ce privește depozitele cretacice din regiunea vestică Pianuri—Cioara, unde nici el, nici predecesorii săi n-au izbutit să găsească fosile, le consideră cretacic-superioare, fără nici o precizare. În harta editată de el cu Roth v. TELEGD, în 1909, aceste formațiuni sunt date în întregime ca turoniene.

Prof. G. MACOVEI și I. ATANASIU¹⁾ se ocupă de asemenea de aceste formațiuni cretacice, pe care, pentru partea inferioară, le compară cu depozitele turonianen-criaciene de la Ohaba-Ponor, iar gresia albă, numită Gresia cu *Inoceramus schmidti*, o atribuie Senonianului inferior, corespondentă cu Gresia de Fizești și cu o parte din Flis. Autorii consideră că Senonianul superior lipsește în regiunea Sebeș.

* * *

Depozitele senoniene din această regiune ocupă teritoriul cuprins între comunele Dealul—Cacovați—Laz—Săsciori—Sebeșel—Pianul de Jos și ele se afundă sub formațiunile terțiare după o linie care pornește din dreptul Pianului de Sus și se continuă peste Dealul Lisca—V. Halinga și prin Sebeșel—Săsciori pînă spre Rehău (fig. 1).

Cretacicul superior în regiunea Pianuri. În regiunea Pianul de Sus, la S și W de comună, stînd direct pe șisturi cristaline, apare partea bazală a acestui Cretacic superior, format din conglomerate grosiere slab cimentate. Materialul a fost luat chiar din șisturile cristaline din vecinătate. Culoarea acestor conglomerate este foarte variată, ea trecînd de la vinăt la galben, verde și violet. Conglomeratele bazale apar masiv, la zi, în cele două ramuri ale Văii Măciului (Măciul Mare și Măciul Mic). Ele se întind apoi la S și SE spre Răchita și pe drumul ce duce la Pianul de Sus spre Sebeșel. Aceste conglomerate au intercalări de nisipuri grosiere și argile.

În aceste strate, ce reprezintă formațiuni grosiere de țărm, se pot observa slabe intercalări de cărbuni ce nu au o importanță economică.

¹⁾ MACOVEI G. și ATANASIU I. L'Évolution géologique de la Roumanie-Crétacé. An. Inst. Geol. Rom. Vol. XVI. 1931.

Peste aceste formațiuni grosiere urmează o serie de argile, marne și nisipuri marnoase, ce se pot urmări bine pe Surdosu, în capătul nord-vestic al Pianului și spre Cioara.

Pirul Surdosu taie aproape E-W formațiunile cretacice, scoțind la zi următoarea serie:

O succesiune, de trei ori repetată, de argile albastre cu intercalații de marne nisipoase, urmate de nisipuri grosiere. Păturile superioare au intercalații gresoase, groase pînă la o jumătate de metru, nefosilifere, urmate de un nisip cenușiu foarte micaceu care este fosilifer. Direcția acestor strate este NE 30° - 40° , cu căderi variabile spre E. Porțiunea superioară a acestor strate este foarte mult alunecată; regiunea este brăzdată de foarte mulți torenți.

In aceste strate, începînd cu argilele vinete, am găsit o faună bogată.

În stratele cu argilă domină formele cu *Inoceramus cripsi* MANT. forme mari bine conservate, forme de *Pachydiscus neubergicus* HAUER, precum și resturi de *Micraster cortestudinarum* GOLDF.

La partea superioară, aceste strate, formate din marne și nisipuri micacee, sunt mai puțin bogate în forme de Inocerami; aici abundă forme de Lamelibranchiate și Gasteropode. În acest orizont am putut determina:

- Anomia coquandi* ZITT.
- Vola quadricostata* Sow.
- Inoceramus cripsi* MANT.
- Pectunculus* sp.
- Leda* cfr. *förstori* MÜLL.
- Leda complanata* PÁLFY
- Trigonia scabra* Sow.
- Crassatella macrodonta* Sow.
- Cardium duclouxi* VID.
- Cyrena dacica* PÁLFY
- Corbula lineata* PÁLFY
- Turritella kochi* PÁLFY
- Natica transylvanica* PÁLFY
- Natica klipsteini* MÜLL.
- Fasciolaria bacata* Sow.
- Aporrhais schlotheimi* RÖM.
- Cylihna buloides* Sow.
- Cylihna nov.* sp.
- Pachydiscus neubergicus* HAUER
- Micraster cortestudinarium* GOLDF.

Această serie petrografică se poate observa și pe celelalte văi afluente ale Pianului din flancul său stîng. Pe niciunul din aceste piraie depozitele nu sunt fosilifere.

Partea superioară a acestor strate foarte slab cutate suportă discordant formațiile Neogenului.

În flancul drept al Văii Pianului formațiunile Cretacicului superior sunt mult mai puternic dezvoltate; o linie de falie locală a ridicat mult un compartiment format dintr-o alternanță puternică de marne nisipoase și nisipuri marnoase-nefosilifere. Aceste strate se continuă spre Sebeșel, Răchita și Săsciori.

Cretacicul superior în regiunea Săsciori. În regiunea Săsciori depozitele senoniene se sprijină chiar pe șisturile cristaline. De la contactul cu Cristalinul se poate constata o succesiune de strate formate din șisturi argiloase laxe, slab cutate, de culoare

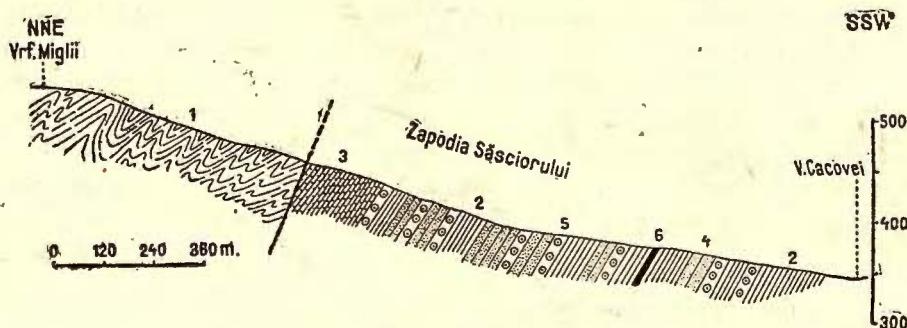


Fig. 2. — Profil longitudinal pe Zapodia Săsciorului.

1, șisturi cristaline; 2, argile și marne; 3, gresii calcaroase; 4, nisipuri micacee; 5, nivale cu *Actaeonella*; 6, cărbuni.

albastru-inchis, ce devin albe când sunt uscate; peste ele urmează nisipuri cu intercalări marnoase și gresii care, în unele părți, devin mai conglomeratice (ca în Poiana Danii spre Cacova). În regiunea Săsciori, seria se termină cu gresii albe-cenușii ce se întind la E spre Cacova, unde au grosimea maximă (80–100 m), ele înaintând dinspre Sebeșel și Răchita peste Săsciori.

În formațiunile marno-gresoase de pe Zapodia Săsciorului se găsesc intercalate bancurile cu *Actaeonella* ce formează cunoscutul orizont, bine observabil la Săsciori. Acest orizont este tăiat în regiunea nord-vestică la Pirul Lenderu care scoate la zi patru nivele cu *Actaeonella*. Acest orizont se trage spre SSW, apărind la zi în D. Gurguleul Mic, la Sebeșel.

Aflorimentele interesante pentru urmărirea succesiunii stratigrafice a formațiunilor senoniene în aceste regiuni estice avem pe Zapodia Săsciorului, pe P. Lenderului, pe V. Ciungilor în regiunea Sebeșel, pe V. Cacova și în Gurguleul Mic, în flancul drept al Văii Răchiții, la Sebeșel.

Aflorimentele interesante din regiunea Săsciori furnizează numeroase fosile din bancurile orizontului cu *Actaeonella*, între care am putut determina pe Zapodia Săsciorului, în afară de formele descrise de M. PÁLFY, următoarele specii:

- Actaeonella gigantea* Sow.
Cyrena dacica PÁLFY
Cyrena solitaria
Crassatella macrodonta Sow.
Natica klipsteini MÜLL.
Nerinea buchi
Cerithium sp.
Cerithium kochi PÁLFY.
Pyrgulifera bökki PÁLFY.
Pyrgulifera pichieri MÜLL.

În acest orizont cu *Actaeonella* am putut stabili opt nivele (nu trei cum constatașe PÁLFY), ultimul fiind situat în apropierea masivului cristalin al Miglii, care se înalță ca o insulă în aceste formațiuni sedimentare (fig. 2).

La E de Săsciori, pe V. Cacoviței, se pot urmări trei din cele opt nivale, în care am putut determina următoarele forme:

- Omphalia conica* ZK.
Omphalia coquandiana ZK.
Natica klipsteini MÜLL.
Glauconia obvoluta SCHLOT.

Pe P. Lenderului, situat la cca 2 km N de Săsciori, apar patru din cele opt nivele, în care am putut deasemenea determina următoarele fosile:

- Cyrena dacica* PÁLFY
Leda complanata PÁLFY
Actaeonella gigantea Sow.
Natica klipsteini MÜLL.
Natica alkenyerensis PÁLFY
Natica transylvanica PÁLFY
Natica sp. indet.
Nerita goldfussi KEST.
Omphalia kefersteini Sow.

La Sebeșel, în Dealul Gurgulelui Mic, apar două din ultimele nivele de pe Zapodia Săsciorului, ele ieșind la zi chiar în drumul ce duce pe coama acestui deal. Materialul fosilifer din acest punct este foarte alterat.

Aici am găsit și determinat:

- Ostrea* sp. (fragmente)
Modiola aequalis MÜNST. ?
Modiola flagellata
Leda complanata PÁLFY
Cyrena dacica PÁLFY
Cardium ottoi GÜMBEL.
Natica klipsteini MÜLL.



Partea superioară a acestor strate o formează un pachet puternic de gresii calcaroase, exploatate la Sebeșel, Săsciori și Cacovița. Aceste gresii cuprind și ele fosile. La Cacovița, în cariera de piatră, am putut determina:

- Trochosmilia transitoria* PRATZ.
- Cyclolites elliptica* LAM.
- Micraster cortestudinarium* GOLDF.
- Vola quadricostata* Sow.
- Pinna cretacea*
- Trigonia scabra* GOLDF.
- Crassatella macrodonta* ZITT.
- Inoceramus cripsi* MANT.
- Pachydiscus neubergicus* HAUER

Întreg pachetul de depozite cretacice din această regiune are o direcție E-W și cădere spre N.

Din studiul acestei regiuni putem trage următoarele concluzii:

Baza formațiunilor senoniene o avem în regiunea Pianuri, unde apare orizontul cu *Inoceramus cripsi* și formele amintite, iar spre Săsciori se continuă orizontul cu *Actaeonella*.

Comparând această faună cu fauna din regiunile învecinate, constatăm că formațiunile cretacic-superioare aparțin Senonianului superior și anume Maestrichtianului

— I. VIEHMANN. — Contribuțiuni la cunoașterea cronologiei formațiunilor stratigrafice după observațiile făcute în peșteră Cioclovina¹⁾.

— D. COMAN. — Descrierea unei capre negre și a unui bizon găsiți în ghețarul de la Scărișoara¹⁾.

— MIHAI ȘERBAN, DAN COMAN și IOSIF VIEHMANN. — Peșterile mai importante din Masivul Bihariei (Munții Apuseni)²⁾.

Şedința din 20 mai 1952

Președinte: Dr. E. GASIMIR.

— FL. POPEA. — Contribuțiuni la prospecțiunea geochemicală a cuprului și zincului³⁾.

— M. CHIRIAC. — Petrografia și paleontologia Cretacicului din Dobrogea de Sud⁴⁾.

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție pînă la data imprimării volumului.

²⁾ Se va publica în altă parte.

³⁾ Lucrarea a apărut în *St. Techn. și Econ.* Seria B. nr. 36.

⁴⁾ Va apărea mai tîrziu.



Sedintă din 23 mai 1952

Președinte: Dr. E. CASIMIR.

— S. LUPAN. — **Extracția hidrometalurgică a manganului din rodonite și minereuri de mangan sărace¹⁾.**

— V. MANILICI. — **Cercetări petrografice și geologice în regiunea Rîul Doamnei — Rîul Cernat.**

În anul 1949 am fost delegat de Inst. Geol. al Academiei R.P.R. de a continua studiul Carpaților meridionali început la 1946, în extremitatea lor nord-estică. Scopul acestor cercetări era urmărirea spre W a faciesurilor metamorfice de la Poiana Mărului — Șinca Nouă, studiate de O. SCHMIDT²⁾ și de mine³⁾; apoi paraleлизarea cu formațiunile descrise de prof. Șt. GHİKA⁴⁾ pe V. Oltului. În același timp se punea problema extinderii spre W a complexului filonian mesozoic, bine reprezentat la N de Piatra Craiului.

După indicațiile prof. G. MURGEANU, am cercetat regiunea de la W de Ezer situată pe cursul mijlociu al Rîului Doamnei, cuprinzând și întregul bazin al Rîului Cernat, în care se înglobează atât formațiuni din Cristalinul Făgărașului cît și din cel de Leaota. Aceste două serii cristaline au format obiectul mai multor lucrări de detaliu și sinteză, majoritatea cercetătorilor considerindu-le diferite.

Astfel M. REINHARD⁵⁾, studiind cele două serii cristalofiliene ce corespund la diferite grade de metamorfism, le paralelizează cu cele două grupe ale lui L. MRAZEC.

Între aceste două serii autorul admite o dislocație tectonică confirmată și de I. POPESCU-VOITEȘTI⁶⁾ în colaborare cu L. MRAZEC.

O. SCHMIDT⁷⁾ separă la N de Piatra Craiului patru grupe de sisturi cristaline dintre care primul cuprinde micașisturile feldspatizate reprezentând Seria de Leaota, iar celealte trei (Seria de Holba, Ciuta și Strîmba), Cristalinul Făgărașului.

¹⁾ Lucrarea a apărut în *St. Techn. și Econ.* Seria B. Nr. 36.

²⁾ O. SCHMIDT. Cercetări geologice în ramificațiunile nord-estice ale Munților Făgărașului. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XV (1926—1927). București, 1943.

³⁾ V. MANILICI. Studiu petrografic al rocelor eruptive mesozoice din regiunea Poiana Mărului — Șinca Nouă — Brașov. Manuscris. Va apărea mai târziu.

⁴⁾ Șt. GHİKA. Considérations géologiques et pétrographiques sur la mine d'or de Valea lui Stan. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXII (1933—1934). București, 1938.

⁵⁾ M. REINHARD. Der Coziagneiszug in den rumänischen Karpathen. București, 1906.

— Sisturile cristaline din Munții Făgărașului, clima română. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV (1910). București, 1911.

— Universaldrehtischmethode. Basel, 1933.

⁶⁾ I. POPESCU-VOITEȘTI Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression gétique. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, Fasc. 1. București, 1909.

⁷⁾ O. SCHMIDT. *Op. cit.* (Cercetări geologice...).



Ca și predecesorii săi, SCHMIDT menține raportul tectonic dintre Cristalinul Făgărașului și cel de Leaota, idee la care se atașează și N. ONCESCU (comunicare verbală).

A. STRECKEISEN¹⁾, în lucrarea sa asupra tectonicii Carpaților meridionali consideră trei grupuri cristaline: Gr. I de Leaota, Gr. II al Făgărașului și Gr. III, Gnaisul de Cozia. Între Grupul de Leaota și cel al Făgărașului, el menține ideea unei linii de dislocație, semnalând, însă, faptul că între ele ar exista uneori treceri continui, neputindu-i atribui deci acestei linii de dislocație o importanță fundamentală, mai ales că raporturile dintre ele nu sunt pe deplin cunoscute. De altfel, chiar O. SCHMIDT și JEKELIUS²⁾ nu-i atribuie în partea de E decit o semnificație locală.

În cercetările pe care le-am făcut împreună cu prof. D. GIUȘCĂ în regiunea Poiana Mărului, am remarcat treceri insensibile între gnaisele oculare injectate în Seria de Holbav, pe de o parte, și paragnaisele biotitice granatifere, pe de altă parte, atât în sectorul nordic cât și în cel sudic. Rocele componente ale Seriei de Holbav, paragnaisele și micașisturile sunt destul de asemănătoare pe toată întinderea lor, cu singura deosebire că cele din sectorul sudic gnaiselor oculare, au un caracter mai albitic, plagioclazul conținând în medie 8% An pe cind în cel nordic, 15–25 % An.

Explorarea regiunii R. Doamnei, situată la limita dintre Grupul I și II al lui MRAZEC³⁾, aduce noi date asupra rocelor cristalofiliene care o alcătuiesc și asupra extinderii filoanelor eruptive semnalate de REINHARD⁴⁾. Deoarece suprafața este destul de limitată, concluziile noastre nu s-ar putea generaliza decit cu oarecare rezerve, urmând ca viitoarele cercetări amănunte executate pe întindere mai mare să poată lămuri pe deplin extinderea faciesurilor metamorfice, a complexului filonian eruptiv și mai ales problemele tectonice.

Roce metamorfice

Totalitatea rocelor metamorfice care se întâlnesc în regiunea R. Doamnei – Cernat formează două zone distincte:

a) Zona micașisturilor ce acoperă sectorul meridional la S de creasta dintre Muntele Ezer – Păpău – Muntele Șetu;

b) Zona paragnaiselor ce include injecții puternice de gnaisuri oculare, urmărită la N de această creastă.

¹⁾ A. STRECKEISEN. Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI (1931). București, 1934.

²⁾ E. JEKELIUS. Das Gebirge von Brașov. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIX, București 1938.

³⁾ L. MRAZEC. Essai d'une classification des roches cristallines dans la zone centrale des Carpathes roumaines. *Arch. sc. phys. nat. Genève.* III, 1897. *Bul. Soc. de Științe.* București, 1897.

⁴⁾ M. REINHARD. *Op. cit. (Der Coziagnejiszug...).*



Întregul complex are direcția SW—NE pînă la E—W, iar înclinarea de 40°—75°S. Seria micașisturilor apare deci ca o serie superioară seriei paragnaiselor, între ele observîndu-se treceri gradate.

Fundamentul Cristalin suportă în partea sud-vestică formațiuni eocene, reprezentate printr-un orizont inferior de conglomerate ce aflorează la confluența dintre R. Cernat și R. Doamnei, peste care stau gresii, apoi șisturi menilitice, bine deschise, pe cursul inferior al Izvorului lui Bogdan. Aceste formațiuni, studiate de prof. G. MURGEANU¹⁾, se urmăresc spre Curmătura Bahnei și Bahna Rusului, avînd direcția N 70° E și înclinarea sudică de 20°—25°.

a) **Zona micașisturilor** ocupă partea meridională a regiunii, urmărită de pe flancul nordic al crestei jalonate de înălțimile Ezerul—Groapele—Păpăuł—Şetu, iar spre S, pînă la Curmătura Bahnei—Muntele Năpărteanu și Izv. Caprei, affluent al Rîului Bratia. Limita ei nordică corespunde aproximativ cu obîrșia izvoarelor Groapele, Baciului, Mioarelor, Brebănułui și Grosului, înregistrîndu-se treceri gradate spre paragnaise; cea sudică este mai slab definită, unele profile arătînd treceri nesimtite spre șisturi sericito-cloritoase ce par a căpăta o dezvoltare mai mare, pe măsură ce înaintăm spre Cindești.

Roca reprezentativă este șistul granatifer în care predomină intercalăriile cu porfiroblaste de albă, subordonat gnaisse albîtice, gnaisse oculare, amfibolite cu epidot, șisturi cloritoase sau sericito-cloritoase deasemeni granatifere. După planele de sistozitate, roca are de regulă aspect mătăsos pronunțat, iar cristalinitatea apare evidentă.

1. *Micașisturile* de culoare verzuie datorită conținutului cloritos, au nuanță argintie sau negricioasă după variația conținutului de muscovit sau biotit. Cu ochiul liber sau cu lupa se recunosc lesne porfiroblaste aciculare de turmalină, atingînd uneori 2 cm lungime, orientate paralel cu sistozitatea, albă proaspăt în cristale rotunjite de 1—2 mm și almandin roșcat, de regulă subordonat albîtului. Foarte rar porfiroblastele de almandin ating 5 mm chiar în șisturi cloritoase.

Analiza microscopică scoate în evidență variații destul de importante în compoziția mineralologică, cît și în cristalinitate, fapt ce reiese din analiza planimetrică:

| | Frecvența liniară | Mărimea cristalelor |
|---------------------|-------------------|---------------------|
| Quarț | 30—68 % | 0,05—0,7 mm |
| Albit | 0—8 % | 0,1—0,7 mm |
| Muscovit | 15—47 % | 0,1—1,0 mm |
| Biotit | 0—10 % | 0,1—0,1 mm |
| Granat | 1—5 % | 0,1—1,0 mm |
| Clorit | 0—7 % | 0,05—0,2 mm |
| Accesorii | 1—2% | 0,03—0,5 mm |

¹⁾ G. MURGEANU. Recherches géologiques dans V. Doamnei et V. Vîlsanului. C. R. Inst. Géol. Roum. Vol. XXVI (1937—1938). București, 1941.

Structura variază deasemeni după compoziție, între granolepidoblastică și lepidogranoblastică¹⁾, în ambele cazuri având un caracter porfiric destul de accentuat.

Cuarțul recristalizat formează un mozaic neomogen căruia î se asociază uneori și albitul. Pe totată întinderea suprafetei cercetate, el prezintă extincția rulantă foarte pronunțată, dind uneori impresia unui sistem maclat polisintetic. Albitul cu 5–8% An, adeseori maclat după legea Karlsbad sau albit, se dezvoltă în porfiroblaste ușor alungite în direcția sistozitatii prin curbarea lamelelor micacee, înglobind granule de cuarț, granat, magnetit, lamele de muscovit sau biotit. Cuarțul inclus are aspectul unor picături fine, uneori destul de capricios repartizat, lasă impresia celui vernicular, în timp ce almandinul, miclele și magnetitul sunt idio-blaste.

În zona de trecere spre paragnaise, porfiroblastele albice conțin incluziuni din ce în ce mai rare, caracterul lor fiind ceva mai calcic. Pe de altă parte, el prezintă o tendință mai puternică de idiomorfism, dobândind un contur poliedric, ceea ce nu se observă decât foarte rar în celelalte micașisturi. Pachetele de muscovit și biotit se curbează în jurul porfiroblastelor elipsoidale de albit sub forma unor aureole.

După A. HARKER²⁾, formarea porfiroblastelor de albit este caracteristică zonei biotitului, metamorfismul efectuindu-se la adâncime apreciabilă căreia îi corespunde o temperatură destul de ridicată.

Biotitul ca și granatul sunt frecvent cloritizate; în interiorul pseudomorfozelor cloritoase se pot recunoaște deseori resturi nealterate ale mineralelor primare. Se pare că roca inițială corespunzând după parageneza biotit – granat unui metamorfism mesozonal, a fost supusă ulterior unor condiții de metamorfism retrograd, care au favorizat dezvoltarea cloritului. Nodulele cloritoase în interiorul cărora se recunosc resturi de granat ne dovedesc cu prisosință acest fapt. Uneori, pot fi urmărite și stadiile succesive ale acestor transformări de la mineralele nealterate, în care cloritul se dezvoltă treptat, după sisteme de crăpături sau după clivaj, la biotit.

2. Gnäise albice. Pe coborîșul de pe creasta dintre Păpău și Groapele spre stîna Păpău aflorează pe o porțiune restrînsă un gnais albitic, zaharoid-albicios, alcătuit din cuarț (57%), albit, în proporție de 38%, muscovit, biotit, sericit, și clorit, în proporție de 4%, la care se adaugă ceva granat (1%). Albitul conține foarte frecvent incluziuni de cuarț rotunjît, muscovit sau biotit, având uneori tendință de a se dezvolta în porfiroblaste.

Intercalații mai importante de gnäise albice granatifere întlnim pe cursul inferior al Pîriului Roatelor, cursul superior al Riușorului și R. Bratca. Ca înfățișare roca este mai grăunțoasă decât un micașist, iar la microscop se distinge printre-o

¹⁾ POLOVINKINA Iu. Ir., EHORVA E. N., ANIKEEVA N. F., KOMAROVA A. E.: Structuri hornică porod. Tom I și II. 1948.

²⁾ A. HARKER. Metamorphismus. London, 1932.



structură granoblastică tipică. Mineralogic ea se definește prin parageneza cuarț (30–60%), albit (25–65%) cu 10% An, la care se asociază, în cantități variabile, muscovit, biotit parțial cloritizat și granat. O separare a acestor roce pe hartă nu este posibilă, întrucât între acestea și micașisturi se observă treceri continui.

Sisturile sericito-cloritoase ce definesc Seria de Leaota, capătă o dezvoltare mai însemnată spre S; în sectorul cercetat, ele fiind cu totul sporadice. Termeni de trecere între aceste roce tipic epizonale și paragnaise par să tocmai micașisturile granatifere, descoperite cu porfiroblaste de albit și gnaise albitice descrise.

3. Amfibolite cu epidot apar ca intercalațiuni slabe pe cursul superior al Izvorului lui Bogdan, la SW de Muntele Șeju și pe cursul superior al Râului Bratia. Roca de culoare verde închisă, având o sistozitate pronunțată, este alcătuită din hornblendă verde (60%) asociată cu epidot (22%), reprezentat prin varietățile α și β , zoizit, clinozoozit larg cristalizat uneori maclat polisintetic după (010), și oligoclaz-andezin (30% An) ce participă cu 16%, sfen 2%. Structura roci este nemato-blastică, sau ușor granoblastică.

Roce asemănătoare cu epidot au fost descrise de N. GHERASI¹⁾ în regiunea Muntelui Borescu, aparținând deasemeni unei serii mesozonale.

b) Zona paragnaiselor. Paragnaisele ocupă cea mai mare parte a regiunii urmărindu-se de la obârșia Izv. Mioarelor, Brebănu lui, Baciului, Refeniciilor pe la N de Ezer, pînă la cursul mijlociu al Văilor: Rea și Brătila. În comparație cu zona precedentă aceasta este mult mai neomogenă, datorită numeroaselor intercalațiuni de gnaise oculară, amfibolite, sisturi amfibolice, micașisturi uneori cu staurolit și disten, pegmatite, fiind brăzdată totodată de filoane eruptive bazice. Spre S de la această zonă se trece pe nesimțite la micașisturi cu porfiroblaste de albit, iar spre N de sectorul cercetat, locul paragnaiselor pare să fie ocupat de micașisturi.

Trecerile de la diferențele intercalații, ca paragnaise de o parte, și micașisturi, amfibolite sau gnaise de injecție pe de altă parte, se fac de cele mai multe ori treptat prin tipuri intermediare. Alteori, însă, intercalațiile au dimensiuni atât de reduse încât separarea lor pe hartă nu este posibilă. Repartiția lor este de altfel destul de capricioasă. Cristalinitatea crește de la sud spre nord, atingînd valori maxime la micașisturile cu staurolit și disten ce aflorează pe cursul superior al Râului Cernat. În zona intercalațiilor de gnaise de injecție, ea se păstrează aproape constantă, înregistrindu-se pe alocuri unele variații, ca la confluența dintre Valea Rea și Rîul Doamnei, unde se intilnesc micașisturi foarte fine cu aspect grezos.

Pe cursul mijlociu al Văii Sulelor ca și pe Pirul lui Teacă se întlnesc slabe zone de zdrobire; acestea, însă, nu au decît o importanță locală. Megascopic, roca poate fi confundată cu un cuarțit, însă la microscop este ușor de văzut că sintem în față unui gnais parțial milonitizat.

¹⁾ N. GHERASI. Étude géologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Tarcu. An. Inst. Geol. Rom. Vol. XVIII. București, 1937.

M. REINHARD¹⁾, L. MRAZEC, I. POPESCU-VOITESTI²⁾ și STRECKEISEN A.³⁾ consideră un raport tectonic între Cristalinul Făgărașului și cel de Leaota. Una din preocupările principale în sectorul studiat a fost și aceea de a urmări importanța acestei liniilor, dar mai ales natura petrografică a rocelor din cele două sectoare ale sale.

Cercetarea amănunțită a tuturor rocelor atât din interiorul zonei de injecție cât și pe flancurile sale, arată că suntem în prezență aceleiași serii metamorfice. Compoziția lor mineralologică și frecvența componentelor este foarte asemănătoare, iar determinarea felspatului plagioclaz, care intră în componența paragnaiselor prin metoda Fedorov-Nichitin, conduce la același rezultat. Peste tot el este reprezentat printr-un oligoclaz cu 15–20% An.

Rocele reprezentative ale acestei zone sunt: paragnaise, gnaise amfibolice, micașisturi, amfibolite, sisturi amfibolice, gnaise oculare și pegmatite.

1. *Paragnaisele*, destul de variate ca aspect, au sistozitatea pronunțată, rar masive localizate pe zonele de zdrobire. Ele se caracterizează prin lipsa feldspatului potasic. Culoarea lor variază între cenușie închisă, uneori verzuie, datorită prezenței cloritului, pînă la albicioasă-argintie, după preponderența biotitului sau a muscovitului.

La microscop se relevă o importantă variație a componentelor, după cum se vede din tabloul următor:

| | Frecvența liniară | Dimensiunile cristalelor |
|----------------------|-------------------|--------------------------|
| Cuarț | 15–59 % | 0,05–2 mm |
| Plagioclaz | 20–78 % | 0,05–1,5 mm |
| Biotit | 5–26 % | 0,05–1 mm |
| Muscovit | 0–14 % | 0,4–1 mm |
| Granat | 0–3 % | 0,5–1 mm |
| Clorit | 0–1 % | 0,05–0,5 mm |
| Accesorii | 0–1 % | 0,02–0,5 mm |

Structura granoblastică ce definește roca trece într-o grano-lepidoblastică pe măsură ce crește conținutul în mice, iar dezvoltarea feldspatului îi imprimă uneori un caracter porfiroblastic.

Cuarțul în granule are extincție rulantă foarte accentuată, dind uneori impresia unui sistem maclat polisintetic, iar în zonele de zdrobire el este fin măcinat împreună cu feldspatul plagioclaz. Fenomene asemănătoare au fost descrise de R. STAUB⁴⁾ în granitele din Bernina. Oligoclazul conținând 15–20% An formează de obicei componenta principală a roci, maclat după legea albit, periclin sau complex albit —

¹⁾ M. REINHARD. *Op. cit.* (Der Coziagneiszug..).

²⁾ I. POPESCU-VOITESTI *Op. cit.* (Contribution..).

³⁾ A. STRECKEISEN *Op. cit.* (Sur la tectonique..).

⁴⁾ R. STAUB. Über granitische und monzonitische Gesteine im Berninagebirge. Zürich, 1915.



Karlsbad. Structuri zonare nu se observă decât foarte rar, învelișul periferic fiind ceva mai bazic. De obicei în zona de trecere spre seria micașisturilor cu porfiroblaste de albit, oligoclazul dobindește din ce în ce un caracter mai albitic, trecind într-un albit-oligoclaz ce devine totodată mai neomogen prin includerea numeroaselor cristale de muscovit, cuarț sau biotit.

Un caracter albitic destul de pronunțat îl prezintă și feldspatul paragnaiselor din zonele de zdrobire, datorită procesului de decalcificare în urma căruia s-au format granule de epidot ce îmbibă roca. În același timp în zonele de milonitzare se observă insinuarea soluțiunilor alcaline care au depus feldspatul potasic maclat deseori ca microclin, iar acesta la rîndul său este pseudomorfozat ulterior de albit care îl brăzdează sub forma unor vinișoare subțiri înlocuindu-l treptat. Lipsa totală a feldspatului potasic cît și a unor asemenea pseudomorfoze în paragnaisele ce nu prezintă urme de acțiuni tectonice, arată că punerea în loc a soluțiunilor alcaline este legată de mișcările orogene.

Biotitul aproape uniax cu pleocroismul obișnuit ($n_g =$ brun-roșcat, $n_p =$ gălbui-brun pal) ce conține frecvențe incluziuni de zircon înconjurate de aureole pleocroice, este des pseudomorfozat de pennin. Muscovitul subordonat biotitului este rar singurul reprezentat micaceu. Almandinul este foarte rar vizibil cu ochiul liber, iar dintre mineralele accesoriei mai frecvent este apatitul care inclus în biotit se înconjoară uneori cu slabe aureole policroice. Zirconul, ilmenitul și magnetitul sunt subordonate.

Mineralele secundare: sericitul, cloritul, epidotul și sfenul însoțesc de regulă zonele de injecție, respectiv cele de zdrobire.

La Izv. Stinii, un affluent al Rîului Cernat, se întâlnesc slabe intercalații grafitoase provenite din metamorfozarea substanțelor cărbunoase de origină sedimentară.

2. *Gnaisele amfibolice* aflorează pe Rîul Doamnei între Izv. Cerbului, gura Pîrului lui Teacă și Izvorului Cheii, apoi pe cursul inferior al Izvorului Stinii. Roca este de culoare cenușie închisă, cu nuanță verde, datorită conținutului de hornblendă verde. Pe Rîul Doamnei ele înglobează intercalații lenticulare, de natură cuarțoasă, impregnate cu mineralizație pirotoasă sau cu calcopirită, ce se observă de altfel și în restul rorei.

La microscop, în secțiune transversală pe șistozitate se constată o alternanță de strate biotitice și amfibolice. Roca este mai biotică decât gnaisul obișnuit, iar oligoclazul, componenta principală, este în același timp mai bazic. Conținutul său în anortit este de 28–30%, corespunzând unui oligoclaz-andezit. Hornblendă verde ($c: n_g = 18^\circ$) reprezintă aproximativ 6% pe cînd granatul abia 2%. Dintre mineralele accesoriei predomină ilmenitul scheletic urmat de epidot și zircon.

După compoziția sa mineralologică ca și după poziția ei față de amfibolite și paragnaise biotitice, roca poate fi considerată ca un tip intermediar cu toate că frec-



vență ilmenitului și a celorlalte componente accesoriai ar pleda pentru originea eruptivă¹⁾.

3. *Micașisturile* formează intercalațiuni reduse în seria paragnaiselor, distinându-se prin sătozitate foarte pronunțată. Ca și paragnaisele ele se caracterizează prin parageneza biotit-almandin indicind un metamorfism mesozonal.

Roca este alcătuită preponderent din cuarț (49–60%), biotit (20–25%), muscovit (1–14%), plagioclaz cu 15%, în proporție de 0–10%, granat, clorit (0–1%) și accesoriai ca: apatit, zircon, rutil, magnetit sau grafit în proporție subunitară. Granatul include obișnuit cuarț, feldspat, rar mice, iar biotitul cu pleocroismul său normal include zircon sau rutil ce formează o țesătură aciculară fină sub forma unei rețele hexagonale. Între micașisturi și paragnaise există tipuri de trecere în care proporția de oligoclaz cu 15–18% An variază între 10–12% din masa roei.

Pe cursul superior al Râului Cernat la obârșia Pîrîului Preoteselor ca și pe Izvorul Gruișorului, aflorează micașisturi cu almandin, staurolit și disten. Aceleasi roce se întâlnesc pe creasta de la SE de Muntele Malița, urmărindu-se apoi spre Muntele Gruișor. Roca are cristalinitatea foarte pronunțată, deosebindu-se de celelalte prin dimensiunile porfiroblastelor de almandin și staurolit, dar mai ales prin compoziția sa mineralologică: cuarț 4%, muscovit 29%, biotit 24%, almandin 25%, staurolit 13%, disten 3% și minerale opace 2%.

Asemenea roce au fost întâlnite în regiunea Poiana Mărului (P. lui Vodă, affluent al Pîrîului Poiana Mărului și pe un affluent al Pîrîului Masa Mare, însă numai cu totul sporadic. Zona micașisturilor cu staurolit și disten capătă o dezvoltare mai importantă la W de Rîul Doamnei, făcind parte din «zona micașisturilor cu granăți de Măgura Ciînenilor» descrisă de Șt. Ghîka²⁾, ale cărei minerale caracteristice sunt granatul, staurolitul și distenul.

