B·I.G
60679

REPUBLICA POPULARĂ ROMÎNĂ

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXX

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA
60679

INTREPRINDEREA POLIGRAFICĂ No. 4
BUCUREŞTI
1957

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÎNĂ

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXX



INTREPRINDEREA POLIGRAFICĂ No. 4
BUCUREŞTI
1957

Institutul Geologic al României

COMITETUL DE REDACȚIE

Președinte . . . . . M. G. FILIPESCU

Responsabili:

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

,, Stratigrafie și Paleontologie . . . . . E. SAULEA

,, Hidrogeologie . . . . . H. GROZESCU

,, Geologie Tehnică . . . . . M. STAMATIU

,, Pedologie . . . . . N. CERNESCU

,, Geofizică . . . . . S. ȘTEFĂNESCU

,, Chimie . . . . . C. CREANGĂ

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

	Pag.
I. MATEESCU. Studiu petrografic al cărbunilor din Bazinele Secul şi Doman . . .	5
E. POP. Studiu geologic al Bazinului Mehadiei	51
MIRCEA D. ILIE. Cercetări geologice în regiunea Rarău—Cîmpulungul Moldovei—Pîrîul Cailor	107
E. LITEANU şi T. BANDRABUR. Geologia Cîmpiei Getice meridionale dintre Jiu şi Olt	32
M. CHIRIAC. Contribuţiuni la studiul petrografic al Apţianului din Dobrogea . . .	241
C. EUFROSIN. Prezenţa genului Palaeoniscus în asociaţie cu flora autuniană în Valea Berzavita la vest de Reşiţa (Banat)	267

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDIU PETROGRAFIC AL CARBUNILOR DIN BAZINELE SECUL ŞI DOMAN

DE

ING. ION MATEESCU

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	6
I. Considerații generale asupra geologiei bazinelor de cărbuni Secul și Doman	7
A) Stratele de cărbuni ale zăcămîntului de la Secul	11
B) Stratele de cărbuni ale zăcămîntului de la Doman	12
II. Studiul petrografic al cărbunelui de la Secul	12
A) Studiul plantelor fosile	12
B) Studiul macroscopic	18
C) Studiul microscopic	19
1. Metoda de cercetare	19
2. Componenții petrografici ai cărbunelui de la Secul	19
a) Vitritul	20
b) Claritul	20
c) Fuzitul	22
d) Substanțele minerale	25
3. Studiul cantitativ-petrografic al cărbunelui de la Secul	26
D) Rezultatele analizei chimice a cărbunelui	27
E) Concluzii referitoare la cărbunele de la Secul	27
III. Studiul petrografic al cărbunelui de la Doman	29
A) Studiul macroscopic	29
B) Studiul microscopic	30
1. Metoda de cercetare	30
2. Componenții petrografici ai cărbunelui de la Doman	30
a) Vitritul	30
b) Fuzitul	33
c) Substanțele minerale	38
3. Urme de viață animală în cărbune	39
4. Considerații privitoare la lipsa corpurilor bituminoase în cărbunele de la Doman și la gradul de incarbonizare al acestui cărbune	40

Institutul Geologic al României

Pag.

5. Explicația conținutului mare de gaze al zăcămîntului de cărbuni de la Doman, în lumina rezultatelor cercetărilor petrografice 42
6. Studiul cantitativ-petrografic al cărbunelui de la Doman 44
C) Rezultatele analizei chimice a cărbunelui 45
D) Concluzii referitoare la cărbunele de la Doman 46
Bibliografie 50
Planșa I—XXXV 50

INTRODUCERE

În continuarea studiilor petrografice asupra zăcămintelor de cărbuni din țara noastră am colectat în vara anului 1950 probe de cărbuni din bazinele Secul și Doman, pentru întocmirea unui studiu petrografic al cărbunilor din aceste bazine [1]).

Scopul acestui studiu a fost multiplu.

S-a urmărit în primul rînd alcătuirea petrografică a acestor cărbuni, adică modul în care diverșii componenți (vitritul, claritul, duritul, fuzitul și substanțele minerale) iau parte, calitativ și cantitativ, la alcătuirea lor.

S-a căutat apoi să se facă o comparație între alcătuirea petrografică a cărbunilor celor două bazine, unul de vîrstă carboniferă (Secul) și altul de vîrstă liasică (Doman), precum și între alcătuirea petrografică a cărbunilor de vîrstă liasică (Anina și Doman). Aci trebuie să amintim că studiul petrografic al cărbunelui de la Anina a fost făcut cu multă vreme înainte, astfel că o asemenea comparație a fost posibilă.

În baza rezultatelor studiilor petrografice asupra cărbunilor de la Secul și Doman s-a căutat să se tragă concluzii asupra gradului lor de incarbonizare, precum și asupra transformărilor intervenite în alcătuirea petrografică a cărbunilor prin accentuarea incarbonizării.

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

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

[1]) Comunicat la Comitetul Geologic în ședința din 24 aprilie 1951.

Institutul Geologic al României

I. CONSIDERAŢII GENERALE ASUPRA GEOLOGIEI BAZINELOR DE CĂRBUNI SECUL ŞI DOMAN

Regiunea Doman — Cuptoare — Secul este situată la S de Reşiţa. O linie cu direcţia N—S, care ar trece prin V. Sodol şi punctul Ranchina, împarte această regiune în două zone:

Zona estică, ce cuprinde satele Cuptoare şi Secul, precum şi actuala exploatare de la Secul. Această zonă este cuprinsă între şisturile cristaline de la Rîul Alb la E şi Ranchina la W, iar la S şi N este limitată între punctele Poiana Bichii şi Cristalovăţ.

Zona vestică, ce cuprinde satul Doman, exploatarea actuală de la Doman şi exploatările vechi, în prezent părăsite, marcate prin amplasamentele puţurilor Seceny, Leopold I, Leopold II şi Gheorghe.

Localitatea Doman este situată la 5 km S de Reşiţa, iar Secul la 12 km SSE de Reşiţa.

Din punct de vedere geologic, zăcămintele Secul şi Doman fac parte din bazinul de cărbuni Reşiţa — Anina — Nera — Dunărea, bazin înconjurat pretutindeni de fundamentul cristalin getic, alcătuit din şisturi cristaline şi roce eruptive.

Peste fundamentul cristalin s-au depus sedimentele paleo-mesozoice, începînd din Carbonifer pînă în Cretacic inclusiv, sub forma unor fîşii paralele, cu direcţia NNE—SSW, precum şi depozite terţiare, în petece izolate.

Formaţiunile geologice care iau parte la alcătuirea acestei regiuni sînt următoarele: Şisturile cristaline, Carboniferul superior, Permianul inferior (Verrucano), Liasicul inferior, Liasicul superior, Doggerul, Callovianul, Malmul.

În cele ce urmează vom face o descriere sumară a alcătuirii şi răspîndirii acestor formaţiuni geologice, dînd o atenţie mai mare formaţiunilor purtătoare de cărbuni: Carboniferul superior şi Liasicul inferior.

Carboniferul de la Secul este discordant şi transgresiv peste fundamentul cristalin al Semenicului, alcătuit din micaşisturi şi gnaise. El se prezintă sub un facies continental, fiind alcătuit din conglomerate, gresii micacee, cuarţitice, şistoase, şisturi argiloase, şisturi cărbunoase şi strate de cărbuni. Este vorba de Carboniferul superior (Stephanian).

În regiunea în care se dezvoltă bazinele de cărbuni Secul şi Doman putem deosebi două zone aparţinînd Carboniferului.

O primă zonă, cuprinsă între V. Rîul Alb şi V. Secul, are forma unei fîşii eliptice, dirijată aproximativ N—S, ale cărei capete se pierd, subţiindu-se. Carboniferul de la Rîul Alb este aşezat pe gnaisele din versantul vestic al Văii Rîul Alb, are o lungime de cca 3 km şi o lăţime maximă de cca 300 m, şi înclină mult spre W, intrînd sub depozitele permiene şi liasice.

În acest Carbonifer sînt cuprinse stratele de cărbuni exploatate la mina Secul.

Institutul Geologic al României

O a doua zonă a Carboniferului este mult mai dezvoltată decît prima. Aceasta pornește din V. Sodolului, unde are o lățime destul de redusă (cca 100 m), și merge către Reșița, lățindu-se mult. În această zonă nu s-au găsit încă strate de cărbuni.

În șisturile argiloase ale Carboniferului productiv de la mina Secul am putut găsi numeroase resturi de plante fosile, al căror studiu precede studiul petrografic al cărbunilor de la Secul.

Permianul urmează concordant peste Carboniferul superior și este alcătuit din gresii și șisturi argiloase de coloare roșcată. În unele locuri gresia devine micacee și capătă o coloare cenușie sau chiar negricioasă.

Permianul alcătuiește fundamentul depozitelor mesozoice și constituie o primă zonă dirijată aproximativ N—S, ce însoțește Carboniferul în regiunea Rîului Alb, urmărind către S drumul ce duce la Văliug. O a doua fîșie de Permian însoțește cealaltă fîșie de Carbonifer și, ca și aceasta, pornește din V. Sodolului, trece prin punctele Dumbrava și Budinic și se lățește pe măsură ce se apropie de Reșița.

Sub forma unor petece izolate, ieșind la suprafață de sub depozitele Liasicului inferior, Permianul mai apare la punctul Teiuș și la punctele Poiana Rîul Alb — Cristalovăț, unde formează un petec de formă triunghiulară, sprijinindu-se direct pe șisturile cristaline.

În gresia roșie a Permianului s-au găsit unele resturi de plante fosile, printre care cele mai frecvente sînt următoarele:

Walchia piniformis SCHLOTH.
Walchia filiciformis SCHLOTH.
Odontopteris obtusiloba NAUM.
Callipteris conferta STERNB.

După perioada de emersiune de la finele Triasicului, urmează Jurasicul cu cele trei subdiviziuni bine dezvoltate: Liasicul, Doggerul și Malmul.

Liasicul inferior este dezvoltat sub facies lagunar-continental, fiind alcătuit dintr-un complex de gresii și conglomerate cuarțoase, micacee, și arcoze, cu intercalațiuni de argile refractare și mai ales șisturi argiloase cărbunoase, conținînd strate de cărbuni. Se observă că rocele Liasicului inferior conțin elemente cu atît mai fine, cu cît sînt mai depărtate de Permian, în timp ce, la contactul cu acesta, găsim conglomeratele cu granulele cele mai mari.

Stratele de cărbuni se găsesc situate în partea superioară a depozitelor Liasicului inferior, fiind cuprinse în gresii șistoase și șisturi ce alternează cu gresii.

Către acoperișul depozitelor Liasicului inferior se remarcă faptul că șisturile trec din ce în ce mai mult în șisturi argiloase, pînă ce devin bituminoase.

Liasicul inferior ocupă o suprafață destul de întinsă și continuă în regiunea Doman — Cuptoare — Secul. Începînd de la E către W, Liasicul inferior măr-

Institutul Geologic al României

ginește limita vestică a fîșiilor de Carbonifer și Permian din zona Rîului Alb și se continuă către W, spre satul Secul și V. Secului, pînă în șisturile cristaline ce constituie înălțimea Ranchina. Spre S, Liasicul inferior se întinde pînă la punctul Poiana Bichii, cuprinzînd întreaga regiune Cuptoare. Se continuă apoi spre W prin V. Sodol și de aci spre Doman, unde capătă din nou o dezvoltare mare, însoțind pretutindeni fîșia permiană descrisă mai sus. În partea vestică a regiunii, Liasicul inferior ia sfîrșit la zona cretacică de pe V. Berzaviței.