Urmărirea spre E și W a acestei zone ar procura noi date asupra extinderii faciesurilor petrografice în Munții Făgărașului; se pare, însă, că ea capătă o dezvoltare mai importantă în partea sa vestică.

4. *Amfibolitele* apar sub forma unor intercalațiuni destul de puternice atât în micașisturi cât și în paragnaise. După compoziția lor mineralologică, respectând clasificarea lui Escola³⁾, deosebim:

- a) Amfibolite cu plagioclaz conținând în proporție variabilă biotit și granat, și
- b) Sisturi amfibolice granatifere cu sau fără biotit.

Amfibolitele biotitice sunt cele mai răspîndite avind sătozitatea pronunțată și textura rubanată, lăsînd să se distingă alternanțe biotitice și amfibolice. Prin

¹⁾ G. MANOLESCU. Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, București, 1937.

²⁾ Șt. GHÎKA. Les Carpates méridionales centrales (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XX. București, 1940.

³⁾ P. ESCOLA. Die metamorphen Gesteine. 1939.



studiu microscopic se identifică: plagioclaz, în proporție de 33—44% reprezentat printr-un andezit cu 34—37% An, hornblendă verde (35—46%), biotit brun-roșcat (5—15%) la care se adaugă cantități reduse de granat, sfen (1—6%), clorit și minerale accesori, ca: apatit, ilmenit, rutil, zircon, etc. Unele varietăți cuarțifere (7—20%) formează tipuri de trecere spre sisturi amfibolice, în timp ce altele se apropiu după natura mineralelor componente cît și prin proporțiile lor, de ortoamfibolitele plagioclazice, descrise de G. PALIUC¹⁾ în Munții Parângului, aparținând Cristalinului de Lotru. După forma lor de zăcămînt ele par a fi datorite metamorfozării unor intercalații marnoase.

Puterea de creștere a granatului imprimă roci o structură porfiroblastică.

Pe Valea Cernatului, în tot cursul său superior, se întlnesc sub formă de blocuri, amfibolite faneritice în care mărimea cristalelor depășesc uneori chiar 1 cm alcătuite din hornblendă verde (70%), plagioclaz (23%) și sfen (7%). La microscop roca prezintă concreșteri porfiroblastice, iar plagioclazul apare complet sausurizat. După caracterul său structural, această rocă prezintă oarecare asemănări cu un ortoamfibolit; necunoscindu-i însă forma de zăcămînt, nu se poate preciza raportul său cu celelalte roci ale complexului.

5. *Sisturile amfibolice* se întlnesc în sectorul nordic al intercalațiunilor de gnais oculare la obîrșia Rîului Cernat, Valea Stinii și pe Drăghina Mare. Macroscopic roca nu poate fi deosebită de un amfibolit propriu-zis; alte ori, poate fi confundată cu o rocă eruptivă avînd textura masivă. La microscop ea prezintă structură granoblastică, fiind alcătuită din hornblendă verde, intens pleocroică (n_g = albastru-verzui, n_m = verde, n_p = galben-verzui) cuarț-granat, ceva plagioclaz, uneori biotit, minerale opace, apatit, sfen, etc. Hornblenda verde în porfiroblaste are structură porfiroblastică, extincția sa fiind mai mare decât a celei din restul amfibolelor (c: n_g = 24°). Aceeași tendință de dezvoltare porfiroblastică o manifestă și granatul, înglobînd celelalte componente.

6. *Pegmatitele* apar ca intercalații slabe în seria paragnaiselor pe cursul superior al Rîului Cernat, asociindu-se micașisturilor cu granat, staurolit și disten. Ele sunt alcătuite dintr-un plagioclaz cu 16% An ușor sericitizat, cuarț și muscovit, larg cristalizate conținînd inclusiuni de zircon. În contact cu roca înconjurătoare ele produc o sericitizare a feldspatului pararocei și cloritizarea biotitului.

7. *Gnaisele oculare*. Gnaisele oculare de tip Cumpăna se întlnesc în regiune, sub formă unor intercalații puternice în zona paragnaiselor, pe o lărgime de aproximativ 10 km. Ele fac parte din marea zonă ce se urmărește de la Valea lui Stan, pe la Robești-Cumpăna pînă la extremitatea nord-estică a catenei Făgărașului

¹⁾ G. PALIUC. Étude géologique et pétrographique du massif de Parâng et des Munții Cimpia. An. Inst. Geol. Rom. Vol. XVIII. București, 1937.



și au fost descrise de M. REINHARD¹⁾, A. STRECKEISEN²⁾, SCHMIDT³⁾, ȘT. GHİKA⁴⁾ și subsemnatul.

Voi insista numai asupra legăturii acestor roce de injecție cu pararocele înconjurătoare și asupra fenomenului de contact ce-l produc. Intercalații mai slabe ca întindere și mai rare se întâlnesc în zona meridională a micașisturilor la obârșia Izv. Grosului, Riușor și pe Valea Cernatului, un affluent al Rîului Bratia.

Înfățișarea gnaiselor de injecție din regiunea Rîului Doamnei nu diferă de cele descrise la N de Piatra Craiului, fiind formate din ochiuri lenticulare de microclin de cîțiva centimetri, alte ori din aggregate cuarțo-feldspatice albe sau roz. După M. REINHARD, această compoziție a ochiurilor ar corespunde mai curind unui Gnaiss de Cozia decit celui de Cumpăna, lipsit de granule de microclin. De altfel autorul citează gnais de tip Cozia la sud-vest de Muntele Ezer (Colții Cremenei). Cum însă aceste gnais se deosebesc esențial de cele din restul regiunii și nici de cele de la Poiana Mărului, se pare că între aceste două tipuri de gnais de injecție n-ar exista o deosebire petrografică esențială, mai ales că în interiorul intercalatiunilor sale, textura roci este uneori liniară, alte ori glandulară.

ȘT. GHİKA⁵⁾, studiind aceste două tipuri de roce ajunge deasemeni la concluzia că în ambele cazuri, fenomenul de injecții ca și natura roci este aceeași, deosebindu-se doar prin amploarea și extinderea lor.

Între micașisturi și paragnaise, pe de o parte, și gnais oculare, pe de altă parte, există treceri continui încit limitele dintre ele sănătate greu de stabilit. Studiul microscopic al numeroaselor secțiuni arată o creștere treptată a conținutului de microclin în aceste zone de trecere pe măsură ce ne apropiem de termenul de injecție. Microclinul își face loc printre componente pararocei, alteleori, însă, el le înlocuiește pe cale metasomatică⁶⁾.

Atât în gnaisele oculare cât și în cele cu textură liniară se poate distinge materialul *para* de cel *ortho*. Însinuarea soluțiunilor cuarțo-feldspatice a determinat deseoară sericitizare a feldspațiilor plagioclazi și cloritizare a componentelor melanocrate, fenomen ce apare foarte evident în interiorul și în imediata apropiere a zonelor de injecție. În timp ce materialul *para* apare de regulă alterat, cel injectat abia

¹⁾ M. REINHARD. *Op. cit.* (Der Cozianeszug ..).

— *Op. cit.* (Sisturile cristaline ..).

²⁾ A. STRECKEISEN. *Op. cit.* (Sur la tectonique ..).

³⁾ O. SCHMIDT. *Op. cit.* (Cercetări geologice ..).

⁴⁾ ȘT. GHİKA. *Op. cit.* (Considérations ..).

— *Op. cit.* (Les Carpathes ..).

— Les plagioclases farcis et la métablastèse des grano-gneis. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXI, București, 1941.

— Métamorphites et pégmatites dans les Carpathes Méridionales. *Bul. Soc. Rom. Geol.* 1942.

⁵⁾ — *Op. cit.* (Les Carpathes ..).

⁶⁾ Lucrările V. I. Petrografia. Vol. I, 1947.



rezintă o slabă turbureală observată la cristalele de albit. Raportul dintre ele ajunge cel mult la valoarea 2:1.

Referitor la evoluția fenomenelor de injecție se constată din studiul microscopic o variație a naturii soluțiunilor. Într-un stadiu inițial se observă o substituire progresivă a para-oligoclazului prin microclin, fenomen ce evoluează fie din interiorul, fie din exteriorul cristalelor.

În această fază se dezvoltă cristalele lenticulare de microclin sau microclin-micropertit ce formează ochiuri de 1–5 cm, uneori chiar de 10 cm. Alteori, aceste ochiuri sunt formate din agregate de cuarț și microclin.

Ulterior, urmează o invadare a rocei consolidate de către soluțiunile sodice și sodo-calcice canalizate pe marginea cristalelor de microclin, urmând un al doilea proces metasomatic de înlocuire a microclinului prin feldspati plagioclazi. Surplusul de SiO_2 rezultat se individualizează în interiorul cristalelor de neoformătie sub formă de cuarț vernicular denumit myrmechit. Modul de apariție a myrmechitului în apropierea ochiurilor de microclin confirmă punctul de vedere al lui F. BECKE¹⁾, care-l consideră produs de reacție între feldspat potasic și un feldspat plagioclaz. La aceeași concluzie ajunge și SEDERHOLM²⁾ împreună cu alții autori.

În sfîrșit ca ultim termen al procesului de diferențiere vin soluțiuni cuarțoase purtând slabe urme de sulfuri, cărora li se datorează ivirile lenticulare cuarțoase impregnate cu pirită și calcopirită. Ele par a avea aceeași origine ca și mineralizările de pe Valea lui Stan³⁾. Aluviunile aurifere de la Cindești⁴⁾ ca și din alte părți provin desigur din dezagregarea acestor lentile cuarțoase a căror legătură genetică cu gnaisele oculare este indisutabilă.

Roce eruptive

Roce eruptive bazice au fost semnalate pentru prima oară în Munții Făgărașului de către F. v. HAUER și G. STACHE⁵⁾, apoi de REINHARD⁶⁾ și O. SCHMIDT⁷⁾. Sistemul filonian din Cristalinul Făgărașului are o dezvoltare importantă în extremitatea sa nord-estică pe care l-am studiat anterior.

Urmărind răspindirea rocelor eruptive în regiunea Poiana-Mărului—Șinca Nouă, am remarcat faptul că la W de Văile Poiana Mărului—Șinca, filoanele sienitice, bostonitice și camptonitice devin din ce în ce mai rare, locul lor fiind ocupat de cele diabazice. Cercetările din regiunea R. Doamnei, confirmă această constatare întrucât nu am întlnit roce sienitice, nici aplitice. Dintre rocele melanocrate,

¹⁾ F. BECKE. Über Myrmekit TMRM 1908, Bd. XXVII, pag. 377.

²⁾ J. J. SEDERHOLM. On synantectic minerals. 1916.

³⁾ N. PETRULIAN. Le gisement aurifère de la Valea lui Stan. An. Inst. Geol. Rom. Vol. XVII. București, 1936.

⁴⁾ L. MRAZEC. Curs general de minerale și roce. București, 1938.

⁵⁾ F. HAUER und STACHE G. Geologie Siebenbürgens. Landeskunde. Wien, 1863.

⁶⁾ M. REINHARD. Op. cit. (Der Coziagniezszug...).

⁷⁾ O. SCHMIDT. Op. cit. (Cercetări geologice...).

ivirile diabazice sunt cele mai răspîndite, iar dintre cele schizolitice, nu am întîlnit decît două filoane camptonitice și două de serpentină. Cu toate că nu am găsit decît un număr restrins de iviri diabazice în loc, ele par a fi mult mai numeroase, judecînd după frecvența materialului rulat.

Aceste iviri sunt localizate în zona gnaiselor; în zona micașisturilor cu porfiroblaste de albit, am întîlnit un singur filon de serpentină la obîrșia Rîului Bratia.

După compoziția mineralologică și după structura rocei, am identificat: diabaze porfirice cu biotit, diabaze porfirice cu hornblendă, porfire diabazice uralitizate, camptonite și serpentine.

1. *Diabazele porfirice cu biotit* se întîlnesc mai des în partea de W a regiunii, pe R. Cernat. Roca, de culoare cenușiu-închisă, lasă să se recunoască cu ochiul liber cristale de feldspat plagioclaz, de 3 mm lungime, augit și pirită în cuiburi sau cristale izolate, dispersate în toată masa ei. Greutatea specifică este de 2,93.

Examenul microscopic scoate în evidență structura ofitică sau diabaz-grăun-țoasă, caracterul porfiric fiind în genere foarte slab. Mărimea cristalelor din pastă este cuprinsă între 0,04–0,8 mm.

Frecvența liniară a componentelor rocei este următoarea:

| | Pastă | Fenocristale |
|-------------------------------|---------|--------------|
| Feldspat plagioclaz | 52–61% | 6–11 % |
| Augit | 19–31 % | 3–5 |
| Biotit | 2–7 % | — |
| Minerale opace | 7–8 % | — |
| Clorit | 4–6 % | — |
| Apatit | 0–1 % | — |
| Calcit, cuarț | 0–1 % | — |

Feldspatul plagioclaz, un labrador cu 57% An proaspăt sau ușor sericitizat formează stînghi îdiomorfice maclate polisintetic după legea Albit sau Albit-Karlsbad. Structuri zonare se observă mai cu seamă la fenocristale, conținutul de anortit variind între 50–65%. Fenomenul de sericitizare afectează în măsură egală atît zonele periferice cît și cele centrale. Uneori el este invadat în mase cloritoase, fiind complet înlocuit.

Augitul xenomorf, foarte rar îdiomorf este incolor sau ușor roz, datorită conținutului titanifer și include frecvențe minerale opace, mai rar plagioclaz sau biotit. El pare a fi mai rezistent la cloritizare decît biotitul care-l însoțește sub forma unor lamele fine, puternic pleocroice (n_g = brun-măsliniu, n_p = brun-gălbui), deseori pseudomorfozat de pennin cu tentă de polarizație albastru-violacee caracteristică. Acest mineral de neoformăție se asociază uneori cu calcit și cuarț (îdiomorf), formind cuiburi elipsoidale pe care le înconjoară sub formă de aureole.

2. *Diabazele amfibolice sau proterobaze* sunt mai răspîndite decît cele biotitice, întîlnindu-se pe V. Plăișorului, Izv. Stinii, Drăghina Mare, V. Zirna și pe R. Doamnei



sub formă de material rulat, mai rar în filoane. Macroscopic, roca nu se deosebește de celelalte, cîteodată însă conține cuiburi verzi-gălbui de prehnit cu dispoziție radiară. Unele varietăți sint fin grăunțoase încît nu se poate recunoaște cu ochiul liber nici una din componente roci. Greutatea specifică este de 3,04.

La microscop structura roci apare diabaz grăunțoasă sau ofitică, caracterul porfiric fiind mai slab decît la varietățile biotitice. Participarea componentelor este următoarea:

| | Pastă | Fenocristale |
|-------------------------------|---------|--------------|
| Feldspat plagioclaz | 48–55 % | 0–4 % |
| Augit | 16–25 | 0–10 % |
| Hornblendă | 3–12 | — |
| Minerale opace | 9–11 | — |
| Clorit | 8–8 | — |
| Apatit | 0–1 | — |
| Caclit, cuarț | 0–2 | — |
| Prehnit | 0–1 | — |

În comparație cu cele biotitice, diabazele amfibolitice se prezintă într-un stadiu de alterație mai avansat. Felspatul plagioclaz, corespondator unui labrador cu 67% An, se întâlnește în stare proaspătă, numai cu totul excepțional; de regulă, el este sericitizat sau decalcificat. În acest din urmă caz, produsul final este un albău cu 7% An însoțit de epidot în concrețiuni fine. Structura zonară este pusă în evidență de dispoziția zonelor de alterație.

Augitul este elementul cel mai rezistent la alterație. În fenocristale, el se prezintă în prizme idiomorfe pe cînd în pastă mulează feldspatul plagioclaz și numai excepțional apare idiomorf. Obișnuit el este maclat polisintetic după (100), iar structura în ceas de nisip este deasemeni obișnuită atât în fenocristale cât și în pastă. Variația titanifere se disting printr-o structură zonară foarte pronunțată, avînd marginile colorate în roz sau violaceu, deosebindu-se și printr-un unghi de extincție ceva mai mare. Ele includ frecvent hornblendă, minerale opace, apatit în cristale aciculare sau feldspat. Unghiul de extincție variază între 48–52°.

Augitul și hornblenda apar deoseori intim asociate, ambele prezintând o vădită tendință de idiomorfism. Hornblenda, o varietate brună ($c: n_g = 20–24^\circ$), apare deosebit inclusă în augit. Prin alterație ea trece într-o verde ce și păstrează poziția indicatricei, iar într-un stadiu mai înaintat, în agregate grăunțoase ce invadă roca.

Apatitul formează cristale aciculare ce străbat toate componente roci, atingînd uneori 5 mm lungime. Cuarțul și calcitul apar asociate în cuiburi lenticulare sau neregulate, însoțind epidotul și prehnitul. Toate aceste minerale de parageneză secundară se dătoresc foarte probabil unui proces de autometamorfism.

3. *Porfirele diabazice.* Pe cursul inferior al Pirului Refenilor am întîlnit un filon de porfir diabazic uralitizat de 20 m grosime, avînd culoare verde închisă și mai grăunțos decît celelalte. Greutatea specifică este de 3,07.

La microscop roca se distinge printr-un caracter porfiric foarte pronunțat, fenocristalele de augit uralitizat formând peste 50% din masa ei. Uralitul fibros ce pseudomorfozează piroxenul are culoare verde, ușor policroic, fiind însoțit de abundente concrețiuni de sfen dispuse de obicei după direcția fibrelor. Uralitul polarizează în culori de ordinul II având extincția de 18° iar plagioclazul este aproape complet decalcificat și transformat în albit și epidot, alteori este invadat de mase cloritoase. Biotitul, în schimb, ce apare în cantitate redusă, este nealterat.

4. *Camptonitele* sunt rare în regiune, fiind întâlnite numai în două filoane dintre care unul, pe Izv. Drăghina Mare, iar altul, pe P. Roșu. Roca este de culoare neagră, microcristalină compactă, neputindu-se recunoaște cu ochiul liber nici unul din componente sale; în stare alterată, este de culoare deschisă și impregnată cu cristale fine de pirită.

La microscop se caracterizează printr-o structură panidiomorf-grăunțoasă, înărimea cristalelor fiind cuprinsă între 0,06—0,5 mm. Componentele rocei, în ordinea participării lor, sunt următoarele:

| | |
|-------------------------------|------|
| Feldspat plagioclaz | 64 % |
| Barchevichit | 14 % |
| Augit | 5 % |
| Minerale opace | 3% |
| Calcit | 4% |
| Clorit, sfen | 10% |

După compozitia mineralogică cît și după frecvența componentelor, această rocă poate fi paralelizată cu camptonitele cu barchevichit și augit de la Poiana Mărului, deosebindu-se printr-un singur timp de cristalizare.

Feldspatul plagioclaz (labrador cu 65% An), ce apare parțial sericitizat, se prezintă sub forma unor stinjhi foarte alungite având raportul dimensiunilor 9:1.

Barchevichitul apare în cristale foarte alungite (8:1—12:1) cu pleocroismul caracteristic, are $c:n_g = 13^\circ$ iar augitul titanifer în prisme scurte (2:1), maclat după (101), este în parte cloritzat; în pseudomorfozele sale identificindu-se clorit, calcit și sfen.

Filonul de pe P. Roșu se află într-un stadiu de alterare foarte avansat, recunoașterea putindu-se face numai după pseudomorfozele mineralelor primare.

5. *Serpentinele* de culoare verzuie închisă, au fost întâlnite numai în două filoane: unul, în zona paragnaiselor pe Izv. Malița, iar altul, pe cursul superior al Râului Bratia, în zona micașisturilor cu porfiroblaste de albit. Roca constă dintr-o masă de antigorit care-i imprimă caracterul structural — în ochiuri — crisotil și minerale opace sub formă de cuiburi neregulate sau vinișoare subțiri ce alternează cu lamelele de antigorit. Nu se recunoaște nici unul din mineralele primare. Este posibil ca aceste filoane să aparțină unor erupții mai vechi decât cele precedente.



Concluzii

Din cercetarea regiunii R. Doamnei—R. Cernat rezultă următoarele:

Rocele cristalofiliene cele mai răspândite aparțin la două tipuri distințe: paragnaise, care ocupă partea de N a crestei Muntele Ezerul—Muntele Șeu și micașisturi, conținând frecvente intercalări cu porfiroblaste de albit ce se urmăresc în partea de S a acestei creste. Între aceste două tipuri există termeni de trecere a căror compoziție variază între cele două extreme, fapt ce confirmă presupunerea lui STRECKEISEN¹⁾, referitoare la raporturile dintre Cristalinul Făgărașului și cel de Leaota. Direcția generală a șistozității este SW—NE, inclinarea variind între 40°—75° S. Seria micașisturilor apare, deci, superioară seriei paragnaiselor.

Cum între aceste două serii nu există nici un deranjament tectonic, se pare că sintem în prezență aciliași complex sedimentar metamorfozat în care variază numai compoziția chimică globală a sedimentelor.

După parageneza almandin — staurolit — disten care definește micașisturile de pe cursul superior al Râului Cernat, sintem în prezență limitei dintre zona almandinului și zona staurolit-disten a lui HARKER²⁾ ce poate fi paralelizată cu zona de « Măgura Ciinenilor » studiată de Șt. GHINKA³⁾. Acest facies pare să fie slab reprezentat la E de R. Doamnei.

Totalitatea rocelor din restul regiunii se caracterizează prin prezența biotitului asociat cu almandin; ele aparțin deci zonei biotit-granat. În sectorul meridional care înglobează atât zona micașisturilor cât și o parte a zonei paragnaiselor, ambele minerale tipomorfe sunt pseudomorfozate de clorit. Aceste roce poartă un caracter diaforetic distinct fără să poată fi atribuit zonei propriu-zise a cloritului, mai ales că « zona biotitului » poate să înglobeze și faciesuri cu porfiroblaste de albit.

Existența tuturor tipurilor de trecere între paragnaise, micașisturi și amfibolite din zona paragnaiselor ca și între cele două zone principale, arată o variație continuă a naturii complexului sedimentar metamorfozat.

Fenomenul de injectie a gnaiselor oculare în paragnaise și micașisturi a determinat slabe fenomene de contact, ce se manifestă prin sericitizarea feldspațiilor plagioclazi și cloritizarea biotitului pararocei. El a evoluat în sensul unei diferențieri a soluțiunilor alcaline de la cele potasice prin intermediul uneia calcosodice, terminându-se cu soluții silicioase încărcate cu sulfuri metalice, care nu ajung însă la amplierea unor concentrații rentabile. Aurul aluvionar al unor râuri ce traversă versantul sudic al Carpaților meridionali este legat genetic de intruziunile gnaiselor oculare.

Mentionăm că în sectorul R. Doamnei și la Poiana Mărului între intercalăriile gnaiselor oculare și roca-gazdă nu se remarcă nici o dislocație mai evidentă, cele de la obârșia P. Roșu, Sulelor și P. lui Teacă nu au decât o importanță strict locală.

¹⁾ A. STRECKEISEN. *Op. cit.* (Sur la tectonique...).

²⁾ A. HARKER. *Op. cit.* (Metamorphismus...).

³⁾ Șt. GHINKA. *Op. cit.* (Considérations...).



Rocele eruptive filoniene se găsesc intruse în paragnaise cu excepția unui singur filon de serpentină întlnit pe cursul superior al Râului Bratia, ce pare a fi diferit ca vîrstă în comparație cu celealte intruziuni.

Frecvența diabazelor și lipsa totală a sienitelor și bostonitelor, confirmă aria de răspindire observată la N de Piatra Craiului. Cum rocele melanocrate din sectorul cercetat se asemănă din punct de vedere petrografic cu cele de la Poiana Mărului, putem să le considerăm ca aparținând aceleiași faze de erupție, atribuindu-le deci vîrstă liasică.

— V. MANILICI. — Contribuții la cunoașterea rocelor intrusive din Masivul Făgărașului.

În lucrarea sa publicată la 1860, asupra munților din regiunea Bîrsei, MESCHENDORFER¹⁾ amintește de existența în regiunea Bîrsei Ferului, a unui masiv granodioritic ce străbate șisturile cristaline. Acest masiv, ușor sinusoidal și orientat aproximativ E-W, se urmărește pe o distanță de cca 9 km din cursul superior al Văii Șutilei, un affluent al Bîrsei Ferului de pe versantul nordic al Muntelui Ciuma, pe la S de Făgetul Alb, pe la obârșia Văii Lungi, un affluent al Pîriului Poiana Mărului pînă în D. Frasinului. Lărgimea sa nu depășește în genere 1 km.

Aflorimente de mai mică importanță se întlnesc pe malul stîng al Pîriului Vulcănița; ele reprezintă prelungirea aceluiași masiv pe sub D. Frasinului, apoi pe V. Răchiții și la S de Șinca-Nouă, la cîteva sute de metri de marginea comunei.

Apelor ce străbat masivul, ca V. Șutilei, V. Stinii, V. Bîrsei Ferului și V. Lungă, l-au erodat adinc, dînd posibilitatea urmăririi sale pe verticală. Astfel urcînd pe Bîrsa Ferului spre Poiana Marianului, se urmăresc diorite care formează simburele masivului, granodiorite și granite ce alcătuiesc învelișul său extern. Pe V. Șutilei, V. Stinii și V. Lungă, care au talvegul la un nivel mai ridicat, nu afloreză decît granodiorite.

Urmărind masivul în lungul său, pe creasta dintre V. Șutilei și V. Stinii cît și pe cea dintre V. Lungă și Bîrsa Ferului, nu se întlnesc decît granite. Apofizele granatice care aflorează în jurul masivului ies în evidență sub formă de stînci impresionante pe V. Bîrsei Ferului ca adevărate dyke-uri.

Toate aceste observații arată în acest masiv o distribuție zonară a rocelor componente, după cum arată profilul din fig. 1. Raporturile spațiale dintre cele trei tipuri de roce nu pot fi explicate decît printr-un proces de diferențiere în care cristalizarea și separarea gravitațională a cristalelor au jucat un rol hotărîtor. În sprijinul acestei presupuneri pledează și concentrarea componentelor feromagneziene, biotit, augit, hornblendă, cît și a plagioclazilor în părțile inferioare ale bazinului, în timp ce feldspații potasici și cei sodici ocupă partea sa superioară, ca o spumă.

¹⁾ MESCHENDORFER. Die Gebirgsarten des Burzenlandes. Program des evangelischen Gymnasiums zu Kronstadt. 1860.



Pentru o separare a componentelor feromagneziene de cele alcali-feldspatice pe o scară atât de importantă este nevoie de o fluiditate destul de pronunțată, ceea ce se confirmă, de altfel, prin apariția unor tipuri faneritice în care mărimea bobului atinge cîțiva mm.

O. SCHMIDT¹⁾ consideră acest masiv mai vechi decît filoanele schizolitice (sienite, bostonite, camptonite și diabaze) din acest sector. Această presupunere pare a corespunde cu realitatea, întrucît granitul apare deseori zdrobbit, fenomen ce progresează uneori

pînă la completa milonitizare a rocei. La filoanele intrusive nu s-a întîlnit niciodată astfel de manifestări tectonice decît cel mult fracturi cu ușoare deplasări.

Dată fiind prezența filoanelor eruptive în mărnele liasice și absența lor în celelalte formațiuni din Sinclinalul D. Codlei, vîrsta «masivului granodioritic de Birsa Ferului»

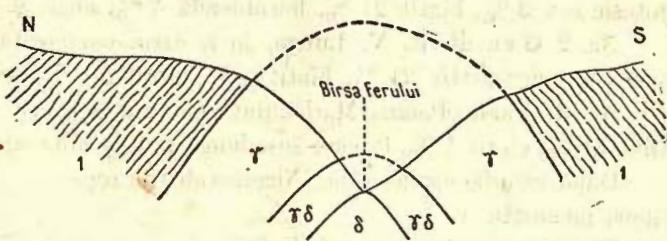


Fig. 1. — Profil transversal prin Masivul granodioritic de Birsa Ferului

δ = diorit; $\gamma\delta$ = granodiorit; γ , = granit.

deci ca ante-jurasică, sau chiar paleozoică.

Rocele acestui masiv au fost descrise pe larg într-o lucrare anterioară²⁾. Pentru a stabili însă relațiile chimice, care există între rocele constitutive ale masivului și pentru a susține ideea unei diferențieri magmatice, prezentăm mai jos trei analize chimice ale tipurilor reprezentative. Rezultatele lor explică atât observațiile de teren cît și pe cele microscopice.

| | nr. 1 | nr. 2 | nr. 3 |
|---------------------------------|---------|----------|---------|
| SiO_2 | 53,80 % | 63,96 % | 70,66 % |
| TiO_2 | 1,77 | 0,70 | 0,17 |
| Al_2O_3 | 18,20 | 17,36 | 15,24 |
| Fe_2O_3 | 3,41 | 1,83 | 1,40 |
| FeO_2 | 6,39 | 4,20 | 1,44 |
| MnO | 0,25 | 0,07 | 0,04 |
| MgO | 2,50 | 0,50 | 0,35 |
| CaO | 4,64 | 2,20 | 0,39 |
| Na_2O | 3,54 | 4,33 | 4,14 |
| K_2O | 2,68 | 2,82 | 4,54 |
| $+ \text{H}_2\text{O}$ (105°C) | 1,41 | 1,35 | 0,81 |
| $- \text{H}_2\text{O}$ (-105°C) | 0,12 | 0,12 | 0,10 |
| P_2O_5 | 0,51 | 0,16 | — |
| SO_2 | 0,53 | 0,58 | 0,28 |
| Total: | 99,75 % | 100,18 % | 99,56 % |

Analist: S. LUPAN.

¹⁾ O. SCHMIDT. Cercetări geologice în ramificațiunile nord-estice ale Munților Făgăraș. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XV (1926-1927). București, 1930.

²⁾ V. MANILICI. Studiul petrografic al rocelor eruptive din regiunea Poiana Mărului-Brașov. Manuscris. Va apărea mai tîrziu.

Valorile Niggli

| Proba nr. | <i>si</i> | <i>si'</i> | <i>al</i> | <i>fm</i> | <i>c</i> | <i>alk</i> | <i>k</i> | <i>mg</i> | <i>c/mf</i> | <i>qz</i> | <i>ti</i> | <i>p</i> |
|-----------|-----------|------------|-----------|-----------|----------|------------|----------|-----------|-------------|-----------|-----------|----------|
| 1 | 163 | 215 | 33 | 36 | 15 | 16 | 0,43 | 0,16 | 0,41 | -52 | 4 | 0,71 |
| 2 | 265 | 250 | 42 | 24 | 10 | 24 | 0,39 | 0,06 | 0,41 | +15 | 2 | 0,20 |
| 3 | 371 | 280 | 48 | 14 | 2 | 36 | 0,53 | 0,07 | 0,14 | +91 | 0,66 | - |

Nr. 1 Diorit, V. Birsa Ferului, alcătuit din: oligoclaz-andezin 66 %, feldspat potasic cca 2 %, biotit 21 %, hornblendă 4 %, augit 6 %, minerale opace 2 %.

Nr. 2 Granodiorit, V. Lungă, în a căruia compoziție intră oligoclaz 53 %, microclin-micropertit 21 %, biotit 4 %, clorit 3 %, cuarț 19 %.

Nr. 3 Granit, Poiana Marianului, conținând cuarț 28 %, microclin 30 %, albit 41 %, clorit 1 %, la care se adaugă puține minerale opace.

După valorile coeficienților Niggli, cele trei roce analizate aparțin următoarelor tipuri magmatice:

Dioritul aparține magmei dioritice deosebindu-se prin valori mai mari a lui *si*, *al*, *alk* și *k*; în timp ce valorile lui *c* și *c/mf* rămân inferioare.

Granodioritul aparține unei magme intermediare între magna granodioritică și cea leucotonalică, remarcindu-se un conținut mai ridicat în alcali și mai scăzut la *c* și *al*; diferența fiind mai pronunțată la *c*.

Granitul se încadrează între tipul de magmă natronengadinitică și trondhjemitică, și apare foarte apropiat de un granit biotitic din regiunea Jitomir¹⁾.

Toate aceste roce se caracterizează prin valori scăzute ale lui *c* și *mg*, în timp ce *alk* este mai ridicat în comparație cu tipurile corespunzătoare ale seriei alcali-calcice.

După cum rezultă din tabloul de mai sus *si* variază între 163 și 371, iar diferența *al-alk* este mare, fiind cuprinsă între 12—18, diferența caracteristică seriei pacifice. Cu toate că în secțiunile microscopicice la termenii acizi se observă o parțială albitezare, *k* are valoare apreciabilă, iar potasiul predomină asupra sodiului.

Diagrama ce exprimă raportul dintre SiO_2 și diferenți oxizi arată un mers regulat al curbelor de variație Al_2O_3 , Fe_2O , CaO , MgO , Na_2O , K_2O (fig. 2), iar diagrama de diferențiere după Niggli²⁾ reprezintă un tip aproape ideal al unei magme calco-alcaline asemănătoare diagramei de diferențiere al granitelor de Paring, studiate de G. PALIUC³⁾. Curbele de variație arată o aliură aproape rectilinie *al* și *alk* având o ușoară tendință de convergență, în timp ce *fm* și *c* prezintă o scădere aproape constantă. (fig. 3).

Diagrama de diferențiere a magmei granodioritice din cazul de față, prezintă un mers apropiat de aceea a diferențierii banatitelor din regiunea Ocna de Fer, între limitele de 250—320 pentru *si*⁴⁾.

¹⁾ V. I. LUCITCHI. Petrografia. T. II. Moscova, 1949.

²⁾ P. NIGGLI. Gestin-und Mineralprovinzen. Bd. I. 1925.

³⁾ G. PALIUC. Étude géologique et pétrographique du massif du Paring et de Munții Cimpii. An. Inst. Geol. Rom., Vol. XVIII. București, 1937.

⁴⁾ AL. CODARCEA. Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fer—Bocșa Montană. An. Inst. Geol. Rom. Vol. XV. 1930.



În ce privește mersul general, curbele de diferențiere se apropie mult ce cel al magmelor pacifice.

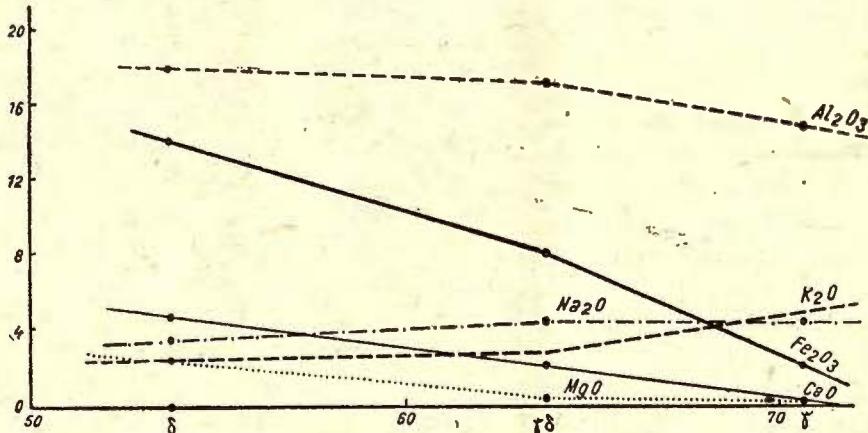


Fig. 2. — Variația conținuturilor de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O și MgO în funcție de SiO_2 .

Izofalia cade în regiunea cu $si = 175$, deci în domeniul corespunzător magmelor mediteraniene. Aceeași tendință se observă de altfel și în mersul general al curbelor de diferențiere.

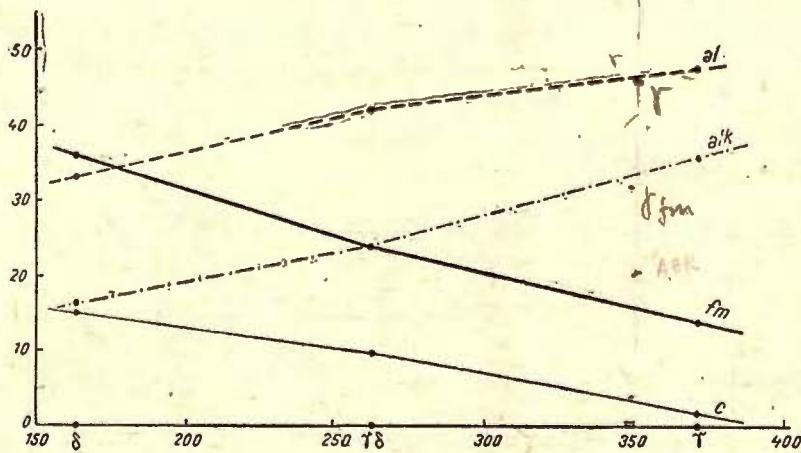


Fig. 3. — Diagrama de variație a lui al , alk , fm și c în funcție de si .

În sistemul de coordonate k/mg , punctele reprezentative ale rocelor masivului în cauză se proiectează la limita cîmpului pacific, avind o ușoară tendință atlantică (fig. 4). *Pescocul*

Indicele alcali-calcic are aceeași valoare (47) ca și cel obținut de diagrama de diferențiere a cîmpului filonian din această regiune¹⁾). După acest considerent

¹⁾ MANILICI V. Op. cit. (Studiul petrografic...).

rocele componente masivului granodioritic apar deci foarte alcătuite. Această apropiere ar pleda pentru o legătură genetică între acest masiv și sistemul filonian din regiunea Poiana Mărului, cu toate că vîrstă lui pare a fi mai veche.

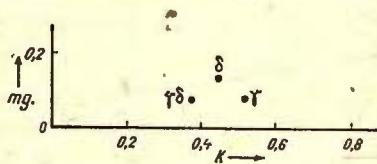


Fig. 4. — Proiecția rocelor masivului granodioritic în diagrama k/mg .

În triunghiul conținutului normativ în plagioclazi, feldspați alcalini și componente melanocrate după metoda Niggli, reiese deosebit de evident procesul de diferențiere. În ceea ce privește poziția punctelor reprezentative față de aria banatitelor, ele se plasează în dreapta lor, fiind deci mai sărăcate în componente melanocrate, și mai calcice.

În concluzie, atât observațiile de teren cât și rezultatele analizelor chimice, arată că în cazul «Masivului granodioritic de Bîrsa» suntem în fața unui proces clasic de diferențiere a unei magme granodioritice de tip pacific.

Acest proces se poate explica ușor admitând o separare gravitațională a unui amestec de 65% cristale de andezit, 20% biotit, 10% augit și hornblendă care prin acumulare în părțile inferioare ale bazinului au determinat un transport de Fe, Ca, Mg și K. Mineralele opace au jucat un rol secundar.

Atât poziția izofaliei cât și mersul general al curbelor de diferențiere arată o oarecare tendință mediteraneană.

— G. PITULESCU. — Analize de ape minerale din R.P.R.¹⁾

Şedința din 27 mai 1952

Președinte: Prof. M. G. FILIPESCU.

— MIRCEA SAVUL. — Cercetări asupra dezvoltării jaspurilor în Sinclinalul Marginal din Bucovina.

Informații asupra răspândirii jaspurilor în Bucovina le avem încă din vechile lucrări ale geologilor din secolul trecut. Astfel K. PAUL²⁾ a menționat că suvița de calcar dolomitice ce trece pe la W de localitatea Breaza și se continuă spre SE pînă la Rarău, conține în acoperiș o rocă roșie silicioasă, uneori ceva argiloasă

¹⁾ Lucrarea a apărut în *Studii Techn. și Econ.* Seria B, nr. 37.

²⁾ K. M. PAUL. Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. geol. R.-A.* p. 261—330. Wien, 1876.



sau calcaroasă, pe care minierii localnici o denumesc jasp. De acord cu acest diagnostic petrografic, K. PAUL intrebuiștează în studiul său asupra geologiei Bucovinei, denumirea de «zona de jaspuri».

Tot în lucrarea lui K. PAUL se menționează că la Dealul Cailor se găsesc deasemeni strate asemănătoare jaspurilor, în acoperișul cărora sunt suprapuse roce eruptive care au fost diagnosticate ca «melafire sărace în augit».

O altă sursă importantă de informații geologice asupra Bucovinei, o găsim în lucrarea lui BR. WALTER¹⁾ în care se amintește de jaspurile asociate calcarelor dolomitice.

Date mai noi în legătură cu Sinclinalul Marginal al Bucovinei găsim în lucrarea lui TH. KRÄUTNER²⁾ asupra regiunii Rarău și în nota geologilor D. PREDA și M. ILIE³⁾.

In privința geologiei și tectonicei în regiunea Sinclinalului Marginal din Bucovina se pot deosebi două concepții, din care una veche, care aparține lui K. PAUL și lui TH. KRÄUTNER, iar cealaltă a fost schițată de către D. PREDA și M. ILIE.

Flancul intern al Sinclinalului Marginal, are la bază Cristalinul, peste care urmează gresiile și conglomeratele (Verrucano) considerate de unii, de vîrstă permiană. I. ATANASIU⁴⁾ atribuie acestor strate, pe care le-a studiat în regiunea Tulgheș, vîrstă triasic-inferioară (Strate de Seiss). Deasupra urmează calcarele dolomitice triasice.

TH. KRÄUTNER consideră că în scara stratigrafică urmează în unele locuri gresii dure jurasice, uneori în transgresiune directă peste Cristalin, apoi stratele cu jasp de vîrstă callovian-oxfordiană și uneori calcare tithonice.

Cuveta Marginală este umplută cu sedimente din zona Flișului, Strate de Sinaia, Sisturi Negre (barremiene) și orizonturile marnoase, grezoase și conglomeratice ale Aptianului.

În Aptian se găsesc orizonturi cu klippe de calcare recifale mesozoice a căror poziție n-a putut fi lămurită de TH. KRÄUTNER. În harta geologică pe care a publicat-o TH. KRÄUTNER este reprezentată și o pînză, în mare parte continuă, intercalată în sedimentele aptiene, constituită din diabaze.

Partea principală prin care se deosebește concepția D. PREDA și M. ILIE, stă mai ales în ce privește umplutura Sinclinalului Marginal, care ar fi constituită din mai multe serii:

a) Seria Neagră, de vîrstă neocomiană, foarte heterogenă, conține sisturi negre, cuarțite negre, sisturi argiloase și grezoase roșii, ce formează o masă haotică

¹⁾ BR. WALTER. Die Erzlagerstätten der südlischen Bukowina. *Jahrb. d. geol. R.-A.* p. 343—426. Wien, 1876.

²⁾ TH. KRÄUTNER. Cercetări geologice în cuveta marginală mesozoică a Bucovinei, cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV. București, 1929.

³⁾ D. M. PREDA et M. ILIE, Nouvelles contributions à la géologie de la cuvette externe des Carpates de Bucovina. *C. R. Inst. Géol. Roum.* p. 51—67. T. XXIV. București.

⁴⁾ I. ATANASIU. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII. București, 1928.



în care sunt prinse blocuri și klippe de calcare triasice și jurasicice precum și klippe de diabaze. Ea constituie o imensă brecie tectonică, în care se găsesc și marile klippe de calcare jurasic-neocomiene, cum sunt aceleia ce formează Pietrele Doamnei și Piatra Zimbrului.

b) Cretacicul superior, poate și mijlociu, sub Facies de Gosau, deasemeni transformat în brecie, apare ca o formațiune mai nouă deasupra Seriei Negre.

După D. PREDA și M. ILIE, Seria Neagră și klippele sale provin dintr-o regiune occidentală îndepărtată.

Aceste două concepții deosebite asupra umpluturii Sinclinalului Marginal, au repercușiuni importante în ceea ce privește prospecțiunea stratelor cu jasp și a altor roce și minereale însoțitoare.

În concepția lui Th. KRÄUTNER, un astfel de afloriment ce apare cuprins de umplutura Cuvetei Marginale, ar trebui să se dezvolte sub formă de strat pe distanțe mari alături de roca conduceătoare; deci ne putem aștepta la rezerve însemnante. Din contra, după concepția D. PREDA și M. ILIE, ne așteptăm ca aflorimentul să fie local, în limitele dimensiunii klippei de care se găsește legat în mod genetic; deci rezervele vor fi cu totul limitate.

Din cercetările făcute pe teren se constată că, în cuprinsul Sinclinalului Marginal, jaspurile apar în trei feluri de formațiuni:

1. Jaspuri legate de dolomitele triasice;
2. Jaspuri legate de unele klippe calcaroase;
3. Jaspuri legate de klippele de diabaze.

Descriem mai jos răspindirea acestor jaspuri.

1. **Japsurile legate de dolomitele triasice**¹⁾. Stratul cu jasp și calcarul sau dolomitele de care sunt legate, au fost urmărite pe teren de la W de localitatea Breaza pînă la S de Rarău, în special pe aripa vestică a sinclinalului, care este descooperită, nefiind îngropată de către formațiunile Flișului.

Vom urmări dezvoltarea dolomitelor triasice cu jaspurile lor pe sectoarele aripei tăiate transversal de către R. Moldova, la Botoșul Brăneștilor și la Pojarita.

a) *Sectorul Breaza—Botoșul Brăneștilor.* La E de vîrful Muntelui Timpa, înținim dolomitul triasic formînd o șuviță cu lățimea de 150—400 m, ce se continuă pe direcția NW—SE. Între Muntele Timpa și Botoșul Brăneștilor, pe o distanță de cca 7 km; șuvița de dolomit este tăiată de cîteva falii transversale care îl provoacă deplasări laterale.

La baza aripei vestice a sinclinalului, se găsesc șisturi cristaline epizonale după care urmează Conglomerate de Verrucano, apoi calcare și dolomite triasice și deasupra lor, jaspuri roșii. La Poiana Făgetel este vizibilă orientarea stratelor de jasp, cu direcția N 25° W, incl. 47° E.

¹⁾ Rocele carbonatare triasice sunt constituite în cea mai mare parte din dolomite, mai puțin din calcare, iar termenii intermediari lipsesc.



Mai spre SE, jaspurile roșii nu mai sunt vizibile pînă la Botoșul Brăneștilor, fiind îngropate sub panta coluvială sau acoperite de umplutura cretacică a sinclinalului.

La Botoșul Brăneștilor, flancul intern este dedublat printr-o șuviță nouă de dolomite, care începe, la bază, cu Conglomerate de Verrucano, iar la acoperiș prezintă numai mici aparițiuni locale de jasp. Această fișie de dolomite prezintă și falieri longitudinale; din această cauză, în mijlocul ei, la locul unde este traversată de către R. Moldova, apare intercalată o îngustă șuviță de Conglomerate de Verrucano.

O altă fișie de calcare și dolomite triasice apare pe creasta Dealului Arșița Ploșniții și se continuă spre SE, pe partea stîngă a Rîului Moldova. După înclinarea lor, aceste strate constituiesc flancul invers (de est) al sinclinalului. Aici găsim la fel șisturi cristaline epizonale, la bază, după care urmează calcar sau dolomite și aceleași jaspuri roșii.

Cele două flancuri ale sinclinalului se apropiu spre SE, marciind o înălțare a axei.

Pozitia de flanc este evidențiată și de orientarea stratelor. Astfel la Arșița Ploșniții, șisturile cristaline au direcția N 49° W, incl. W 58° iar jaspurile din Valea Moldovei au direcția N 23° – 30° W, incl. W 30 – 53° .

Șisturile cristaline din baza dolomitelor de la Arșița Ploșniții, constituiesc o altă șuviță îngustă, de obicei, numai de cîțiva zeci de metri, dar a cărei lungime, cît am urmărit-o noi, întrece de 6 km. Spre estul acestor șisturi cristaline, apar roce cu caracterul Stratelor de Sinaia.

b) *Sectorul Botoșul Brăneștilor—Pojarita*. Începînd de la malul Rîului Moldova fișia de dolomite este dedublată astfel că ajunge la o lățime de cca 500 m. Mai spre SE fișia se îngustează, ajungînd la mai puțin de 200 m.

Conglomeratele de bază apar în mod constant, pe cînd stratele cu jasp sunt în cea mai mare parte, acoperite de masa de umplutură a sinclinalului, din care, uneori, mai străbate cîte o insulă de jasp. În felul acesta, la W de Piatra Fuscului această masă de umplutură acoperă pe toată lățimea atît stratele de jasp cît și dolomitele triasice, ajungînd să ia contact direct cu Cristalinul.

La S de Muntele Răchitiș, fișia de dolomite cu jaspuri este tăiată de o fâlie transversală, care o deplasează spre W, pe o distanță de peste 400 m.

Șuviță îngustă de șisturi cristaline de la E de Botoșul Brăneștilor dispare la W de Dealul Florea iar mai spre E, în locul Stratelor de Sinaia, apare Seria Neagră de umplutură a Sinclinalului Marginal. În acest loc apare și o mică klippă de diabaz. Pe Dealul Florea începe să apară gresia aptiană, iar la vîrf și Con-glomeratul de Muncel.

În partea de sus a Pîriului Robului (pe hartă P. Tunsului) se recunoaște ușor succesiunea: șisturi cristaline epizonale, Gnaiss de Rarău, strate de Conglomerate de Verrucano, dolomite, jaspuri și Seria Neagră.



Mai spre SE de falie, jaspurile însoțesc în mod permanent dolomitile triasice. Succesiunea se vede clar în P. Cailor unde formațiunea cu jasp apare chiar în talvegul apei.

La Bitca Poenilor în afara de faliile transversale care produc deplasări ale fișiei de dolomite, mai apare și o dedublare cu repetarea Cristalinului, Conglomeratului de Verrucano, dolomitului și a stratelor de jasp.

La Pojorita, dolomitele triasice au fost erodate și acoperite de aluviuurile Văii Moldovei. Deasupra unei mici terase inferioare se află o deschidere în care apar o serie de strate silicioase roșii, cu caracter de jasp, pe care T. KRÄUTNER le-a considerat că reprezintă orizontul bazal al Stratelor de Sinaia. În asociatie se găsesc strate silicioase de culoare verzuie și Seria Neagră.

c) *Sectorul Pojorita–Rarău*. În apropiere de Pojorita, jaspurile apar puțin vizibile pe teren, mai mult ca fragmente în terenul coluvial. Prezența continuă a stratelor de jasp pe dolomitele triasice, apare clar vizibilă mai spre S, în părțile superioare ale Văii Izvorul Alb. Drumul ce duce prin această vale înspre cabana Rarău, intersectează de mai multe ori stratele de jasp. Mai la S de locul denumit « La Săhăstrie » suvița stratelor de jasp este fragmentată și deplasată prin cîteva fali transversale și mai spre S, stratele capătă un caracter mai continuu, trecind pe la cabana Rarău, pînă la Bitca Runculeț de la S de Pietrele Doamnei.

În unele aflorimente de jasp ce apar chiar la marginea drumului, se evidențiază relația intimă ce există între acestea și dolomitele triasice. Sub stratele de jasp apar și calcare silicioase de culoare albă sau cenușie și apoi dolomite. Direcția stratelor de jasp variază între NNW–SSE și NW–SE, iar inclinarea între 24°–50° NE. Imediat spre estul stratelor de jasp începe Seria Neagră bogată în klippe.

D. PREDA și M. ILIE au arătat că jaspurile de pe dolomite nu sunt de vîrstă callovian-oxfordiană, așa cum le-a considerat T. KRÄUTNER, ci după poziția lor, trebuie considerate ca fiind de vîrstă triasic-superioră, așa cum fusese încă de mult timp determinate de K. PAUL.

Pe Creasta Bitca Runculeț, direct peste dolomitele triasice, apare jaspul roșu, cu direcția N 53°W și incl. 68°E. În capătul de E al crestei, jaspurile dispar și în locul lor apare o gresie fină cenușie, cu o coajă subțire brună pe suprafața de alterație, deci cu caracterele gresiei doggeriene. Această gresie este trecută în harta lui T. KRÄUTNER începînd din acest loc înspre SSE.

Jaspurile roșii au fost găsite în aceleasi poziții și în solzii cu dolomitele triasice ale aripei estice ale Sinclinalului Marginal.

Jaspurile de pe dolomitele triasice sunt roce stratificate ce se desfac în plăci paralele, de culoare roșie, cu nuanțe variabile. Unele jaspuri sunt mai dure, altele mai puțin, cînd pot lăsa o urmă roșie.

Masa fundamentală a jaspurilor este constituită dintr-un material pelitic silicos pînă la silico-argilos, pigmentat cu oxid feric, în care se găsesc rare particule de



cuarț și mică albă. În această masă sunt prinse în proporții variabile forme întregi sau fragmentate de Radiolari.

Uneori masa fundamentală are o textură orientată, în care minusculle foite de mică albă sunt dispuse conform stratificației. Formele elipsoidale de Radiolari se orientează și ele la fel.

Jaspurile de pe dolomitele triasice se caracterizează față de celelalte jaspuri prin faptul că posedă o faună bogată în indivizi, fiind constituite în cea mai mare parte din acumularea lor.

Formele cele mai frecvente aparțin genului *Cenosphaera*. Testurile acestora sunt în special vizibile cînd masa fundamentală pigmentată a pătruns în pori. Cavitatea acestor Radiolari este de obicei umplută cu calcedonie, uneori cu substanță bogată în pigment de oxid feric.

În jaspuri se mai găsesc forme de *Discoidea* și *Lithocampe*, mai puțin de *Rhopalastrum*, *Collodaria* și *Stichocapsa*. În unele roce, mai ales în acelea de culoare verzuie, sunt vizibile forme de spiculi globulari, rar tetraxoni.

Adesea jaspurile sunt încărcate cu calcită. Acest mineral substituie uneori formele de Radiolari numai parțial, de exemplu, testul iar cavitatea rămîne încărcată cu calcedonie; alteori, substituția merge mai departe pînă la întreaga formă.

2. Jaspurile legate de unele klippe de calcar. Una dintre klippele mari de calcar în a cărei constituție intră și strate de jasp, este Piatra Zimbrului de la Rarău.

Atât TH. KRÄUTNER cît și D. PREDA și M. ILIE au considerat Piatra Zimbrului ca o klippă constituită din calcare lithonic-neocomiene, avînd la bază strate de gresii doggeriene.

În partea de SE a klippei se găsesc pereti înalți. Klippa nu se mărginește numai la stînca mare, ci se continuă spre NE printr-o înșirare de stinci din ce în ce mai puțin înalte care se pierd în apropierea curmăturii dintre Muntele Rarău și Muntele Popii Rarăului. Klippa are forma unei lentile culcate.

La baza klippei se găsește o serie de strate silicioase, strîns și neregulat cutate. Aceste strate sunt mai bine descoperite în apropiere de curmătură și din ce în ce mai acoperite de grohotișuri înspre Piatra Zimbrului. Sub aceste grohotișuri ale stîncii Piatra Zimbrului, apar și fragmente de gresie, de culoare cenușiu-inchisă, cu coaja de alterație brun-inchisă, pe care SAVA ATHANASIU a determinat-o de vîrstă doggeriană.

Considerind că gresia are o poziție inferioară față de stratele silicioase, atunci, acestea din urmă, pot fi de vîrstă callovian-oxfordiană, aşa cum le-a apreciat TH. KRÄUTNER.

Stratele silicioase, în parte asociate cu calcare, sunt în marea lor majoritate de culoare cenușie. În partea lor inferioară aceste roce trec în jaspuri de culoare verde sau galben-brună, dar cu un aspect deosebit de al jaspurilor de pe calcarele triasice.



Roca din strătele superioare cu intercalațiuni de calcar, este constituită dintr-o masă fundamentală cu structura criptocristalină pînă la microcristalină ca produs de degelificare a opalului la care s-a adăogat o substituție parțială prin calcită. În această masă fundamentală se individualizează numeroase forme de Radiolari de genul *Cenosphaera*, cu testul calcifiat și interiorul umplut cu calcedonie, de obicei substituită parțial prin calcită.

În intercalațiunile lipsite de calcită, masa fundamentală criptocristalină este mai săracă în forme de Radiolari, care de data aceasta sunt total transformați în calcedonie.

În strătele inferioare se găsesc jaspuri de culoare galben-brună, avînd masa fundamentală cripto- pînă la microcristalină prin transformarea opalului în calcedonie. În masa rociei s-au produs cuiburi microcristaline de cuarț sau filonase, produse prin circulația soluțiunilor. În aceste aglomerațiuni, cuarțul apare limpede iar pigmentul de oxid ferică căpătat o repartizare neomogenă, fiind concentrat mai ales în spațiile libere dintre cristalii de cuarț. Prin unele crăpături posterioare s-a depus și calcită.

În masa fundamentală a acestor roce silicioase, prin recristalizare s-a produs o ștergere a formelor de Radiolari, unele cuiburi de cuarț cu contur circular fac să presupunem că în aceste locuri a avut loc o substituție a lor.

Masa calcarelor și a jaspurilor de la Piatra Zimbrului este acoperită transgresiv de către un conglomerat calcaros, în a cărui compoziție iau parte în mică măsură și alte roce, între care mai ales jaspuri de culoare neomogenă galben-brună, de tipul descris mai sus. Aceste conglomerate aparțin deci tot klippei Piatra Zimbrului.

Conglomerate asemănătoare, cu elemente din același jasp, apar și în alte părți ale Sinclinalului Marginal, de exemplu, în partea de sus a Văii Izvorul Alb, pe drumul care duce la cabană.

3. Klippele de roce eruptive și jaspurile legate de ele. În harta publicată de Th. KRÄUTNER sunt reprezentate pînze importante de roce diabazice, intercalate între strătele apărute ale Sinclinalului Marginal. În afară de aceste pînze se mai cunosc încă unele iviri sporadice de roce bazice și mai spre NW de Pojarita. Rocele acestea bazice sunt uneori însoțite de roce de culoare roșie, asemănătoare jaspurilor.

Începînd de la Breaza pînă la Rarău, noi am întîlnit mai multe iviri de roce bazice în cuprinsul Sinclinalului Marginal al Bucovinei.

a) *Serpentina de la NW de localitatea Breaza.* Pe creasta piciorului de deal numit « Pinet » cit și mai spre NW, în partea superioară a dealului, se găsesc mase de serpentină sub forma unor klippe în umplutura neocomiană a Sinclinalului Marginal.



b) *Roca diabazică din Dealul Florea.* La est de Dealul Florea, apare o mică klippă de diabaz cu diametrul de cîțiva metri, ce plutește în Seria Neagră. În vecinătatea blocului de diabaz s-au găsit și puține fragmente de jasp.

c) *Klippele de la Ciungi.* În partea superioară a Piriului Timonului, cam la 200 m spre N de dolomitele triasice, apare un bloc izolat de diabaz.

La vreo 500 m mai spre SW, se găsește o klippă cu mult mai mare de rocă bazică, însă constituită numai din brecie diabazică și lipsită de jasp.

d) *Klippa din Dealul Cailor.* La E de Dealul Cailor se află o klippă mai mare de lave diabazice, vizibilă pe o suprafață cu diametrele de cca 60×170 m. Această masă de rocă bazică a fost cunoscută atât de către K. PAUL cit și de către BR. WALTER. În studiu lui K. PAUL descrierea microscopică a acestei roce este făcută după DOELTER. Roca a fost denumită « melafir sărac în augit ».

Noi am găsit forme tipice de pillow-lava, bine dezgolite de către o tranșee ce se află în partea de SW a klippei. Formele elipsoidale au fost remarcate și descrise de către K. PAUL; dar, pe acea vreme, nu se bănuia că ele sunt produse în erupțiuni submarine. Loburile de lavă sunt atât de bine conservate, încît acest loc merită să constituie un punct de vizitare pentru excursiile de studii ce se fac în această regiune.

Între unele locuri se găsește prins direct și puțin jasp. La baza klippei se găsește în contact direct un strat gros de rocă roșie, cu caracterele jaspului.

Masa de diabaze și de jasp, constituie o singură klippă care, și de data aceasta, plutește fără rădăcină în masa de umplutură a Sinclinalului Marginal. În drumul ce urcă de la P. Cailor pînă la această klippă se poate identifica foarte bine Seria Neagră, mai ales prin concrețiunile de mangan ce îi sunt caracteristice.

În roca roșie, se găsesc strate opace de culoare roșie-brună și strate mai silicioase în care se păstrează formele sferice de *Cenosphaera*, cu testul și partea internă transformate în calcedonie, cîteodată chiar, în agregate de cuarț. Uneori, pigmentul se aglomerează în granule, cîteodată în forme sferice ce par a fi relictele de umplutură a unor forme de *Cenosphaera*.

Spre deosebire de jaspurile de pe dolomitele triasice, celelalte par să fie mai sărăce în indivizi și nu au decît forme de *Cenosphaera*.

Diabazul din klippă este afanianic, cu masa interstîțională complet cloritizată, astfel că nu se mai păstrează relicte de augit sau de sticlă bazică. Se găsesc pseudo-morfoze după olivină. Masa rociei este impregnată cu carbonați.

e) *Klippa din fundul Pojoritei.* Pe malul stîng al Piriului Pojorita, cam la altitudinea de 800 m, apare o klippă de diabaz asociat cu puțin jasp roș. În pîrul ce curge pe sub stîncă de diabaz se găsesc numeroase fragmente libere din același jasp. Mai la vale, în masa Seriei Negre cu concrețiuni de mangan, se mai întîlnesc cîteva blocuri de diabaze avînd la bază mici cantități de jaspuri roșii.

În harta lui Th. KRÄUTNER spre W de acest loc, este reprezentată o masă întinsă de diabaze, pe care, însă noi n-am întlnit-o.

În secțiune microscopică, unele fragmente din rocele roșii arată că sunt constituite dintr-o masă pelitică impregnată cu oxid feric, în care mici cuiburi de recristalizare a calcedoniei sau cuarțului, ar putea fi interpretate ca reprezentând forme de Radiolari sterse prin diageneză. Se găsesc totuși și fragmente de rocă, cu masa fundamentală pelitică, de culoare roșu-brună, aproape opacă, în care sunt aglomerate forme bine conservate de Radiolari, în majoritate de genul *Cenosphaera*, transformate în calcedonie, unele conținind și pigment feruginos. Apar deasemeni și forme de spiculi globulari. Prin crăpăturile rocei s-a depus calcedonită, clorit, uneori calcită sau materie opacă feruginoasă.

f) *Dealul Proașca*. La cca 600 m spre SE de virful Dealului Proașca se găsește o klippă de brecie diabazică, lipsită de forme de pillow-lava și fără vreun strat de jasp. Această klippă se găsește plasată pe șuvița de W a diabazelor trecute în harta lui Th. KRÄUTNER. În apropiere se găsesc și alte klippe de calcar.

g) *Valea Pîriul Sec*. Pe piciorul de deal ce scoboară spre S de Dealul Runcul, se găsește o masă mai importantă de brecie diabazică, lungă de cîteva sute de metri, cu direcția NW—SE. În această masă nu se întlnesc forme de curgere de lavă sau de pillow-lavă. În vecinătatea lor de-abia s-a putut găsi cîteva fragmente mici de jasp.

Continuarea spre SE a acestei mase, între P. Sec și P. Izvorul Alb, aşa cum este reprezentată în harta lui Th. KRÄUTNER, nu s-a putut stabili pe teren.

h) *P. Izvorul Alb*. O klippă de diabaze se întâlnește pe Valea Izvorul Alb, la locul unde șuvița estică de diabaze, trecută în harta lui Th. KRÄUTNER, este traversată de acest pîrîu.

Pe stîncă de diabaz ce apare la marginea drumului se găsește o crustă de rocă roșie cu aspect de jasp de 1–10 cm grosime. Masa fundamentală a acestei roce este criptocristalină, pigmentată cu pulbere de oxid feric. În această masă plutesc numeroase forme de *Cenosphaera*, cu cavitatea umplută cu cuarț sau parțial cu calcită. Mai rar apar spiculi monaxon.

O altă klippă de diabaz, apare la o distanță de cca 1 1/2 km în amonte.

A treia klippă de diabaz se găsește în partea superioară a Pîriului Izvorul Alb, mai jos de bifurcarea drumului între cabana Rarău și localitatea Chirilu. În această stîncă se recunosc forme de pillow-lava. Klippa de diabaz este lipsită de jasp.

i) *Piatra Zimbrului*. Pe cărarea turistică ce trece de deasupra stîncii Piatra Zimbrului se găsește o klippă de diabaz avînd în asociație și puțin jasp. O altă klippă de brecie diabazică se găsește în vale, spre SE de Piatra Zimbrului.



j) *Zona P. Izvorul Alb—E Vf. Rarău—Muntele Todirescul.* S-a căutat să se găsească și alte aflorimente de diabaz, după traseul cuprins între P. Izvorul Alb—Bitca lui Mindrilă—La Plopi—Muntele Todirescul deoarece prin aceste locuri este reprezentată în harta lui Th. KRÄUTNER, că trece o șuviță de diabaze.

S-au găsit klippe de brecii diabazice în apropiere de Bitca lui Mindrilă și la E de Vf. La Plopi. În acest din urmă loc klippa are dimensiunile 15×30 m. Spre E de Vf. La Plopi se găsesc și blocuri de jasp și de diabaz în vecinătatea unor conglomerate și a unor klippe de calcar.

La cca 400 m spre ESE de virful Muntelui Todirescul apare o altă klippă mică de diabaz asociată cu puțin jasp roșu.

Pe curmătura dintre Muntele Todirescu și Bitca, Rîpa Todirescul, apare o klippă de diabaz, cu diametrele de 10×7 m în associație cu puțin jasp. În jurul diabazului se găsesc alte klippe de calcar.

Acest jasp are o masă fundamentală pelitică, cu puține fragmente de cuart și mică albă, fragmente de Radiolari, dintre care se recunosc mai ales forme de *Cenosphaera*, cu cavitatea umplută cu opal în curs de degelificare.

Din cercetările făcute pe teren asupra aflorimentelor de diabaze, rezultă clar, că fișurile de diabaze trecute în harta lui Th. KRÄUTNER, nu corespund realității.

După harta lui Th. KRÄUTNER, ar reieși că diabazele constituiesc erupțiuni de vîrstă apțiană. Dacă luăm în considerare și faptul că noi am găsit la aceste diabaze forme de pillow-lava asociate uneori cu jaspuri, apoi brecii uneori cu ciment calcaros (Bitca lui Mindrilă) ar rezulta că în Apțian s-au produs erupțiuni submarine de diabaze, ce au fost însoțite de materiale piroclastice.

Cercetările noastre pe teren, însă, au confirmat constatăriile făcute de către D. PREDA și M. ILIE, anume, că diabazele apar în mase izolate și limitate, sub formă de klippe fără rădăcină, în același fel cum se întimplă și cu klippele de calcar din vecinătate.

S-ar putea ca altă observație a lui Th. KRÄUTNER să fie mai aproape de realitate, anume că aceste klippe se găsesc la anumite orizonturi. Prin această răspindire a klippelor s-ar justifica, în oarecare măsură, poziția de pînză continuă pe care a dat-o Th. KRÄUTNER în harta lui pentru ivirile de diabaze. În realitate nici această dispozitie nu ar fi riguros exactă, deoarece se întlnesc klippe de diabaze și în alte locuri.

În ce privește jaspurile asociate diabazelor, Th. KRÄUTNER afirmă că n-ar fi jaspuri, ci roce apțiene arse la contactul cu diabazele. Din examenul microscopic, însă, se vede că și aceste roce sunt formate prin diageneza unei roce pelitice ce conțineau Radiolari.

Legătura strânsă ce există între jaspuri și diabaze, apare ca o situație de așteptat, deoarece ea apare și în alte locuri. Amintesc astfel legătura genetică dintre

jaspuri și erupțiunile submarine de diabaze din Munții Drocei, pe care a descris-o de curind V. C. PAPIU¹⁾.

In Sinclinalul Marginal al Bucovinei se constată că jaspurile legate de rocele bazice sunt mai frecvente în cazul lavelor, și foarte puțin frecvente sau lipsesc în cazul breciilor diabazice.

În cuprinsul Sinclinalului Marginal al Bucovinei se disting trei serii deosebite de jaspuri, legate de dolomitele triasice, de klippele de calcare mesozoice și de klippele de diabaz.

— P. CIORNEI. — Cristalinul din Bazinul Ruscovei, Maramureș ²⁾.

— P. JEANRENAUD. — Geologia regiunii Vișeul de Jos — Leordina — Dragomirești.

Regiunea cercetată se găsește între V. Vișeului și V. Izei, în regiunea dintre localitățile Vișul de Jos, Leordina, Dragomirești—Cuhea și Săliștea de Jos.

Stratigrafia. În această regiune se găsesc dezvoltate depozite aparținând Oligocenului inferior și superior, Miocenului și Pliocenului.

Oligocenul este reprezentat prin cele două subdiviziuni ale sale, stabilite de ZAPPALOVIÇZ: Oligocenul inferior bituminos și Oligocenul superior sau complexul Gresiei de Borșa.

Oligocenul inferior este dezvoltat în facies de Fliș și este alcătuit din depozite marnoase și argiloase cu intercalații de gresii. Depozitele marnoase și argiloase sunt în cea mai mare parte bituminoase, caracter care le apropie de depozitele din Flișul Carpaților orientali.

În depozitele Oligocenului inferior se disting următoarele roce:

Şisturi disodilice de culoare neagră, desfăcindu-se în plăci subțiri.

Uneori, aceste șisturi sunt fine și foioase, avind pe fețele lor de stratificație eflorescențe galbene de sulfati. Șisturi argiloase de culoare brună și brun-cenușie; marne argiloase, în strate de cîțiva centimetri grosime, de culoare brun-cenușie, sau cenușie; marne calcaroase, de culoare neagră, bituminoase, degajind prin lovire un miros puternic de petrol. Prin alterație, aceste marne calcaroase devin albicioase. Sunt foarte asemănătoare cu marnele albe bituminoase din Oligocenul Carpaților orientali.

¹⁾ V. C. PAPIU. Contribuții la cunoașterea originii jaspurilor și zăcămintelor de mangan asociate cu diabazele din Masivul Drocea. *Bul. Acad. R. P. R. Seria Geol. etc. T. II, nr. 2. București 1950.*

— Asupra genezei jaspurilor și minereurilor de mangan din Masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. Acad. R. P. R. Seria Geol. etc. T. III, nr. 1. București, 1951.*

²⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție pînă la data imprimării volumului.



Marne calcaroase, dure, de culoare brun-cenușie în spărtură și gri-albăstrui pe fețele alterate. Prin lovire se sparg cu un zgomot sonor în plăcuțe.

Gresii subțiri, vinete, micacee, având 10–15 cm grosime, uneori ajungind pînă la 20 cm. Unele gresii sunt dure și compacte, iar altele, sunt mai moi, mai micacee și prezintă o structură curbicorticală. Acestea din urmă se desfac după fețe ondulate.

Gresiile prezintă pe fața inferioară numeroase hieroglife.

Oligocenul superior (Gresia de Borșa). Oligocenul superior este caracterizat prin puternica dezvoltare a gresiei denumită Gresia de Borșa. Gresia de Borșa este o rocă de culoare gri-vinătă bogată în mică albă. Uneori, bancurile de Gresie de Borșa sunt bine cimentate, alteleori mai moi, prezintând o structură curbicorticală. Se pot vedea cu ochiul liber numeroase resturi mici de Plante incarbonizate. Pe fața inferioară gresiile au hieroglife foarte dezvoltate, ajungind uneori la grosimi cît brațul. Prin alterare gresia capătă o culoare galben-brună și ajunge deseori la o grosime de cîțiva cm.

În deschideri, Gresia de Borșa apare deseori sub forma a 20–30 de bancuri, groase de 1–2 m, având între aceste bancuri, intercalării subțiri de marne argiloase, foioase, brun-cenușii, ruginite pe suprafață. Aceste intercalării argiloase sunt foarte bogate în resturi de Plante incarbonizate, formînd uneori strătulete subțiri de 1–2 cm de cărbuni.