În partea de S Liasicul inferior se întinde pînă la o limită jalonată la suprafață de Puțul Traian, prin care se face extracția cărbunelui, și de amplasamentele puțurilor vechi: Seceny, Leopold I, Leopold II, Stolna Sodol, Puțul Gheorghe, etc.

Totuși, la S de comuna Doman, Liasicul inferior mai apare sub forma unui petec izolat, ieșind la suprafață de sub Liasicul inferior, în V. Gruniului.

Încercările noastre de a găsi resturi de plante fosile la mina Doman, nu au dus la rezultatele dorite. Lucrările mai vechi (1, 9, 10) menționează însă că flora fosilă a zăcămîntului liasic de la Doman este reprezentată prin speciile enumărate mai jos:

Alethopteris withbiensis GOEPP.
Zamites schmiedelii PRESSL.
Zamites rigidus ANDRAE
Zamites banaticus STUR.
Taeniopteris gigantea SCHENK.
Taeniopteris münsteri GOEPP.
Taeniopteris stenoneura STUR.
Speirocarpus banaticus STUR.

Peste Liasicul inferior, productiv, urmează un pachet important de șisturi argiloase bituminoase, brune și negre, cu intercalații de carbonat de fer și de șuvițe subțiri de cărbune, atribuit Liasicului superior. Aceste șisturi bituminoase sînt lipsite de orice coeziune, exercitînd mari presiuni asupra lucrărilor subterane.

În șisturile Liasicului superior fosilele sînt foarte rare. Se găsesc aci numai resturi de plante fosile, nedeterminabile.

Liasicul superior însoțește Liasicul inferior sub forma unor zone subțiri, de cele mai multe ori întrerupte. O asemenea zonă de Liasic superior mărginește partea sudică a Liasicului inferior de la punctul Poiana Bichii, pînă la V. Sodol, unde se subțiază și dispare. Reapare apoi pe partea stîngă a Văii Sodol, unde, cu oarecare întrerupere, se continuă pînă în localitatea Doman. La S de Doman, Liasicul superior apare din nou în V. Gruniului, înconjurînd petecul de Liasic inferior descris mai sus.

Doggerul urmează imediat peste șisturile bituminoase ale Liasicului superior și este reprezentat printr-un complex gros de marne și șisturi marnoase. El este dezvoltat prin două orizonturi bine distincte, anume:

Institutul Geologic al României

Stratele cu *Neaera*, care alcătuiesc partea inferioară a acestui complex și sînt formate din marne argiloase, micacee și fosilifere, de coloare cenușie sau galbenă;

Stratele cu *Gryphaea*, care urmează deasupra marnelor argiloase și sînt alcătuite din marne mai compacte, calcaro-nisipoase, în care se poate deosebi o alternanță de bancuri șistoase și bancuri mai compacte.

Datorită impermeabilității, marnele Doggerului au un rol important în izolarea formațiunilor purtătoare de cărbuni, față de apele de infiltrație.

În regiunea ce ne preocupă, Doggerul alcătuiește două fîșii, care, pornind din V. Sodol, aproximativ din locul unde a fost vechea galerie de explorare « Binttinger », merg către N pe această vale. Una din ele, cea estică, trece pe la sudul localității Cuptoare și se prelungește pînă la punctul Poiana Bichii. Zona vestică însoțește pe tot parcursul ei Callovianul și urmează aproximativ traseul drumului care duce de la Doman spre V. Sodol. La S de satul Doman, Doggerul mai apare sub forma unei benzi, redusă ca lungime și dirijată aproximativ N—S, în partea estică a Văii Gruniului, însoțind Liasicul superior.

Orizontul cu *Gryphaea* este acoperit de calcare gresoase, brune și gălbui aparținînd Callovianului, ce se disting bine prin conținutul lor remarcabil în silex, care formează lentile și chiar strate.

Callovianul, ca și Doggerul, se află răspîndit sub forma a două fîșii, ce pornesc din V. Sodol. Una dintre ele, cea estică, merge spre N pînă aproximativ în sudul satului Cuptoare. Cea vestică, mult mai bine dezvoltată, se întinde către NW, spre punctul Cioaca Dosului, pînă în satul Doman.

În partea superioară, Callovianul devine mai marnos și silexurile se răresc. Trecerea de la Callovian la Malm se face printr-un complex de calcare marnoase, alternînd cu marne. Urmează calcare bine stratificate, reprezentînd etajul Malmului, care constituie munții cei mai înalți din această regiune. Bancurile acestor calcare ajung pînă la 1 m grosime, sînt de coloare cenușie, gălbuie sau negricioasă și conțin concrețiuni și chiar strate subțiri de silex.

Malmul alcătuiește două zone. Una dintre ele, situată în partea estică, pornește din V. Sodol, aproximativ de la punctul Chirșa și merge pînă la punctul Piatra Albă. A doua zonă, vestică, alcătuiește impozantele înălțimi Cioaca Dosului și Vf. Ponor.

Indicii asupra tectonicei bazinului Secul pot fi obținute atît din lucrările de exploatare și explorare, cît și ținînd seama de unele detalii ale ridicărilor geologice din această zonă și anume: ieșirea la suprafață a Permianului inferior, în formă de sîmburi, în interiorul zonei gresiei Liasicului inferior și existența sporadică a Liasicului superior.

În regiunea Secul este vorba de un sinclinal cu direcțiunea NNE—SSW, rupt în lungul unei linii, de-a lungul căreia o parte a sinclinalului a alunecat peste cealaltă. Este vorba deci nu de un sinclinal simplu, ci de o cută dublă, cea vestică fiind alunecată peste cea estică. Această linie de alunecare este marcată

Institutul Geologic al României

începînd de la N, prin pătrunderea şisturilor cristaline din partea de NE în interiorul seriei sedimentare, iar prelungirea ei către SE este jalonată prin petecele de Permian, ce ies la iveală sub formă de sîmburi în interiorul Liasicului inferior.

Alunecarea cutei de W a avut intensitatea cea mai mare în partea nordică, unde au ajuns la suprafaţă chiar şi şisturile cristaline. Mai la S această alunecare a fost puternică, întrucît conglomeratele roşii permiene au fost presate în sus, în timp ce, mai la S de petecele permiene, forţa de alunecare a cedat.

A) STRATELE DE CĂRBUNI ALE ZĂCĂMÎNTULUI DE LA SECUL

Zăcămîntul de cărbuni de la Secul, de vîrstă Carbonifer superior, cuprinde patru strate, ce înclină puternic către W. În special în orizonturile superioare s-au întîlnit deseori unele părţi de strate verticale.

Stratele de cărbune sînt notate cu numerele 1 — 4, începînd din acoperiş către culcuş.

În acoperişul stratului 1 există un complex de cca 60 m de gresii fine şistoase, care devin marno-argiloase către partea superioară. Stratul 1 este alcătuit dintr-un singur banc de cărbune.

Stratul 2 este format din două bancuri de cărbune, despărţite printr-o intercalaţie de şist şi gresie şistoasă. În acoperiş există o succesiune de gresii fine, şistoase, cu urme de plante fosile, în alternanţă cu gresii mai deschise, fără urme de plante.

Stratul 3 este alcătuit din trei bancuri de cărbune, cu două intercalaţii de gresie şistoasă.

Stratul 4 are în culcuş gresii cenuşii, dure, micacee, cu urme de plante, iar acoperişul este alcătuit din gresie şistoasă, cenuşie, cu intercalaţii şistoase argiloase.

În general direcţia stratelor este N—S şi înclinarea 40—85° spre W. Alura stratelor este neregulată, acestea prezentînd frecvente ondulaţii pe direcţie.

Liasicul inferior din regiunea Secul se continuă către W, trecînd prin V. Sodolului, pînă în regiunea Doman. În această zonă Liasicul inferior este productiv, cuprinzînd două strate de cărbune. Liasicul inferior productiv formează o zonă arcuită în jurul depozitelor Doggerului, Callovianului şi Malmului, ce alcătuiesc impresionantele înălţimi Cioaca Dosului şi Ponor. Urmînd alura generală a depozitelor formaţiunii productive, stratele de cărbune se arcuiesc în jurul masivelor menţionate, schimbîndu-şi mereu direcţia.

În această parte a zăcămîntului există o serie de lucrări vechi, părăsite în prezent, printre care citäm: puţurile Seceny, Leopold I, Leopold II şi galeria Gustav. În general stratele au aci o înclinare sudică ce variază între 50—60°, însă în adîncime înclinarea este mai slabă şi variază între 30—35°. În unele locuri stratele sînt puternic faliate în formă de trepte.

Institutul Geologic al României

Actuala exploatare de la Doman se desfășoară într-o zonă mult mai complicată din punct de vedere tectonic decît restul exploatării. Liasicul inferior, productiv, ce vine de la puțul Seceny către puțul Traian, continuă spre SW de la puțul Traian, pătrunzînd sub Doggerul inferior și calcarele calloviene. În această zonă alura stratelor este foarte neregulată, zăcămîntul prezentîndu-se sub formă de cute anticlinale și sinclinale, cunoscute sub numele local de « coveți ». De asemenea stratele sînt puternic faliate și dislocate. Către E raporturile geologice complicate din zona descrisă se complică prin existența anticlinalului V. Gruniului, al cărui flanc sud-estic se coboară în adîncime pînă la o falie principală. De la această falie, întreaga formațiune a Liasicului inferior, făcînd parte din zona scoborîtă a acestei falii principale, formează un vast sinclinal, la o adîncime de 700—800 m, pentru a apare cu flancul său ce se ridică în sus, ca afloriment în V. Sodol. După cum vom vedea mai departe, raporturile tectonice atît de complicate au avut o mare influență asupra cărbunelui.

B) STRATELE DE CĂRBUNI ALE ZĂCĂMÎNTULUI DE LA DOMAN

Cele două strate de cărbune sînt separate între ele prin gresii și gresii șistoase. Ele sînt numerotate cu 1 și 2 începînd de sus în jos.

Mina de la Doman este foarte grizutoasă. Ea figurează printre cele mai grizutoase mine din Europa. Această mină oferă exemplul clasic al unei mine care, pe măsură ce exploatarea a avansat în adîncime, a trecut de la o mină fără gaze, la o mină care a avut mult de luptat contra degajărilor instantanee de grizu.

La începutul exploatării gazele erau necunoscute la mina Doman. Mai tîrziu s-a putut observa mult timp o degajare lentă și fără importanță, în așa fel că iluminatul se putea face prin lămpi cu flacăra liberă.

Odată cu avansarea exploatării în adîncime s-au înregistrat mai multe accidente grave, produse prin iluminatul defectuos și s-a început utilizarea lămpilor de siguranță.

II. STUDIUL PETROGRAFIC AL CĂRBUNELUI DE LA SECUL

A) STUDIUL PLANTELOR FOSILE

In șisturile argiloase ale Carboniferului productiv de la mina Secul am putut găsi numeroase resturi de plante fosile, care aparțin următoarelor grupe sistematice:

Institutul Geologic al României

EQUISETALE

Annularia sphenophylloides ZENK. (Pl. I, fig. 1).
Annularia longifolia BRONGN. (Pl. I, fig. 2).
Annularia stellata SCHLOTH. (Pl. II, fig. 1).
Sphenophyllum oblongifolium GERM. u. KAULF. (Pl. II, fig. 2).
Sphenophyllum angustifolium GERM. (Pl. III, fig. 1).
Asterophyllites equisetiformis SCHLOTH.
Calamites multiramis WEISS. (Pl. III, fig. 2).
Calamites sp. (Pl. IV, fig. 1).

PECOPTEROIDEE

Asterotheca arborescens SCHLOTH. (Pl. IV, fig. 2).
Asterotheca candolleana BRONGN. (Pl. V, fig. 1).
Asterotheca truncata ROST. (Pl. V, fig. 2).
Asterotheca miltoni ARTIS.
Asterotheca cyathea SCHLOTH. (Pl. III, fig. 2).
Acitheca polymorpha BRONGN. (Pl. II, fig. 2).