Gresia de Borșa formează mai multe nivele, cu grosimi de 50–60 m, despărțite între dînsele prin depozite marno-calcaroase și marno-argiloase, identice cu acelea din Oligocenul inferior, având și intercalării de gresii mai subțiri.

Între nivelele de Gresie de Borșa apar foarte frecvent marne calcaroase bituminoase (marne albe bituminoase), care degajă miros de petroli prin lovire și intercalării lentiliforme de menilite brune. Faciesul bituminos bine dezvoltat în Oligocenul inferior, se menține deci, ca intercalării, și în Oligocenul superior.

Nivelele de Gresie de Borșa sunt bine vizibile spre gura afluenților de pe stînga Vișăului: Valea Preotesei, Valea Bradului, Valea Spinului, apoi în dreptul haltei Leordina, pe Valea Cremenesei și pe coasta de la Codrișorul (Sud Leordina).

Nivelele superioare ale Gresiei de Borșa, sunt deobicei mai grosiere, uneori chiar microconglomeratice.

Atât în Oligocenul inferior, cât și în cel superior, nu se pot face orizontări, deoarece lipsesc orizonturi sau nivele caracteristice.

Deschiderile sunt deasemeni insuficiente pentru a permite urmărirea diverselor nivele de Gresie de Borșa. Din aceeași cauză nici limita dintre Oligocenul inferior și cel superior (Gresia de Borșa), nu poate fi trasată decit cu aproximativ. Această limită începe, în N, în dreptul gurii Văii Bocicoel și trece spre SSW prin Vf. Rupturile, apoi prin Tarnița pînă în șoseaua Bocicoel — Cuhea, de unde se îndreaptă spre SW, mergînd paralel cu Valea Lutoasa (la NW de acastă vale).



Miocenul este reprezentat prin tufuri dacitice, gipsuri, marne și șisturi argiloase, gresii și microconglomerate.

Tufurile sunt dezvoltate la N de localitatea Dragomirești în D. Stejari, unde ocupă o suprafață mare. Grosimea lor atinge în această regiune 50—60 m. Ele se aşeză peste Oligocenul inferior și spre E sunt acoperite de aglomerate andezitice. Roca are o culoare albă, slab verzuie, este compactă, pură, spărgindu-se după fețe concoidale și este formată dintr-un material foarte fin. Este străbătută de foarte numeroase fisuri fine, cu direcții diferite. Prin lovire se sparge după aceste fisuri cu suprafețe de culoare roșu-brună, datorită hidroxizilor de fier.

La N de locul numit După Deal, tufurile ocupă o suprafață mică și conțin spre partea lor superioară cristale numeroase și mici de cuarț.

La N de localitatea Săliștea de Jos, tuful dacitic constituie D. Vf. Hotarului și se întinde spre N pînă în apropiere de Vf. Cetățelul. Spre W și spre N, tuful dacitic de aici este deasemeni acoperit de aglomeratele andezitice. Acest tuf este fin, ușor și de culoare verzuie.

Este probabil ca depozitele de tufuri dacitice din regiunea cercetată să reprezinte echivalentul Tufului de Dej din Bazinul Transilvaniei.

Depozitele miocene mai apar în cîteva puncte în regiunea cercetată și anume:

Pe coasta Stejari, la N de Dragomirești, se găsește o groapă de cîțiva metri în care apare gips. Acest gips se situează peste tuful dacitic.

La Dragomirești, în malul drept al Izei, la cîteva sute de metri, la S de confluența cu Valea Bradului, apare o deschidere pe o distanță de 200 m, în care apar marne argiloase vinete, compacte, avind intercalații de gresii vinete, micaferă, cu resturi de Plante încărbonizate. În aceste marne am găsit cîteva resturi indeterminate de Lamellibranchiate. Stratele au direcția NW—SE și inclinarea de 20° spre NE.

Pe P. Ursoiul, de la altitudinea de 540 m pînă la 580 m, apar șisturi argiloase, de culoare cenușiu-inchisă. Ele sunt acoperite de aglomeratele andezitice. Tot pe acest pîrfu, mai în amonte, la încrucișarea cu drumul care taie transversal această vale, la altitudinea de 510 m, se găsește o fintină cu apă foarte sărată, întrebuită de locuitorii din împrejurimi.

La N de localitatea Săliștea de Jos spre S de Vf. Hotarului, apare o serie de depozite constituită din bancuri de gresie și microconglomerate, în grosime de 0,50—1 m și marne argiloase cenușii, situate peste tuful dacitic.

Depozitele miocene din regiunea Dragomirești—Săliștea aparțin probabil Mediteraneanului II (Helvețian-Tortonian).

Pliocenul (aglomeratele andezitice). Pliocenul este reprezentat prin aglomerate andezitice care ocupă o suprafață întinsă între localitățile Săliștea de Jos—Dragomirești—Bocicoel. Ele alcătuiesc o serie de înălțimi, orientate E—W, care încep de la E de coasta Stejari, prelungindu-se pînă în Vf. Cetățelul (782 m).



În zona mediană, formată de aceste înălțimi, aglomeratele andezitice au grosimi mari dar atât pe versanții de N ai acestor înălțimi, acoperind Oligocenul, cît și pe versanții de S, spre Dragomirești—Săliștea, unde acopăr depozitele miocene, ele alcătuiesc o cuvertură subțire. Depozitele miocene argiloase de sub cuvertura andezitelor, au dat naștere, sub acțiunea apelor de precipitație infiltrate, la fenomene de alunecare care au antrenat și cuvertura de aglomerate andezitice. Pe coastele Fața Dealului și La Copăcel, începînd de la altitudinea de 560—580 m și pînă în Valea Izei, terenul prezintă ondulații de alunecare foarte accentuate.

Aglomeratele andezitice sunt constituite din blocuri de andezit, de dimensiuni diferite, cimentate printr-un material de cenușe și nisipuri vulcanice, de culoare cenușie și aspru la pipăit.

Blocurile de andezit ajung pînă la dimensiuni de mai mulți metri cubi. Cele mai multe blocuri sunt constituite din andezite de culoare cenușie, în care se văd cu ochiul liber cristale de feldspat și cristale subțiri și alungite de hornblendă. Aceste cristale au dimensiuni de 1—2 mm și sunt împlinătate într-o masă fundamentală cenușie. Mult mai rare sunt blocurile de andezit roșu, în care se văd deasemeni cristale albe de feldspat și cristale negre de hornblendă, de 1—2 mm, împlinătate într-o masă fundamentală de culoare roșie.

Aglomeratele andezitice acopăr depozitele oligocene și miocene. Precizuni cu privire la vîrstă lor nu se pot face, dar ele aparțin foarte probabil Pliocenului.

Terase. Atât pe Valea Vișeului, cît și pe Valea Izei se găsesc dezvoltate terase.

Pe Valea Vișăului se pot identifica: terase inferioare joase, la cîțiva metri de nivelul apei, o terasă inferioară, avînd o altitudine de 20—30 m față de terasa inferioară joasă și o terasă mijlocie, la 50—60 m deasupra terasei inferioare. Această terasă am găsit-o dezvoltată pe botul de deal dintre gura Văii Preoteasa și gura Văii Soare. Pe această terasă se găsesc pietrișuri cu elemente din Cristalin (mai ales cuarțite albe).

Pe Valea Izei sunt bine dezvoltate terasele inferioare, în regiunea localităților Săliștea de Jos, Dragomirești și Cuhea.

Tectonica. Depozitele Oligocenului inferior prezintă, în general, o direcție aproape N—S cu inclinări spre W, cuprinse între 30° și 50°. În partea de S a regiunii, între Cuhea și N Dragomirești, direcția stratelor suferă o inflexiune către SW.

În partea de E depozitele Oligocenului superior (Gresia de Borșa) prezintă deasemeni o direcție generală aproape N—S; spre partea de W a regiunii cercetate — din Valea Spinului spre W — direcția stratelor devine aproape NE—SW. Depozitele Oligocenului superior prezintă aceleași căderi spre W pînă în Valea Cremenescii, unde aceste depozite formează un sinclinal. Flancul de W al sinclinalului este însă foarte slab dezvoltat, (regiunea Fața Cremenesei), iar mai departe spre W, în coasta Codrișorul, Gresia de Borșa revine la înclinarea generală spre W. Între Fața Cremenescii și coasta Codrișorul există deci o falie cu direcția NE—SW.



Deoarece depozitele oligocene inferioare și superioare păstrează pe intervale mari aceeași inclinare generală spre W și deoarece este greu de admis că aceste depozite au o grosime atât de mare, trebuie să presupunem că avem aci un sistem izocinal, în care aceleași depozite se repetă prin falii longitudinale.

Din cauză că nu există în cuprinsul Oligocenului de aci nivele litologice caracteristice a căror repetare să poată fi identificată, nu se pot localiza, în regiunea cercetată, aceste linii tectonice.

- N. MACAROVICI. — **I. Tufurile andezitice meoțiene din raionul Bacău.**
- **2. Formarea zăcămintelor de turbă din Bucovina și Moldova de Nord¹⁾.**
- L. IONESIU. — **Geologia regiunii Dragomirești²⁾.**
- C. MARTINIUC. — **Asupra geomorfologiei și hidrogeologiei regiunii Crivești – Docani (Bîrlad)²⁾.**
- V. SFICLEA. — **Cercetări geomorfologice și hidrogeologice între Bîrlad și Prut²⁾.**
- AL. OBREJA. — **Observațiuni geomorfologice și hidrogeologice în Valea Bîrladului (reg. Crivești–Berheci).**

În vara anului 1951 s-a studiat pe teren terasa înaltă și albia majoră a Bîrladului, între localitățile Crivești (nord) și gara Berheci, satul Negrulești (sud).

Din profilele naturale și forajele existente, s-a putut desprinde că acest fragment din cimpia Tecuci sau Valea Bîrladului inferior, atât la baza terasei înalte II), cit și a complexului aluvial din acest cuprins, conține formațiunile Pliocenului superior (daciano-levantine) care sunt inclinate din est spre Valea Bîrladului. Aceste depozite sunt alcătuite din marne argiloase impermeabile, ce suportă o pînză freatică de terasă destul de bogată, peste care urmează complexul levantino-cuaternar, format din prundișuri și nisipuri torențiale, acoperite de loess. Prundișurile de terasă, depuse liniar de Bîrlad, dar probabil și de afluenții dinspre Colinele Tutovei, mai groase în fruntea terasei, se subțiază treptat spre țîțina ei, dinspre est. În depozitele prundișurilor și nisipurilor de terasă, la partea superioară, am putut recolta forme de *Corbicula fluminalis* la Tâlpigi și Negrulești, apoi *Paludina tiraspolitana*, la sud de Negrulești. Fauna respectivă și poziția morfologică a acestui nivel de terasă indică vîrstă ei geologică Mindel-Riss, iar cea morfologică ca rissană.

Dezvoltarea geografică a acestui nivel de terasă care începe din regiunea satului Vizureni (nord), capătă maxima extensiune (12 km) între Ghidigeni și Cîrlomănești, avind altitudinea relativă de 50–60 m.

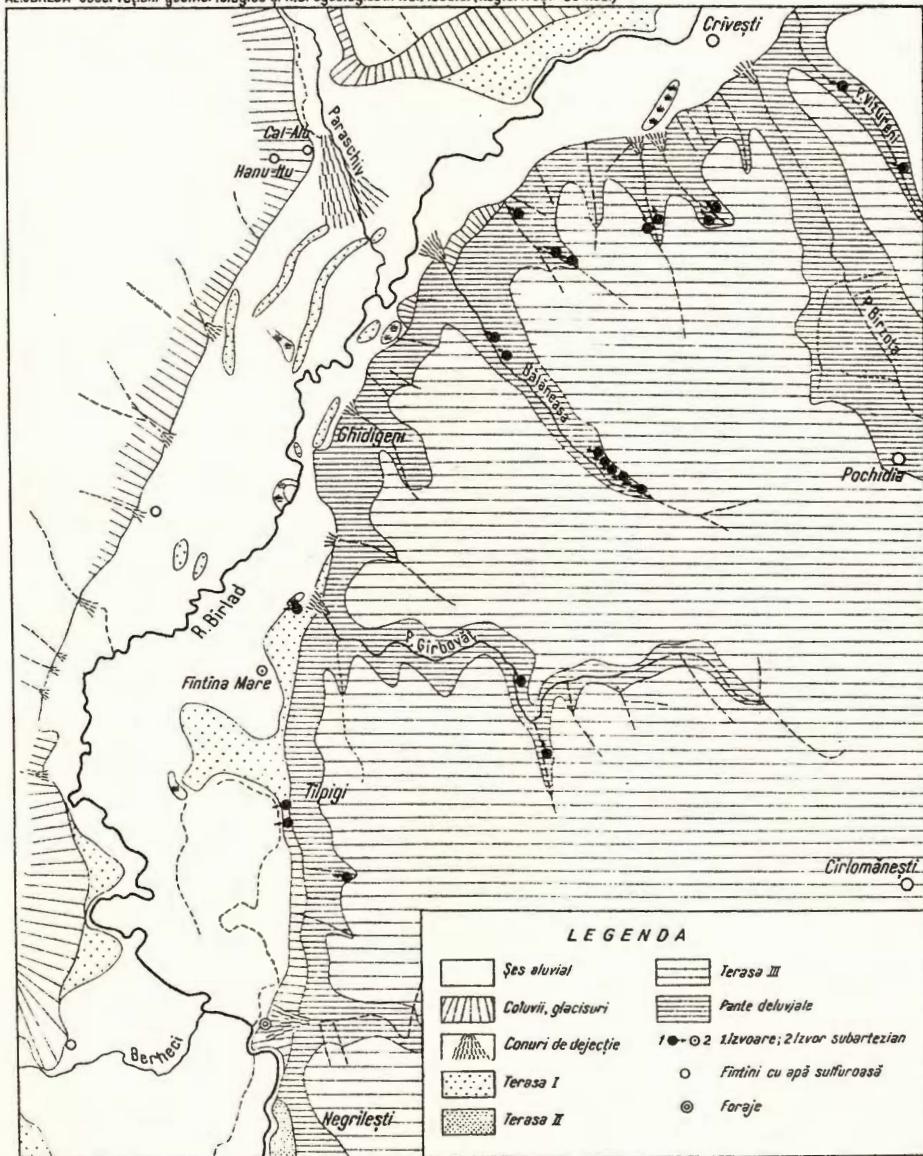
¹⁾ Va apărea mai tîrziu.

²⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție pînă la data imprimării volumului.



SCHIȚA GEOMORFOLOGICĂ ȘI HIDROLOGICĂ A VĂII BIRLADULUI ÎNTRE CRIVEȘTI ȘI BERHECI

AL.OBREJA: Observații geomorfologice și hidrogeologice în văii Birladului (Rog.Crivești-Berheci)



COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă vol. XXXIX

Imprim. atel. Comil.Geologic



Institutul Geologic al României

Contactul acestei terase cu șesul aluvial se face prin elemente de acumulare sub forma glacisurilor de contact, conurilor de revârsare sau plantelor deluviale, în diverse stadii de evoluție, iar în unele locuri și coluviilor tipice.

Întreaga structură a terasei este acoperită de două orizonturi de loess, groase de 12–20 m și separate printr-o dungă de sol-fosil. Numai la Negrilești, într-un singur punct, am întîlnit două orizonturi de sol-fosil.

Terasele joase (de luncă), de 4–6 m altitudine relativă, capătă o extensiune largă, cum se observă la Tălpigi, Poșta–Berheci, Gura–Girbovăț, sub confluența Tutovei cu Birladul și în numeroasele grinduri din dreptul satului Ghidigeni (Vintoaei, Ureche, etc.) Ca alcătuire geologică, acest nivel conține la bază argile, apoi prundișuri cu nisipuri și lehmuri cu stratul de sol respectiv. Pe latura vestică a Birladului, sunt puse în evidență terasele I (joase) și II însă parazitate de puternicele coluvii și glacisuri alimentate din zona înaltă colinară, bogată în complexuri nisipo-marnoase. Vîrstă terasei II, în care am găsit o bogată faună la Rateș, lingă Tecuci (*Bos primigenius*, *Elephas primigenius*, *Camelus*, *Cervus*, etc.) o consider Würm I iar terasa I (de luncă) de vîrstă Würm II.

Sectorul ocupat de șesul Rîului Birlad, lat de 0,8–3 km, formează un complex aluvio-coluvial de vîrstă cuaternar-holocenă, alcătuit din lentile argilo-marnoase ce suportă pînzele libere de apă, peste care stau aluviunile de nisipuri, lehmuri și prundișuri, depuse de revârsările Birladului sau afluenților săi laterali.

Hidrologia regiunii. Alcătuirea petrografică a reliefului, în mare parte acumulativ și permeabil, dominat de climat ante-stepic, imprimă și sub acest raport un caracter anumit ținutului respectiv. Marea întindere a suprafeței de acumulare din terasa de Ghidigeni permite infiltrarea apelor de precipitații și existența unei rețele hidrografice cu regim permanent, alimentată prin numeroase izvoare (Bîrzota, Bălăneasa, Girbovăț, etc.). Orientarea rețelei este convergentă spre V. Birladului, cu caracter subsecvent în acest sector. Apa Birladului în amonte de Ghidigeni, deși debitul modul este considerat cam 5 mc/sec. în vîara acestui an, prezinta aspectul de intermitență, cu porțiuni uscate. Pînzele de apă libere sunt legate de terase și de șesul aluvial al Rîului Birlad, fiind suportate de mărnele și argilele impermeabile care, prin inclinarea lor, se termină și direcția de scurgere a pîzelor freatică, direcție care, în terasa de Ghidigeni, este în general spre V. Birladului. Cele mai bogate orizonturi acvifere libere sunt acele de la baza terasei înalte, aflate sub mantaua loessurilor, în depozitele de prundișuri și puse în evidență prin izvoarele de pe văile ce o secționează, cît și prin fintinile adînci de peste 20 m. O parte din rezervele de apă potabilă din această terasă sunt captate în satul Ghidigeni pentru aprovizionarea populației și a industriilor locale. O mare parte din aceste rezerve acvifere se pierde însă în glacisuri, sau la contactul cu șesul Birladului, întreținind numeroase bălti (ex.: B. Cotan, Mierea, Chirîță) cît și numeroase terenuri umede, cum sunt la sud și nord de Tălpigi, la Tălpău, Gura Girbovăț și Ghidigeni. Panta redusă a Rîului Birlad (0,40 m/km) a dus la creezearea a numeroase « Bîrlăzele » și



«innisipiri», ce dău un caracter de îmbătrînire prematură rîului în această porțiune. La baza glacisurilor, pantelor deluviale și conurilor de revârsare, se află ca și în terasele joase, pături acvifere degradate din orizontul terasei înalte. În terasele joase, grosimea stratului acvifer variază între 0,50—1 m, iar adințimea fintinilor între 3—5 m, cum se constată la Tălpigi, Gura Girbovăt, Poșta Berheci, etc. Variația nivelului hidrostatic, în terasa înaltă și în cea joasă, este de 0,50—1 m.

În șesul aluvial al Rîului Birlad se află un strat acvifer la baza aluviunilor argilo-nisipoase și de prundișuri, ce stă în legătură cu nivelul hidrostatic al Birladului și care nu dispără în anii secetoși. Variația nivelului hidrostatic în fintinile adinții numai de 3—4 m, oscilează în jurul cifrei de 1 m. În general, din cauza marnelor, aceste ape sunt puțin potabile prin duritatea lor.

În sectorul vestic al șesului, la contactul cu Colinele Tutovei, rezultă, în urma analizelor efectuate, că proprietățile fizice ale apelor freatiche de la Cișmeaua Cal Alb, indică o duritate mai accentuată, 32,3 la Cișmeaua Hanu Itu, în fața gării Ghidigeni, duritatea este de 28,3. De asemenea, apa izvorului din fața gării Iacomi, ca și apa din fintina din fața Berheci prezintă caracter chimice de sulfurizare. Izvoare subarteziene am constatat la punctul Fântâna Mare, la contactul terasei joase cu șesul, în nordul satului Tălpigi, cu un debit destul de apreciabil și care reprezintă probabil ruperea sau întreruperea unor lentele argilo-marnoase subiacente.

Sub raport geomorfologic, terasa de Ghidigeni, numită de R. SEVASTOS «podișul Tecuciului», este limitată la nord și est, de o linie ce ar merge aproximativ de la Vizureni pe la Cîrlomănești, Corod, sector ce se atașează regiunii de cîmpie. În rezumat, atât sub raport stratigrafic cit și ca facies sau ca aspect hidrologic, terasa de Ghidigeni se deosebește de regiunile înconjurătoare, fapt care ne-a permis să-o înglobăm la Cîmpia Tecuci, a cărei limită nordică a suferit astfel modificări față de acea stabilită de G. VILSAN mai la sud și anume pe linia Ionășești—Ungureni—Corod.

— I. MAXIM. — Geomorfologia regiunii Sălceni—Rădești¹⁾.

Ședința din 30 mai 1952

Președinte: Dr. E. CASIMIR.

— Ing. M. FILIPESCU. — Extragerea sulfului din pirite²⁾.

— Z. TÖRÖK. — Vulcanologia și stratigrafia Călimanilor de NE și tectonica întregului masiv.

În vara anului 1951, am continuat cartarea masivului eruptiv din Munții Călimani, studiind mai detailat regiunea de NE cuprinsă între limitele următoare: spre E, Vf. Izvor și Cerbuc, spre S, Vf. Voievodasa, izvoarele Puturosului, Vf.

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție pînă la data imprimării volumului.

²⁾ Lucrarea a apărut în St. Techn. și Econ. Seria B, Nr. 39.



Petricelul, Piétersul, Ciungetul, Muntele Struniorul; spre W, Bistriciorul, Buba, Măgura și Valea Dornișoarei; iar spre N, Poiana Stampii, haitul de la Negrișor și Gura Haitei pe Neagra. Morfologic este regiunea este împărțită prin creasta Pietros—Merișel—Tămău, în două căldări mari spre vestul Dornei și spre estul Negrei. Între ele se intercalează mai spre N, căldarea mai mică a Negrișorului.

Formațiunile geologice din regiune se divid între complexe bine distințe:

I. Formațiunile postamentului preefuziv, din care fac parte sedimentele paleogenice și masivele intruzeive subvulcanice;

II. Formațiunile efuzive reprezentate prin materialul eruptiv al ciclurilor II, III (care este preponderent) și IV, care este reprezentat prin neck-ul Pietrosului.

III. Sedimentele piroclastice rămănite post-efuzive.

I. Formațiunile postamentului preefuziv. 1. *Sedimentele paleogene* le-am întîlnit numai în Valea Dornei și afluenții ei. Părțile care sunt în contact cu masivul subvulcanic, sunt metamorfozate, în special marnele. Aceste sedimente sunt intercalate printre masele eruptive, formind acoperișul subvulcanului și patul efuzivului, acolo unde aceste formațiuni vin în contact între ele, aşa cum este la Dornișoara, pe Valea Vorova, P. Mirajului și P. Sgirciu. Pe P. Sgirciu sedimentele sunt bine reprezentate, atât în partea inferioară cit și la izvoare. Printre andezitele desagregate, apar aci foarte frecvente bucăți de gresii și mai rar de marne, atât în șeaua de la cota 1350, cit și în șeaua de la N de aceasta. În piraiele Tihu și Strunior, pe tot cursul lor, găsim blocuri și mase de marne metamorfozate compacte, prinse în roca subvulcanică. În unele zone brecioase marnele formează enclave în roca eruptivă. De la vârsarea P. Strunior în Dorna, spre răsărit, n-am mai găsit sedimente.

2. *Formațiunea subvulcanică.* În centrul cercetărilor mele a stat masivul regiunilor Neagra și Haina-regiune, pe care am cartat-o de data aceasta detailat. În partea centrală a căldării Călimanilor, în locul unde, după ipoteza veche, ar fi fost aparatul vulcanic, pe baza datelor sporadice, am semnalat deja, anul trecut, prezența probabilă a unui masiv abisal dioritic.

Cartarea detailată a verificat presupunerile mele din anul trecut. În jurul complexului silicifiat-caolinizat, ce se întinde de la Piciorul Pădurea Verde peste Piciorul Iancu și Negoiul Rominesc, pînă la Izvorul Fetii, am găsit masive dioritice propilitizate dar nealterate în mod profund. În văile Iancu și Petricel, am putut urmări transformarea treptată a dioritului în roca silicifiată-caolinizată. Dioritele sub influența acțiunilor post-vulcanice, au fost complet transformate, adică silicificate-caolinizate, și impregnate cu sulfuri și cu sulf nativ. Agenții atmosferici, la rîndul lor au descompus mineralele și din pirite au luat naștere pături considerabile de limonită, în văile piraielelor Iancu, Petricel și Puturos. Și azi mai putem observa, în multe locuri, acumularea gelurilor de limonită și de sulf (în piraiele Puturos, Iancu și Petricel).



Examinind la microscop eșantioanele colectate de-a lungul Văii Comărzentilor, de la Pădurea Verde pînă la vârsarea P. Dumitrel în Neagra, ele s-au dovedit a fi diorite cu structura holocristalină, ca și cele culese pe Valea Pinului și P. Dumitrelului cu afluenții săi: Izv. Fetii, Izv. Dumitrelului¹⁾, Izv. Negoiului. În continuare spre NW, la Tarnița Dumitrelului, creasta cu cotele 1745, 1731, 1603 este formată tot din diorite.

Spre NE de Pietrosu, cota 1816 și pe pantele estice ale affluentului Virfului Haitii, sunt diorite. În Vf. Haitii, dioritele trec la diorit-porfirite și apoi la andezite subvulcanice.

Masivul dioritic astfel conturat, are forma unui triunghi cu laturile 6, 8 și 5 km și ocupă o suprafață de aprox. 20 km². Din această suprafață, 5 km² sunt roce silicificate-caolinizate, cu înălțimea maximă la Negoiul Rominesc. Această înălțime o păstrează complexul ce se ascunde sub cuvertura de pînze andezitice, aparținind ciclului III efuziv la Picioarele Iancu, Păd. Verde și Bradul Ciont.

În masivul dioritic, complexul silicificat-caolinizat mai are o apariție insulară la Smida Golului, între Izv. Pinului și Izv. Fetii, cu o suprafață de 1/4 km² (O. NICHTA²⁾.

Existența masivului dioritic sub andezitele subvulcanice, o dovedesc aflorimentele de la confluența pîraielor Păltiniș și Torei cu Haita. Dioritul de la Haita a fost considerat de către O. NICHTA³⁾ ca o intruziune filoniană în andezite propilitizate. La capătul Piciorului Paltin și la gura Izv. Păltiniș, pe o suprafață de 1/2 km², se găsesc diorite, atingînd altitudini între 1930 și 1320. Forța erozivă a apelor din Haita și Păltiniș, le-a adîncit albiile într-o zonă mai scoborâtă a masivului dioritic central.

Andezitele propilitizate descrise de O. NICHTA⁴⁾, așa cum am arătat anul trecut, nu le pot considera ca fiind cele mai vechi efuziuni, ci le atașez la formăținea subvulcanică intruzivă, care alcătuiește învelișul exterior al maselor dioritice. Răcindu-se suberustal, din cauza poziției lor superficiale, gradul lor de cristalizare a devenit mai mic. Apoi, acțiunile post-vulcanice le-au propilizat modificându-le caracterul structural primitiv, prin descompunerea mineralelor componente. Compoziția mineralogică nu este atît de simplă și monotonă, cum reiese din descrierea lui O. NICHTA. Augitul fiind mai rezistent, natural are dominanție aparentă. Cercetînd însă mai multe secțiuni făcute în eșantioane, din diferite părți ale masivelor propilizate, putem observa adeseori, urme și pseudomorfoze de hornblendă și hipersten.

În masa subvulcanică sunt și andezite nepropilizate, cu aspectul rocelor efuzive. Nici de data aceasta, analiza andezitelor cu piroxeni din dealurile Dumitrel-Batăș,

¹⁾ O. NICHTA. Studiul petrografic și chimic al regiunii Văilor Neagra și Haita din masivul Munților Călimani, jud. Cîmpulung. Teză de doctorat. Iași. 1934. pg. 298.

²⁾ Op. cit. pg. 302.

³⁾ Op. cit. pg. 291.

⁴⁾ Op. cit. pg. 298.



precum și cele de la Capul Dealului, nu ne-au dat alte lămuriri și, după poziția lor, trebuie să le atașem formațiunii subvulcanice. Faciesul lor petrografic ne-ar indica o efuziune; neavind însă brecii sau conglomerate piroclastice nici între ele și nici suprapuse lor, și aflându-se între masive recunoscute ca subvulcanice, noi nu avem niciun temei de a le separa de ele. Rezolvarea acestei probleme cere ridicări și studii petrografice mai detaliate.

De la Izv. Paltinului spre N, masa subvulcanică are o extindere mai mică decit cea presupusă anul trecut. Creasta Tămăului, între cotele 1753 și 1773, are o structură net stratovulcanică, cu brecii andezitice în partea de sus, cu curgeri de lavă, la nivele inferioare, iar la bază, din nou cu brecii explozive, pe o grosime totală de 307 m. Andezitele subvulcanice sunt descoperite numai în albia Izvorului Paltin. Apele izvorului formează niște cascade mici, pe pragurile subvulcanice. Aproape de vărsarea în Izv. Tămău, rocele subvulcanice au un grad de cristalizare mai mare, și fac tranziție spre diorit-porfirite. Spre E de Neagra, subvulcanul ieșe la suprafață numai într-o fâșie cuprinsă între Picioară Calului și P. Surlei.

În Valea Dornei, masivul subvulcanic este prezent pe toată suprafața indicată anul trecut; efuzivul ce i se suprapune are însă o extindere mai mare. Produsele vulcanice și detritusul lor, ascund sub ele suprafețe însemnante din masa subvulcanică, a cărei prezență se poate constata totuși, peste tot, prin deschideri mici făcute de piraie.

Problemele masivului subvulcanic de la Bistrițiorul n-am mai avut timp să le urmăresc. Am constatat prezența subvulcanului în P. Tihu și Strunior.

II. Formațiunile efuzive. 1. *Ciclul II efuziv. a)* În regiunea Neagra acest ciclu este reprezentat printr-o erupție mică, în formă de dyke sau neck puternic, format din andezite cu hornblendă spre S de P. Calului. Direcția este NW—SE, avind o lungime de 750 m și o lățime de vreo 300 m. Faciesul este asemănător cu cel de la Colibița.

b) La P. Sărciu, în prelungirea piciorului spre N, creasta îngustă și proeminență ca un neck, dintre cotele 1391 și 1265, este formată din andezite cu hornblendă, iar pantele spre Valea Dornei pînă la gura P. Strunioru, sunt formate din brecii andezitice tot cu hornblendă. Pantele Picioară Strunior sunt acoperite peste tot cu breciile acestor roci. Aceste brecii nu pot proveni decit din centrele indicate mai sus. Prin urmare, faciesul vulcanologic este asemănător cu cel de Toplița. Pentru clarificarea problemei vulcanologice de aici, este necesar un studiu mai detaliat.

c) Faciesul de Dorna. Între breciile ciclului III de la Pietrele Roșii¹⁾ și în patul lor, apare o lavă andezitică cu hornblendă, ce se poate vedea la fundul P. Scatiu. În grohotișul pantelor de la fundul P. Arin, găsim adeseori bolovani

¹⁾ O. NICHIȚA. Op. cit. pg. 249.



cu facies identic, ceeace dovedește că acest facies se continuă spre apus. *In situ* nu l-am putut găsi, fiind mascat de grohotișul andezitelor cu piroxeni.

Printre curgerile de lave cu hornblendă, de data aceasta am reușit să urmăresc curgerile bazaltice de la Bitca Negrișor spre apus, la Picioarul Pantii pînă la cota 1587, pe o suprafață de aproximativ 1,3 km². Pe Vf. Prislopul Timăului, bazaltul este dezvelit de sub acoperișul de brecii și grohotișuri de andezite cu piroxeni, pe o suprafață de aproximativ 1/2 km².

La Dornișoara, spre E de gară, în Picioarul Ciungilor, capătul curgerilor de lavă andezitică cu hornblendă se aşează pe postamentul subvulcanic, iar mai spre E, dispără sub breciile andezitice cu piroxeni. De-a lungul crestelor picioarelor Ciungilor și Arșiței, în unele puncte grohotișul conține, în cea mai mare parte, andezite cu hornblendă, ceeace arată că sub cuvertura de brecii andezitice cu piroxeni peste tot trebuie să fie prezente curgerile de lavă, în faciesul de Dorna. Roce, hibride în care se amestecă lava andezitică cu lava bazaltică, având faciesul identic cu al celor de la Măgura Cîndrenilor și Bitca la Gura, am mai găsit pe ambele versante ale văii Negrișor, la haitul actual (cotele 1142 și 1207). Cele trei puncte se situează pe o direcție de NNE—SSW.

2. *Ciclul III efuziv*. Produsele acestui ciclu predomină și se suprapun tuturor celoralte formațiuni, ascunzind sub ele suprafețe mari din ciclurile eruptive anterioare. Avind însă facies petrografic distinct nealterat, le putem separa cu destulă siguranță de toate celelalte.

a) *Faciesul Lomash—Moldoveanca* formează pînze mari de andezite cu piroxeni (hipersten și augit), în unele locuri cu hornblendă. Găsim însă și tranziții sporadice către bazalt, având în compozitie și olivină. Pînze mari se întind de la Cerbuc și Izvor pînă la Drăgoiasa. Deasupra lor, nu găsim nicăieri brecii.

Căldarea centrală a Călimanilor fiind ocupată de un masiv abisal dioritic, n-a putut să servească drept coș de revârsare, cum presupunea ipoteza veche, bazată pe aspectul morfologic înșelător. Pe marginile faliate ale masivului dioritic, trebuie să fie căutate crăpăturile prin care au venit la suprafață, andezitele pîzelor de lavă. La fundul P. Calului se află o porțiune din această crăpătură de revârsare. Fundul P. Calului are o formă ovală, separind între ele cele două virfuri Cerbuc și Izvor, iar P. Calului a deschis acest crater, prin eroziune spre Neagra, formind barrancoul. Profilul din fund, de sus în jos, este următorul: de la cota 1942 pînă la curba de nivel 1800, andezit masiv cu piroxeni, puțin scoriaciu. Pe pereții acestui zid de lavă, se găsesc niște pachete mari dintr-un conglomerat breciform, alcătuit din blocuri mari colțuroase de andezit și având porțiuni caolinizate. Are aspectul unui grohotiș de pantă care ar fi umplut craterul înainte de formarea barrancoului. Apoi între 1800 și 1700 sunt brecii de explozie, andezitice, care separă revârsarea superioară de cea inferioară. P. Calului curge de aci pînă aproape de vârsare, în lavele primei faze, care au o grosime de 500 m (1700—1200). Acest profil corespunde minunat cu capătul celălalt al pînzei de la Drăgoiasa, unde conglomeratele



andezitice separă cele două faze de revărsare de cîte 150—100 m grosime¹⁾. Curgerea pînzei spre Drăgoiasa a fost determinată de scufundarea grabenului.