MEDULLOSACEE

Alethopteris scherlii BRONGN. (Pl. VI, fig. 1).
Linopteris neuropteroides BRONGN. (Pl. VI, fig. 2).
Trigonocarpus sp. (Pl. VII, fig. 1).

SIGILARIACEE

Stigmaria sp. (Pl. VII, fig. 2).

LEPIDODENDRACEE

Ulodendron commutatum SCHLOTH. (Pl. VIII, fig. 2).

Aceste plante au fost determinate cu multă grijă, avîndu-se în vedere indicațiile prețioase pe care ni le pot procura atît cu privire la condițiile de formare a zăcămîntului, cît și în legătură cu alcătuirea petrografică a cărbunelui.

In cele ce urmează vom arăta rezultatele acestor determinări de plante fosile făcute cu concursul colegei noastre S. COTUȚIU:

EQUISETALE

Annularia sphenophylloides ZENK. (Pl. I, fig. 1)

Plantă la care ramurile respective par a fi situate într-un același plan. Verticilele sînt așezate atît de aproape între ele, încît frunzele lor se ating. Fiecare

Institutul Geologic al României

verticil are 10—16 foliole, în formă de pană, rotunjite în partea de sus și prevăzute cu un mic vîrf, vizibil numai cu lupa. Foliolele au o lungime de 4—7 mm, în medie 6 mm. În partea de mijloc lățimea lor este de cca 1 mm, iar la vîrf de cca 2 mm. Ele sînt așezate atît de aproape unele de altele, încît par că se ating între ele. Prin mijlocul lor trece o slabă nervură.

Planta este caracteristică pentru Carboniferul superior pînă în Rothliegendes.

Annularia longifolia BRONGN. (Pl. I, fig. 2)

Planta este prevăzută cu o tulpină verticală, solidă, din care pornesc ramuri situate pe două șiruri. Frunzele ramurilor sînt așezate la articulații, unde formează verticile. Ele au o poziție aproape perpendiculară pe ramura respectivă. Frunzele sînt lineare, se îngustează către bază și vîrf și au o lungime ce variază între 25—30 mm. Sînt străbătute pînă la vîrful frunzei de o nervură principală.

Annularia stellata SCHLOTH. (Pl. II, fig. 1)

Sistemele de ramuri purtătoare de frunze, așezate la noduri, cîte cinci sau mai multe, cunoscute sub numele de *Annularia stellata* SCHLOTH., aparțin formei *Calamites multiramis*. Ramurile principale au grosimi pînă la 5 cm, cu numeroase frunze lungi și subțiri la noduri. La acestea se leagă ramurile de ordinul al doilea, cîte șase sau mai multe, cu lungimi pînă la 12 cm. La noduri sistemul de așezare a frunzelor este cel caracteristic pentru *Annularia*: frunze în formă de lanțetă sau de lopățică, cu lungimea pînă la 5 cm, care, către bază, sînt prinse în verticil ca într-o teacă, cîte 6—32. În afară de acestea mai există la fiecare nod cîte două ramuri mari, purtătoare de frunze de ordinul al treilea, cu cîte 16—32 frunze în verticil.

Sphenophyllum oblongifolium GERM. u. KAULF. (Pl. II, fig. 2)

La nodurile ramurilor mai groase, de ordin inferior, există frunze mici, aproape lineare. La ramurile de ordin superior există frunze mici, în formă de pană, care la mijloc au lățimea cea mai mare și marginea superioară tăiată mai mult sau mai puțin adînc. Frunzele sînt grupate cîte șase într-un verticil și uneori mărimea lor nu este aceeași. Florile nu sînt cunoscute în mod sigur.

Planta este caracteristică pentru Carboniferul superior pînă în Rothliegendes.

Sphenophyllum angustifolium GERM. (Pl. III, fig. 1)

Ramurile plantei se caracterizează printr-o construcție sveltă, o articulație scurtă. Verticilele par a fi alcătuite din cîte șase frunze. Acestea au o formă lunguiață, uneori ovală, dar cele mai deseori forma de pană, despicată odată sau de mai multe ori, pînă la o treime din lungimea frunzei. Lungimea frunzei este de 1—1,5 cm.

De la baza frunzei pornesc două nervuri, care se bifurcă în mod repetat. Fiecărei nervuri îi corespunde un dinte al frunzei, în care ea se prelungește.

Institutul Geologic al României

Unii cercetători consideră că *Sphenophyllum oblongifolium* GERM. şi *Sphenophyllum angustifolium* reprezintă una şi aceeaşi specie, prima fiind partea inferioară, iar ultima partea superioară a aceleaşi frunze.

Planta este caracteristică pentru Carboniferul superior pînă în Rothliegendes.

Asterophyllites equisetiformis SCHLOTH.

Trunchiul articulat, ramuri bi - pînă la tripinate, ramuri opuse cu foliole lanceolat-lineare, uninerve, verticilate, cu 12—15 foliole în verticil, la distanţe egale. Fructificaţii în formă de spic şi verticile fertile, formate din bractei compuse.

Planta este caracteristică pentru Carboniferul superior.

Calamites multiramis WEISS. (Pl. III, fig. 2)

Tulpini de dimensiuni mai mari decît la *Calamites cruciatus*. Există trunchiuri mineralizate cu un diametru de cca 16 cm. Întrenodurile au lungimea relativ variabilă şi sînt de regulă astfel orînduite, încît perioade de 2 — 16 întrenoduri, relativ foarte scurte, sînt întrerupte printr-un întrenod foarte lung (pînă la 21 cm). La toate nodurile există sisteme de ramuri purtătoare de frunze, cîte cinci sau mai multe în verticil.

Trunchiurile mineralizate se caracterizează prin faptul că coastele ajung să dispară aproape complet către mijlocul întrenodurilor, precum şi prin aceea că, la punctul de formare a ramurilor, mai multe mănunchiuri converg unele către altele în mici grupe.

Planta este caracteristică pentru Carboniferul superior pînă în Rothliegendes.

PECOPTEROIDEE

Asterotheca arborescens SCHLOTH. (Pl. IV, fig. 2)

Rachis cu lăţimea pînă la 3 cm, neted sau cu o fină striaţie longitudinală. Sînt cunoscute frunze de ordinul al doilea, cu lungimea pînă la 11 cm. Frunzele de ultimul ordin (al treilea) sînt relativ mici, cu lungimea pînă la 4 mm şi lăţimea de 1 3/4 mm. Nervurile sînt de regulă neramificate.

Planta este caracteristică pentru partea superioară a Carboniferului superior, pînă în Rothliegendes.

Asterotheca candolleana BRONGN. (Pl. V, fig. 1)

Rachis neted sau cu fine striaţii longitudinale. Frunzele de ultimul ordin au lungimea de peste 1 cm, însă sînt relativ înguste. Lungimea lor este de 3,5— 5 ori mai mare decît lăţimea. Către bază deseori ele sînt uşor îngustate. Nervurile laterale se bifurcă spre bază.

Planta este caracteristică pentru partea superioară a Carboniferului superior pînă în Rothliegendes. Nu este frecventă, dar este răspîndită pe zone mari.

Institutul Geologic al României

Asterotheca truncata ROST (Pl. V, fig. 2)

Foliolele de ultimul ordin au un aspect aletopteridic. Synangii, alcătuiți din 6 — 8 sporangi, cu un diametru total mai mare de 1,25 mm, acoperă aproape în întregime suprafața foliolelor de ultimul ordin.

Planta este caracteristică pentru Carboniferul superior din Germania și Franța.

Asterotheca miltoni ARTIS

Rachis foarte gros, către bază cuadripinat, foliole de ultimul ordin, relativ late. La a treia subdivizare, foliolele de ultim ordin pot atinge o lungime de 1,2 cm și o lățime de 4 mm. Nervurile laterale sînt de mai multe ori bifurcate. Acolo unde subdivizarea ajunge al patrulea grad, foliolele de ultimul ordin sînt mici (abia peste 4 mm lungime și 2 mm lățime). Nervurile laterale sînt simple. Foarte caracteristic este acoperămîntul păros al suprafeței superioare a foliolelor de ultimul grad.

Planta este caracteristică pentru partea mijlocie și superioară a Carboniferului mediu

Asterotheca cyathea SCHLOTH. (Pl. III, fig. 2)

Formă pe care actualmente unii autori o aseamănă mult cu *Asterotheca arborescens* SCHLOTH. Se deosebește însă de aceasta prin foliolele de ultimul ordin, care ating o lungime pînă la 6 mm și o lățime de peste 2 mm. Nervurile laterale sînt adesea bifurcate numai o singură dată.

Rachis cu lățimea pînă la 4 cm, neted sau fin striat, neregulat. Fructificații ca la *Asterotheca arborescens*.

Planta este caracteristică pentru partea superioară a Carboniferului superior pînă la Rothliegendes.

Acitheca polymorpha BRONGN. (Pl. II, fig. 2)

Frunză foarte lată, tripinată la partea superioară, cuadripinată la bază. Rachisul principal are lățimea de 4 cm și este păros sau cu fine striații în lung.

Pinele primare sînt alterne, ușor oblice pe rachis, linear-lanceolate, marginile lor se ating. Pinele secundare sînt alterne, iau naștere sub un unghi drept, sau sînt ușor oblice pe rachis. Pinele terțiare sînt înclinate pe rachis.

Pinule alterne, perpendiculare pe rachis sau ușor oblice, cu margini paralele și ușor convexe, uneori ușor contractate aproape de apex. La pinele secundare, pinulele sînt mai mici și din ce în ce mai unite una cu alta.

Nervațiunea este distinctă. Nervura mediană este groasă și aproape de apex se divide în două brațe, care la rîndul lor se bifurcă din nou. Nervurile laterale se bifurcă imediat în apropierea bazei.

Caracteristică pentru Carboniferul superior pînă în Rotlhiegendes.

Institutul Geologic al României

MEDULLOSACEE

Alethopteris scherlii BRONGN. (Pl. VI, fig. 1)

Ramuri distanțate, alternînde, cu o poziție aproape perpendiculară pe rachis, de o formă lunguiață, liniară, asemănătoare unei lanțete. Foliolele sînt lunguiețe, au o poziție înclinată, la bază sînt dezvoltate. Vîrful foliolelor este rotunjit. Ultima foliolă, prelungită în formă de lanțetă, se termină cu un vîrf lung și îngust. Din nervura principală, ce se află în mijlocul foliolei, pornesc numeroase nervuri laterale, dichotome, cu o poziție înclinată pe marginea foliolei.

Alethopteris lonchitidis STERNB. și *Alethopteris scherlii* au o mare asemănare una cu alta. O deosebire principală o constituie foliolele mai late, mai tocite către vîrf, precum și nervațiunea, care nu este atît de deasă ca la aceasta din urmă.

Linopteris neuropteroides BRONGN. (Pl. VI, fig. 2)

și

Trigonocarpus sp. (Pl. VII, fig. 1)

Aceste Pteridosperme au trăit din Carboniferul mediu pînă în Permianul inferior. Ele posedă trunchiuri mai mult sau mai puțin groase (pînă la 50 cm diametru), însă anumite specii reprezentau probabil liane. Sînt cunoscute sub numele de *Neuropteris*, *Alethopteris*, *Odontopteris*, *Linopteris*, granule de *Trigonocarpus*, etc.

La exterior trunchiul arată aceeași structură ca la Marathiale, dar anatomia cu vascularizarea sa aproape întotdeauna polistelică, amintește Cladoxylalele și Cycadalele. Anatomia lor are în mod general, trăsături nete de ferigă.