Spre N de Cerbuc, capătul pînzei se găsește la 1500 m înălțime. Între pînză și postamentul subvulcanic se intercalează o stîvă de pături stratovulcanice, formate din brecii de exploziune, care predomină și în care, la Piciorul Cerbului, se intercalează, în două locuri, (la 1400 și 1320 m înălțime), lavă bazaltică cu augit și olivin. Sub ele, la 1300 m, apar conglomeratele breciforme de bază și pe malul Văii Neagra, la Gura Haitii, andezitele subvulcanice propilitizate²⁾. Aci situația este asemănătoare cu cea de la Moldoveanca, unde faciesului stratovulcanic de Tihu, i se suprapun pinzele de lavă andezitică cu piroxeni.

b) *Faciesul de Tihu* are brecii de explozie andezitice cu piroxeni, printre care sunt intercalate bancuri puternice de lave, în mai multe orizonturi. Centrele lor de revărsare se găsesc pe marginea vestică a masivului dioritic din văile Neagra și Haita. După inclinarea bancurilor de lavă, presupun că există un centru la N de Valea Dornei, în Dealul Mărișelului, iar altul spre S, în Muntele Gruiul. Barrancoul ce a rezultat din craterul primordial, se deschide spre N, la ambele centre, prin văile piraiei Merișel și Gruiul. Prin porțiunea Văii Dornei orientată E—W, curgerile dirijate spre vale din ambele centre și mai cu seamă breciile de exploziune, acoperă totul. Postamentul subvulcanic este ascuns sub masele lor impozante. La P. Gruiul, aproape de vărsarea în Dorna, am găsit o ivire de andezit subvulcanic cu hornblendă propilitizat. Mai la deal cu vreo 200 m, andezitele propilitizate, sunt similare, din punctul de vedere al compoziției mineralogice, celor efuzive, deci nu au facies petrografic distinct, deși poziția lor stratigrafică și propilitizarea pledează pentru atașarea lor la masivul subvulcanic. Cîteva eșantioane de la Piatra Mare, care au fost cercetate la microscop, s-au dovedit andezite cu piroxen, avind faciesul petrografic similar cu celor efuzive. După poziția stratigrafică și morfologie s-ar admite că fac parte din formațiunea subvulcanică; pe baza faciesului petrografic însă ar trebui să le considerăm ca un front de lavă. Asupra problemelor de aici, vom putea decide numai după ridicări detailate. Regiunea Merișel—Gruiu și fundul Văii Dornei rămîn deocamdată neclarificate, în ceea ce privește detaliile formațiunilor componente.

Vîrful Timăului³⁾ este încă un centru de erupție spre W de masivul dioritic de la Neagra. Barrancoul fostului crater local, îl formează P. Timăului, tributar al Negrișorului. Profilul de sus în jos este următorul: 63 m (1863—1800) lavă andezitică, 140 m (1800—1660) tufuri și brecii de exploziune; 120 m (1660—1540) lavă compactă. Între 1540—1400 avem în continuare 3 m brecie, 2 m lavă, 14 m brecii străbătute de un filon andezitic gros de 80 cm, 1 m lavă, 30 m brecie, 3 m

¹⁾ TÖRÖK ZOLTAN. Bélbor-Dragojászavidékének geológiai viszonyai. Muzeumi Fuzetek. Vol. II fasc. 2—4, pg. 170—171. Cluj 1944.

²⁾ O. NICHTA. Op. cit. pg. 254.

³⁾ O. NICHTA. Op. cit. pg. 258.



lavă, 90 m brecii. De aci totul dispare sub conglomérat breciforme și detritusuri piroclastice. În grohotișul pîraielor tributare dinspre apus, sunt dominante andezitele cu hornblendă ale faciesului de Dorna.

Spre N de Timău presupun încă un centru, la Lucaciul. De aci spre NE se întinde o bandă lungă de lavă andezitică cu piroxen dominant și hornblendă. Am urmărit această calotă de lavă de la Lucaciul prin Cerbu, pînă la Buza Șerbei, pe o distanță de 3 km.

Cu cît înaintăm spre N, în regiunea Dornelor, faciesul stratovulcanic de Tihu, în care la Vf. Tihu breciile depășesc ca importanță curgerile de lavă intercalate, face loc treptat unui facies în care domină curgerile de lavă; printre componenții mineralogici, hornblenda joacă un rol din ce în ce mai important.

Interesantă este chestiunea breciilor provenite din ultima exploziune, care s-au aşezat peste toate formațiunile anterioare. Pe Muntele Gruiu găsim un mic petec la partea culminantă a lui. Pe Merișel, pe Masivul Pietrosului, pe Picioară Capul Dealului, nu mai găsim brecii pînă la Podeiul Sanu. Către Timău însă, ele se desvoltă din nou. Turnurile lor fantastice împodobesc creștele dealurilor, mai cu seamă la Pietrele Roșii și la Vf. Munceilor. Spre N de Lucaciul, pe pantă lungă de lavă amintită mai sus, nu se mai găsește materialul piroclastic, iar calota de lavă este aşternută pe un postament de brecii andezitice. Acest postament piroclastic de brecii andezitice cu piroxen predominant și cu hornblendă devine tot mai gros spre sud pînă la Timău, la Podeiul Sanu nu mai există. La Merișel S și Gruiu N devine dintr-o dată puternic.

De la Timău spre NW, creasta dealurilor, pînă la Pietrele Dornei și creștele picioarelor laterale vestice spre Valea Dornei, (Bîrsanilor, Arșiței Ciungilor), sunt acoperite cu materialul piroclastic al ultimei exploziuni. Din această situație reiese destul de clar că ultima exploziune n-a putut avea loc decît prin centrul Timăului.

Între Vf. Munceilor și gara Dornișoara, dedesubtul pinzelor piroclastice, prelungindu-se în praguri și culmiuni, ieșe la iveală rocele faciesului de Dorna, ale ciclului II efuziv: andezite cu hornblendă și bazalte. În văi aparțin materialul piroclastic al faciesului de Tihu iar la vîrsarele sedimentele eocene, care separă formațiunea subvulcanică de cele efuzive.

Din ciclul IV face parte numai nucleul Pietricelului¹⁾.

III. Sedimente piroclastice remaniate (tufite) post-efusive (Pliocen superior și Cuaternar). Aceste sedimente detritice cu material piroclastic apar pe fundul văilor și formează terase de-a lungul cursurilor de apă, unde văile se largesc mai mult. Au aspectul breciilor, dar sunt formate din materialul tuturor formațiunilor anterioare. Ele se pot separa cu destulă siguranță de cele proveniente din exploziuni.

¹⁾ O. NICHTA, Op. cit.



Valea Haitei, Creasta Batosului, Valea Neagra, P. Calului, P. Hangiu și P. Păltiniș spre N, sint acoperite cu astfel de conglomerate piroclastice breciforme. Pe teritoriul comunei Neagra Șarului sint asociate cu tufite mai fine sau mai grosolane, uneori breciforme.

P. Timăului, de la curba de nivel 1400 la vale, și Valea Negrișcului cu cît înaintăm spre N, au o pătură de sedimente piroclastice, din ce în ce mai groasă. Spre N de Pietrele Dornei, crestele secundare ale depresiunii Dorna pînă în Valea Dornei, sint acoperite cu astfel de detritus, în care componentul dominant îl formează andezitul cu piroxen al ciclului III efuziv. Dedeșubtul detritusului andezitic putem constata, peste tot, prezența sedimentelor eocene. Ultimul deal, care mai are pe spinarea lui astfel de detritus de terasă (adus de vechiul curs al Negrișului), este Dealul Lat din comună Dorna-Cîndreni, spre răsărit de Poiana Stampei. Virful dealului este însă format din calcare nummulitice *in situ*.

* * *

Dacă în cele expuse în comunicarea de azi și în cele anterioare, am reușit să limpezesc diferite probleme vulcanologice și stratigrafice, privind masivul eruptiv din Munții Călimani, trebuie să mulțumesc, în primul rînd, Comitetului Geologic, care, prin sprijinul acordat ani de-a rîndul, mi-a dat posibilitatea să cercetez, în totalitatea sa, masivul eruptiv. Acum am ajuns foarte aproape de o imagine mai corectă față de trecut, a proceselor geologice, care au determinat structura și istoria formării acestui masiv, precum și a reconstituiri conexiunile strinse cu orogeniza Carpaților orientali. Metoda faciesurilor complexe ne-a permis ca, într-un timp relativ scurt, să lămurim principalele probleme ale vulcanologiei, tectonicei și stratigrafiei întregului masiv al Călimanilor.

Studiile mele prezente și anterioare au documentat existența unui masiv subvulcanic intruziv, ce formează simburele eruptiv al postamentului preefuziv, în Munții Călimani. Existența masivelor subvulcanice asemănătoare cu cele din Călimani, adică masive intruzive în care găsim toată gama structurală a rocelor de la diorite holocristaline, pînă la andezite hialopilitice, toate propilitizate, cu zona lor de contact în sedimentele paleogene, o constatăm și la toate masivele eruptive din nordul Ardealului. Dintre acestea citez Muntele Heniul din Bărgău, Tibleșul precum și Toroia din Maramureș, Baia Borșei. Datele bibliografice și mai cu seamă datele noi pe care ni le-a comunicat verbal prof. Stoicovici, referitor la Tibleș și Ing. Stoenescu, referitor la Toroia, fac dovada că existența subvulcanului intruziv în simburele maselor eruptive, nu este un caracter local al Călimanilor, ci din contră, că acest element intră în constituția tuturor maselor eruptive din regiunea carpatică. Practica minieră din regiunile carpatiche a urmărit și în trecut formațiunea propilitică auro-argentiferă. Formațiunea subvulcanică nu este deci o descoperire nouă. Ea este rezultatul îmbinării practicei miniere cu teoria științifică.

Metoda faciesurilor complexe a scos la iveală un alt caracter specific al Călimanilor: existența ciclului II efuziv, reprezentat prin faciesurile de Toplița și de

Dorna, ambele fiind caracterizate prin combinarea simultană a efuziunilor mai acide (andezite cu hornblendă) și a celor bazice (bazalte și bazalt-andezite).

La baza metodei stă studiul sedimentelor piroclastice în care distingem tufuri și tufite, adică produse primare de exploziune vulcanică și material eruptiv remaniat. Fără această distincție este imposibilă rezolvarea stratigrafiei efuziunilor.

IV. Tectonica masivului Munților Călimani. În studiul maselor eruptive, recunoașterea și aprecierea mișcărilor tectonice are o importanță deosebită, fiindcă dislocațiunile determină modul de manifestare a erupțiunilor vulcanice și succesiunea ciclurilor eruptive.

Dezlegarea problemelor tectonice în masele eruptive este mult mai anevoieasă ca în sedimentele stratificate și fosilifere. Totuși analiza faciesurilor vulcanologice și petrografice ne-a furnizat o serie de date cu ajutorul cărora avem posibilitatea să reconstituim mișcările tectonice ale postamentului preefuziv și să apreciem cu aproximație și proporțiile lor. Aceste date sunt următoarele:

1. Formațiunea subvulcanică se identifică cu postamentul preefuziv, astfel că petece din această formațiune, care apar la suprafață în interiorul limitei efuzivului, reprezintă, alături de sisturile cristaline și sedimentele paleogene, iviri ale postamentului preefuziv.

Rolul tectonic al subvulcanului constă în aceea că, prin intruziunea lui în postamentul cristalin și sedimentar, acesta se întărește și devine un masiv mai rezistent, mai rigid, formând horstul, iar Cristalinul și sedimentele neinteresante de Eruptiv, reprezintă blocuri mai mobile ale postamentului. Aceste părți mobile formează terenul manifestațiunilor tectonice și efuzive.

2. Centrele de erupții sincrone ale faciesurilor vulcanologice ne indică fracturile și dislocațiunile care au determinat ciclul respectiv de efuziune. Metoda aceasta nu este altceva decât aplicarea principiului tectonomico-vulcanologic acceptat, că oricare coș vulcanic ori dyke se așează pe o crăpătură a scoarței, deci fiecare centru de erupție este determinat prin dislocații tectonice. Precizia reconstituirii acestor dislocații este în funcție de:

- a) Recunoașterea corectă a centrelor și dike-urilor efuzive;
- b) Aflarea acelora dintre centre care au fost în activitate sincronă.

Cartarea căt se poate de amănunțită și studiul geologic-petrografic detailat, ormează esențialul problemei. În decursul muncii de teren și de laborator, dacă delimităm și recunoaștem bine faciesurile petrografice și vulcanologice proprii regiunii, avem și condițiile corectitudinii la stabilirea centrelor sincrone și modul de legarea lor cu linii corespunzătoare direcțiunilor de dislocație.

3. Direcția de curgere a lavelor ne dă indicații prețioase pentru recunoașterea reliefului paleogeografic, chiar dacă ulterior ele au fost dislocate (Mesterháza).

4. Acumularea tufitelor ne indică depresiunile sau văile fosile în cadrul Eruptivului (Toplița, Neagra, Lunca-Bradului, Andreneasa, Șesul Paltinului, Văile Ilvei și a Lomășului).



5. Izvoarele subtermale și cele carbogazoase sunt indicatoarele convenționale pentru linii tectonice.

6. În regiunile acoperite cu breciile faciesului de Toplița, izvoarele reci cu temperatură constantă (6–12°C) și cu debit mai mare și constant, au și ele valoare tectonică.

7. Unele caractere geomorfologice mai bătătoare la ochi, ca de exemplu schimbarea bruscă a unui curs de apă (Lomaș–Călimănel), largirea ori strîntarea bruscă a unei văi, etc., ne dau indicații prețioase, pentru aflarea liniilor tectonice.

— ANDREI GOTZ. — **Vulcanologia și stratigrafia Munților Gurghiuului de Nord și raporturile formațiunilor cu cele din Masivul Călimanilor.**

Masivul Munților Gurghiuului de Nord formează o unitate vulcanologică, un stratovulcan tipic, la alcătuirea căruia iau parte mase de brecii vulcanice și andezite sub formă de lacolit (?) și de curgeri de lavă. Afără de produsele acestui vulcan al Munților Gurghiuului de Nord propriu-zisi, la alcătuirea lor mai iau parte, în mică măsură, și elemente din sistemul vulcanic al Călimanilor precum și șisturi cristaline care formează postamentul materialului eruptiv.

I. Formațiunile cristaline și sedimentare. Pe bordura de răsărit postamentul este format din șisturi cristaline, ca pe Pîrul Ortova și pe malul stîng al Mureșului, unde apare un pinten alcătuit din șisturi cloritice și sericitice acoperit de brecii vulcanice. Un alt loc care dovedește apropierea substratului cristalin este petecul de calcar cristalin de la Toplița care însă este acoperit de aglomerate lacustre.

În mijlocul masivului eruptiv, la Mesterháza, se găsesc cîteva petece de sediminte străbătute de dyke-uri ce aparțin subvulcanului. Sedimentele sunt metamorfozate de acestea și sunt reprezentate prin marne, gresii și conglomerate friabile care conțin cuarțite, filite, șisturi micacee și cloritice. Caracteristică este lipsa materialului vulcanic. Grosimea lor nu poate fi apreciată fiind dizlocate și acoperite, în cea mai mare parte, de mase eruptive. Fosile nu am putut găsi, aşa că asupra vîrstei lor nu ne putem exprima decît lufind ca bază asemănarea petrografică cu alte sediminte aflate în aceeași situație în Călimani (la Tăuleți, Deselătura, Colibița, Birgău). Deoarece în aceste ultime locuri depozitele s-au dovedit a fi oligocene, trebuie să le considerăm și pe acestea, deocamdată, de aceeași vîrstă. Tinind seama de cele observate de prof. Török în Călimani, le putem considera ca aparținând subvulcanului.

Pe bordura apuseană, substratul este alcătuit și din depozite neogene și anume din nisipuri și argile ponțiene (etajul pannonic). Stratele inclină peste tot spre est, adică se scufundă sub masele eruptive. Limita lor cu masele eruptive propriu-zise se vede foarte rar, fiind acoperită în cea mai mare parte, de aglomerate.

Totuși, din punct de vedere morfologic, ea este destul de pronunțată. Marginea maselor eruptive prezintă pante abrupte, proeminente la contactul cu sedimentele și aglomeratele. Ele se văd bine în locuri situate mai adânc în regiunea eruptivă, ca de exemplu sub Piatra Roșie și în Văile Isticeu și Tiseu din regiunea comunei Ibănești.

II. Formațiunea intrusivă. Andezitele acestei formațiuni au poziția cea mai adâncă. Se găsesc în două locuri și anume pe o suprafață mai mare, la obârșiiile pîranielor Fincel, Lăpușna și Eszenyö, unde ocupă aproape 20 km^2 și pe o suprafață mai mică (cca 7 km^2), la izvoarele celor trei Jirci.

Prima ivire, adică formațiunea subvulcanică de Gurghiu, constă dintr-un andezit cu hornblendă și piroxen de o omogenitate pronunțată, intens alterat superficial. Prezintă un aspect uniform foarte caracteristic. În numeroase zone apar silicificeri, propilitizări, caolinizări și impregnații slabe cu pirită. Aceste zone indică locul fracturilor pe care au ieșit la suprafață agentii post-vulcanici. O astfel de zonă se găsește sub Virful Bătrîna unde, în masa andezitică complet caolinizată și silicifiată, se găsesc cristale idiomorfe de diaspor, mari de 1 mm.

Ivirea de pe P. Jirca, adică formațiunea subvulcanică de Jirca constă din andezit cu hornblendă. În însușirile macroscopice seamănă cu cel de la Gurghiu, fiind la fel de alterat, sfărmat la suprafață, puțin rezistent față de eroziune. și aici se găsesc zone de mai mulți metri lărgime unde roca este complet alterată. Feldspații sunt caolinizați, pseudomorfozele după hornblendă dispar, în schimb roca e impregnată cu grăuncioare fine de pirită. Sub formă de filoane înguste (10–30 cm) se găsește caolină pură sau impregnată cu limonită. În multe locuri s-au făcut săpături și roca a fost exploatață.

Măsele subvulcanice de la Gurghiu sunt acoperite peste tot de breciile sau lavele ultimei formațiuni eruptive (Formațiunea de Bătrîna) iar măsele de la Jirca sunt acoperite în cea mai mare parte de aceeași formațiune eruptivă și în parte de breciile Formațiunii de Zespezele.

Nicăieri nu am găsit însă sedimente metamorfozate ceea ce ar putea dovedi forma lacolitică a acestor mase eruptive. S-ar putea presupune că după formarea lor, pînă la erupțiunea faciesului eruptiv de Bătrîna, să fi fost erodată complet această manta sedimentară.

Tot aici trebuie să amintesc de ivirile de la Mesterháza care au fără îndoială aspect de dyke. Ele metamorfozează sedimentele acoperitoare, așa cum se vede bine la Mesterháza. Sunt formate din andezit cu piroxen, dur și compact. Deoarece ivirile de la Dealul Zbanchi și Bitca Gudii sunt acoperite de cele mai vechi formațiuni efusive (Faciesul de Toplița) trebuie să le considerăm ca premergătoare tuturor formațiunilor eruptive.

1. Faciesul de Toplița. Partea de NE a regiunii este acoperită de produsele celor mai vechi erupțiuni andezitice care au aria de răspîndire principală în Căli-



mani. Acest facies este alcătuit din brecii și tufuri andezitice cu hornblendă având culori deschise și din tufite și aglomerate de aceeași culoare sau chiar albe. În partea Munților Gurghiului lipsesc intercalățiunile de lavă, afară de dyke-ul andezitic din Valea Gudia-Mică, a cărui situație este însă neclară. Acest facies apare la E de V. Sălardului pe văi și în baza crestelor. El este acoperit de breciile Faciesului de Tihu Zebrac și, în cea mai mare parte, de breciile Faciesului de Bătrîna.

2. Faciesurile de Tihu și Zebrac. Pe baza poziției stratigrafice deosebim următoarele faciesuri care de asemenea aparțin sistemului eruptiv al Călimanilor.

Faciesul de Tihu constă în general din brecii compacte. Dar și capătul unei curgeri de lavă se întinde pînă la S de Mureș și anume la gura Văii Sălardului. Lingă calea ferată și într-o vilcea se poate urmări bine căurgerea de lavă groasă de 8–10 m, venită dinspre N, avind partea inferioară mai compactă și partea superioară scoriacă. Din punct de vedere petrografic, roca este un bazalt-andezit. Fenocristalele sunt reprezentate, pe lingă plagioclazi prismatice cu 56% An, din augit și olivin. Masa fundamentală are structura intergranulară. În restul regiunii acest facies constă din brecii vulcanice compacte, cu incluziuni de andezite bazice negre, cu caracter cu totul asemănătoare celor din Călimani. Ele ocupă o fișie îngustă de-a lungul Mureșului pe malul de S, alcătuind numai capetele crestelor și înaintind mai mult la gura văilor mai adânci, ca: V. Borzla, V. Jodului și V. Sălardului.

Formațiunea cu Faciesul de Zebrac are aceeași poziție stratigrafică; este însă mai tîrără decît Faciesul de Tihu, după cum s-a putut preciza la nord de Mureș de către prof. Török. La sud de Mureș andezitele nu au zone de contact. Faciesul de Zebrac ocupă regiunea Mesterháza acoperind dyke-urile și sedimentele și se suprapune Faciesului de Toplița. În această regiune nu prezintă intercalățiuni de lavă ci este alcătuit numai din brecii de andezite cu hipersten. Conțin destul de elemente cristaline și de andezite cu hornblendă ce provin din Faciesul de Toplița.

3. Faciesul de Zespezele. La sud de Lunca Bradului se înalță cele două vîrfuri ale Dealului Zespezele, care și în aspectul lor morfologic arată deosebiri mari față de ceea ce se vede în jur.

Din punct de vedere petrografic, ele sunt alcătuite din brecii de andezit cu piroxen foarte scoriacă. Se constată o mare varietate în materialul incluziunilor. Sunt incluziuni mai închise de bazalt-andezite conținînd olivină și de andezite cu piroxen de culoare sură sau sur-închisă. Cimentul este hialin și colorat în brun de limonită. Împreună cu multe incluziuni limonitizate el dă rocei o culoare brun-roșcată, foarte ușor de deosebit. Răspindirea mică, compoziția petrografică și morfologia ne îndreptățesc să presupunem că avem de-a face cu un centru de erupție separat. În succesiunea fazelor eruptive am putut constata că andezitele și produsele vulcanice cu acest facies se suprapun în partea de sud, formațiunii subvulcanice iar în



partea de nord, Faciesului de Toplița; sunt însă acoperite de Faciesul de Bătrîna în partea de est. Prin urmare se poate considera ca aparținind la primele faze ale erupțiunilor de Gurghiu.

4. *Faciesul de Sălăcel*. Este primul facies mai important în regiunea Munților Gurghiului de nord. Ocupă partea de W a regiunii, ieșind la suprafață de sub breciile Faciesului de Bătrîna pe marginile de N, de W și de S. Pe marginea de N de-a lungul Mureșului breciile acestui facies se suprapun breciilor de Tihu, ceea ce se vede bine la Gâlăoaia lingă calea ferată, unde deasupra breciilor de Tihu urmează tufite fine cu impresiuni de plante, mai ales de *Carex*, iar deasupra acestora, tufuri trecind în sus la brecii de tipul Sălăcel. Pe bordura de W și de S, acest facies se suprapune direct depozitelor neogene, alcătuind dealuri proeminente, ca: Szászpad, Preluca, Piatra Roșie, Piatra Tisei. În această regiune se găsesc în toate văile ocupind nivele inferioare. Crestele dealurilor sunt, însă, în general acoperite de breciile faciesului următor (Faciesul de Bătrîna). Breciile de Sălăcel prezintă foarte mari variații în aspectul macroscopic. Se caracterizează, în general, prin cimentul abundant de culoare deschisă, destul de tare, dind rocei o duritate relativ mare. Materialul clastic este reprezentat, în general, prin andezite cu piroxeni, fiind însă foarte variat în aspectul macroscopic. Se găsesc fragmente negre, cenușii, albe și roșcate. Andezite compacte nu am găsit decât în două locuri: în Valea Borzia, un andezit cu piroxeni, scoriaciu, probabil o cursă de lavă și pe Plaiul Borzii; un andezit asemănător, a cărui poziție însă este neclară. Un alt loc este în Valea Rogoza, un affluent al Fincelului, unde se găsește un andezit cu piroxeni alcătuind o cursă de lavă, a cărei poziție este la fel de neclară. Se poate să aparțină Faciesului de Bătrîna, aspectul macroscopic fiind foarte asemănător cu primul tip de andezit din acest facies. Szádeczky și prof. Török au considerat că centru de erupție al andezitelor din acest facies Dealul Sălăcel, ceea ce este posibil, însă nu se poate dovedi, fiindcă Dealul Sălăcel este de asemenea acoperit de breciile Faciesului de Bătrîna.

5. *Faciesul de Bătrîna*. Faciesul de Bătrîna este cel mai important; el predomină în toată regiunea. Părțile centrale sunt ocupate de andezite compacte care se suprapun direct peste formațiunile subvulcanice înconjурîndu-le și întinzîndu-se ca curgeri de lavă în toate direcțiile. La periferie se găsesc brecii andezitice de același tip, acoperind toate celelalte formații și ocupînd regiuni întinse. Aspectul macroscopic al andezitelor este destul de uniform, totuși sub microscop am putut distinge mai multe tipuri.

a) Tipul Buneasa este răspîndit în următoarele locuri: D. Buneasa, D. Crucii, Vf. Emberfö-Sarka, izvorul Pir. Nagy Mogyorós, D. Glighii, Poiana Măgura Mare, D. Strungei. Este un andezit cu hornblendă și piroxen, conținînd hornblendă complet corodată cam în proporție de 30–40%, pe lîngă piroxeni, 5–10%.



b) Tipul Kecskekő, pe care l-am găsit la Bătrina pe Vf. Kecskekő, pe Vf. Katalin-Sarka, la stina de pe Kereszthegy, pe Pîr. Martonka, pe linia Curmăturei, este un andezit cu hornblendă și piroxen. Cristale de hornblendă cu simbure nealterat se găsesc în proporție de 25–30%, piroxeni cam în aceeași proporție.

c) Tipul Fincel constituie următoarele înălțimi: Vf. Fincel, Vf. La Piatra, Gropșoara, Vf. Mare, Vf. Mic, D. Gheorghita, D. Plumbului, D. Măgura Mare. Este reprezentat printr-un andezit cu piroxeni și hornblendă conținând fenocristale mari de piroxeni, cam 30–40% și numai puține grăuncioare de hornblendă complet resorbite.

Această separare de tipuri se bazează pe studiul microscopic al andezitelor și deocamdată nu putem aprecia importanța ei stratigrafică. Rămîne o problemă de viitor, de a rezolva dacă aceste tipuri corespund într-adevăr mai multor curgeri separate și care este succesiunea lor.

d) Andezite cu piroxeni. În părțile periferice, între masele de brecii, sunt mai multe iviri izolate de andezite cu piroxeni, a căror poziție încă nu este cu totul clarificată. La Paphegy, Pîr. Sing (la Mesterháza), în Valea Răgoazele (Fincel) și pe Dealul Curmături appar andezite cu piroxeni, care par a fi intercalate la baza brecilor sau care alcătuiesc chiar baza lor. Alte iviri, ca andezitul bazaltic cu olivină din Valea Isticeul Mare, apar sub forma de dyke-uri. În D. Măgurița, andezitul cu piroxeni pare a fi un mic centru izolat.

Din aceasta reiese că în faza eruptivă de Bătrina atât la început cît și la sfîrșit au avut loc erupții de andezit cu piroxeni.

Cea mai mare parte a regiunii este acoperită de brecii vulcanice de tipul Andezitelor de Bătrina. În partea centrală am putut dovedi existența lor, între formațiunea subvulcanică și curgerile de lavă, pe Vf. Fincel, pe partea de S a Dealului Kereszthegy și pe D. Plumbului.

O problemă importantă și din punct de vedere geomorfologic o prezintă regiunea vestică. Începînd cu D. Ghiorița, D. Lat, Sălăcel și dealurile dinspre S de acestea, regiunea ia aspectul unui mare platou, tăiat prin văi adânci. A fost considerat de către Szádeczky ca un scut de lave. În prezent nu putem confirma această părere pentru că afară de cele două locuri amintite (V. Rogoazele, D. Curmătura) nu am putut stabili existența andezitelor compacte.

Rezumînd vulcanologia regiunii putem constata că la sfîrșitul Paleogenului a început vulcanismul însoțit și de procese intrusive ca la Mesterháza (problema masivelor de la Jirca și Gurghiu rămîne încă deschisă). A urmat activitatea eruptivă din Călimani, ale cărei produse s-au intins pînă în regiunea Gurghiu. Este vorba de punerea în loc a faciesurilor de Toplița, de Tihu și de Zebrac. După aceea sau concomitent, a avut loc mica erupție din D. Zespezelelor.

În Pliocen a început activitatea principală din Gurghiu cu Faciesul de Sălăcel și s-a continuat cu Faciesul de Bătrina, dînd naștere unui imens con vulcanic cu



centrul în regiunea obîrșiei văilor Lăpușna și Fincel. Morfologia de azi a regiunii, poziția, inclinarea și direcția curgerilor de lavă, dovedesc pe deplin aceasta.

După presupunerea noastră, după această fază, a trebuit să urmeze o erupție intensă care a aruncat în aer centrul conului vulcanic și a lărgit coșul la dimensiunea de căldare cum se prezintă azi. Materialul acestei erupții acoperă marginile curgerilor de lavă și regiunile periferice. Faptul că în regiunile centrale deasupra curgerilor de lavă nu am putut dovedi prezența maselor mari de brecii, ar contrazice această părere. Se poate explica însă și prin denudarea părților centrale mai înalte, cind eroziunea a dezgolit lavelle mai dure.

Revenind la problema formațiunii subvulcanice, vreau să expun o altă explicație care se poate da acestor masive. După ultima erupție care a aruncat în aer centrul conului, s-au ridicat, în craterul lărgit, mase de lave care însă n-au dat naștere la curgeri de lavă la suprafață ci au umplut numai căldarea, răcindu-se pe loc. Astfel aceste andezite propilitizate reprezintă o umplutură de crater.

Adincirea căldării centrale la dimensiunile de azi s-ar putea explica și prin simpla denudare a părților centrale ale conului vulcanic pînă la nucleul lacolitic presupus. Aceasta este acceptabilă la masivul de la Jirca unde deasupra lui nu s-au îngrămadit mase eruptive atît de enormă. Este însă greu de admis pentru Masivul Gurghiu unde apele curgătoare ar fi trebuit să dezgolească mase andezitice compacte și brecii, în grosime de peste 1000 m, mai ales că, pe întregul traseu al Văii Gurghiului, nu găsim aglomerate detritice într-o cantitate atît de mare ca să poată corespunde acestei dezgoliri.

În orice caz, pe aria de răspîndire a acestor andezite subvulcanice, se găsesc urmele acțiunilor post-vulcanice, hidrotermale, care au cauzat propilitizarea roei, au dat naștere zonelor de caolinizări și cuarțitzări și impregnațiilor cu minereuri, în general pirită fin diseminată. Astfel de zone am putut urmări în Masivul Gurghiului și în Masivul Jirca. Nămai o cercetare detailată ar putea aprecia valoarea lor din punct de vedere minier.

III. Sedimente post-efusive. În urma acțiunii apelor curgătoare care au erodat masele eruptive, s-au format în multe locuri aglomerate detritice din materialul eruptiv. Formarea acestora a avut loc și în timpul acțiunilor eruptive sau în intervalul dintre două faze eruptive. Sunt alcătuite din aglomerate și tufite fine. Le găsim de-a lungul Mureșului mai ales în regiunea Lunca Bradului, ca la Ördög Arok, unde ajung la o grosime considerabilă.

Regiunea depresiunii Topliței prezintă acumulări mai mari de aglomerate. Acestea au fost depuse în fostul Lac Pliocen. Stratificația materialului, stratele nisipoase și intercalăriile de cărbuni dovedesc această origine. Materialul, în general grosolan, constă în material vulcanic, în special elemente din Formațiunea de Toplița, și fragmentele sunt bine rotunjite.

O situație asemănătoare prezintă platoul de la Subcetate. Aici, în unele locuri, se ivesc brecii propriu-zise de exploziune, ca deasupra tunelului la Bitca lui Filip.



Toată regiunea însă este acoperită de aglomerate detritice din material andezitic cu fragmente de mărime variată și cu foarte multă masă fină nisipoasă, însă necimentată. Rareori se găsesc și cvarțite. Deoarece această regiune aparține și morfologic este Depresiunii Gheorgheni, am considerat aglomeratele ca sedimente lacustre ale lacului de odinioară care a ocupat depresiunea aceasta. Se pot deosebi bine de pietrișurile aluviale de pe albiile piraieielor, care însă nu conțin material fin în aşa măsură și nici alte elemente decât andezite.

Pe bordura de W, aglomeratele detritice sunt la fel de frecvente însă sunt dispuse în peninsule izolate care ocupă crestele dealurilor în imediata apropiere a marginii breciilor și în petece izolate la depărtări mai mari. Ele constau în aglomerate grosolană cu caracter torențial, nestratificate, fără intercalări de nisipuri sau tufite.

Afară de grohotișuri, prunduriile care ocupă albiile recente ale piraieielor se pot observa și în terase fluviale de-a lungul râurilor. În trecătoarea Mureșului, terasele sunt plasate pe malul nordic. Pe malul de S, ele se pot urmări numai la Toplița, Ciobotani și Mesterháza. În Valea Gurghiului sunt oarecare urme de terase, însă urmărirea lor este îngreunată de alunecările de teren care produc adesea forme morfologice asemănătoare.

IV. Tectonica regiunii. Relativ la tectonica regiunii nu am putut obține date îndestulătoare; totuși putem stabili două linii de dizlocație principale. Una este linia Mureșului, dovedită prin apele subterane de la Toplița și Sălard și prin numeroase izvoare de falie, mai ales în regiunea Lunca Bradului. Ceaalătă este linia Sălardului cu direcția N–S, care de la gura Șestinii se dirijează NW–SE. Ea este dovedită prin izvoare subtermale la Șestina și Melegág și prin sistemul de fracturi secundare care sunt vizibile la gura Sălardului și care au direcția N–S.

Cu toate că pînă în prezent am putut trăsa în linii mari structura și vulcanologia masivului eruptiv al Munților Gurghiului de Nord, au rămas și s-au ivit încă numeroase probleme importante care trebuie dezlegate și care necesită cercetări detailate, mai ales în scopul de a furniza date în privința paraleлизării cu formațiunile din Masivul Gurghiului de Sud și din Hărghita.

— IOAN TREIBER. — Vulcanologia și tectonica Munților Gurghiului de Sud.

În vara anului 1951 am fost insărcinat să fac cercetări petrologice de recunoaștere în regiunea de S a munților Gurghiului. După cum am văzut și din comunicările prof. Z. Török și ale lui A. Götz, prin metoda insușită în cercetările noastre din Masivul Călimanilor, am reușit să dezlegăm multe probleme stratigrafice și să stabilim succesiunea ciclurilor efuzive în Munții Gurghiului de Nord. Aplicind tot aceeași metodă, am încercat dezlegarea problemelor din Munții Gurghiului de Sud. Însă, pentru a putea stabili succesiunea ciclurilor efuzive de aici, în comparație cu ciclurile efuzive din Masivul Călimanilor și Munții Gurghiului de Nord,



este necesară cercetarea detailată a întregei regiuni. În comunicarea de față voi încerca o sistematizare a cercetărilor noastre din această regiune și voi da cîteva date stratigrafice, vulcanologice și tectonice, punind astfel bazele cercetărilor viitoare.

Descrierea geologică. Pe baza cercetărilor noastre de pînă acum în Munții Gurghiului de S, se pot distinge două regiuni, care diferă prin structura lor geologică: prima este regiunea curgerilor de lavă din partea de est și a doua, regiunea sedimentelor piroclastice din partea vestică.

În prima regiune intră: V. Secuiului cu vîrfurile Seaca Mică, Seaça Mare, Ferenczi-Láza, Găineasa, Tătarca, V. Nagylocului cu vîrfurile Nagysomlyó, Kis-somlyó, Ujfalvi Somlyó, Várerdő precum și văile: Ujág, Öregág și Sobasa, cu vîrfurile Delhegy (Ciumanii), Csomafalvibükk și Cigánykö.

Această zonă reprezintă totodată, regiunea marilor centre vulcanice, care au fost distruse fie de ultimele erupțiuni, fie de eroziunea ulterioară.

Ca structură geologică aceste centre vulcanice prezintă asemănări în ceea ce privește simburele subvulcanic, însă prezintă deosebiri în ce privește materialul ce le alcătuiește.

Centrul din jurul V. Secuiului prezintă, din punct de vedere structural, caracterele unui stratovulcan tipic. Partea inferioară a Văii Secuiului, dela P. Carelor (Karlocz), pe o întindere mai restrinsă, este alcătuită dintr-o rocă andezitică cu hornblendă și piroxeni. Roca arată, în multe locuri, propilitizări mai mult sau mai puțin intense cum și mineralizări slabe, pe zone destul de întinse, mai ales în jurul gurii văilor Găineasa și Tătarca. Ca aspect macro- și microscopic ele seamănă mult cu andezitele găsite în Munții Gurghiului de N, la fundul Văii Eszenyö, Făncel, Lăpușna și Sălard și pe care le-am considerat ca formațiune subvulcanică.

Deasupra formațiunii subvulcanice urmează o brecie vulcanică de o grosime considerabilă, cu intercaleațiuni de lave diferite; cea inferioară este formată dintr-un andezit cu hornblendă și piroxeni. Aspectul acestui andezit diferă foarte mult de celelalte tipuri, prin cristale de hornblendă de mărime pînă la 1 cm și prin cantitatea foarte mică de piroxen. Pe coastă de răsărit a văii, se găsesc andezite compacte cu piroxen, cu o grosime mai mare, aparținând etajului inferior al lavelor de andezit cu piroxen. La cota 1466 se intercalează un andezit mixt, adică cu hornblendă și piroxen și spre Vîrful Tătarca apar iarăși andezite cu piroxen, adică un nivel superior al acestor andezite.

Pe coasta de W, într-o brecie groasă, se intercalează vreo trei curgeri de lave de andezit cu piroxen, însă nu este posibil de a trasa limitele etajelor susmenționate. Ultima curgere de lavă este un andezit mixt, a cărui răspindire este destul de mare și care alcătuiește părțile cele mai înalte ale vîrfurilor Tătarca, Seaca și Ferenczi-láza. Aceste lave încercuiesc în formă de cunună căldarea Secuiului.

Geomorfologia și bucățile de brecii care acoperă lavelle superioare ne permit presupunerea unui mare centru de erupțiune, care prin ultima explozie a dat naștere căldării, iar materialul său piroclastic a acoperit partea vestică a regiunii.



Din punct de vedere structural regiunea Nagylocului și Ciumanilor este mai simplă. În bazinul Piriului Nagylok se găsește tot un simbure subvulcanic, pe o suprafață de cca 4 km^2 , prezentind caracter comune cu ale formațiunilor intruzive din Munții Gurghiului de Nord. Marginea acestei formațiuni este acoperită direct de curgeri de lavă. Negăsind însă brecii vulcanice deasupra lavelor înconjурătoare, presupunem că simburele subvulcanic a fost dezvelit prin erodarea conului. De la Virful Ciumanilor spre E se dezvoltă o altă formațiune subvulcanică pe o suprafață și mai mare (cca 6 km^2). Această formațiune subvulcanică a fost dezvelită prin acțiunea piraielor. Öregág, Ujág și a afluenților Piriului Sobasa. Este acoperită la margini, tot cu curgeri de lave andezitice, care în interiorul formațiunii, pe crestele înalte, formează un pinten proeminent. Între formațiunea subvulcanică și lavelile acoperitoare găsim în unele locuri întercalat un strat subțire de brecie andezitică.

În aceste două regiuni curgerile de lavă prezintă trei tipuri de andezite, bine distințe, însă fără a ne da posibilitatea de a trasa succesiunea ciclurilor:

1. Andezitul cu hornblendă, care se găsește pe versantul nord-estic, pe o suprafață mai restrinsă;

2. Andezitul mixt care se găsește pe o suprafață mai mare, pe crestele nordice și vestice ale centrului vulcanice Nagylok și Ciumani;

3. Andezitul cu piroxen, care se găsește pe o întindere și mai mare, mai ales pe crestele sudice ale centrului vulcanice Nagylok și Ciumani.

Aci trebuie socotită și regiunea Bakta (spre E de Tătarca), unde curgerile de lavă formează calote mai mult sau mai puțin întinse.

Toate datele ne îndreptățesc presupunerea că avem de-a face cu un mic vulcan individual, alcătuit dintr-o masă de brecii andezitice, acoperită de un strat relativ subțire de andezit. Acest platou de lavă, al cărui centru ar fi Virful Bakta, a fost fărămițat prin eroziune în mai multe bucăți, azi separate. Într-un singur loc, la gura Văii Melypatak, se află o rocă compactă în mijlocul brecilor. Este un andezit cu hornblendă multă și cu puțin piroxen și de o infățișare, care diferă de toate celelalte aflate în această regiune. Poziția acestei roce ar îngădui presupunerea că am avea o face cu un dyke sau cu un filon-strat orizontal, însă deoarece n-am găsit efecte metamorfice la periferie și masa fundamentală a roci este hialină, trebuie să presupunem că este vorba de o curgere de lavă anterioară.

Mai avem de amintit regiunea Borzontfö, cu o pînză de lavă mai întinsă, formată dintr-o rocă andezitică mixtă. Pe baza poziției tectonice — stînd tocmai pe o linie mare de dislocație — și a indicațiilor date de geomorfologia regiunii se poate presupune că și aici există un centru vulcanic separat.

Regiunea sedimentelor pirolastice ocupă suprafața cea mai mare din Munții Gurghiului de S, întinzîndu-se de la limitele vestice și sud-vestice ale curgerilor de lavă (obîrșia piraielor Tîrnave și obîrșia Piriului Sikaszo) pînă pe flancul vestic al regiunii, unde aceste brecii se subțiază și se aştern peste sedimentele neogene din Bazinul Ardelean.



Pe flancul nord-vestic se găsește un material vulcanic alcătuit din tufuri și brecii andezitice, cîteodată stratificate, cu aspect conglomeratic, cu incluziuni andezitice de culoare galbenă, brună, neagră și sură. Acest material prezintă în fond caractere comune cu ale Faciesului de Selecel, descris în Munții Gurghiu lui de Nord.

De la Valea Gurghiu lui spre S, pînă la Nagymezö se întinde o brecie scoriacee de andezit cu piroxen, care se dispune deasupra formațiunii subvulcânice de Seaca și care are o grosime considerabilă. Ea alternează cu curgeri de lavă. Această brecie formează pereți abrupti de 100—200 m înălțime în piraiele dintre Valea Gurghiu lui și Valea Nagyág. Dedeșubtul acestei brecii andezitice cu piroxen trebuie să existe o brecie mai veche de andezit cu hornblendă, cum ne arată aflorimentele din P. Tekerös, Juharos și Csumahegyese.

Deasupra materialului compact de brecii scoriacee, se găsește o acumulare de sedimente piroclastice, alcătuită din bucăți de andezite cu hornblendă și cu piroxen.

Din punct de vedere morfologic, Dealul Denișu, Dealul Kacza și Dealul Sikkéremezö, pare să reprezinte niște platouri de curgere de lave. După cum din profilul de la Seaca și Tătarca reiese că stratul gros de brecie este intercalat între curgeri de lave, se poate presupune că breciile acestor dealuri sunt intercalate tot între curgeri de lave, fiindcă în brecii este greu de găsit o astfel de formă geomorfologică. Însă cu toată stăruința de pînă acum, n-am putut căpăta date convingătoare în această privință.

Flancul vestic al Munților Gurghiu lui de S este alcătuit, afară de sedimentele detritice ale Efuzivului, din formațiunea friabilă a Neogenului. Cartarea acestei părți a regiunii este îngreunată din cauza alunecărilor de teren și din cauza grohotișurilor andezitice recente. Totuși am reușit să precizez limita aproximativă între depozitele neogene și între sedimentele detritice ale Efuzivului, respectiv formațiunile efuze.

Depozitele neogene mai formează și pete ce de dimensiuni variabile în părțile mai interioare ale Efuzivului. N-aș vrea să insist asupra enumerării ocurențelor acestor depozite; doresc numai, să fac cunoscut petecul de la Pîrul Kacza, unde Neogenul este dezvelit pe o lungime de 150—200 m de-a lungul pîrului. Depozitele de aci alcătuiesc pereți abrupti, înalți de 20—25 m și dizlocați, aşa încît măsurări exacte nu s-au putut efectua.

Neogenul de aci are trei orizonturi bine distințe: unul inferior, argilos, unul mijlociu, nisipos, friabil și unul superior, tot nisipos, în care se intercalează strate subțiri de argile, peste care găsim pietriș aluvial și la urmă brecie andezitică.

Flancul de E al regiunii este caracterizat de o bandă mai largă de aglomerate remaniate, detritice. Aceste aglomerate, depuse cu toată probabilitatea pe marginea lacului de odinioară, conțin pe lîngă fragmentele mari, rotunjite, de andezit, rareori cuartit sau șisturi cristaline. Sunt foarte greu de deosebit de prundurile aluvionare, care formează conuri de dejecție mai mari sau mai mici în dreptul pîraielor.



Zonele metamorfice și tectonica regiunii. Munții Gurghiului de S reprezintă o regiune interesantă din punct de vedere tectonic. Afară de linia tectonică principală cunoscută, unde sunt înșirate centrele mari vulcanice, se cunosc și alte linii. Prin mișcările ulterioare, regiunea aceasta s-a fragmentat în blocuri și pe crăpăturile formate s-a ridicat magma, formind filoane andezitice.

Prin acțiunile post-vulcanice, roca andezitică a fost metamorfozată în jurul crăpăturilor.

Aceste filoane andezitice se găsesc aproape în toate piraiele dintre Lăpușna și Nagymező, urmând direcția NW—SE și W—E. Ele sunt paralele și aproape perpendiculare pe linia mare de dizlocație. După noi, odată cu mișcările acestea a început și o activitate vulcanică mai mică în regiunea vestică, cu curgeri de lave (ivirile de lave din Muntele Malom—Praid și de la confluența piraierilor Kiság și Nagyág). Centrele acestor erupțiuni au fost însă acoperite de materialele piroclastice ale ultimelor erupțiuni din estul regiunii, cu excepția micului centru de la Csuma—Hegyese care, după părerea noastră, a fost dezvelit prin erodarea breciilor de la suprafața lui.

Ca date convingătoare pentru mișcările ulterioare și formarea crăpăturilor putem cita și zonele metamorfice. Însă aceste zone nu se restrință numai în formațiunea subvulcanică, precum am văzut în Munții Călimanilor și Gurghiului de N, ci se dezvoltă atât în lavele acoperitoare cât și în breciile andezitice (Găineasa, Seaca, Sovata).

Formațiunea subvulcanică face parte dintr-o unitate tectonică ce prezintă toate caracteristicile formațiunii subvulcanice din Munții Călimanilor și Gurghiului de N. Transformarea roci subvulcanice în andezit cu propilitizări, cu caolinizări, cu silicificări și impregnări cu minereuri se datorează soluțiunilor hidrotermale, care au urcat prin crăpături pînă la suprafață. Mineralizările însă nu s-au mărginit la aceste fracturi, ci s-au difuzat, producind dezagregarea roci și totodată impregnări de minereuri.

În această formațiune subvulcanică se mai găsește și o zonă de caolină (la S de Poiana Délhegylegelő). În partea inferioară a caolinei se găsește un strat de cuarțit, în gurile căruia (după BÁNYAI) se găsesc mici cristale de fluorit.

După cum am amintit, în regiunea Gurghiului de S, zone metamorfozate se găsesc și în regiunea breciilor. De exemplu, la Sovata, — de la Pîriul Mátyus spre SE, într-o vilcea — în brecia andezitică se găsește o zonă propilitizată cu impregnații de pirită. Asemenea la Vágópatak (Sacadat) și la Semerésnyr (la S de Illyésmező) se găsește o brecie andezitică dezagregată, de culoare galben-brună, care s-a alterat din cauza soluțiunilor hidrotermale, ieșite prin crăpături.

Procesul de alterare a breciei s-a făcut în felul următor: din elementele feromagneziene ale breciei sub influența agenților termali, s-a precipitat fierul, sub formă de pirită, sub influența hidrogenului sulfurat (stadiul observat pe Pîriul Mátyus); totodată s-a întimplat și caolinizarea feldspașilor. Limonita formată apoi prin oxidarea piritei filtrează prin brecia deja dezagregată și o colorează în galben-brun.



Toate aceste date ne conduc la concluzia tectonică finală că linia mare de dizlocație din Estul regiunii vulcanice a fost însoțită de alte crăpături secundare, din estul și vestul regiunii urmând aceeași direcție cu linia mare. Pe cind însă linia mare de dizlocație dă naștere centrelor mari de erupțiune din estul regiunii, liniile secundare dau naștere zonelor metamorfice, filoanelor andezitice și centrelor mici de erupțiune mai ales în partea vestică a regiunii.

— N. MIHAİLOVICI. — **Cercetări geologice în Munții Săbeșului¹⁾.**

— T. JOJA. — **Flișul extern și Miocenul dintre Falcău și Bilca și de la SW de Voitinelu.**

În studiu geologic al regiunii dintre Suceava și Sucevița, cercetările dintre Falcău și Bilca și de la SW de Voitinelu, constituie etapa a treia.

Ele s-au desfășurat în două sectoare ale regiunii, complet separate, din cauza condițiilor de lucru defavorabile din vara anului 1951.

Între Falcău și Bilca lucrările s-au întins în special pe malul stîng al Sucevei, în timp ce la SW de Voitinelu, ele au cuprins în special Văile Rimezeu, Voitinelu și Horodnic. La acestea am adăugat un profil de informație pe Suceava între Sadău și Falcău.

În primul sector, între Falcău și Straja, R. Suceava este flancat pe ambele maluri, imediat de munți a căror înălțime ajunge pînă la 1000 m, în timp ce între Straja și Bilca, în special malul stîng este acoperit de terase largi ce se întind pînă la frontieră.

În celălalt sector, la SW de Voitinelu, relieful este foarte deprimat pe o zonă largă corespunzînd marginiei de W a Podișului Sarmațian și Zonei Miocene. El devine în schimb foarte viu în Fliș ajungînd repede în D. Aluniș la alt. de 1000 m.

Stratigrafia

Ca și cercetările din anul 1950, cele din anul 1951 s-au desfășurat parte în Fliș, parte în Zona Miocenă și parte chiar în Sarmațianul de platformă (vezi harta).

În descrierea stratigrafică ne vom ocupa mai întîi de primul.

Flișul. După cum am arătat într-o lucrare anterioară²⁾ în Flișul din V. Sucevei se pot distinge două unități: una, superioară, și alta inferioară, avînd caractere stratigrafice distincte.

În cele ce urmează, vom considera mai întîi prima unitate, apoi pe cea de a doua, rezervînd un capitol aparte solzului celui mai extern de la gura Voivodesei a cărui integrare într-una sau alta din cele două unități, este oarecum nesigură.

¹⁾ Manuscrisul nu a fost primit la Redacție pînă la data imprimării volumului.

²⁾ T. JOJA. Structură geologică a Flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei. Comunicare prezentată în sed. Comitetului Geologic din 13 aprilie 1951.



Unitatea superioară este constituită din strate aparținând Senonianului, Eocenului și Oligocenului.

Descrierea detailată a acestor formații a mai fost făcută de noi, nu de mult, pentru regiunea de pe V. Putnișoarei și din cursul inferior al Putnei¹⁾; de aceea soscotim nimerit să ne rezumăm numai la o completare a acesteia și numai în măsura în care ea va fi strict necesară.

Senonianul prezintă faciesul tipic marginal al marnelor cu Inocerami. În el am încercat separarea a două orizonturi. Întocmai ca pe V. Cracăului²⁾ am atribuit orizontului inferior pachetul de strate din baza lui, constituit în cea mai mare parte din marne cenușii-albăstrui cu Fucoide și orizontului superior, pachetul de strate de deasupra, în care acestea lipsesc.

Orizontul inferior, atât cât apare, are o grosime de cca 300—400 m. El este constituit în cea mai mare parte din marno-calcare cenușii-albăstrui cu Fucoide, cărora în mod subordonat li se asociază calcaro-gresii vinete-albăstrui.

Orizontul superior, gros de cca 300 m, este constituit din calcare organogene vinete și vinete-cenușii, fine, dure, în strate de 20—30 cm, asociate cu intercalării de argile și marne verzi și cenușii închise, foioase (care într-o măsură mai mică sunt prezente și în orizontul inferior) și uneori microconglomerate cu elemente verzi și Alge calcaroase, în bancuri de 20—50 cm și mai rar de 1 m.

Eocenul prezintă două faciesuri: Faciesul de Scorbura și Faciesul de Putna (vezi tabelul).

1. **Faciesul de Scorbura.** Din puținele profile în care l-am urmărit chiar în D. Scorbura, în vara anului 1950, am ajuns la concluzia¹⁾ că Eocenul, în acest facies, este constituit aproape în întregime dintr-o gresie asemănătoare cu cea de Kliwa, pe care am denumit-o « Gresia de Scorbura ». În afara de gresia aceasta n-am putut distinge atunci, în Eocenul de Scorbura, decit orizontul Stratelor de Straja și Calcarul de Pasieczna. Trebuie să remarcăm însă că niciunul din profilele din D. Scorbura nu cuprinde întreg Eocenul, de la bază pînă la partea inferioară a Oligocenului. Este adevărat că în zona anticlinală de la E de linia de la Poiana Crucei, dispuneam între Putna și Sucevița, încă din verile anilor 1949 și 1950, de mai multe profile transversale complete prin Eocen. Din ele rezultă, pe de o parte, că chiar pe P. Putna, Gresia de tip Scorbura invadează numai Eocenul inferior, nu și pe cel superior (care rămîne constituit, în general, din argile și marne verzi, foioase, asociate la bază cu gresii verzi-albăstrui, moi, în strate de 5—10 cm și care se termină cu Gresia de Lucăcesti), iar pe de altă parte, că, imediat la SE de acest

¹⁾ T. JOJA. Op. cit. (Structura geologică a Flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei).

²⁾ T. JOJA. Structura geologică a Flișului dintre Cracăul Alb și Cracăul Negru. Comunicare prezentată în ședința Comitetului Geologic din 28 martie 1952. În volumul de față pagina 178.



pîrîu, în aceeași zonă, intercalăriile de Gresie de Scorbura dispar, chiar în Eocenul inferior, aproape complet.

Pentru o mai exactă cunoaștere a Faciesului de Scorbura, am urmărit în iulie 1951, în detaliu, un profil pe malul stîng al Sucevei în Eocenul dintre P. Strîmturii și P. Călăncenilor. Profilul pe care-l redăm mai jos (fig. 1), cuprinde numai orizonturile inferior și mediu al Eocenului, singurele bine deschise aici. El este situat într-o zonă ce cade imediat la W de cea din D. Scorbura.

Tot pentru a cunoaște îndeaproape cît mai multe aspecte ale acestui Eocen de Scorbura, l-am urmărit din nou într-un alt profil, dirijat E—W, pe malul stîng al Sucevei, începînd ceva mai la W de confluența cu P. Brodina.

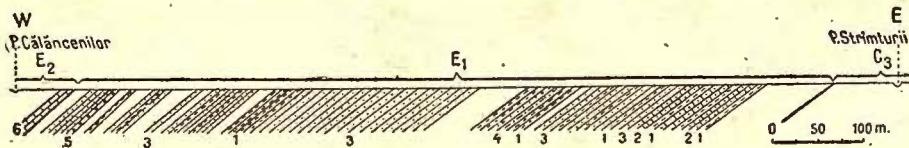


Fig. 1. — Profil prin Eocenul inferior în Faciesul de Scorbura pe malul stîng al Sucevei, între P. Călăncenilor și P. Strîmturii.

C₃, Senonian; E₁, Eocen inferior: 1, mărne (argile?) verzi în strate de 0,2—5 cm; 2, gresii calcaroase cenușii și verzi în strat de 30—100 cm; 3, gresii de tip Scorbura în strate de 30—200 cm; 4, mărne (argile?) roșii foioase; 5, conglomerate cu elemente verzi; E₂, Eocen mediu: 6, Calcare de Pasieczna cu chaille-uri.

În acest loc apare un anticlinal îngust de strate cu inclinări inverse de aproape 70°, aparținînd Senonianului inferior. Peste mărnele cenușii-albăstrui cu Fucoide, caracteristice Senonianului inferior, se aşează spre W, Senonianul superior. Aceasta este constituit, în general, din calcaro-gresii verzi-albăstrui, în strate de 20—40 cm, cu hieroglife și vine de calcit asociate cu mărne verzi foioase. Seria senonian-superioară se încheie cu un pachet de gresii calcaroase, mai întîi albăstrui, cu diaclaze de calcit, apoi albe, cu rare puncte verzi și în cele din urmă net albe, în bancuri de 2—5 m, asemănîndu-se pînă la identitate cu Gresia de Scorbura. Această din urmă gresie, care ține încă tot de Senonianul superior, poate fi urmărită pe cel puțin 100 m. Abia peste ea stă baza Eocenului inferior, reprezentată prin Stratele de Straja, constituite din mărne foioase verzi și roșii cu intercalării de calcare dure verzi-albăstrui, rubanate.

După o lipsă a deschiderilor, pe circa 300 m, profilul continuă cu Gresie de Scorbura, în bancuri groase de 1 m, cu inclinări de numai 40° tot spre W. Ea aparține, însă, de data aceasta, Eocenului inferior, întrucât stă peste Stratele de Straja. În fine, aceleasi Gresii de Scorbura, aparținînd Eocenului inferior pot fi urmărite mai departe spre W, pe încă aproximativ 300 m pînă aproape de gura Pîrîului Sadău. Pe această porțiune a profilului, ele prezintă inclinări de 10°—30° spre E, constituind flancul de W al unui mic sinclinal. Chiar la gura Pîrîului Sadău, apar din nou Stratele de Straja din flancul sinclinalului.

Acest profil arată că în partea de W a regiunii, cel puțin la Sadău, invazia Gresiei de Scorbura începe chiar din Senonianul superior și continuă în tot Eocenul-

T.JOJA: Flisul extern dintre Fâlcău și Bîcă și de la SW de Voitinelu.

T.JOJA

TABLOU SINOPTIC AL FACIESURILOR PALEOGENULUI DIN FLISUL EXTERN DINTRÉ SUCEAVA ȘI CRACĂU

Lăimea dreptunghiurilor este aproximativ proporțională cu a zonei faciale

| PINZA DE PUTNA? | | | | PINZA MARGINALE (Salii Răchitiș-Cordunescu și D.Mare-Prințata) | | PINZA MARGINALE (Salii Răchitiș-Cordunescu și D.Mare-Prințata) | | PINZA MARGINALE (Salii Răchitiș-Cordunescu și D.Mare-Prințata) | | PINZA MARGINALE (Salii Răchitiș-Cordunescu și D.Mare-Prințata) | |
|----------------------|---------------|-------------------|--------------------------------|--|------------------|--|----------------------|--|----------------------|--|----------------------|
| PINZA DE PUTNA | | PUTNA | | UNITATEA INFERIOARĂ | | AUTOHTONUL SUBMARGINAL | | AUTOHTONUL SUBMARGINAL | | AUTOHTONUL SUBMARGINAL | |
| F. de Tarcău | F.intermediar | F. de Scarbură | F.marginal int. =F.de Putna | F.marginal ext. ? =F.de Gură Putnei | F.marginal ext.? | F.marginal ext. | F.ext. conglomeratic | F.marginal ext. | F.ext. conglomeratic | F.marginal ext. | F.ext. conglomeratic |
| F. de Tarcău | F.deKrasno | F. deKrasno | F.marginal int. | F.marginal ext. | F.marginal ext. | F.marginal ext. | F.ext. conglomeratic | F.marginal ext. | F.ext. conglomeratic | F.marginal ext. | F.ext. conglomeratic |
| F. de Tarcău | F.intermediar | F.marginal intern | F.marginal ext. | F.marginal ext. | F.marginal ext. | F.marginal ext. | F.ext. conglomeratic | F.marginal ext. | F.ext. conglomeratic | F.marginal ext. | F.ext. conglomeratic |
| F. de Tarcău | F.intermediar | F.marginal intern | F.marginal ext. | F.marginal ext. | F.marginal ext. | F.marginal ext. | F.ext. conglomeratic | F.marginal ext. | F.ext. conglomeratic | F.marginal ext. | F.ext. conglomeratic |



inferior, în timp ce în zonele de mai la E, invazia este limitată numai la Eocenul inferior.

În legătură cu aceasta amintim că G. CERNEA¹⁾ într-o comunicare recentă din februarie 1952, a menționat la baza Eocenului de tip Scorbura la S de Sucevița, sub un orizont de marne verzi și roșii, care nu sănt altceva decât Stratul de Straja, existența unui pachet de gresii calcaroase, dure, albăstrui-verzui, cu diverse intercalării, având o grosime de cîțiva metri.

G. CERNEA le atribuie, pe baza afinităților petrografice, Eocenului inferior. Noi nu suntem însă de acord cu acest punct de vedere fiindcă odată limita Eocenului stabilită, chiar numai în mod convențional la baza Stratelor de Straja, ea trebuie respectată în toată regiunea.

Tot în vara anului 1951, în decursul lunii iulie, am găsit pe malul drept al Sucevei, între Falcău și Brodina, un alt profil în Eocenul de Scorbura, dacă nu cu deschideri continuu, totuși suficient de clar și complet, pe care l-am urmărit de la gura Pîrîului Ascuns spre SW.

În acest profil, Eocenul inferior invadat de Gresia de Scorbura, suportă orientul Calcarului de Pasieczna. Peste acesta stă Eocenul superior, care începe cu un pachet subțire de marne roșii, fiind constituit, în general, ca și cel din Faciesul de Putna, din gresii și marne verzi, în strate de 5–10 cm și care se termină cu Gresia de Lucăcesti.

După cum se vede, Gresia de Scorbura abundă în Eocenul inferior, dar lipsește în cel superior. Deși nu putem generaliza încă, mai ales că profilul respectiv cade într-o zonă situată ceva mai la W de cit cea din D. Scorbura, s-ar părea totuși, după datele pe care le avem pînă acum, că invazia Gresiei de Scorbura, în faciesul cu același nume, are loc numai în Eocenul inferior nu și în cel superior. Aceasta din urmă ar fi deci la fel constituit în Faciesul de Scorbura ca și în cel de Putna.

Aceeași constatare a făcut-o ulterior și G. CERNEA în Faciesul de Scorbura la S de Sucevița, fapt asupra căruia dăsa a atras atenția în comunicarea din februarie 1952¹⁾.

Ca urmare, descrierea Eocenului superior în Faciesul de Scorbura, așa cum am prezentat-o anul trecut²⁾ pare că nu corespunde realității, fapt care se datorează numărului mic de observații pe care se baza.

2. Faciesul de Putna al Eocenului este dezvoltat la E de linia de la Poiana Crucei; excepție face partea de N a regiunii în care el începe de la o linie ce să găsi puțin în fața acesteia. La descrierea lui anterioară cercetările din anul acesta n-au adus nimic nou.

Oligocenul prezintă deasemeni aspectul cunoscut²⁾. Vom adăuga numai că în partea de W a regiunii, în Oligocenul care stă peste Eocenul de Scorbura,

¹⁾ G. CERNEA. Structura geologică a regiunii Sucevița—Solca—Ciumărna. Comunicare prezentată în ședința Comitetului Geologic din 26 februarie 1952. În volumul de față pagina 145.

²⁾ T. JOJA. Op. cit. (Structura geologică a Flișului marginal de pe Putnișoara . . .).

orizontul de disodile este mai subțire decit în partea de E a ei, grosimea lui putind scădea la 100 m sau chiar mai puțin.

Unitatea inferioară¹⁾. Din această unitate este vizibilă (în semi-fereastră de la Gura Putnei) numai partea superioară a ei, constituită din Eocen mediu și superior în Faciesul de Gura Putnei, Oligocen și marne verzi de tip miocenic.

Eocenul mediu este reprezentat în Faciesul de Gura Putnei prin Calcar de Pa-sieczna cu puține chaille-uri, sau chiar lipsit de ele.

Eocenul superior este constituit numai din Strate de Bisericani tipice; Gresia de Lucăcești lipsește.

Oligocenul. În comunicarea prezentată în aprilie 1951, la Comitetul Geologic, afirmam, pe baza unor date incomplete, că Oligocenul din Unitatea inferioară este identic cu cel din Unitatea superioară.

Cercetările din vara anului 1951, au scos însă la iveală unele variații importante în constituția lui petrografică. Tot ele au arătat că Oligocenul Unității inferioare este foarte frămăntat și faliat. Faptele enumerate sunt, credem, suficiente, pentru a explica dificultățile întâmpinate la stabilirea stratigrafiei acestui Oligocen.

El incepe, în general, cu orizontul obișnuit de marne brune și menilite, uneori foarte gros, atingând la confluența Putnei cu Suceava, chiar 70—80 m. Peste acesta se așează un orizont de disodile care uneori are o grosime de 200 m ca, spre exemplu, la SE și SW de confluența amintită, dincolo de micul anticlinal de Strate de Bisericani din malul drept al Sucevei; alteori, orizontul de disodile este foarte redus sau complet absent, ca pe P. Slatina din Straja ori pe pîrful de la N de el, paralel cu acesta, precum și pe creasta care separă P. Huta de R. Suceava, la NE de Vf. Scorbura.

Partea superioară a Oligocenului este constituită în unele locuri din Gresie de Kliwa, care apare, între altele, la NW de confluența Pîrului Huta cu Pîrul Putna, precum și la E de această confluență, pe malul drept al Putnei. Existenza Gresiei de Kliwa a fost motivul pentru care consideram, pînă în vara anului 1951, Oligocenul Unității inferioare ca identic cu cel al Unității superioare. În vara acestui an, am constatat, însă, în mai multe locuri, că Gresia de Kliwa este înlocuită de conglomerate cu elemente verzi și rare calcare cu Nummuliți, elemente în general mari, alteori, dimpotrivă mici, în care caz iau aspectul unor adevărate micro-conglomerate.

¹⁾ Ea ar putea fi încercată prin străbaterea Pinzei de Putna fie în capul tectonic din D. Măgura Mică, fie pe malul drept al Pîrului Vișeu, la 3 km ESE de confluența cu P. Putna, fie, în fine, pe Putnișoara la circa 1,5 km S de confluența sa cu Putna.



Astfel pe creasta care separă P. Huta de R. Suceava, la NE de Vf. Scorbura, orizontul de marne brune revine de trei ori, constituind probabil tot atitea anticlinale. Peste ivirea cea mai internă, găsim spre W, mai întii Gresie de Kliwa și apoi conglomerate cu elemente verzi, între aceasta și ivirea de mijloc exclusiv Gresie de Kliwa, între ea și ivirea de E apar la W conglomerate, iar la E Gresie de Kliwa; orizontul de disodile pare a lipsi cu totul. Trebuie să precizăm că Oligocenul acesta conglomeratic din creasta dintre Huta și Suceava era deja figurat încă de multă vreme de D. ȘTEFĂNESCU pe harta manuscris a Comitetului Geologic la scara 1: 500.000.

Deasemeni pe P. Slatinei din Straja, pe P. Geminelu și pe pîrîul dintre ele, nu numai Gresia de Kliwa ci și disodilele lipsesc, toată partea superioară a Oligocenului fiind constituită din conglomerate cu elemente verzi.

În aceste conglomerate, de asemenei figurate de D. ȘTEFĂNESCU pe manuscrisul hărții 1: 500.000, se observă la diferite nivele, intercalării de disodile, de gresii cenușii, fine, curbicorticale, de tipul Stratelor de Krosno, de gresii grosiere micaferă, gălbui, de tip Tarcău, în bancuri a căror grosime ajunge pînă la 1 m, precum și de marne verzi, sistoase, satinate, de tip miocenic, asemănătoare cu cele din fereastra de pe malul drept al Putnei la E de gura Pîrîului Huta, cu cele de la N de Măgura Mică, precum și cu cele din plină Zonă Miocenă.

Interesant este că, pe alocuri, conglomeratele cu elemente verzi se găsesc ca intercalării, chiar în orizontul marnelor brune, ca de exemplu pe pîrîul dintre P. Geminelu și P. Slatinei. În fine, tot în aceste conglomerate oligocene, se găsește pe Pîrîul Slatinei un izvor sărat concentrat, la mijlocul lor, iar un altul, mai puțin concentrat, la bază. Reamintim deasemeni că într-un bloc de calcar cu Nummuliți, din conglomeratele de pe P. Geminelu, geologii NIȚU ȘTEFAN și COMAN PETRE, care ne însoțeau ca practicanți, au găsit cîteva exemplare de Echinide, probabil de *Echinolampas*.

În afară de aceasta, la SSW de Oligocenul de pe Pîrîul Slatinei, în continuarea lui, pe malul drept al Sucevei, apare o serie groasă de gresii micaferă grosiere, gălbui, nefosilifere, de tip Tarcău, în bancuri de 1—2 m, cu intercalării rare de gresii asemănătoare cu ele, dar microconglomeratice cît și de-microconglomerate propriu-zise cu elemente verzi. Aceste gresii, cu inclinări de 20°—30° spre W, stau pe un orizont de marne brune. Inițial, le-am considerat eocene; în momentul de față, însă, avind în vedere asemănarea cu gresiile de tip Tarcău intercalate în Oligocenul de pe P. Slatina, precum și poziția lor stratigrafică, le atribuim Oligocenului.

Marnele verzi de tip miocenic apar în mica fereastră de pe malul drept al Putnei din fața gurei Pîrîului Huta, precum și în nordul Dealului Măgura Mică, la poalele lui. Descrierea lor anterioară¹⁾ este suficient de detailată pentru a nu mai fi necesar vreun adăos.

¹⁾ T. JOJA. Op. cit. (Structura geologică a Filișului marginal de pe Putnișoara...).

În privința acestor marne verzi, profilul de pe P. Slatina din Straja, în care, în Oligocenul superior se găsesc intercalații asemănătoare, ne-a făcut să ne punem întrebarea dacă ele n-ar putea aparține eventual Oligocenului. Deocamdată, credem, însă, că atribuindu-le Miocenului, nu putem greși mult.

Din păcate, analizele micropaleontologice efectuate pe două probe de marne verzi de tip miocenic, din fereastra de pe malul drept al Putnei, s-au dovedit sterile. De altfel există, în general, o mare nepotrivire între vîrstele atribuite de noi formațiilor întlnite între Suceava și Sucevița și cele rezultate din analizele micropaleontologice efectuate pînă acum în laboratorul Comitetului Geologic. Cum am mai afirmat încă și altă dată, nepotrivirea aceasta se datorește, probabil, faptului că metoda de lucru respectivă nu este încă pusă la punct pentru Flișul din Bucovina și Moldova de N.

Solzul extern al Flișului de la gura Voivodesei. Cartarea solzului cel mai extern al Flișului de la gura Voivodesei a întîmpinat mari dificultăți din pricina bazei topografice necorespunzătoare. Deocamdată, ea nu poate fi considerată terminată. În speranță că o mărrire a hărții de la scara 1: 25.000 la scara 1: 10.000 ne va permite să ducem operația la bun sfîrșit, putem spune că cercetările din vara anului 1950 au marcat totuși un oarecare progres.

Solzul extern de la gura Voivodesei poate fi urmărit la marginea Flișului începînd din V. Voitinelului spre SSE. După ce taie P. Voivodesei ceva mai la E de gura lui, solzul acesta atinge Sucevița pe o lărgime de 1,5 km, după care se continuă la S de acest pîrîu, în regiunea studiată de G. CERNEA.

Solzul de la gura Voivodesei este constituit din Eocen mediu, Eocen superior și Oligocen.

Eocenul mediu este reprezentat prin Calcar de Pasieczna, pe alocuri cu chaille-uri.