În ceea ce privește aparatele de fructificare, ovulele atribuite Medullosaceelor au primit numeroase nume: *Rhabdocarpus*, *Trigonocarpus*, etc. Nomenclatura și determinarea precisă a acestor ovule și raporturile lor cu organele vegetative constituie o problemă foarte anevoioasă. Ovulele erau situate în poziții diferite. Unele din ele sînt enorme (pînă la 11 — 12 cm lungime). Sclerotesta acestor ovule imprimă prin duritatea sa forma caracteristică a acestor ovule. La *Trigonocarpus* forma este aceea a unui triunghi, de unde vine și numele.

SIGILARIACEE

Stigmaria sp. (Pl. VII, fig. 2)

Părțile bazale ale tulpinelor de Sigillariacee și Lepidodendracee sînt cunoscute sub numele de *Stigmaria* BRONGN. și *Stigmariopsis* GRAND'EURY. O identificare specifică nu este posibilă din cauza uniformității construcției generale și a sculpturii de pe suprafața exterioară a acestor organe.

Ramificația părților apicale ale trunchiurilor de Lepidodendracee și Sigillariacee este complet omoloagă, cu singura deosebire că primele două bifurcări

Institutul Geologic al României

ce au loc în două planuri perpendiculare, urmează îndată una după alta, în așa fel încît baza tulpinii se află divizată brusc în patru brațe așezate în cruce. În cele mai multe cazuri aceste patru brațe fac un unghi de 70 — 80° cu baza tulpinii. Fiecare din cele patru brațe principale se divid de mai multe ori în continuare și anume paralel cu suprafața superioară a stratului pe care sînt așezate.

Pe toate părțile stigmariilor sînt prinse rădăcini, cunoscute în mod obișnuit sub numele de apendice. Acestea nu erau bifurcate sau erau numai rareori bifurcate și aveau o lungime pînă la 40 cm și o grosime în jurul a 0,5 cm. Locul unde ele erau prinse este marcat în prezent printr-o cicatrice circulară, de cca 0,5 cm diametru, cu o mică ridicătură în centru.

Eșantionul nostru redat în fig. 2 (Pl. VII) reprezintă un fragment mineralizat dintr-o *Stigmaria*, pe suprafața căruia sînt așezate în diagonală mai multe șiruri de cicatrice, ce ne indică locul de inserție al apendicelor.

LEPIDODENDRACEE

Ulodendron commutatum SCHL. (Pl. VIII, fig. 2)

Acest gen aparținînd Carboniferului superior, a fost creeat pentru a grupa resturile arborilor ce amintesc Sigilariile, dar care prezintă un amestec curios de *Lepidodendron*, *Sigilaria* și *Bothrodendron*. Ramificarea este dicotomică.

Frunzele erau persistente, foarte mici (1,5 — 3 cm) sau de mărime mijlocie (20 — 25 cm).

Este încă prea puțin cunoscut pentru a putea fi caracterizat cu precizie.

B) STUDIUL MACROSCOPIC

Cărbunele de la Secul are o structură omogenă, o coloare neagră și un luciu puternic. Urma lăsată de cărbune este neagră. Stratificația se observă numai cu oarecare greutate și mai ales în porțiunile unde intervin intercalații minerale.

Cărbunele de la Secul este foarte friabil. Prin lucrările de extracție el se transformă în praf. Blocurile mari constituie o raritate pentru acest cărbune (Pl. VIII, fig. 1). Atunci cînd cărbunele se desface în bucăți, se observă că ele au o formă neregulată, fiind mărginite pe cele mai multe părți, de suprafețe de alunecare care, datorită mișcării și frecării cărbunelui, au devenit netede și lucioase. Aceste suprafețe accentuează și mai mult luciul cărbunelui.

În mod excepțional stratul 1 are un cărbune tare în orizonturile dinspre suprafață. Se pare că acest motiv a făcut ca, în anumite zone, cărbunele să nu fie extras. La aceleași orizonturi cărbunele celorlalte strate este foarte friabil.

Crăpăturile existente în cărbune și suprafețele de alunecare sînt indicii pentru o puternică solicitare tectonică a stratelor de cărbune.

Institutul Geologic al României

Se remarcă faptul că pe suprafeţele de desfacere ale cărbunelui nu se pot distinge « ochi de cărbune », care ar constitui de asemenea un indiciu pentru o puternică presare tectonică. Desigur, asemenea structuri oculare nu s-au format din cauza friabilităţii cărbunelui.

Oricît am încerca să deosebim cu ochiul liber o alternanţă de benzi care să se diferenţieze ca aspect exterior, nu am reuşi pentru cărbunele de la Secul. Prin urmare, studiul macroscopic nu ne poate da nici o indicaţiune cu privire la participarea diverşilor componenţi petrografici la alcătuirea cărbunelui. Macroscopic s-ar părea că întreaga masă a cărbunelui este formată dintr-un constituent lucios, care este vitritul.

Studiul microscopic ne arată că vitritul alcătuieşte în cea mai mare proporţie cărbunele de la Secul. În afară de vitrit, acest cărbune mai cuprinde şi alţi componenţi într-o proporţie destul de redusă, anume claritul şi fuzitul.

C) STUDIUL MICROSCOPIC

1. METODA DE CERCETARE

Studiul microscopic al cărbunelui din bazinul Secul s-a făcut prin utilizarea metodei suprafeţelor lustruite.

Bucata de cărbune pe care dorim a o cerceta la microscop este şlefuită pe una din suprafeţe, perpendicular sau paralel cu stratificaţia, pînă ce devine perfect plană. Şlefuirea cărbunelui se continuă cu carborundum din ce în ce mai fin, pînă ce suprafaţa lui devine fină şi nu mai prezintă nici cea mai mică sgîrietură.

Urmează apoi lustruirea suprafeţei, cu ajutorul unui postav, fixat pe un disc metalic rotativ, pe care se lasă să picure hidroxid de aluminiu (alumină). Prin această operaţie suprafaţa cărbunelui capătă un luciu puternic, devenind o adevărată oglindă ce reflectă lumina microscopului. În acelaşi timp suprafaţa capătă un fin relief, deoarece componenţii cărbunelui, datorită unor durităţi diferite, formează ridicături sau adîncituri.

Fiind vorba de un cărbune foarte sfărîmicios, bucăţile de cărbune au fost întărite prin impregnare cu parafină, pentru a rezista operaţiilor de şlefuire şi lustruire.

Prin acest procedeu s-a executat din cărbunii de la Secul şi Doman un mare număr de suprafeţe lustruite, care au fost examinate la microscop.

2. COMPONENŢII PETROGRAFICI AI CĂRBUNELUI DE LA SECUL

Descrierea componenţilor cărbunelui o vom face în ordinea următoare: vitritul, claritul, fuzitul, componenţii minerali.

Institutul Geologic al României

a) VITRITUL

În studiul microscopic vitritul cărbunelui de la Secul arată o suprafață netedă, lucitoare, la care se pot remarca două lucruri:

Vitritul acestui cărbune nu prezintă nici cea mai slabă urmă de structură lemnoasă. El aparține prin urmare varietății cunoscută sub numele de vitrit nestructural sau collinit. Cealaltă varietate de vitrit, la care se mai poate încă recunoaște clar structura celulară a materialului vegetal generator de cărbuni, adică vitritul structural, sau telinitul, nu se poate observa în acest cărbune.

Suprafața vitritului este străbătută de o mulțime de crăpături microscopice, dirijate în toate sensurile, deci fără o orientare constantă.

Vitritul este componentul născut din material lemnos în cea mai mare parte. Acest material a avut cîndva o stare plastică, în care spațiile celulare au fost umplute cu humus coloidal, lemnul fiind transformat, astfel, într-o masă omogenă, vitritul.

Numai datorită impregnării cu substanțe minerale se pot păstra în vitritul acestui cărbune structuri celulare. În asemenea cazuri pereții celulelor suferă deformări puternice, iar lumina celulelor este mult mărită.

Crăpăturile fine existente în masa lui sînt o urmare a presiunilor puternice suferite de cărbune, iar lipsa oricărei structuri lemnoase ne dă indicații asupra gradului de incarbonizare înaintat (Pl. X, fig. 1, Secul, stratul 1).

Detaliile existente în masa vitritului, întîlnite de aceste crăpături fine, asemănătoare unor microfalii, sînt rupte și deplasate.

Aceste crăpături străbat cuticulele și ele pătrund chiar în fragmentele de fuzit, rupîndu-le. De-a lungul acestor crăpături, fragmentele rupte sînt deplasate unele față de altele.

În unele locuri vitritul este sfărîmat și apare sub forma unor particule fine, înglobate într-o masă de materii minerale (Pl. X, fig. 2, Secul, stratul 1).

În majoritatea cazurilor, benzile de vitrit curat trec treptat în altele, care conțin mici fragmente de fuzit, cuticule, etc., adică în benzi de clarit.

În concluzie putem caracteriza astfel vitritul cărbunelui de la Secul:

Vitritul acestui cărbune prezintă o suprafață netedă, străbătută de o mulțime de crăpături microscopice, dirijate în toate sensurile.

Vitritul nu prezintă nici cea mai slabă urmă de structură lemnoasă. El aparține varietății vitrit nestructural sau collinit joacă rolul cel mai important în alcătuirea cărbunelui de la Secul.

b) CLARITUL

Abundența resturilor bituminoase provenite din cuticule ne îndreptățește a considera că în unele locuri vitritul trece în clarit. Suprafața lustruită apare presărată de cuticule cu pereții mai groși sau mai subțiri, așa cum ne arată fig. 3 (Pl. X) și fig. 1 (Pl. XI), Secul, stratul 1 și fig. 1 (Pl. XII) și fig. 3 (Pl. XI), Secul, stratul 3. Cuticulele reprezintă pătura exterioară a epidermei frunzelor și ramurilor verzi.

Institutul Geologic al României

60679 INSTITUTUL GEOLOGIC

Prin urmare, claritul este alcătuit din două părţi: masa de bază şi corpurile bituminoase. Masa de bază este formată din acelaşi material ca şi vitritul, adică din vitrinit. În masa de bază sînt cuprinse corpurile bituminoase: cuticulele, sporii, etc.

Claritul nu constituie benzi regulate care să alterneze cu cele de vitrit. El formează zone cu totul neregulate. Limita între vitritul curat şi clarit nu este tranşantă, ci se face în mod treptat. Relieful acestui component nu este mai pronunţat decît al vitritului. În majoritatea cazurilor cuticulele nu s-au păstrat complet, ci sub forma unui amestec de resturi mărunte.

Întrucît cuticulele sînt singurele corpuri bituminoase ce se pot recunoaşte, claritul acestui cărbune este un clarit de cuticulă.

Substanţa opacă (micrinitul) lipseşte cu desăvîrşire.

Rolul pe care îl are claritul în alcătuirea cărbunelui de la Secul, este cu totul secundar în comparaţie cu vitritul.

Corpurile bituminoase ce s-au păstrat în cărbunele de la Secul sînt alcătuite în special din cuticule. Răşini, scleroţi, spori nu au putut fi identificaţi.

După cum se cunoaşte, răşinile sînt corpuri care rezistă foarte bine procesului de incarbonizare. Plantele Carboniferului se remarcă însă prin lipsa organelor care produc răşină. Această proprietate o au unele din Gymnosperme şi, după studiile întreprinse, cărbunii liasici de la Anina conţin cantităţi mari de răşină, sub toate varietăţile, răspîndite uniform în masa lor.

Lipsa granulelor de răşină în cărbunele de la Secul constituie unul din motivele pentru care vitritul a pierdut orice urmă de structură celulară. În cărbunii de vîrstă mai nouă, granulele de răşină, orînduite sub formă de şiruri, marchează situaţia lor anatomică în lemnul din care provin, contribuind astfel într-o oarecare măsură la păstrarea structurii celulare a lemnului de odinioară.

Nici sporii nu pot fi identificaţi cu precizie în aceşti cărbuni. Aceste corpuri bituminoase reprezintă organele de înmulţire ale Pteridophytelor, plante care au contribuit în cea mai mare măsură la formarea acestor cărbuni. Se ştie că, de obicei, pătura exterioară a sporilor (exina) rezistă bine procesului de incarbonizare.

Mişcările particulelor de cărbune, evidenţiate prin crăpăturile fine existente în masa cărbunelui, au produs deformări mari ale formei obişnuite a corpurilor bituminoase. Cuticulele, spre exemplu, au fost încovoiate, rupte, îmbucătăţite şi măcinate într-atît, încît în unele porţiuni nu mai pot fi recunoscute, deşi dimensiunile lor iniţiale sînt destul de mari.

Sîntem îndreptăţiţi a crede că asemenea deformări au putut fi suferite şi de spori şi în această stare de deformare ei pot fi greu recunoscuţi.

Considerăm însă că nu este exclusă şi o altă posibi itate, anume aceea că sporii să nu fi putut rezista primelor începuturi de transformare a materialului vegetal şi deci să fi dispărut chiar în stadiul iniţial al acestor procese.

Cuticulele — pătura exterioară a frunzelor şi ramurilor verzi — sînt singurele corpuri bituminoase ce pot fi recunoscute în cărbunele de la Secul.

Institutul Geologic al României

Fig. 3 (Pl. X), Secul, stratul 1, ne arată o cuticulă mare, la care se pot deosebi cele două margini: exterioară și interioară, ultima prezentînd crestăturile caracteristice, în forma dinților de fierăstrău. Țesutul interior al frunzei (mesophylul) nu se mai păstrează, fiind transformat în vitrit.

Fig. 2 (Pl. XI), Secul, stratul 1, ne înfățișează acumulări de cuticule de dimensiuni mici. În jurul acestor cuticule, care alcătuiesc o bandă continuă, se pot observa granule de steril, printre care și pirită.

În cele mai multe cazuri, cuticulele sînt fracturate sau ondulate, urmînd deformările suferite de întreaga masă a cărbunelui. Asemenea deformări putem observa în fig. 1 (Pl. XII), Secul, stratul 3.

În fine, starea de măcinare a cuticulelor poate merge atît de departe, încît suprafața cărbunelui apare acoperită cu o mulțime de particule fine, a căror origine nu mai poate fi stabilită. Se remarcă în același timp o oarecare uniformitate în grosimea pereților cuticulelor. Cuticule cu pereții groși se întîlnesc foarte rar (Pl. XII, fig. 2, Secul, stratul 3).

Sporii de ciupercă și uneori chiar anumite forme de ciupercă, cunoscute sub numele de scleroți, rezistă bine incarbonizării. Scleroții se păstrează grație conținutului lor în substanțe chitinoase și sînt cele mai rezistente dintre corpurile bituminoase. În unii cărbuni, ca spre exemplu cei din V. Jiului, se găsesc numeroși scleroți, răspîndiți în vitrit și clarit. Caracteristica importantă a scleroților din acel bazin este aceea că apar sub formele cele mai variate. În cărbunele de la Anina există un scleroțiu caracteristic, care în secțiune are formă eliptică, alcătuită din mai multe șiruri de celule concentrice.

În cărbunele de la Secul există scleroți foarte rari și care nu prezintă forme caracteristice. Fig. 3 (Pl. XII), Secul, stratul 3, ne înfățișează un fuzit cu celulele sfărîmate, în care se observă cîțiva scleroți de formă rotundă. Unii dintre ei sînt cuprinși chiar în substanța minerală care a impregnat și sfărîmat celulele fuzitului. Acești scleroți fiind mai rezistenți decît celulele lemnului, s-au păstrat și apar acum incluși în masa minerală.

Fig. 1 (Pl. XIII), Secul, stratul 1, ne înfățișează mai multe granule rotunde, care dau impresia unor granule de rășină.

În concluzie, cuticulele sînt singurele corpuri bituminoase ce s-au putut păstra în cantități mai mari în cărbunele de la Secul. Alte corpuri bituminoase — macro- și microspori, rășini, etc. — nu s-au putut observa.

c) FUZITUL

Cărbunele de la Secul conține fuzit în cantitate redusă. Prezența acestui component nu poate fi sezisată macroscopic.

Studiul microscopic ne arată că fuzitul se prezintă sub cele două varietăți cunoscute, anume: fuzitul tare, la care celulele sînt impregnate cu substanțe minerale, și fuzitul moale, la care celulele au rămas goale.

Institutul Geologic al României

O constatare care se poate face cu multă uşurinţă este aceea că fragmentele de fuzit mai mari sînt întotdeauna impregnate cu substanţe minerale. În unele cazuri celulele fuzitului apar rupte sau deformate prin impregnarea cu materii minerale. Deformarea celulelor a fost atît de puternică, încît în interiorul masei minerale n-au mai rămas decît fragmente de fuzit, provenite din sfărîmarea celulelor.

Totuşi, se pot observa şi fragmente de fuzit, la care celulele, impregnate cu materii minerale, s-au păstrat în bună stare. Fig. 2 (Pl. XIV), Secul, stratul 1, ne arată un fuzit la care celulele, orînduite sub formă de şiruri regulate, sînt complet impregnate cu substanţă minerală şi totuşi s-au putut păstra bine.

Fuzitul moale are spaţiile celulare goale, astfel că acestea ies uşor în evidenţă, prin coloarea lor neagră, la studiul în suprafeţe lustruite. Fig. 3 (Pl. XIII), Secul, stratul 1, ne arată un fuzit, la care spaţiile celulelor au rămas libere.

După cum se vede, varietăţile de fuzit tare şi fuzit moale se deosebesc prin existenţa sau lipsa unei impregnaţii cu substanţe minerale, dar nu şi prin modul de păstrare a structurii celulare. Există fuzit tare cu celulele complet sfărîmate şi fuzit moale cu celulele bine păstrate.

La fuzitul moale se observă uneori celule impregnate cu substanţă organică, aşa cum s-a putut găsi la stratul 1. Fig. 1 (Pl. XIV) şi fig. 2 (Pl. XIII), Secul, stratul 1, ne prezintă fuzit cu celule rotunde sau eliptice pline cu substanţă humică.

Crăpăturile fine, existente în vitrit, se transmit şi la fuzit. Fig. 3 (Pl. XIV), Secul, stratul 3, ne arată un fragment de fuzit, secţionat de o microfalie. Cele două bucăţi sînt deplasate una faţă de alta. Fig. 1 (Pl. XV), Secul, stratul 1, ne înfăţişează un alt fuzit, cu celulele secţionate longitudinal şi întretăiate de crăpături transversale. Fuzitul apare astfel îmbucătăţit.

O altă observaţie ce se poate face este aceea că fuzitul cărbunilor de la Secul nu prezintă alternanţe de zone cu o construcţie celulară diferită sau cu o rezistenţă deosebită (inelele de creştere).

Microfotografiile 2 şi 3 (Pl. XV) şi 1 (Pl. XVI), Secul, stratul 1 şi microfotografia 2 (Pl. XVI), Secul, stratul 3, ne prezintă, fiecare din ele, cîte un fragment de fuzit, la care structura celulară s-a menţinut în condiţiuni perfecte, iar microfotografiile 1 (Pl. XVII), Secul, stratul 4, şi 3 (Pl. XVI), Secul, stratul 3, ne înfăţişează fuzit cu celulele complet sfărîmate. Se observă că, în fiecare microfotografie, celulele fuzitului sînt construite la fel, adică forma şi dimensiunile celulelor cît şi grosimea pereţilor celulelor sînt aceleaşi. Prin urmare, la cărbunele de la Secul nu se pot observa acele alternanţe de zone de celule cu construcţia diferită, cu alte cuvinte inelele de creştere ale plantelor.

Alternanţe de zone, dintre care unele cu pereţii groşi şi altele cu pereţii subţiri, au putut fi observate numai la cărbunii de vîrstă mai nouă decît Carboniferul (Anina, Doman, V. Jiului, etc.). Aceste alternanţe sînt datorate unor diferenţieri climatice. Pe timp uscat pereţii celulelor se dezvoltă puternic şi devin groşi, în timp ce în anotimp ploios ei sînt subţiri.

Institutul Geologic al României

Lipsa unor alternanțe de zone cu celule de anotimp uscat și zone cu celule de anotimp ploios ne arată că flora cărbunilor de la Secul nu era supusă unei diferențieri climatice, care să fi avut influență asupra felului de viață al acestor plante. Prin lipsa acestor zone cărbunii de la Secul se deosebesc fundamental de cărbunii mai tineri, începînd cu cei liasici, la care se pot observa diferențieri climatice.

După cum se vede, fuzitul conservă structura celulară a resturilor de plante și ne ajută într-o oarecare măsură să cunoaștem cîte ceva din anatomia plantelor care au contribuit la formarea lui.

Microfotografiile 3 (Pl. XIII), Secul, stratul 1, și 1 (Pl. XVII), Secul, stratul 4, ne prezintă în secțiune transversală vase lemnoase, de formă rotundă sau poligonală. Întrucît fuzitul este sfărîmat, aceste vase fac impresia că nu ar avea un perete comun, ci ar fi izolate. Îngroșările pereților reprezentați în microfotografiile 2 și 3 (Pl. XV), Secul, stratul 1, redau în ansamblu țesătura fină a pînzei de păianjen. Aceste îngroșări dau indicațiuni prețioase asupra plantelor cărora aparțin. Ele afectează forme de spirală sau de scară, caracteristice ferigelor.

Fig. 3 (Pl. XVI) și 2 (Pl. XVII), Secul, stratul 3, ne înfățișează traheide cu orificii de comunicare scalariforme, întîlnite de secțiune transversal. Ele sînt orînduite în șiruri drepte și sînt caracteristice ferigelor. În fotografie orificiile transversale apar negre, iar îngroșările albe. Fuzitul este complet sfărîmat și secționat de microfalii, care deplasează diferitele părți ale fuzitului.

Rezultă de aci că vasele prevăzute cu îngroșări și orificii de comunicare scalariforme sînt foarte frecvente la cărbunii de vîrstă carboniferă, fiind caracteristice lemnului de ferigă.

În majoritatea cazurilor, fragmentele de fuzit care arată vase scalariforme nu au reușit să reziste presiunilor, astfel că apar sfărîmate.

Unele secțiuni transversale prin fragmente de fuzit au o formă eliptică. Fig. 3 (Pl. XVII), Secul, stratul 1, ne redă o secțiune transversală, de formă eliptică, în fuzit, cu o clară structură celulară și un puternic relief.

În unele cazuri celulele fuzitului sînt umplute cu substanță humică. Aceasta se prezintă sub forma unor granule rotunde sau eliptice, cu aspect de rășină la prima vedere. Atît coloarea cît și luciul lor sînt asemănătoare vitritului. Fig. 1 (Pl. XIV) și 2 (Pl. XIII), Secul, stratul 1, ne prezintă fuzit cu celule rotunde sau eliptice, pline cu substanță humică.

În ceea ce privește geneza fuzitului, vom căuta a face observațiile necesare în partea a doua a acestei lucrări, adică în cadrul studiului petrografic al cărbunelui de la Doman, deoarece în acel zăcămînt fuzitul apare în cantități mai importante și permite a se trage unele concluzii.

În rezumat fuzitul acestor cărbuni se poate caracteriza astfel:

Cărbunele de la Secul conține cantități reduse de fuzit.