Eocenul superior este reprezentat, în partea de S a solzului, pe V. Sucevița și Voivodeasa, prin Strate de Bisericani. La N de P. Voivodeasa, el este însă constituit din marne verzi, ceva mai tari și mai aleș foioase, deosebindu-se prin aceasta de cele din Stratele de Bisericani, care sunt solzoase și de culoare verde-gălbui. Din această cauză ele nu mai pot fi considerate ca reprezentând Strate de Bisericani tipice.

Eocenul este flancat atât la W, cât mai ales la E, de Oligocen. Oligocenul din flancul de W este constituit din marne brune și dintr-un pachet subțire de disodile cu frecvențe intercalații de Gresii de Kliwa, peste care urmează orizontul Gresiei de Kliwa propriu-zis.

Oligocenul din flancul de E are o constituție asemănătoare, cu deosebirea că, pe de o parte, Gresia de Kliwa de la partea superioară a lui pare mai slab cimentată, iar pe de altă parte, începînd de la N de P. Horodnic pînă în Pirul Voitinelu, el prezintă invazii neregulate de conglomerate cu elemente verzi. Pe acest



din urmă sector al flancului de E, Gresia de Kliwa apare numai ca intercalații și ia o dezvoltare ceva mai mare numai pe un affluent al Pîrîului Voitinelu, la E de cantonul Pietroasa.

În afară de aceasta, tot la marginea Flișului, pe P. Rimezeu, apare pe o mică suprafață Oligocenul, constituit din marne brune, disodile și conglomerate cu elemente verzi, ale căror strate în serie inversă înclină spre SW. Acest Oligocen, a cărui cárta nu este încă terminată, deși nu este în directă continuitate cu solzul de la gura Voivodesei, ține, probabil, tot de el. Este interesant, în fine, că, peste capătul lui de SE, stă un mic petec de acoperire de Senonian.

Sintetizând cele de mai sus, putem spune că în Paleogenul din solzul de la gura Voivodesei, Eocenul superior nu se prezintă în faciesul Stratelor de Biserici pe toată întinderea lui, iar Oligocenul, grezos la partea superioară, în sectorul de S, trece la un facies conglomeratic, în cel de N. Deși primul caracter îl apropie de Faciesul de Putna, caracteristic pentru Unitatea superioară, cel de al doilea îl apropie mult de Faciesul de Gura Putnei, caracteristic pentru Unitatea inferioară. Cu toate că din punct de vedere stratigrafic, avem motive aproape egale ca să legăm solzul de la gura Voivodesei de una, sau de cealaltă din cele două unități, balanța înclină ceva mai mult spre Unitatea inferioară. De aceea în ipotezele tectonice ce vom face mai departe, vom considera solzul de la gura Voivodesei ca aparținând Unității inferioare.

După cum se vede, ultimele date cu privire la acest solz, diferite de cele din anul precedent¹⁾, ne conduc la aceeași concluzie, datorită faptului că ele s-au modificat în același sens, atât în ce privește Paleogenul din Semi-fereastră de la Gura Putnei, cât și în ce privește cel din solzul de la gura Voivodesei.

Zona Miocenă. Pe tot teritoriul cuprins între malul stîng al Sucevei și frontieră cu U.R.S.S., Miocenul este complet acoperit de terase. El apare numai la S de Rîul Suceava, la exteriorul Flișului, pe versantul de NE al Dealului Alunișu, ca o zonă a cărei lățime variază între circa 0,5—2 km. Deschiderile sunt rare și de multe ori neclare. Lăsind la o parte Miocenul de pe P. Slatinei de care ne-am ocupat altădată¹⁾, cele mai bune iviri se găsesc pe P. Rimezeu. Pe acest pîrîu, Miocenul este constituit din marne foarte moi roșcate și cenușii-albăstrui, în care stratificația se distinge cu greu. Ele se prezintă în strate de 10 cm și au înclinații slabe (20°) spre WSW.

Pe alocuri, în aceeași zonă, la SW de P. Rimezeu se găsesc fragmente foarte mici de gresii nisipoase galben-verzui, provenind din strate groase de 2—3 cm.

Conglomerate cu elemente verzi nu apar nicăieri. Nu lipsesc însă manifestațiunile saline. Astfel, un prim izvor sărat concentrat apare într-un vilcel din malul drept al Pîrîului Rimezeu, la cca 0,5 km SE de talwegul acestui pîrîu; un al doilea izvor sărat, la fel de concentrat, apare lingă P. Slatina, affluent de pe stînga Pîrîului

¹⁾ T. JOJA. Op. cit. (Structura geologică a Flișului marginal de pe Putnișoara ...).



Voitinelu, la cca 1 km SSE de celălalt. În fine, un ultim izvor slab sărat și sulfuros se găsește într-un vîlcel din malul drept al Pîriului Voitinelu, la marginea Flișului, la cca 1 km E de cantonul Pietroasa.

Sarmațianul de platformă de pe P. Rimezeu a mai fost descris de noi¹⁾ așa incit nu mai revenim asupra lui.

La SE de acest pîriu, între P. Voitinelu și P. Sucevița, el este în cea mai mare parte acoperit. Totuși pe P. Voitinelu, la cca 1 km E de slatină, apar niște gresii gălbui, nisipoase, în strate de 1—2 m, nefosilifere dar cu resturi de plante, foarte probabil de vîrstă sarmațiană; de asemenei aproape de șos. Vicovul de Jos—Marginea, se găsesc din nou deschideri într-o serie de marne cenușii, moi, în strate subțiri, cu *Ervilia*, *Neritina* și *Bulla*, de data aceasta însă, sigur sarmațiene. În acest loc, stratele respective, inclinate puternic sub baza terasei, denotă existența unor fenomene de alunecare anterioare formării acesteia.

Pe P. Horodnic, cel puțin pînă ceva mai în aval de cantonul de vinătoare, n-am găsit nici o deschidere.

În fine, unele nisipuri galbene de pe P. Teșoara, nefosilifere și altele cenușii cu Ceriți, aparțin probabil tot Sarmațianului.

Tectonica

În capitolul de față, ne vom ocupa pe rînd de tectonica de amânat mai întîi a Flișului, apoi a Zonei Miocene iar la sfîrșit de cea a Sarmațianului de platformă din cele două sectoare ale regiunii dintre Suceava și Sucevița, cercetate în vara anului 1951, și vom încheia cu cîteva considerații asupra legăturii unităților tectonice din V. Sucevei cu celelalte unități ale Flișului.

Flișul este constituit dintr-o serie de cîte strînse, deversate spre E aproape în totalitatea lor și adeseori mai mult sau mai puțin faliate.

Sectorul dintre Falcău și Bilca. În Unitatea superioară, între Sadău și Falcău, profilul urmărit pe V. Sucevei a pus în evidență existența mai multor cîte de tipul menționat mai sus. Pentru moment nu putem da detalii cu privire la ele, întrucît nu le-am urmărit încă suficient pe direcție. Menționăm, însă, deocamdată prezența, în dreptul confluentei Falcăului cu Suceava, a unei fali, care pare a fi mai importantă întrucît de-a lungul ei se observă o încălecare directă a unei zone de Senonian inferior peste un Oligocen superior, situat la exteriorul ei. Oligocenul acesta constituie, la E de linia de încălecare amintită, un sinclinal deversat spre E, pe al cărui flanc exterior apare succesiv Eocenul, Senonianul superior și Senonianul inferior. Senonianul inferior este relativ bine deschis pe stînga șoselei dintre Falcău și Straja, între Monumentul Împăratului și gura Pîriului Straja. La gura acestui pîriu, apare

¹⁾ T. JOJA. Op. cit. (Structura geologică a Flișului marginal de pe Putnișoara...).



de sub el un sinclinal cu Eocen inferior în ax, deversat tot spre E și al cărui flanc de Vest este laminat. În fine de aci spre E, apare din nou, de sub Eocenul inferior, Senonianul superior și apoi cel inferior cu-inclinări spre W și cu hieroglifele pe partea inferioară a stratelor.

Senonianul inferior încalcă în dreptul Piriului Slatina, direct peste Oligocenul superior conglomeratic al Unității inferioare. Același Senonian inferior se continuă și pe malul drept al Sucevei la E de gara Straja—Ferestrău, unde stă peste gresiile micaferale ale Oligocenului superior de care ne-am ocupat la capitolul de Stratigrafie.

Linia de încălcare a Senonianului peste Oligocenul de pe P. Slatina din Straja este prelungirea liniei de șariaj din Semi-fereastră de la Gura Putnei. Începînd din talwegul Sucevei, spre N, pînă în frontieră și apoi puțin dincolo de aceasta, ea era de mult figurată pe manuscrisul hărții Comitetului Geologic la scara 1: 500.000, cu un traseu aproape identic cu cel observat de noi. Este însă de remarcat că, pe manuscrisul hărții 1: 500.000, linia de încălcare de la Straja nu este reprezentată cu semnul convențional al unei linii de șariaj ci, cu semnul obișnuit al unui contact anormal de importanță secundară, cum sunt încă multe altele figurate pe aceeași hartă. De altfel după traseul pe care îl prezintă nici nu putea avea altă semnificație. Într-adevăr ea este figurată numai pe o mică distanță pe malul stîng al Rîului Suceava, acolo unde lipsește Eocenul. Reapariția pe harta 1: 500.000 a acestuia, atât la N, cât și la S, arată o normalizare a raporturilor tectonice. De aci concluzia logică trasă de autorul hărții menționate: dispariția liniei de contact anormal.

Unitatea inferioară apare în continuarea Semi-ferestrei de la Gura Putnei între P. Slatina din Straja și P. Geminelu. Pe acest din urmă pîrlu ea constituie un anticlinal larg de Strate de Bisericieni inclinînd, în general, cu 10° — 20° spre NW, respectiv 30° — 40° spre NE. Pe flancul de W al lui se aşeză Oligocenul conglomeratic ale cărui strate inclină cu cca 30° spre W și intră sub Senonianul inferior al Unității superioare. În fine la E de Geminelu, în fișa de toren dintre frontieră și Suceava, lipsesc cu desăvîrșire deschiderile pînă la marginea regiunii.

Sectorul de la SW de Voitinelu. În acest sector, în Unitatea superioară, cercetările din vara anului 1951 au arătat că Senonianul din cea de a treia zonă anticlinală¹⁾ încalcă peste Eocenul superior al sinclinalului din D. Alunișu (fig. 2) pînă în dreptul Piriului Voitinelu. Din acest loc spre SSE, apare, aproape brusc, Oligocenul din axul acestui sinclinal, mai întîi laminat în parte și încălcat de Senonian, apoi dezvoltat complet în D. Bitca Mare.

Este de remarcat că apariția bruscă a Oligocenului la S de P. Voitinelu se face, după cit se pare, de-a lungul unei falii transversale aproape rectilinii cu direcția SW—NE care separă 2 compartimente. În dreptul ei, Eocenul superior și Oligocenul

¹⁾ În ordinea de enumerare adoptată în lucrarea cu privire la Flișul marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei.

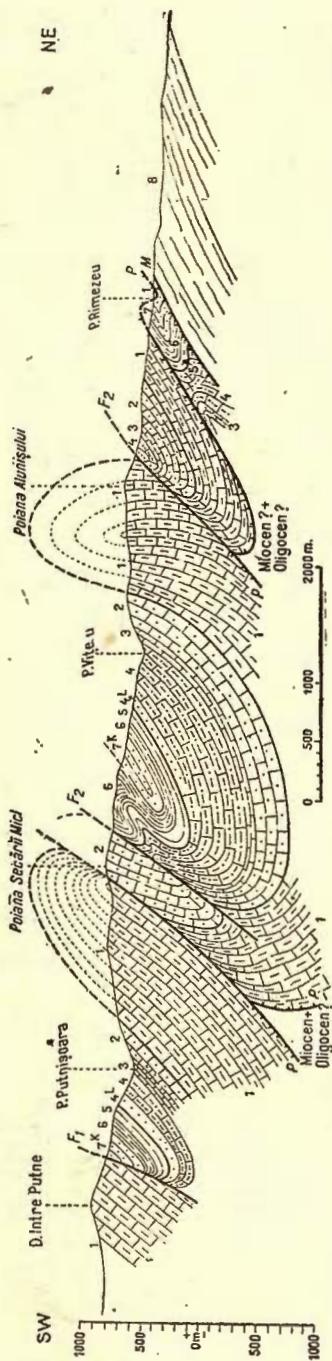


Fig. 2. — Profil transversal prin Flisul extern de la WSW de Voitinelu, între Putnișoara și Rimezeu.
 1, Senonian; 2, Eocene inferior; 3, Eocene mediu (Calcar de Pascicnă); 4, Eocene superior (4 L, Gresie de Lucăcesti la partea superioară); 5, Orlizontul inferior al Oligocenului (marne brune și menitile); 6, Orlizontul mediu al Oligocenului (disodile); 7, Oligocene superior de facies congoieratic (7 K, Oligocene superior de facies Kilwa); 8, Miocene; P—P—P, planul de sărăie al Putnei de la Poiana Cruci; F₁, fâlfie de ordinul I (linia de la Poiana Voivodăse).

inferior din compartimentul de S al flancului de E al Sinclinalului Alunișu sînt deplasate spre E cu circa 250 m față de cele din compartimentul de N. În același timp Senonianul din axul celei de a treia zonă anticinală se retrage tot în compartimentul de S, în sens invers, adică spre W, cu 250 m. În fine, mai la SSE, pe P. Voivodeasa apare și Eocenul din flancul de W al Sinclinalului Alunișu și concomitent se produce o lărgire a Senonianului din cea de a treia zonă anticinală.

Aceleași cercetări au arătat că Senonianul din axul celei de a patra zonă anticinală este împins pe malul drept al Rimezeului spre E, în aşa fel incit constituie la marginea Flisului un mic petec de acoperire, peste Oligocenul conglomeratic din fața lui. De aici spre S, pe flancul său estic, apare și Eocenul inferior laminat și încălecat peste Miocen. După ce, în fine, Senonianul acoperă din nou Eocenul și stă iar direct peste Miocen, se lărgeste considerabil între cantonul Pietroasa de pe P. Voitinelu și Poiana Horodnicul Mare și încalcă mult peste Oligocenul solzului de la gura Voivodesei. Este interesant că acesta din urmă apare de sub Senonianul inferior și într-o mică semi-fereastră alungită de cca 500 m, la 800 m E de cantonul citat. La S de Poiana Horodnic, Senonianul din axul anticinalului celei de a patra zonă se retrage în interior și se afundă în cea mai mare parte a lui. De aici pînă aproape de P. Voivodeasa, încălecarea acestui anticinal peste Oligocenul și în parte și peste Eocenul

superior al solzului de la gura Voivodesei, se face prin intermediul Eocenului inferior și pe o mică distanță al celui mediu de pe flancul de E al său.

În ce privește solzul de la gura Voivodesei, pe care-l atribuim cu oarecare rezerve Unității inferioare, acesta este constituit dintr-un anticlinal de Eocen superior (între Voivodeasa și Sucevița în Faciesul Stratelor de Biserici) în axul căruia apare și Eocen mediu (Calcare de Pasieczna). Anticlinalul amintit se dezvoltă începând din P. Horodnic spre SSE și este flancat atât la W cît mai ales la E, de cîte un sinclinal de Oligocen. Este interesant că în timp ce sinclinalul de Oligocen din E este aproape complet dezvoltat, cel din W este mult laminat, începând chiar din capătul lui de N, pînă la S de Voivodeasa, uneori pînă la dispariție; pe Sucevița și Șoarecu, însă, ajunge să aibă și el o dezvoltare mai mult sau mai puțin completă.

Din V. Suceviței, întreg acest solz trece în regiunea studiată de G. CERNEA.

Zona Miocenă este atât de îngustă în regiunea noastră, iar deschiderile atât de rare, încît nu ne putem da seama, decit în mod foarte vag, de tectonica ei. Singurul lucru care se poate afirma cu precizie este că, în timp ce pe P. Slatina de la N de Rimezeu, Miocenul prezintă înclinări, în general de 40° spre SW, pe P. Rimezeu, acestea scad la 20° și chiar la 15° .

Sarmatianul de platformă este constituit din strate perfect orizontale.

Legătura unităților tectonice din V. Sucevei cu celelalte unități ale Flișului. Dovezi de existența unui important șariaj pe V. Sucevei au fost aduse, pentru prima oară, de autorul acestor rînduri în anul 1951¹⁾.

Sub acest raport vechiul manuscris al hărții 1: 500.000 a Comitetului Geologic se deosebește fundamental de harta noastră. Nu este — credem — inutil să insistăm asupra faptului că, mai ales linia de șariaj de la fundul Pîrîului Huta la Gura Putnei, nu apare pe această hartă sub nicio formă. De asemenei linia de încălcare a Senonianului peste Oligocenul conglomeratic de la Straja, la N de Suceava, este figurată numai ca o linie de încălcare secundară. Lipsește de asemenei Oligocenul de sub Senonianul din nordul Dealului Măgura, precum și mica fereastră din malul drept al Putnei la N de P. Sălătruc. În fine, Senonianul din D. Măgura, nu este figurat ca un sinclinal care plutește și pe deasupra, în nici un punct al hărții nu apare semnul convențional al liniilor de șariaj.

În afară de aceasta, în ultima vreme G. CERNEA²⁾ a arătat că încălcarea solzului de la gura Voivodesei, pe care noi o consideram încă din anul trecut¹⁾, ca avind amploarea unui șariaj, prezintă în mod indubitatibil acest caracter între Pîraiele Sucevița și Solca. Într-adevăr d-sa a arătat că solzul amintit plutește, între aceste două cursuri de apă, peste Miocen.

G. CERNEA, reluind o idee pe care am exprimat-o și noi mai de mult³⁾ sub forma unei bănuieri, leagă însă Unitatea superioară, în care include și

¹⁾ T. JOJA. Op. cit. (Structura geologică a Flișului marginal de pe Putnișoara...).

²⁾ G. CERNEA. Op. cit. (Structura geologică a regiunii Sucevița...).

³⁾ T. JOJA. Structura geologică a Flișului marginal dintre V. Voivodeasa și Sucevița. Comunicare prezentată în șed. din 3 februarie 1950, la Comitetul Geologic (sub tipar).



solzul de la gura Voivodesei, cu Pinza Marginală, aşa cum a fost definită de I. ATANASIU, pe V. Cracăului.

De la început trebuie să remarcăm că legătura dintre unitățile din V. Sucevei și celelalte unități din Flisul marginal, este în general greu de stabilit. Această legătură este cu atât mai greu de stabilit spre S cu cât Flisul se îngustează în această direcție pînă la numai cîțiva kilometri în V. Suha, și cu mult mai greu pentru Unitatea inferioară (care este în cea mai mare parte acoperită) decît pentru cea superioară.

După cum am arătat cu altă ocazie în privința continuării spre N a Unității superioare, putem face trei ipoteze:

Ea ar putea să facă corp comun cu Pinza de Skole; în acest caz ar trebui să renunțăm la denumirea de Pinză de Putna.

Ea ar putea de asemenei să facă corp comun cu Pinza de Pocuția, în care caz, denumirea propusă de noi ar trebui să aibă aceeași soartă.

În fine, într-o a treia ipoteză, care ni se pare cea mai plauzibilă; Pinza de Putna ar lua naștere ca un solz independent în Pinza de Pocuția, constituind flancul de E al Anticlinalului Ploski, care ar avansa apoi spre exterior, ajungind treptat, către SE, la amploarea unei pînze.

Deocamdată nu suntem încă în măsură să arătăm exact legăturile faciale dintre Pinza de Putna și unitățile tectonice din Pocuția.

Remarcăm doar că după B. SWIDERSKI¹⁾ în zona Faciesului de Pocuția, situată la exteriorul Pinzei de Skole, se disting, în ceea ce el atribuie Oligocen—Mioe-nului inferior, următoarele orizonturi: la bază, menilite, Gresii de Kliwa (în special în Anticlinalele Ploski și Maksymiec, deci la W de linia presupusă de noi a reprezenta începutul frunții Pinzei de Putna), șișturi bituminoase negre și menilite superioare; toate acestea sunt înglobate de B. SWIDERSKI sub denumirea de șișturi menilitice. La partea superioară stau Stratele de Polanica, constituite din gresii calcaroase cenușii-verzui, micacee, grosiere și șișturi argiloase de aceeași culoare.

În privința Stratelor de Polanica, SWIDERSKI atrage atenția asupra faptului că în Sinclinalele Kamienisty și Kamienisty—Karmatura, deci în cele mai externe, ele cuprind în bază și la partea superioară a lor conglomerate cu elemente verzi. Este interesant că atât menilitele superioare cit și Stratele de Polanica au fost urmărite de SWIDERSKI și WDOWIARZ²⁾ pînă în V. Ceremușului. Nu știm însă ce se întimplă cu ele între acest riu și Rîul Suceava, dar, cel puțin, primele lipsesc în mod sigur în regiunea noastră.

Reținem din cele de mai sus în mod special existența unei diferențe de facies laterală în Pocuția și anume prezența Gresiei de Kliwa în anticlinalele din vestul liniei

¹⁾ SWIDERSKI B. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych Karpatach Po-kuckich i na ich Przedgórzu w latach 1925—1926. Państwowy Instytut Geologiczny Sprawozd. T. IV, pg. 361—408, Warszawa 1927.

²⁾ WDOWIARZ I. Piaszczownina skolska w regionie Czeremoszu. Rocznik polskiego towarzystwa geologicznego. T. XVII. Za rok 1947, pg. 197—293. Krakow, 1948.



care pare a fi începătul șariajului Pinzei de Putna și prezența conglomeratelor cu elemente verzi, în sinclinalalele din exteriorul ei. Această diferență de facies în Oligocen, la W și E de linia menționată, pare să corespundă diferenței de facies dintre Oligocenul Pinzei de Putna și cel al Unității inferioare.

Dacă încercăm acum să stabilim legătura unităților din V. Sucevei cu cele din S, constatăm că această operație este și mai dificilă după cum am spus, din cauza îngustării Flișului în V. Suha. În acest loc, Flișul marginal este atât de îngust încit nu mai putem vorbi de existența unor pinze de șariaj ci, cel mult de existența unor solzi. Într-adevăr, în V. Suha se pot distinge trei solzi¹⁾ și anume de la W la E: Solzul Fintinelelor, Solzul Răchitiș—Corduneanu și Solzul D. Mare—Pringata. Pentru motive de ordin stratigrafic și tectonic, expuse cu altă ocazie²⁾, noi unim Unitatea superioară de pe V. Sucevei cu Solzul Fintinelelor din V. Suha într-o singură unitate, caracterizată printr-un Paleogen de facies marginal intern, unitate pe care am denumit-o Pinza de Putna (vezi tabelul). În măsura în care se poate face o legătură între Flișul marginal de la N și S de V. Suha, Pinza de Putna reprezintă, facial, numai partea cea mai vestică a Pinzei Marginale. Paleo-genul de facies marginal extern care constituie Solzul Răchitiș—Corduneanu, intră sub Solzul Fintinelelor, reprezentând la S Pinza de Putna și rămîne sub ea, cel puțin pînă la N de V. Sucevei. Aceasta ne face să bănuim că pe V. Sucevei șariajul real al Pinzei de Putna este mai mare decît cel aparent, întrucît trebuie să presupunem Unitatea inferioară prelungită pe dedesubt spre W, pe o distanță egală cu lărgimea zonei faciesului marginal extern aci absent.

In ipoteza că Unitatea superioară este o pinză a cărei frunte nu se leagă nici cu cea a Pinzei de Skole, nici cu cea a Pinzei de Pociuția, consideram în anul 1950) Unitatea inferioară ca reprezentind ea însăși o pinză aparte. S-ar părea că există două argumente contra acestei interpretări și anume: prezența klippei de la Crasna Ilschii, care pare înrădăcinată și adincimea mare la care ar trebui să presupunem Autohtonul acestei unități.

În ce privește primul argument trebuie să precizăm că deocamdată nu cunoaștem exact condițiile în care apare klippa citată.

În privința celui de al doilea argument, remarcăm că Autohtonul ar trebui să se găsească la adincimea de cca 2000 m, ceea ce nu e mult dacă ne gîndim că la aceeași concluzie am ajuns și cu privire la Autohtonul Submarginal din V. Neamțului³⁾.

De altfel, aceste două argumente nu pot rezista și pentru alt motiv mult mai puternic. Într-adevăr, în Pociuția, Flișul extern, pînă în Zona Miocenă, constituie o

¹⁾ T. JOJA. Structura geologică a Flișului marginal din regiunea Văilor Suha Mare și Suha Mică. Comunicare prezentată în șed. Institutului Geologic al României din 17 dec. 1948 (sub tipar).

²⁾ T. JOJA. Op. cit. (Structura geologică a Flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei...).

³⁾ T. JOJA. Op. cit. (Structura geologică a Flișului dintre Gracăul Alb ...).

pînză, Pinza de Pocuția, al cărui șariaj peste Miocen a fost verificat, cel puțin la marginea Flișului, prin sondaje.

Nu am avea deci nici un motiv să considerăm Unitatea inferioară din V. Sucevei (continuare posibilă a Pinzei de Pocuția) altfel decât ca fiind ea însăși o pînză.

Nu este exclus ca ea să reprezinte prelungirea spre N a celor doi solzi (Răchitiș—Corduneanu și Dealul Mare—Prîngata) care pe V. Suha alcătuiesc partea externă a Pinzei Marginale, care împreună cu Submarginalul să constituie o singură unitate șariată ca și continuarea ei, Pinza de Pocuția¹⁾ peste Miocen. Șariajul solzului de la gura Voivodesei peste Miocen la S de Sucevița, solz pe care noi suntem înclinați să-l legăm de Unitatea inferioară, nu ar face decât să întărească acest mod de a vedea.

¹⁾ SWIDERSKI B. Op. cit. (Słownictwo z badań . . .) (textul, harta și profilele nr. V și VII).



ANEXA Nr. 1

— LAZĂR PAVELESCU. — Cercetări geologice și petrografice în Munții Poiana Ruscă (Valea Fierului)¹⁾.

Regiunea care formează obiectul acestei comunicări se găsește în partea de SE a Munților Poiana Ruscă.

La N teritoriul studiat este delimitat de V. Govîjdia și Culmea Căruntului, la W de satele Lunca Cernii, Lunca Negoiului, Culmea Cioaca Ocolului, Lăzureții Mari și confluența Văii Nedelului cu V. Vacii; la S de V. Vacii, și V. Luschii și la E de liziera satelor Poieni, Stei, Răchitova, Vălioara, Lindjina, Ciniș și Teliuc.

Reînful regiunii este foarte accidentat, format din culmi și creste ale căror altitudini variază între 600—1200 m.

În aceste culmi își are originea o rețea întreagă de văi ale căror ape sunt drenate înspre văile principale, cum sunt V. Govîjdia, V. Tătăușului, V. Băile, V. Măciucașului, V. Lacurilor și V. Fierului.

Totalitatea văilor care brăzdează regiunea aceasta au direcția E—W, afară de V. Cernii, care de la izvor și pînă la Băia Craiului are o direcție E—W, direcție care și-o schimbă de aici spre NE.

Văile, în general, sunt înguste, avînd de-o parte și de alta coaste repezi ce se ridică de la 400 m la 1000 m și formează adesea chei, complet inaccesibile, cum sunt Cheile Cernei între satele Lunca Cernii și Hajdău.

Regiunea este, în general, împădurită și foarte puțin populată.

Formațiunile geologice care iau parte la alcătuirea regiunii cercetate se pot împărti în trei categorii:

În prima categorie, sunt reprezentate șisturile cristaline, care constituie și fundamentul regiunii și sunt și cele mai răspîndite.

În a doua categorie, intră rocele eruptive intrusiv și efusive, iar în categoria a treia, depozitele sedimentare ale Bazinului Hațeg și ale Bazinului Lunca Cernii—Rusca Montană.

1) Comunicare ținută la Comitetul Geologic în ședința din 9 ianuarie 1951.



I. Șisturile cristaline

Fundamentul Munților Poiana Rusă este constituit din șisturi cristaline aparținând probabil domeniului getic.

Caracterul petrografic al acestor șisturi cristaline ne face să le atribuim atât șisturilor cristaline de facies epizonal, cât și acelora de facies mesozonal. În partea de S a regiunii cercetate se întâlnesc și zone de șisturi cristaline care prezintă unele caractere (intermediare) de tranziție.

A) Seria șisturilor cristaline de facies epizonal. Această serie de șisturi cristaline ocupă îndeosebi partea de N a regiunii studiate și provine din metamorfozarea unui complex sedimentar argilo-marnos și gresos sub influența unui metamorfism epizonal.

Între aceste șisturi cristaline de facies epizonal se remarcă zone puternice în care predomină clorito-șisturile, șisturile sericitice, șisturile cuarțitice și filitele sericito-cloritoase sau grafitoase.

În acest complex șistos clorito-sericitic cu caracter mai mult sau mai puțin filitic, se întâlnesc și intercalăriuni de calcare cristaline, calcare dolomitice alb-gălbui sau cenușii și de cuarțite sericitice, care formează împreună o serie de anticlinale strâns cutate, de direcție generală E-W, NE-SE.

Spre S, această serie vine în contact cu șisturile cristaline de facies mesozonal începînd dela Cincis și pînă în spre Ruschița. Această limită spre W de Cincis se îndreaptă spre Culmea Tilharilor, marginea de N a satului Toplița, apoi de-a lungul Văii Vălarița, ocolește pe la N satele Cernișoara și Floresei, trece pe V. Băile și se îndreaptă pe la S de satul Vadu Dobrii către Ruschița.

Către N, această serie de șisturi cristaline vine în contact cu marea masă a calcarelor cristaline, în cea mai mare parte dolomitice, dintre Hunedoara și Runcu.

Spre E, între Teliuc și Cincis, aceste șisturi cristaline sunt acoperite de depozitele mediteraniene ale Bazinului Hațeg.

a) *Şisturile sericito-cloritoase.* Ele sunt de culoare verzuie-albicioasă cu reflexe argintii, foarte șistoase, adesea mărunt încrețite, prezintind o structură lepidoblastică și o textură paralel-sinuoasă.

Compoziția lor mineralogică este foarte heterogenă, fiind constituită din granule fine de cuarț, sericit, clorit, albit, calcit, în proporții foarte variabile.

Uneori, aceste șisturi trec în mod treptat prin nenumărate variațiuni intermediare la tipuri net filitice, începînd de la șisturi cuarțitice cu o structură pregnant granoblastică la filite sericitice sau grafitoase.

Sub microscop se pot deosebi pe fondul secțiunilor, fișii în care unul sau altul din mineralele principale predomină. Uneori prezintă o structură ușor granoblastică, cu granule bine sortate și cu o dispoziție în benzi a lamelelor de clorit și sericit și care imprimă uneori roci o structură granolepidoblastică și o textură paralelă. Alteori,



structura are un caracter cataclastic evident și se observă mai ales la planele de alunecare, care sunt marcate prin dispariția solzilor de sericit sau clorit, plane, care prezintă frecvent inflexiuni sau crăpături.

Sericitul apare deobicei în asociere cu cloritul (pennin) și prezintă o dispoziție sinusoidală sau o cutare intimă la scara milimetrilor.

Cristalele mai larg dezvoltate de cuarț sunt zdrobite și fărăimișate în fragmente fine ce prezintă orientări optice diferite.

Albitul este în cea mai mare parte alterat (sericitizat).

b) *Sisturile cuarțitice*. Sunt roce de culoare albicioasă, foarte fine, cu o structură fin granoblastică și textură compactă, care trece uneori la una ușor paralelă.

Rocele conțin frecvent solzi de sericit mai ales pe suprafețele de șistozitate, care le imprimă uneori și o structură ușor lepidoblastică.

Pe lîngă granulele de cuarț, care în cea mai mare parte sunt zdrobite și cu puternice extincții onduloase și sericit, se mai întlnesc și granule fine de calcit, zoizit, rare foile de clorit și pulbere de grafit sau oxizi de fier.

Prezența cloritului și sericitului în dire foarte fine este legată evident de unele fisurațiuni. În agregatul cuarțitic se dezvoltă ocazional granule mărunte de albit și lame de biotit, pe cale de cloritizare.

c) *Sisturile cuarțitice sericito-cloritoase*. Aceste roce sunt fin stratificate și trec uneori la cuarțite curate albe sau la cuarțite negre. Oxizii de mangan sunt aceia care îndeosebi dau culoarea neagră acestor roce. Aceste din urmă cuarțite apar mai ales sub formă de bancuri de mărimi reduse, încartabile pe o hartă la scara 1 : 25.000, aproape printre toate tipurile de sisturi cristaline de facies epizonal.

Sisturile cuarțitice sericito-cloritoase prezintă un fond granoblastic în care granulele de cuarț xenoblastice sunt dispuse în mod neregulat sau sunt bine sortate și prezintă o dispoziție paralelă alternată cu lamele de clorit și sericit. Aceste pături, fie cuarțoase, fie cloritoase, nu trec de 0,2 cm grosime.

Prin alternanța fișilor de cuarț cu structură pavimentoasă și a benzilor constituuite aproape în întregime din clorit și sericit, roca dobindește o textură foarte șistosă și o textură granolepidoblastică.

Aceste roce sunt, în general, fin cristalizate; cuarțul fin granoblastic formează țesutul fundamental, și se dispune în fișii în care se observă o participație mai importantă atât a cristalelor de albit, care nu sunt relicte, ci formate blastogenetic, cât mai ales a foilelor de clorit, aranjate în mod paralel infățișind o cutare foarte fină. În unele cazuri, în jurul cristalelor mai mari de cuarț, se observă o dispoziție în virjej a lamelelor de clorit. Albitul este deobicei maclat după legea albitului, mai rar după legea periclinului sau albit + Karlsbad. Sericitul este verde pal după *ng* și incolor după *np*. Cloritul (pennin) e verde deschis și slab pleocroic (*ng* = verde deschis; *np* = galben-verzui), unele din lamele arată însă culori de birefrigență anormale.



Într-un mod cu totul sporadic, în unele varietăți bogate în sericit apar și rare cristale brune de turmalină, zoizit, rutil, titanit și apatit.

d) *Filitete sericitice, cloritice sau grafitoase.* Aceste roce sunt albe-verzui, respectiv negricioase și prezintă, în general, o structură blăstopolitică, iar șistozitatea lor este marcată de inflexiunile membranelor cloritoase și grafitoase. Atât lamelele de clorit, cât mai ales cele de grafit, sunt fin cutate și sunt dispuse uneori chiar transversal pe șistozitate.

Membranele grafitoase sau cele cloritoase sunt fin întrețesute cu cele sericitoase și prind între ele benzi cuarțoase foarte fine, dispuse paralel cu șistozitatea.

e) *Calcarele cristaline.* Atât calcarele cristaline, cât și calcarele cristaline dolomitice formează un complex puternic frămintat. În general, el este constituit dintr-o masă albă de calcar pur, bine cristalizată, trecind spre suprafață, în zonele mai superioare, într-o masă mai fin cristalizată de culoare alb-cenușie, gălbuiu sau cenușiu-verzuie de calcar dolomitic. Ele apar sub formă de lentile sau strate intercalate printre șisturile cristaline, atât în cele de facies epizonal, cât și în cele de facies mesozonal. În aceste din urmă, calcarele dolomitice apar însă extrem de rar.

Între marea masă de calcare cristaline, în mare parte dolomitice, dintre Hunedoara și Runcu, și seria șisturilor cristaline de facies mesozonal se desprind cîteva zone mai importante de calcare care sunt dirijate în direcția generală a șisturilor cristaline, adică E-W.

Una din aceste zone trece prin Pădurea Orașului—V. Inorii—V. Icrinții—Coasta Ploștii—Ghelar—V. Iberiei—D. Cornetului—Alun, zonă ce se îndreaptă spre Vadu Dobrii.

O altă zonă trece prin Teliuc—V. Popii—D. Tilharilor—Muntele Cimpului—V. Vălerița—V. Ohăbii—V. Bile și se îndreaptă spre Ruschița, urmărind mai ales contactul între șisturile cristaline de facies epizonal și cele de facies mesozonal.