Fuzitul cuprinde două varietăți: fuzitul tare și fuzitul moale. Aceste varietăți se bazează pe existența sau lipsa unei impregnări cu substanțe minerale, fără să arate ceva asupra felului de păstrare a structurii celulare.

Institutul Geologic al României

Mulţumită resturilor de plante păstrate prin existenţa acestor fuzite, se pot face unele aprecieri asupra anatomiei plantelor de origină. Fuzitul se poate forma şi din lemn de ferigă, aşa cum dovedeşte structura anatomică a resturilor de plante.

În fuzitul cărbunelui de la Secul nu se pot distinge zone de anotimp uscat şi anotimp ploios, adică inelele de creştere ale plantelor. Aceasta constituie o mare deosebire faţă de cărbunii liasici şi ceilalţi cărbuni mai tineri, la care se pot constata asemenea alternanţe.

d) SUBSTANŢELE MINERALE

Printre substanţele minerale existente în cărbunele de la Secul citäm: pirita, carbonatul de calciu, argila, etc.

În cărbunele de la Secul pirita nu se poate observa macroscopic. Studiul microscopic ne arată că există pirită în cantitate destul de redusă şi întotdeauna însoţită de alţi componenţi minerali.

Pirita primară se prezintă sub formă de granule fine, formate odată cu cărbunele, şi apare foarte rar. Asemenea granule fine de pirită se pot observa la probele luate din unele intercalaţii slabe de cărbune cuprinse în steril. De asemenea s-au putut semnala granule fine de pirită, însoţite de alţi componenţi minerali, la stratul 1.

Ceva mai frecvent decît pirita primară apare pirita secundară, depusă sub forma unor pelicule fine pe crăpăturile existente în cărbune. Alteori pirita apare ca benzi paralele sau sub forme cu totul neregulate, însoţită de carbonat de calciu, argilă, etc. În asemenea cazuri pirita este amestecată intim cu carbonatul de calciu. Microfotografia 1 (Pl. XVIII), Secul, stratul 1, înfăţişează o fisură eliptică în cărbune, pe care s-a depus pirita, ce iese puternic în relief.

În fine, pirita umple uneori celulele fuzitului, rupîndu-le, aşa cum s-a putut observa la stratul 3.

Pirită în cantitate ceva mai mare s-a semnalat la stratul 1 şi în cantitate mai redusă s-a observat la stratul 3. Nu s-a putut găsi de loc la stratul 4.

Carbonatul de calciu umple crăpăturile mai mari din cărbune şi poate fi observat cu uşurinţă la microscop în lumină înclinată (fig. 2, Pl. XVIII, Secul, stratul 1).

Concreţiuni de carbonat de fer, aşa cum există în cărbunele de la Anina şi Doman, nu pot fi semnalate în acest cărbune. În schimb apar intercalaţii de argilă, de formă alungită sau eliptică. Relieful lor nu este pronunţat şi prezintă de obicei o coloare mai închisă în comparaţie cu sferosideritele.

Granule de cuarţ se pot de asemenea observa în cărbunii de la Secul. În studiul microscopic ele pot fi recunoscute cu uşurinţă, reprezentînd elementele cele mai dure. Fig. 3 (Pl. XVIII), Secul, stratul 1, ne înfăţişează o mulţime de granule cu relief puternic, reprezentînd componenţi minerali.

În legătură cu componenţii minerali ai cărbunelui, reamintim că fragmentele mai mari de fuzit conţin cantităţi importante de substanţă minerală care a

Institutul Geologic al României

impregnat structura celulară a acestuia, sfărîmînd-o de cele mai multe ori. De asemenea menționăm că în unele cazuri, vitritul este sfărîmat în particule foarte fine și înglobat ca într-o pastă în masa componenților minerali.

În general însă se poate spune că, pe lîngă infiltrațiile minerale secundare, joacă un rol important și detritusul mineral, adică acei componenți minerali care s-au depus odată cu plantele generatoare de cărbune. Aceștia sînt răspîndiți foarte fin în cărbune, de cele mai multe ori sub forma unor benzi vizibile numai microscopic.

3. STUDIUL CANTITATIV-PETROGRAFIC AL CĂRBUNELUI DE LA SECUL

În afară de descrierea calitativă a componenților petrografici ai cărbunelui de la Secul s-a făcut și o determinare cantitativă a componenților acestui cărbune.

Analiza cantitativ-petrografică s-a realizat prin observarea la microscop a suprafețelor lustruite executate din praf de cărbune. Praful fin de cărbune, luat dintr-o probă medie pe strat, este trecut printr-o sită 20 DIN cu 400 ochiuri pe cm^2 și amestecat bine cu o ceară topită, iar amestecul turnat într-o formă cubică de 2/2/2 cm. Se obține astfel, un cub de ceară de dimensiunile arătate, care cuprinde praful de cărbune. Preparatul este șlefuit și lustruit pe una din suprafețe întocmai ca o bucată de cărbune, pînă ce devine o oglindă ce poate fi observată la microscop.

Măsurarea componenților cărbunelui s-a făcut cu ajutorul mesei de integrare, prin observarea preparatului de praf de cărbune la microscop și integrarea dimensiunilor granulelor fiecărui component pe cîte un șurub micrometric. Pentru fiecare preparat s-au întrebuințat cîte 10 linii de măsurare.

Rezultatele acestei măsurători sînt redate în tabelul de mai jos.

Mina	Stratul	Vitrit %	Clarit %	Fuzit %	Componenți minerali %
Secul . . .	1	62	10	1	27
Secul . . .	1	82	—	5	13
Secul . . .	2	86	—	5	9
Secul . . .	3	82	5	1	12
Secul . . .	3	84	—	8	8

Din acest tabel rezultă următoarele:

Valorile vitritului variază între 62 și 86%. Pentru clarit valorile variază între 0 și 10%. Unele probe nu arată nici un conținut de clarit. Fuzitul prezintă valori cuprinse între 1—8%. Componenții minerali variază între 8—27%.

Institutul Geologic al României

D) REZULTATELE ANALIZEI CHIMICE A CĂRBUNELUI

Analiza chimică a cărbunelui de la Secul a fost executată de Serviciul Cărbuni şi Bitumene Solide, Direcţia Laboratoarelor, din Comitetul Geologic. Aceste analize s-au făcut asupra cărbunelui sub formă de pulbere şi sub formă de pastilă. Umiditatea a fost determinată prin distilare cu xilen, iar conţinutul în cenuşe, în cuptorul electric, la temperatura de 800°C.

Conţinutul în apă variază între 2,93—9,1%.

Conţinutul în cenuşă prezintă variaţii între 2,05—16,7%. Unele analize arată un conţinut de cenuşă şi mai ridicat, datorită intercalaţiilor sterile care separă stratele în mai multe bancuri.

Conţinutul în materii volatile variază între 23,3—30,35%. Acest conţinut clasează huila de la Secul ca o huilă grasă. Remarcăm faptul că conţinutul în materii volatile al acestui cărbune este foarte apropiat de acel al cărbunelui de la Anina şi mult mai ridicat în comparaţie cu cel de la Doman.

Cărbunele de la Secul dă un cocs umflat şi friabil sau parţial friabil.

Analiza elementară ne arată pentru C, valori care variază la cărbunele brut între 63,7 şi 84,47%.

Sulful combustibil variază între 0,8 şi 1,47%.

E) CONCLUZII REFERITOARE LA CĂRBUNELE DE LA SECUL

Prezenta lucrare cuprinde studiul petrografic al cărbunilor de la Secul. În prealabil s-au arătat raporturile geologice generale ale zăcămîntului şi s-a făcut descrierea celor patru strate de cărbune, cuprinse în acest zăcămînt.

Paralel cu probele de cărbune s-au colectat numeroase resturi de plante fosile, care au fost determinate. Studiul plantelor fosile din acest zăcămînt ne arată că Pteridophytele sînt în special plantele generatoare de cărbuni. Studiul florei procură indicii preţioase asupra raporturilor climatice în care s-a dezvoltat zăcămîntul şi asupra alcătuirii petrografice a cărbunelui.

Cărbunele de la Secul este foarte friabil. Crăpăturile existente în masa lui şi numeroasele suprafeţe de alunecare sînt indicii pentru o puternică solicitare tectonică a stratelor de cărbune.

Acest cărbune este alcătuit din trei componenţi: vitrit, clarit şi fuzit.

Cea mai mare parte a cărbunelui este formată din vitrit. Ceilalţi doi componenţi, claritul şi fuzitul, există în cantităţi reduse şi joacă un rol secundar.

În studiul microscopic vitritul arată numeroase crăpături dirijate în toate sensurile. Nu prezintă de loc structură lemnoasă, ceea ce ne dă indicaţii asupra gradului de incarbonizare înaintat al acestui cărbune.

Institutul Geologic al României

Corpurile bituminoase ce s-au putut păstra sînt alcătuite în special din cuticule. Rășini, scleroți, spori, nu au putut fi determinați cu precizie.

Abundența în unele locuri a resturilor bituminoase, provenite din cuticule, face ca în acele locuri vitritul să treacă în clarit. Claritul acestui cărbune reprezintă un agregat alcătuit din masa de bază și corpurile bituminoase. Predomină masa de bază, care este formată din același material ca și vitritul (vitrinitul). Corpurile bituminoase sînt alcătuite din cuticule, de aceea tipul de clarit existent în acești cărbuni este claritul de cuticulă. Cuticulele sînt fracturate, ondulate și uneori atît de măcinate, încît nu mai pot fi identificate.

Lipsa rășinilor în cărbunele de la Secul a fost atribuită alcătuirii anatomice a Pteridophytelor, plante care au jucat un rol important, dar care sînt lipsite de organe de secrețiune a rășinilor. Lipsa sporilor este o urmare fie a unei deformări accentuate a lor, datorită crăpăturilor fine ce brăzdează cărbunele, fie a dispariției lor în primele stadii ale procesului de transformare a materialului vegetal generator de cărbuni.

Cărbunele de la Secul conține fuzit în cantități reduse. Se pot deosebi cele două varietăți: fuzitul tare, la care celulele sînt umplute cu substanțe minerale, și fuzitul moale, la care celulele au rămas goale. Aceste denumiri sînt în legătură cu existența sau lipsa unei impregnări cu substanță minerală, fără să arate ceva asupra modului de păstrare a acestei structuri.

Structura celulară a fuzitului permite unele aprecieri asupra anatomiei plantelor de origină. Ele duc la concluzia că fuzitul se poate forma și din lemn de ferigă.

În fuzitul cărbunelui de la Secul nu se pot distinge zone de anotimp uscat și zone de anotimp ploios, adică inelele de creștere a plantelor. Aceasta constituie o mare deosebire față de cărbunii liasici și ceilalți cărbuni mai tineri, la care există aceste alternanțe.

Substanțele minerale ce se pot observa în cărbune pe cale microscopică sînt: pirită, carbonat de calciu, argilă, granule de cuarț, etc.

Pirita este în cantitate foarte redusă.

Din punct de vedere cantitativ-petrografic alcătuirea cărbunelui de la Secul este următoarea:

Valorile vitritului variză între 62—86%. Pentru clarit valorile variază între 0—10%. Unele probe nu arată nici un conținut de clarit. Fuzitul prezintă valori între 1—8%. Componenții minerali variază între 8—27%.

Din punct de vedere chimic huila de la Secul reprezintă o huilă grasă.

Conținutul de apă variază între 2,93—9,1%. Conținutul în cenușă prezintă variațiuni între 2,05—16,7%.

Conținutul în materii volatile variază între 23,3—30,35. Acest conținut este foarte apropiat de acel al cărbunelui de la Anina și mult mai ridicat în comparație cu acel de la Doman.

Analiza elementară arată pentru C valori ce variază la cărbunele brut între 63,7—84,47%. Sulful combustibil variază între 0,8—1,47%.

Institutul Geologic al României

III. STUDIUL PETROGRAFIC AL CĂRBUNELUI DE LA DOMAN

A) STUDIUL MACROSCOPIC

Aspectul macroscopic al cărbunelui de la Doman este foarte apropiat de acel al cărbunelui de la Secul. Coloarea cărbunelui este neagră, luciul puternic, iar stratificaţia se poate greu observa şi numai la bucăţile mai mari. Urma cărbunelui este neagră.

Cărbunele de la Doman este mai friabil decît cel de la Secul. Cu ocazia lucrărilor de extracţie el se transformă în praf. Bucăţi mari se pot obţine numai cu multă precauţie (fig. 1, Pl. IX, Doman, stratul 1 şi fig. 2, Pl. IX, Doman, stratul 2). Cărbunele se sfărîmă în bucăţi neregulate, la care se observă numeroase suprafeţe de alunecare sau « oglinzi de frecare ». Suprafeţele de alunecare se pot vedea şi la bucăţile mici de cărbune.

La unele probe cărbunele prezintă un aspect mat şi se ia uşor pe mînă ca uninginea. Bucata de cărbune pare a fi alcătuită din praf de cărbune consolidat prin presiune. Luat în mînă, cărbunele se transformă în praf sau mici fragmente colţuroase.

Friabilitatea atît de accentuată a acestui cărbune, suprafeţele de alunecare pe care le întîlnim atît de des şi mai ales aspectul mat pe care îl capătă uneori cărbunele, printr-o structură pulverulentă, sînt urmări ale unei puternice solicitări tectonice.

Ca şi la cărbunele de la Secul, studiul macroscopic nu ne ajută să deosebim la bucata de cărbune alternanţe de benzi, care să se diferenţieze ca aspect exterior. Prin urmare, examenul macroscopic nu ne poate da decît o indicaţie vagă cu privire la componenţii petrografici ai acestui cărbune.

Totuşi, dacă examinăm macroscopic o suprafaţă lustruită, perpendiculară pe stratificaţie, se pot observa două feluri de benzi. Unele sînt lentiliforme, au un luciu puternic şi multe crăpături neregulate. Acestea sînt benzile de vitrit. Celelalte benzi sînt mate sau semi-lucioase, conţin multe fragmente de fuzit care ies în evidenţă prin relieful lor, şi ne fac a ne gîndi la benzile de durit sau clarit.

Studiul microscopic al cărbunelui ne arată că pe lîngă vitrit, fuzitul joacă un rol important în alcătuirea sa. În ceea ce priveşte claritul sau duritul se pot face numai presupuneri asupra existenţei lor de odinioară, deoarece în prezent corpurile bituminoase lipsesc cu desăvîrşire.

Probele luate în unele locuri de exploatare, aflate în stratul 2, prezintă un cărbune tare, greu, cu aspect granular şi fără luciu. Acest aspect este provocat de sferosiderite de dimensiuni mici, care dau cărbunelui un aspect granular. Granulele au o formă sferică sau neregulată, sînt mai mici decît bobul de mazăre şi sînt parte izolate, parte legate între ele.

Institutul Geologic al României

B) STUDIUL MICROSCOPIC

1. METODA DE CERCETARE

Metoda de cercetare este aceea a suprafețelor lustruite, descrisă pe scurt cu ocazia studiului microscopic al cărbunelui de la Secul. Operațiunile de șlefuire și lustruire pentru cărbunele foarte friabil de la Doman au fost posibile numai prin impregnarea cu parafină a probelor respective.

2. COMPONENȚII PETROGRAFICI AI CĂRBUNELUI DE LA DOMAN

Vom face descrierea componenților petrografici ai cărbunelui în ordinea următoare: vitritul, fuzitul, și componenții minerali.

a) VITRITUL

Studiul microscopic al vitritului cărbunelui de la Doman ne arată cîteva caracteristici foarte importante:

Vitritul prezintă o suprafață netedă, lucitoare, străbătută de o mulțime de crăpături microscopice, dirijate în toate sensurile, fără o orientare constantă. Acest vitrit nu prezintă nici cea mai slabă urmă de structură lemnoasă. În vitrit nu se pot distinge nici urme de corpuri bituminoase care să se fi putut păstra în acest cărbune. Asemenea corpuri bituminoase (spori, polen, cuticule, etc.) lipsesc cu desăvîrșire, ceea ce ne arată că claritul și duritul nu iau parte la alcătuirea acestui cărbune.

Caracteristicile vitritului arătate sînt o urmare a presiunilor puternice suferite de cărbune.

Fig. 1 (Pl. XIX), Doman, stratul 2, ne arată un vitrit la care nu se poate observa nici cea mai slabă urmă de structură lemnoasă. Vitritul nu include nici corpuri străine. El este neted ca o oglindă.

Pentru vitritul cărbunelui de la Doman aspectul redat în fig. 1 (Pl. XIX) constituie totuși o excepție. În marea majoritate a cazurilor suprafața vitritului este străbătută de o mulțime de crăpături, mai pronunțate sau mai fine, dirijate în toate sensurile (fig. 2, Pl. XIX, Doman, stratul 1). Remarcăm faptul că aceste crăpături au rămas goale. Ele nu sînt pline cu substanțe minerale.

Fig. 1 (Pl. XX), Doman, stratul 1, ne înfățișează un vitrit, la care nici nu mai poate fi vorba de crăpături, ci de adevărate goluri în vitrit. Se poate observa și aci că golurile nu sînt pline cu substanțe minerale. Fig. 3 (Pl. XIX), Doman, stratul 1, ne arată un vitrit brăzdat de crăpături eliptice, care păstrează oarecum o direcție constantă în masa acestuia. Asemenea cazuri sînt însă excepții.

Aspectul vitritului cărbunelui de la Doman constituie o abatere totală de la felul cum acest component se prezintă în cele mai multe zăcăminte. În mod

Institutul Geologic al României

normal aceste crăpături au o orientare constantă, fiind perpendiculare pe stratificație.

În ceea ce privește lipsa oricărei urme a unei structuri lemnoase, ea se datorește și faptului că vitritul nu este impregnat cu rășini.

Este normal ca atunci cînd studiem petrografic un zăcămînt de cărbune de vîrstă liasică, situat în aceeași regiune cu un alt zăcămînt de o importanță și mai mare, cum este cel de la Anina — al cărui cărbune a fost cercetat din punct de vedere petrografic — să ne întrebăm dacă există oarecari asemănări în rezultatele obținute cu ocazia cercetărilor. Aceasta bine înțeles nu numai pentru vitrit, ci pentru toți componenții petrografici și în general pentru toate detaliile ce se pot observa în cărbune.

Vitritul cărbunelui de la Anina se caracterizează printr-o oarecare păstrare a structurii lemnoase, datorită printre altele și existenței granulelor de rășină. Vitritul cărbunelui de la mina Doman a pierdut orice urmă de structură lemnoasă.

În concluzie putem caracteriza vitritul acestui cărbune astfel:

Vitritul cărbunelui de la Doman prezintă o suprafață netedă, lucioasă, străbătută de o mulțime de crăpături microscopice, dirijate în toate sensurile. Vitritul nu prezintă nici cea mai slabă urmă de structură lemnoasă și nici cele mai slabe urme de corpuri bituminoase.

Cercetarea microscopică a acestor cărbuni ne arată că în unele cazuri crăpăturile și golurile existente în vitrit sînt umplute cu substanță humică coloidală. De cele mai multe ori substanța humică nu este curată, ci amestecată cu substanțe minerale, probabil carbonat de calciu, și se deosebește bine de vitritul înconjurător. În suprafața lustruită apare mai luminoasă și cu un relief ceva mai accentuat.

Humusul coloidal prezintă forme curioase, cu un relief ceva mai puternic decît al vitritului și cu spații libere, de dimensiuni variabile, așa cum putem vedea în fig. 2 și 3 (Pl. XXXII), Doman, stratul 2.

Substanța minerală este înglobată în humusul coloidal, așa cum este cuprinsă piatra într-un amestec de nisip și ciment. Totul face impresia unui fuzit cu celule mari, neregulate. Prin spațiile libere exagerat de mari, umplute cu substanță minerală, și prin forma lor neregulată, substanța respectivă se deosebește imediat de fuzit.

Microfotografiile 2 și 3 (Pl. XXXII), Doman, stratul 2, ne înfățișează asemenea spații în interiorul humusului coloidal. Microfotografia 1 (Pl. XXXIII), Doman, stratul 2, ne prezintă acest amestec de humus coloidal și substanță minerală, care ne-ar putea înșela, dînd impresia unui fuzit ale cărui celule sînt impregnate cu substanță minerală. În fine microfotografia 2 (Pl. XXXIII), ne înfățișează un humus coloidal, sfărîmat, și amintește cunoscuta « structură în arc » a fuzitului.

Institutul Geologic al României

În concluzie, studiul microscopic ne arată că humusul coloidal a luat parte la formarea cărbunelui de la Doman, prin umplerea crăpăturilor, a spațiilor goale din cărbune, a celulelor lemnoase, etc. Această participare este însă de proporții reduse. În mod analog se pot observa în zăcămintele de turbă, crăpături umplute prin depunerea substanțelor humice coloidale.

Faptul că în acest cărbune există într-adevăr « euvitrit » este dovedit și de microfotografia 3 (Pl. XXXIII), Doman, stratul 2, în care depunerile de humus coloidal iau o formă interesantă, amintind unele depuneri minerale sub formă de zone concentrice.

Menționăm că depuneri de humus coloidal au fost observate și în cărbunele de la Anina și descrise cu ocazia studiului petrografic al acelui cărbune. Aceste depuneri joacă și acolo un rol secundar.

Cărbunele de la Doman se caracterizează prin lipsa totală a corpurilor bituminoase. Pe suprafața lustruită microscopul nu poate descoperi nici urme din corpurile bituminoase, care în mod normal se pot observa într-un cărbune: macro- și microspori, polen, cuticule, rășină, etc. Aceste corpuri bituminoase ar trebui să apară în benzile cu aspect mat, dar microscopul ne arată că aceste benzi sînt alăcătuite dintr-o masă de bază, în care sînt cuprinse multe fragmente de fuzit, de formele și dimensiunile cele mai variate. Corpuri bituminoase nu se pot recunoaște. Este probabil că aceste benzi să reprezinte starea actuală a benzilor de durit, după transformările suferite, care au dus la dispariția corpurilor bituminoase.

În comparație cu cărbunele de la Anina, apare cu totul bătătoare la ochi lipsa desăvîrșită a rășinei în cărbunele de la Doman. Cercetarea petrografică a cărbunilor de la Anina a arătat că acei cărbuni se caracterizează prin existența multor rășini, fin răspîndite în masa lor. Formele cele mai variate sub care rășina a apărut în acei cărbuni au permis un adevărat studiu al rășinei în cărbunii de la Anina. Cu acea ocazie s-a putut stabili că rășinile predomină în grupa stratelor de deasupra, în care a avut loc o puternică dezvoltare a Gymnospermelor în detrimentul Pteridophytelor. Flora liasică a zăcămîntului de la Doman, cu plante generatoare de rășină, ne îndreptățește a considera că și în cărbunii de la Doman trebuie să fi existat cîndva rășină.

Tot așa de bătătoare la ochi este și lipsa totală a sporilor și mai ales a cuticulelor în cărbunele de la Doman. Cuticulele reprezintă corpuri bituminoase care apar aproape în orice cărbune. În cărbunii liasici de la Anina ele sînt destul de frecvente și însoțite întotdeauna de granule de rășină. Cuticulele reprezintă pătura exterioară a frunzelor, ramurilor verzi și fructelor. Ele le apără contra unei prea mari pierderi de apă în timp de secetă.