Ele sunt, în general, roce microcristaline, cu bobul foarte fin și prezintă o structură cristaloblastică și o textură masivă, uneori, însă, chiar foarte șistoasă.

B) Seria șisturilor cristaline de facies mesozonal. Aceste șisturi cristaline de facies mesozonal se dezvoltă în partea de S a Cristalinului Munților Poiana Ruscă și provin din metamorfozarea unui complex sedimentar într-o zonă mai profundă de metamorfism.

Depozitele argiloase și grezoase s-au transformat în micașturi și gnaise, respectiv cuarțite; intercalațiile stratificate de marne s-au transformat în amfibolite, iar depozitele calcaroase au recristalizat și au dat naștere la lentile sau strate de dimensiuni variabile de calcar cristalin.

Șisturile cristaline de facies mesozonal se dezvoltă după cum am spus mai sus, în partea de S a Munților Poiana Ruscă începînd din dreptul satelor Cincis—Toplița—Vadu Dobrii și Ruschița. Ele sunt caracterizate prin larga răspindire și abundență a



micașisturilor muscovito-biotitice, a micașisturilor biotitice, granatifere, a gnaiselor în asociație cu cuartitele biotitice, cu amfibolitele, cu gnaisele de injecție și cu pegmatitele.

Spre E, această serie de șisturi cristaline se ascunde sub depozitele cenomaniene dela Răchitova și Stei și depozitele paleogene dela Poieni; spre W ia contact după o linie de fractură bine evidențiată începînd dela Lunca Cernii pînă dincolo de Rusca Montană, cu depozitele mediteraniene și paleogene începînd dela Zăicanî și pînă la Bucova.

a) *Micașisturile muscovitice*. Ele sunt rocele cele mai larg răspîndite printre micașisturi; sunt de culoare albă-cenușie și prezintă o textură paralel unduloasă și o structură lepidoblastică.

În compoziția lor intră cuarț, muscovit, feldspați potasici, plagioclazi, granați, etc., în procente foarte variabile.

Unele din aceste micașisturi arată o largă variație în granulația benzilor cuarțitice, în asociație strînsă cu fișile foarte subțiri și fin cristalizate de feldspați. Mica albă este dispusă în foi paralele sau în șiraguri, în care se deosebesc orientări destul de variate.

În micașisturile din zona Boiuă—Mesteacân, se observă și unele tranziții către șisturile cristaline de facies epizonal. Această tranziție se face prin șisturi micacee, șisturi cuarțito-muscovitice, șisturi micacee cloritoase, șisturi sericitoase cu biotit și diverse tipuri de filite îmai ales cloritoase și grafitoase.

Aceste șisturi ar reprezenta seria intermedieră de tranziție între cele două faciesuri, serie care prin predominarea uneori a șisturilor micacee cloritoase, și a șisturilor sericitoase cu biotit sau a filitelor, dă uneori naștere la unele confuzii, dacă nu este urmărită pe distanțe mai mari și nu sunt cercetate mai în detaliu raporturile ei cu Seria șisturilor cristaline de facies mesozonal.

b) *Micașisturile muscovito-biotitice cu granați*. Aceste roce au o dezvoltare mai largă și predominantă în două sectoare și anume în partea de E, unde, în imprejurimile satului Lindjina sunt larg dezvoltate și în partea de W, regiunea D. Vijului, unde au o dezvoltare mai restrinsă. Rocele sunt de culoare cenușiu-închisă datorită frecvenței lamelelor de biotit.

În constituția lor intră cuarț, biotit, albit, muscovit, granat (almandin), apatit, zircon, clinozoit, etc.

Sub microscop se observă că biotitul care apare în lamele larg dezvoltate de culoare brună este însoțit în proporții variabile de muscovit. Lamelele micacee prezintă, în general, forme sinusoidale și mulează cristalele mai larg dezvoltate de albit și granat, uneori chiar și de cuarț.

Unele lamele de muscovit traversează masa brună pală a biotitului sau se aşeză în benzi care se adaptează șistozității roci. Biotitul prezintă uneori marginal, în deosebi, terminal fenomene incipiente de cloritizare. Feldspatul, sub formă de

xenoblaste este un albit - oligoclaz, avind 9–22% An și apare în proporții cu totul variabile. Microclinul sub formă de cristale proaspete predomină asupra plagioclazului în varietățile bogate în muscovit. Cuarțul, care este o componentă principală, poate atinge uneori un procent de 56% din compoziția roci și se prezintă sub formă de granule de mărimi și forme cu totul neregulate. În general, are o extincție rulantă destul de accentuată care uneori e paralelă sau chiar diagonală pe sistozitatea roci. Granatul, în idioblaste de cca 1 cm diametru, apare deobicei în asociere cu concentrațiunile mai mari de biotit și este incolor – roz-pal. Frecvent este fisurat și conține ca incluziuni pe lîngă minerale micacee, cuarț și minereu. Paralel cu cloritizarea biotitului, granatul se transformă și el în agregate cloritoase. Unele micașisturi din regiunea Lindjina prezintă unele tipuri în care granatul poate atinge un procent de 92%, dind naștere la adevărate kinzigite.

c) *Micașisturile biotitice*. În aceste micașisturi, biotitul predomină cu totul asupra muscovitului. Micele formează pături compacte și imprimă roci o structură lepidoblastică tipică și o textură paralel sinuoasă. În aceste pături se ivesc rare granule de cuarț, care sunt uneori izolate, alteori grupate sau formează chiar zone. Feldspații plagioclazi care apar sunt în general nemaclați, caolinizați și sericitizați în parte.

d) *Cuarțitele muscovitice și cuarțitele biotitice*. Cuarțitele atât muscovitice cât și cele biotitice prezintă în general o structură granoblastică și o textură masivă. Ele sunt constituite în cea mai mare parte din granule frecvent izometrice de cuarț pe lîngă care apar și cristale de feldspați și foițe de muscovit, respectiv biotit. În unele cuarțite muscovitice se întâlnesc destul de des relicte de biotit, parțial cloritizat, ceea ce ne face să credem că aceste cuarțite au suferit unele fenomene de diaforeză.

Remarcabilă este uneori structura blastopsamitică a unor cuarțite, care le apropie astfel de gnaisele biotitice și gnaisele aplitice. Lamelele de muscovit sau de biotit sunt dispuse, în general, de-a lungul sistozității rocelor.

Feldspații sunt reprezentați prin microclin și oligoclaz în proporție de 1 : 1 sau 1 : 2.

Unele din aceste cuarțite dar mai ales cele biotitice sunt pigmentate cu oxizi de fier în cantități destul de variabile.

e) *Şisturile amfibolice*. Șisturile amfibolice apar sub forma unor intercalații interstratificate atât printre gnaisă cît și printre micașisturi și sunt larg dezvoltate mai ales în partea de SE a regiunii; astfel le întâlnim la obârșia Văii Fierului, pe V. Floroșului și pe Culmea Muchea lui Nicu, iar sub formă de intercalații mai mici, apar în dreptul satului Cerna, V. Dragului, Muchea Cornului și Pîrîul lui Coman.

Importanța lor constă în faptul că ele marchează o schimbare în seria monotonă a micașisturilor și a gnaiselor. Trebuie să menționăm și faptul că unele cuiburi



de minereu de fier apar tocmai în zonele cu amfibolite și au uneori o gangă de roce cu caracter amfibolic.

În general, sunt de culoare verde închis—verde-galben și sunt alcătuite din hornblendă verde în prisme alungite paralel cu șistozitatea, care sunt asociate uneori cu lamele de biotit, alteori în concreștere granulară-nematoblastică cu cuarț și epidot, la care se adaugă feldspații și granații.

Unele șisturi amfibolice prin abundența foarte mare a epidotului trec în adevărate epidotite. În general, se pot separa în afară de epidotite, două tipuri de șisturi amfibolice: șisturi amfibolice cu biotit și epidot și șisturi amfibolice cu biotit.

La microscop se observă foarte bine structura nematolepidoblastică și textura paralelă șistoasă a acestor șisturi.

Amfibolul se prezintă sub formă de cristale prismatice de hornblendă verde-albăstruiie închis, într-un procentaj ce variază între 43—90 %. Uneori, cristalele de hornblendă apar într-o strinsă asociere cu biotitul și epidotul. Feldspații sunt reprezentăți prin oligoclaz și andezit cu 18—36 % An. Sporadic apar granule octaedrice de magnetit, granule, uneori destul de numeroase, în fișii paralele de cuarț, cu extincție puternic unduloasă.

Biotitul, sub formă de lamele inguste, apare numai în asociere cu hornblenda și epidotul și conține numeroase incluziuni de zircon înconjurate de aureole pleocroice.

Granatul în cristale izometrice apare însă destul de rar. Epidotul, în granule neregulate, prezintă un pleocroism destul de accentuat și formează frecvent aglomerări importante.

f) *Calcarele cristaline*. În zona seriei de șisturi cristaline de facies mesozonal, calcarele se prezintă de asemenea ca și între cele epizonale, sub formă de lentile de dimensiuni variabile fiind interstratificate printre aceste șisturi și mai ales printre micașisturi, cuarțite și seria de șisturi de tranziție pe o direcție generală E—W.

În acest sector se pot distinge următoarele zone mai importante:

Zona Silvaș, Țița, Curpeni, Dibica, Hajdău, și D. Hajdăului;

Zona D. Ceretului, Boiuța, V. Ciutii, V. Măciucașului și Culmea Cetății;

Zona Văii Fierului, V. Lupului, V. Mărului, V. Florușului, V. Luschii, V. Vacii și D. Cornii.

Calcarele cristaline din seria șisturilor cristaline de facies mesozonal fiind foarte asemănătoare cu cele descrise în seria șisturilor cristaline de facies epizonal, nu vom insista asupra lor.

g) *Rocele feldspatice*. Printre micașisturile dintre V. Cernii și V. Florușului se localizează două zone de roce feldspatice destul de larg dezvoltate care prezintă o variație destul de mare.

Astfel, prima zonă, cea nordică, se localizează între satul Hajdău, Cernișoara, Culmea Cărpinișului, și V. Ursului, Strîmtoarea Cernii și se ascunde ascuțindu-se spre W, sub depozitele Cretacicului superior de la Lunca Cernii.

Cea de a doua zonă, apare mai la S, intercalată tot între micașisturi și se dezvoltă în regiunea cuprinsă între Culmea Măgurii, Vf. Cireșului, Culmea Florușului și V. Florușului. Spre E ea este acoperită de depozitele daciene ale Bazinului Hațeg.

Acest din urmă masiv prezintă o serie întreagă de treceri gradate spre rocele înconjurătoare din partea de N, W și de S și chiar în zona lui, se întâlnesc numeroase intercalații de cuarțite biotitice, amfibolite, micașisturi și chiar calcare cristaline. Prima zonă nu prezintă treceri gradate la rocele înconjurătoare și intercalații în cuprinsul ei, decât foarte rar de micașisturi și amfibolit și este mult mai bine individualizată prin conturele sale nete cu rocele înconjurătoare.

În complexul acesta de roce feldspatice am înglobat toate tipurile de gnais micacee, gnais oculare, gnais aplitice, gnais granitice și pegmatite.

1. Gnaisele micacee sunt roce de culoare eenușie cu textură paralelă și o structură granoblastică, uneori prezintă o ușoară tendință spre o structură grano-lepidoblastică. În constituția lor intră pături de mărimi variabile de minerale micacee în care muscovitul deține rolul principal, în alternanță cu pături uneori mai subțiri de cuarț în associație intimă cu feldspați. Dintre feldspați, menționăm abundența microclinului. În unele din aceste gnais, însă, acesta este înlocuit parțial sau total de albit și oligoclaz.

Muscovitul apare sub formă de lamele larg dezvoltate (0,2–2 mm), proaspete, dispuse paralel cu sistozitatea rocei. Rare prezintă extincție unduloasă; atunci cind le prezintă, acestea sunt perpendicularare pe direcțiile de clivaj. În unele din aceste gnais apar însă cu totul subordonat și în lamele fine de biotit.

Cuarțul, cind apare în granule mici, prezintă extincții drepte; cind e în granule mai mari, arată un început de zdrobire și extincții foarte slab rulanțe. În cele mai multe cazuri este echigranular cu conture neregulate.

Microclinul apare deobicei în granule proaspete, ce nu trec de 0,4 mm, și poate atinge un procent de 28% din compoziția rocei.

Plagioclazii față de microclin sunt în raporturi ce oscilează între 2:1, 1:1, 1:3 și 1:4. În general sunt proaspeti cu un conținut în anortit de 3–17%.

Raportul cantitativ între mineralele micacee și mineralele cuarț-feldspatice inclină intotdeauna spre cele micacee, dar de foarte multe ori înclină și spre cele feldspatice. Un mineral accesoriu, care apare destul de frecvent este apatitul.

ACESTE GNaise au o dezvoltare destul de largă în cele două masive și formează, în general, faciesul lor marginal de tranziție cu rocele înconjurătoare,

2. Gnaisele oculare sunt roce foarte răspândite, în deosebi în partea de E a masivelor. Ele prezintă, în general, o textură oculară, uneori însă și una lenticulară. Sunt roce albe-cenușii, iar în compoziția lor intră: biotit, sub formă de lamele mari (pînă la 2 mm), care împreună cu foișele de muscovit formează un fond lepidoblastic, în care apar sub formă de ochiuri xenoblastice, feldspați și cuarțul. Ochiurile pot atinge uneori grosimi de 7–8 cm. Biotitul este în cea mai mare parte cloritizat, presărat de numeroase incluziuni de minereu, apatit, zircon



și ace de rutil. Muscovitul apare sub formă de lamele scurte, uneori larg dezvoltate, însă e cu totul subordonat biotitului.

Feldspății apar atât sub formă de microclin care formează în general ochiurile, cât și sub formă de albit care formează și ele ochiuri, rar singur, în majoritatea cazurilor, în asociație cu microclinul și cu cuarțul. Albitul este în general caolinizat și sericitizat. Cuarțul apare deobicei în granule mari care sunt însă intens zdrobite și recimentate de soluții cuarțo-feldspatiche.

Unele din aceste gnaisă arată uneori o textură pregnant lenticulară, iar ochiurile în aceste cazuri sunt formate din agregate de cristale de feldspăți și cuarț.

3. Gnaisele aplitice apar, în general, sub formă de intercalări foarte fine, fie printre gnaisele micacee, fie între cele granitice și sunt roce de culcare albă cu o textură masivă, ușor sistoasă și o structură cristaloblastică.

Materialul feldspatic apare sub formă de granule mărunte și este diseminat în masa rociei de origină sedimentogenă, iar proporția între aceste două componente este variabilă de la un punct la altul.

4. Gnaisele granitice formează un masiv mai mic pe V. Cernișoarei, între satul Cernișoara și Florești; un masiv mai mare în partea de NW a satului Criva și cîteva corpuri mai mici pe V. Fierului. Sunt roce grăunțoase de culoare albă sau cenușie, fiind constituite în cea mai mare parte din feldspăți, cuarț și foarte puțin biotit. Structura lor este hipidiomorf grăunțoasă, iar textura masivă, rar gnaisică. Biotitul apare sub formă de lamele larg dezvoltate în parte cloritizate și presărate de numeroase incluziuni de zircon, titanit, apatit și minereu.

Feldspatul potasic este reprezentat prin cristale proaspete de microclin, în proporție de 18–22% din compoziția rociei. Plagioclazul este un oligoclaz bazic cu 9–29% An, în general foarte alterat și mascat de o pulbere densă de caolin și solzișori de sericit. O componentă principală a acestor gnaisă este cuarțul (12–34%), care apare sub formă de cristale cu conture neregulate, intens zdrobite și cu extincții puternic unduloase.

După geologii unguri și WALTER HOTZ, gnaisele granitice masive de la Criva—D. Milului, ar fi de vîrstă cretacică, și ar fi consanguine cu banatitele. Aceste gnaisă masive, după cum a arătat și ȘT. GHIMPLA (raport 1946), sunt roce grăunțoase, foarte bogate în cuarț, iar în secțiuni subțiri nu se observă plagioclazi caracteristici banatitelor. Ele nu ar fi altceva decit un facies grăunțos, masiv al impregnațiunilor aplito-pegrnitice și nu ar avea nimic comun cu rocele banatitice, care apar în Poiana Rusă, însă sunt mai la W.

Masivul de gnaisă granitică de pe V. Cernii și V. Cernișoarei n-a fost semnalat pînă acum în literatura geologică, decit de către FR. SCHAFARZIK care menționează pe V. Cernișoarei un masiv mic de porfirite.

5. Pegmatitele se prezintă, deobicei, sub formă de filoane interstratificate între gnaisele atât cele oculare, cât și cele micacee. Uneori se prezintă și sub formă de cuiburi de dimensiuni și forme neregulate.

În constituția lor intră cuarț, feldspăți, muscovit.



Cuarțul formează, în general, împreună cu feldspații interesante structuri grafice sau se prezintă sub formă de cristale larg dezvoltate dispuse în mod neregulat în masa rocei. Microclinul, microclinul pertitic și albitul apar în cantități destul de remarcabile (78—86%). Muscovitul este în general rar, însă crește cantitativ, pe măsura creșterii cantitative a plagioclazilor.

II. Rocele eruptive

Aceste roce apar în regiunea cercetată în anul acesta, sub formă de iviri de bazalte și gabbrouri cu totul neînsemnate.

A) Bazaltul. În seria de șisturi cristaline de tip epizonal și în apropiere de contactul acestei serii cu seria șisturilor cristaline de tip mesozonal se găsesc trei iviri de bazalte de dimensiuni cu totul neînsemnate (4—7 m diametru), cum sint cele de pe V. Tătăușului și V. Popii.

În genere, bazaltul prezintă o textură compactă și se lasă să se vadă chiar cu ochiul liber, forme prismatice de plagioclazi și cristale mărunte granulare de olivină.

Într-o pastă microcristalină se observă o abundență foarte mare de fenocristale fine de plagioclazi bazici cu 78—84% Ah, augit și olivină.

B) Gabbroul. Printre șisturile cristaline de tip mesozonal pe V. Negrului, am întlnit sub formă de blocuri rulate gabbrouri, care veneau de sub Culmea Boiței.

Structura lor este holocristalină, textura masivă, iar în compoziția lor mineralogică intră diopsidul și diallagul, în prisme larg dezvoltate, plagioclazi bazici cu 83% An; uralit, minereu, etc.

III. Depozitele sedimentare

În partea de E, între Răchitova și Criva, depozitele sedimentare cele mai vechi, care apar la contactul cu șisturile cristaline, sint cele senoniene. Aceste depozite sint constituite dintr-un orizont inferior, reprezentat prin conglomerate și un orizont superior format din alternanțe de gresii, marne și argile.

Discordant, peste acestea, urmează depozitele daniene dintre V. Celta și V. Demșușului, care sint constituite din conglomerate, gresii și tufuri.

În regiunea Vălioara—Criva și Poeni, transgresiv peste șisturile cristaline, apar depozitele paleogene, care sint formate din bolovăniș, nisip, conglomerate și gresii friabile.

În partea de NE a regiunii și anume între Teliuc și Lindjina, apar depozitele mediteraneene, constituite mai ales din marne și gresii.

În partea de SW a regiunii noastre, se dezvoltă larg în direcția WSW—ENE, Bazinul Lunca Cernii—Rusca Montană.

Acest bazin este format din depozite sedimentare de vîrstă cretacic-superioară (după SCHAFARZIK, probabil turonian-senoniană).



După Gh. CERNEA, formațiunile cretacice, care sunt constituite din patru orizonturi, sunt străbătute de o serie de erupții andezitice, începând de la Lunca Cernii și pînă la V. Glimboca. Aceste erupții sunt de dimensiuni variabile, avînd formă, fie de curgeri interstratificate în Cretacic, fie de dyke-uri sau chiar de coșuri vulcanice.

Pe unele culmi mai înalte se întlnesc de asemenea unele depozite subțiri sub formă de pete ce răslețe formate din nisipuri și îndeosebi din pietrișuri rulate de vîrstă pliocenă.

În ceea ce privește depozitele cuaternare, acestea sunt reprezentate prin conurile de dejecție, care se întlnesc frecvent la confluența văilor mai mari și prin aluviuni.

IV. Tectonica

Regiunea de SE a Masivului Poiana Ruscă face parte din Cristalinul Pinzei Getice a lui MURGOCY. În ce privește șisturile cristaline din zona mediană și nordică a Munților Poiana Ruscă, adică partea de N a regiunii studiate de noi, acestea au fost considerate de STRECKEISEN ca fiind în pinză ca o unitate superioară a Carpaților meridionali, denumind-o « Seria Poiana Ruscă ».

Șisturile cristaline, de tip epizonal, constituiesc o serie de anticlinale strîns-cutate și contorsionate în direcția E-W. În partea de N, aceste șisturi vin în contact cu Calcarele de Hunedoara, care, în mod normal, au căderi spre S (40°) și se afundă sub ele și numai sub Culmea Cîrnului se observă unele deranjamente unde se întlnesc și căderi inverse spre N cu 25° - 60° .

În zona centrală a șisturilor cristaline de tip epizonal, apar de asemenea o serie de lentile de dimensiuni variabile de calcar cristaline, de direcție E-W, al căror nivel stratigrafic nu este stabil, intrucât ele apar sub formă de intercalări printre șisturile cristaline, metamorfozate fie la un nivel mai profund de metamorfism, fie la unul superior. Astfel le găsim intercalate și printre filite cloritoase sau sericitoase și printre cuartite sau șisturi micacee. Local, se observă și unele treceri gradate ale calcarelor, îndeosebi către cuartite, ceea ce ne face să credem că cel puțin în aceste zone de sedimentare ne aflăm în fața unor indințări de faciesuri între faciesul calcaros dolomitic și faciesul argilo-grezos (AL. CODARCEA, raport 1948).

Spre E, peste aceste șisturi cristaline se aşează depozitele neogene, spre S, însă, acestea prezintă un contact anormal cu șisturile cristaline de tip mesozonal.

Începând de la Cincis spre W, toată seria șisturilor cristaline de tip epizonal se afundă sub cele de tip mesozonal cu căderi ce variază între 40° S- 55° S.

Șisturile cristaline de tip mesozonal, formează și ele la rîndul lor o serie de cută anticlinale ceva mai largi de direcție tot E-W.

În zona Mesteacăñ-Silvaș-Boiu, șisturile cristaline de tip mesozonal trec gradat, la șisturile cristaline de tip epizonal (vezi pag. 305).

În această zonă de șisturi cristaline de tranziție și de tip epizonal, apar de asemenea o serie de lentile mici de calcar cristalin de tipul aceluia din partea de N, din seria epizonală propriu-zisă.



În timpul proceselor orogenice, care au dat naștere catenelor hercinice, stiva de sedimente formată în geosinclinalul paleozoic, a fost supusă unei transformări treptate a metamorfismului dinamo-termic în șisturi cristaline.

Pe V. Cernii, începînd de la Cincis spre W, raporturile dintre cele două serii sunt răsturnate (după A.L. CODARCEA, par a fi datorite unei cută « à rebours »). Acest contact anormal este probabil rezultatul mișcărilor orogenice din Paleozoic, reluate în timpul cutărilor alpine, cînd întregul pachet de șisturi cristaline mesozonale a fost astfel împins dinspre S și cutat, încît se găsește acum într-o poziție anormală față de cele epizonale, cu ambele flancuri ale anticinalului răsturnate spre N, încălecind în felul acesta șisturile cristaline epizonale.

Spre E, Șisturile cristaline de tip mesozonal sunt acoperite de depozitele ceno-maniene și daniene, iar spre W, în dreptul satului Lunca Cernii, sunt acoperite de depozite cretacice.

În partea de N a satului Lunca Cernii, chiar pe V. Cernii, contactul dintre Șisturile cristaline și depozitele sedimentare, este foarte bine evidențiat de o linie de fractură ce se continuă pe o direcție NE—SW spre Rusca Montană.



C U P R I N S U L¹)

Pag.

| | |
|--|-----|
| * AIRINEI ȘT. 1. Cercetări magnetometrice regionale în Dobrogea. 2. Ridicări magnetice de detaliu pe Iacob-Deal și Dealul lui Manole (Turcoaia) | 151 |
| ATANASIU L. Geologia regiunii Fintinele—Mureșenii Bîrgăului (Năsăud) | 91 |
| ATANASIU I. și MARINESCU I. Geologia regiunii Petrova—Lunca (Maramureș) | 122 |
| * BĂNCILĂ I. Schiță geologică a Carpaților dintre V. Sucevei și V. Oituzului | 193 |
| BLEAHU M. și DIMITRESCU R. Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare) | 48 |
| BLEAHU M., PATRULIUS D. și DIMITRESCU R. Cercetări geologice în V. Vișeului și în imprejurimile Săcelului (Maramureș) | 96 |
| CERNEA Gh. Structura geologică a regiunii Sucevița—Solca—Ciumărna (comunicare preliminară) | 145 |
| * CHIRIAC M. Petrografia și paleontologia Cretacicului din Dobrogea de Sud | 230 |
| * CIORNEI P. Cristalinul din Bazinul Ruscovei, Maramureș | 260 |
| * COMAN D. Descrierea unei capre negre și a unui bizon, găsiți în ghețarul de la Scărișoara | 230 |
| COMAN D., ȘERBAN M. și VIEHMANN I. Peșterile mai importante din Masivul Bihariei (M-ii Apuseni) | 230 |
| * DEMETRESCU M., PUȘCARIU V., ORGHIDAN TR. și TANASACHI J. Activitatea colectivului speologic nr. 1, cu privire specială asupra peșterilor din Oltenia | 193 |
| * DESSILA M. Cercetări geologice în regiunea Oca Șugatag—Breb | 127 |
| DIMITRESCU R. Cercetări petrografice în regiunea Baia Borșa—Toroiaga | 44 |
| DIMITRESCU R. și BLEAHU M. Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare) | 48 |
| DIMITRESCU R., PATRULIUS D. și BLEAHU M. Cercetări geologice în V. Vișeului și în imprejurimile Săcelului (Maramureș) | 96 |
| DRAGOȘ V. Asupra structurii geologice a regiunii dintre Rîul Topolog și Valea Olănești | 5 |
| * DRĂGHINDĂ I. Cercetări geologice între Masivul Rodnei și V. Sălăuța | 127 |
| * DUMITRESCU M. Din biologia Cheiropterelor de la noi din țară | 204 |
| * ESCA AL. Prospecțiuni seismice prin reflecție în reg. Cimpina | 172 |
| * EUSTAȚIADE V. Măsurători de rezistivitate aparentă în regiunea Roman și la diferite stații de transformare și centrale electrice | 151 |
| * FILIMON R. Principiile de ridicare a hărților topografice | 178 |
| FILIPESCU M. G. Cercetări geologice în Zona internă și mediană a Flișului dintre V. Uzului și V. Tărlungului (comunicare preliminară) | 156 |
| * FILIPESCU M., Ing. Extragera sulfului din pirite | 266 |
| * GHEORGHIU C. Vulcanismul terțiar și activitatea post-vulcanică în partea de S a Hârghitei | 172 |

¹) Asteriscul arată că manuscrisul nu a fost primit la timp sau că a fost publicat într-un alt periodic.



| | <u>Pag.</u> |
|--|-------------|
| GRIKA Șt. Structura Muntelui Curățelu în Masivul Rodnei | 151 |
| GÖTZ A. Vulcanologia și stratigrafia Munților Gurghiu de N și raporturile formațiunilor cu cele din Masivul Călimanilor | 275 |
| * IACOB D. Cîteva date stratigrafice și tectonice privitoare la Cretacicul inferior și mediu din M-ții Drocei | 208 |
| ILIE D. MIRCEA și STOENESCU Sc. Structura geologică în sud-vestul Cuvetei Transilvanei | 140 |
| * ILIE D. MIRCEA. Structura geologică a Munților Perșani. I. Regiunea Cuciulata—Lupșa—Comana—Veneția | 172 |
| * IONESIU L. Geologia regiunii Dragomirești | 264 |
| IORGULESCU T. Microfauna unor profile din Sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare | 69 X |
| JEANRENAUD P. Geologia regiunii Vișeu de Jos—Leordina—Dragomirești | 260 |
| JOJA T. Structura geologică a Flișului dintre Cracăul Alb și Cracăul Negru | 178 |
| — Flișul extern și Miocenul dintre Falcău și Bilca și de la SW de Voitinelu | 286 |
| * LEONTESCU I. Prospecțiuni seismice prin reflectie în regiunea Satu Mare | 172 |
| * LITEANU E. Considerații asupra limitei superioare a Terțiarului în Subcarpați | 193 |
| * LUPAN S. Extractia hidronietalurgică a manganului din rodonite și minereuri de mangan sărace | 231 |
| * MACAROVICI N. 1. Tufurile andezitice meotiene din raionul Bacău. 2. Formarea zăcămintelor de turbă din Bucovina și Moldova de Nord | 264 |
| MAMULEA AL. Cercetări geologice în regiunea Rusca Montană—Lunca Cernii (comun. preliminară) | 172 |
| MANILICI V. Cercetări petrografice și geologice în reg. R. Doamnei—R. Cernat | 231 |
| — Contribuții la cunoașterea rocelor intrusive din Mas. Făgărașului | 246 |
| MARINCAȘ V. Contribuții la studiul Cretacicului sup. din reg. Sebeș | 225 |
| MARINESCU I. și ATANASIU L. Geologia regiunii Petrova—Lunca (Maramureș) | 122 |
| * MARINESCU M. Prospecțiuni electromagnetice Turam în reg. Dealul Pietroasa—V. Vulcăniței—Poiana Mărului | 145 |
| * MARTINIUC C. Asupra geomorfologiei și hidrogeologiei reg. Crivești—Docani (Bîrlad) | 264 |
| * MATEESCU I. Studiul petrografic al cărăbulor din reg. Uricani—Cîmpul lui Neag | 204 |
| * MAXIM I. Geomorfologia regiunii Sălceni—Rădești | 266 |
| * MIHAİLOVICI N. Cercetări geologice în M-ții Sebeșului | 286 |
| MOTAȘ I. Cercetări geologice în reg. Bengești—Pițicu—Zorlești—Negoești (Depr. Getică, Oltenia). (comunicare preliminară) | 26 |
| MUTIHAC V. Cercetări geologice în reg. dintre Cristalinul Rodnei și Masivul eruptiv al Tîbleșului | 113 |
| OBREJA AL. Observații geomorfologice și hidrogeologice în V. Bîrladului (reg. Crivești—Berheci) | 264 |
| * ORGHIDAN TR., PUȘCARIU V., DEMETRESCU M. și TANASACHI J. Activitatea colecțivului speologic nr. 1, cu privire specială asupra peșterilor din Oltenia | 193 |
| PATRULIUS D., DIMITRESCU R. și BLEAHU M. Cercetări geologice în V. Vișeu și în imprejurimile Săcelului (Maramureș) | 96 |
| PAUCĂ M. Sedimentarul din reg. eruptivă de la N și E de Baia Mare | 55 |
| * PAVELESCU L. Cercetări geologice și petrografice în M-ții Tîbles | 83 |
| — Cercetări geologice și petrografice în M-ții Polana Rusă (Valea Fierului) | 301 |
| * — Studiu geologic și petrografic al părții centrale și de sud-est a Munților Poiana Rusă | 172 |



| | <u>Pag.</u> |
|--|-------------|
| * PITULESCU G. Analize de ape minerale din R.P.R. | 250 |
| * PLEŞA C. Considerații asupra generei mineralizărilor din reg. Sebeş-Alba | 208 |
| POP E. Vîrșta turbei noastre eutrofe în comparație cu cele oligotrofe | 208 |
| * POPEA FL. Contribuții la prospeția judecătorească a cuprului și zincului | 230 |
| * POPEEA I. Prospecții electrici Bazinul Silvaniei | 171 |
| POPESCU GR. Cercetări geologice în reg. Ciocadia—Pițicu—Baia de Fier (Depresiunea Getică) | 15 |
| * POPOVICI D. Cercetări gravimetrice în reg. Sărata (Bacău) | 171 |
| * PUŞCARIU V., ORGHIDAN TR., DEMETRESCU M. și TANASACHE J. Activitatea colectivului speologic nr. 1, cu privire specială asupra peșterilor din Oltenia | 193 |
| * PUŞCARIU V. Peșteri, monumente ale naturii | 204 |
| RĂDULESCU D. Cercetări petrografice în partea de Vest a reg. Baia Mare (între V. Băiții și Seini) | 33 |
| RĂILEANU GR. Cercetări geologice în reg. Cluj—Apahida—Sic | 128 |
| — Cercetări geologice în reg. Câmpul lui Neag—Uricani și considerații generale asupra Bazinului Petroșani | 193 |
| * ROŞCA L. Cercetări petrografice în Mării Semenic | 193 |
| SAVUL M. Cercetări asupra dezvoltării jaspurilor în sinclinalul marginal din Bucovina | 250 |
| SEMAKA AL. Geologia reg. Grădinița—Lunca Ilvei (Sedimentarul Munților Bîrgău) | 84 |
| * SFICLEA V. Cercetări geomorfologice și hidrogeologice între Bîrlad și Prut | 264 |
| STANCIU V. Contribuții la tectonica Cristalinului Preluca (Mării Lăpușului) | 204 |
| STOENESCU C. și ILIE D. MIRCEA. Structura geologică în sud-vestul Cuvetei Transilvanei | 140 |
| * STOICOVICI E. Contribuții la cunoașterea petrografică și minieră a reg. Mării Lăpuș | 208 |
| * STOICOVICI E. și TRIF A. Contribuții la cunoașterea pegmatitelor din partea de NE a Munților Apuseni (Masivul Munțele Mare) | 208 |
| * ȘERBAN M., COMAN D., și VIEHMANN I. Peșterile mai importante din Masivul Bihariei (Mării Apuseni) | 230 |
| * TANASACHI J., PUŞCARIU V., ORGHIDAN TR. și DEMETRESCU M. Activitatea colectivului speologic nr. 1, cu privire specială asupra peșterilor din Oltenia | 193 |
| TÖRÖK Z. Vulcanologia și stratigrafia Călimanilor de NE și tectonica înregului masiv | 266 |
| TREIBER I. Vulcanologia și tectonica Munților Gurghiu de Sud | 281 |
| * TRIF A. și STOICOVICI E. Contribuții la cunoașterea pegmatitelor din partea de NE a Munților Apuseni (Masivul Munțele Mare) | 208 |
| * TRIF A. Cîteva date asupra felului de apariție a cuarțului în cele trei stadii: eruptiv, sedimentar, metamorfic, și întrebuiențările lui (reg. Cluj-Bihor) | 208 |
| * VIEHMANN I. Contribuții la cunoașterea cronologiei formațiunilor stratigrafice după observațiile făcute în peștera Cioclovina | 230 |
| * VIEHMANN I., ȘERBAN M. și COMAN D. Peșterile mai importante din Masivul Bihariei (Mării Apuseni) | 230 |



Redactori: Diversi.

Dări de Seamă ale Sediințelor Comitetului Geologic, Vol. XXXIX.
Volumul apare sub îngrijirea geologului C. Olteanu, ajutat de Anca
Petrescu și Gabriela Cazaban.

Dat la cules: 18.XI.1954. Bun de tipar: 7.X.1955. Tiraj: 700.
Hirite cărți școlare de 45,6 gr. m. p. Ft. 70×100/16. Coli editoriale:
25,46. Coli de tipar: 19,88. Comanda: 1173/1954. Pentru biblioteci
indicele de clasificare: 55.

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică nr. 4.
Calea Șerban Vodă nr. 438-435. București, — R.P.R.



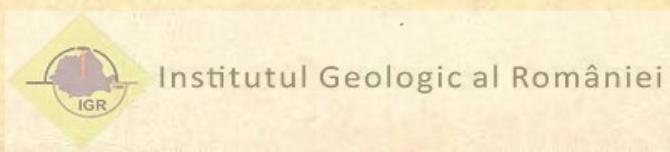
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

**INTreprinderea
POLIGRAFICĂ nr. 4
BUCUREŞTI**

C. 4173.



Institutul Geologic al României