Singurele corpuri bituminoase care s-au păstrat în cărbunii de la Doman sînt scleroții. Ei reprezintă spori de ciupercă și uneori chiar anumite forme de ciuperci. Scleroții rezistă incarbonizării și în cărbunele de la Doman se găsesc într-un număr redus de exemplare. Interesant este faptul că forma tipică a

Institutul Geologic al României

scleroților găsiți în cărbunele liasic de la Anina se regăsește și în acest cărbune.

Acești scleroți arată particularitățile următoare:

Forma lor originală este rotundă sau eliptică, așa cum putem vedea în fig. 2 (Pl. XX), Doman, stratul 2. Corpul lor este alcătuit din celule regulate, de formă dreptunghiulară sau poligonală. Celulele sînt orînduite în șiruri concentrice, al căror număr poate varia. Ele închid întotdeauna un spațiu central.

Substanța din care sînt alcătuite se aseamănă prin coloare și relief cu acea a fuzitului. Ca și fuzitul, la cercetarea în secțiuni subțiri această substanță rămîne opacă. Inițial substanța ce alcătuește acești scleroți a constat din chitină. Spațiile celulare, sau cel puțin spațiul liber din mijloc, sînt pline deseori cu depuneri de substanțe minerale, așa cum se întîmplă la fuzit.

Relieful lor este mai slab în comparație cu relieful obișnuit al scleroților.

Prin presiune ei pierd forma lor originală, fără a se sparge. Prin turtire capătă formă de elipsă, pară, etc. (fig. 2 și 3, Pl. XX, fig. 2 și 3, Pl. XXI) și fig. 1 (Pl. XXII).

Acești scleroți nu apar decît rareori izolați. Cele mai deseori sînt mai mulți, reuniți în formă de colonii. Fig. 2 și 3 (Pl. XXI), Doman, stratul 1, ne arată colonii de scleroți.

Formele curioase ale scleroților pot fi și primare, adică fără să provină din deformări. Trebuie să ne închipuim că acești scleroți puteau trimite apendice în spațiile goale vecine și astfel forma rotundă a sclerotiului original se deformează. În fig. 1 și 3 (Pl. XXI) se pot observa scleroți mai mici, care apar ca apendici ai unor scleroți mai mari.

Crăpăturile microscopice din vitrit străbat și acești scleroți foarte rezistenți. Fig. 3 (Pl. XX), Doman, stratul 1, ne înfățișează un sclerotiu caracteristic, deformat prin presiune și tăiat de o crăpătură în cărbune.

În fine, fig. 2 (Pl. XXII), Doman, stratul 1, ne înfățișează o colonie de scleroți, care nu au o formă caracteristică. Ei par a fi monocelulari, se întîlnesc cu totul sporadic și prezintă deformări datorate presiunii.

Din descrierea făcută rezultă în concluzie că în cărbunii de la Doman găsim același tip de scleroți descoperit în cărbunele de la Anina și descris cu ocazia studiului acelui cărbune. Alte cercetări au arătat că acest sclerotiu apare și în alte zăcăminte de vîrstă liasică. Astfel el a fost găsit în cărbunii de la Schela, Rudăria și Vulcan-Codlea. Este vorba deci de un sclerotiu caracteristic cărbunilor liasici și de aceea îl vom numi *Sclerotites liasinus*.

b) FUZITUL

În cărbunele de la Doman fuzitul nu poate fi obsevat cu ochiul liber în bucata de cărbune. Numai pe suprafața lustruită fragmentele de fuzit se disting bine macroscopic printr-un relief mai pronunțat și prin lipsa lor de luciu, în comparație cu benzile de vitrit.

Institutul Geologic al României

Fragmentele de fuzit sînt cuprinse întotdeauna în benzile lipsite de luciu, sau cu un luciu foarte slab în comparație cu luciul vitritului. Examinate la microscop aceste benzi arată a fi alcătuite dintr-o masă de bază, în care sînt incluse multe fragmente de fuzit, de dimensiuni mai mari sau mai mici.

Fuzitul este alcătuit omogen ca și vitritul și în cărbunele de la Doman apare sub forma celor două varietăți: fuzinit și semifuzinit. Aceste două varietăți sînt foarte asemănătoare, dacă ținem seama de caracteristicile lor microscopice. Ambele varietăți lasă să se recunoască bine structura celulară a materialului vegetal generator de cărbuni. Totuși ele pot fi deosebite la microscop pe baza colorii, reliefului și puterii de reflexie. Fuzinitul se recunoaște printr-o coloare ușor gălbuie, un relief mai puternic și o deosebită putere de reflexie, în timp ce semifuzinitul se situează între vitrinit și fuzinit în ceea ce privește coloarea, reflexia și relieful.

α) *Structura microscopică a fuzitului.* Studiul microscopic ne arată că în cărbunele de la Doman există atît fuzitul tare, ale cărui celule sînt umplute cu substanțe minerale, cît și fuzitul moale, ale cărui celule au rămas goale.

Fig. 3 (Pl. XXII), Doman, stratul 1, ne arată un fuzit (varietatea fuzinit) la care se observă celule pline cu substanțe minerale. Celulele sînt în cea mai mare parte bine păstrate. Impregnarea cu substanță minerală este desigur cauza păstrării acestei structuri celulare, caracterizată prin celule mari și pereți subțiri. În caz contrariu celulele ar fi fost rupte prin presiune. Fig. 1 (Pl. XXIII), Doman, stratul 1, ne înfățișează un fuzit (varietatea fuzinit) la care celulele sînt în bună parte sfărîmate și pătrunse unele în altele, alcătuind cunoscuta « structură în arc ».

Altfel stau lucrurile la fuzitul moale. Aci spațiile goale ale celulelor ies în relief prin coloarea lor neagră. Fig. 2 (Pl. XXIII), Doman, stratul 1, ne arată fuzit moale, cu celule de formă lunguiață, iar fig. 3 (Pl. XXIII), Doman, stratul 1, un fuzit moale, cu celule de formă pătrată.

Cu toată lipsa unei impregnări cu substanțe minerale, găsim și la fuzitul moale structuri bine păstrate. Fig. 1 (Pl. XXV), Doman, stratul 1, ne înfățișează un fuzit cu celule complet goale, dispuse radial, păstrate în condiții foarte bune.

Rezultă ceea ce s-a arătat și la zăcămîntul de la Secul, că noțiunile de fuzit tare și fuzit moale depind de existența sau lipsa unei impregnări cu substanțe minerale, fără ca ele să ne spună ceva asupra modului de păstrare a structurii celulare. Se întîlnesc multe fragmente de fuzit moale cu celulele perfect păstrate, precum și fuzit tare cu celulele complet sfărîmate.

Cercetarea microscopică a scos la iveală și cazuri cînd, pe lîngă substanța minerală, celulele fuzitului pot fi impregnate și cu substanță organică. Astfel, în unele suprafețe lustruite se observă fuzit, la care celulele sînt impregnate cu substanță minerală, dar și cu un material al cărui relief, coloare și structură, arată că este vorba de o substanță foarte asemănătoare vitritului. Conținutul

Institutul Geologic al României

celulelor este alcătuit din substanță humică. Aceasta a pătruns ulterior în celulele goale ale fuzitului, sau reprezintă produsul de transformare al conținutului inițial al celulelor.

Tipul caracteristic al fuzitului cărbunelui de la Doman este acela la care alternează benzi cu o structură celulară bine păstrată, cu altele la care structura nu se mai menține. Exemplul cel mai tipic în acest sens îl oferă microfotografia 2 (Pl. XXIV), Doman, stratul 1, la care se pot vedea două benzi de fuzit cu celulele bine păstrate, alternînd cu alte două, la care celulele complet sfărîmate alcătuiesc cunoscuta « structură stelară ». La benzile în care fuzitul este sfărîmat, celulele au pereții subțiri. La benzile unde celulele au rămas intacte, pereții sînt mai bine dezvoltați. Fig. 3 (Pl. XXIV), Doman, stratul 2, arată un fuzit care prezintă alternanțe de celule cu pereții groși, ce s-au putut păstra intacte, și celule sfărîmate, cu pereții foarte subțiri. Același lucru ne înfățișează fig. 1 (Pl. XXIV), Doman, stratul 1.

Exemplele date ne arată fără îndoială formarea inelelor de creștere ale lemnului. Ele se pot observa la multe din fragmentele de fuzit găsite în cărbune. Chiar atunci cînd întreaga structură celulară a fost sfărîmată, inelele de creștere ies în evidență printr-o grosime mai pronunțată a pereților celulelor, așa cum ne arată fig. 2 și 3 (Pl. XXV), fig. 1 (Pl. XXVI) și fig. 1 (Pl. XXVII), Doman, stratul 1.

Aceste exemple ne îndreptățesc a considera că flora cărbunilor liasici de la Doman era supusă unor variații climatice, în ceea ce privește condițiile de creștere.

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

Inelele anilor au fost observate la toți cărbunii de vîrstă liasică din țara noastră. După cum am văzut însă, ele nu au putut fi semnalate la cărbunii de vîrstă carboniferă de la Secul. Nici fuzitul cărbunilor de la Lupac nu prezintă inelele anilor.

O observație care trebuie reținută este aceea că multe din fragmentele de fuzit cu dimensiuni mai mari reprezintă structuri deformate prin presiune. Multe din ele au forma unor elipse turtite și reprezintă ramuri de dimensiuni mici, presate și transformate în fuzit. Fig. 2 și 3 (Pl. XXVI), Doman, stratul 1, ne înfățișează porțiuni din aceste tulpini presate, transformate în fuzit (atît cît a putut cuprinde microfotografia respectivă).

Fuzitul cu structură deformată nu constituie o excepție. El a fost găsit într-o mare măsură și în cărbunii liasici de la Anina. Deformările observate nu pot fi atribuite unor influențe mecanice asupra lemnului proaspăt. Asemenea deformări nu pot avea loc la fuzitul deja format, întrucît acesta reprezintă un material foarte fragil.

Institutul Geologic al României

Deformările pe care le prezintă fuzitul constituie argumente serioase contra cunoscutei teorii a genezei fuzitului prin arderea pădurilor.

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

β) *Structura anatomică a fuzitului.* Fuzitul s-a format din lemn. El a păstrat structura organică a resturilor de plante pe care le reprezintă. Prin aceasta fuzitul ne ajută într-o oarecare măsură să cunoaștem cîte ceva asupra anatomiei plantelor care au luat parte la formarea cărbunelui.

V a s e l e m n o a s e. Aceste tuburi celulare, longitudinale, de secțiune rotundă sau poligonală, prezintă deseori unele îngroșări caracteristice, care ne pot da, în linii mari, indicații asupra apartenenței plantelor respective. Îngroșările pereților acestor vase pot fi foarte variate. După forma lor, putem deosebi vase spiraliforme, scalariforme sau vase cu orificii de comunicare de formă circulară.

Fig. 2 și 3 (Pl. XXVII), Doman, stratul 2 și fig. 1 (Pl. XXVIII), Doman, stratul 1, ne prezintă traheide inelare și spiralate, la care îngroșările pereților au fost tăiate transversal de secțiune.

La alte vase, pe pereții laterali se pot observa niște linii transversale, așezate unele lîngă altele în șiruri drepte. Acestea sînt vasele scalariforme, obișnuite la ferige.

În cazul cînd aceste deschideri au o formă rotundă, ele poartă numele de orificii circulare.

În fragmentele de fuzit găsite în cărbunele de la Doman s-au păstrat și alte elemente caracteristice, anume razele medulare (parenchimul razelor medulare). Celulele parenchimului razelor medulare se deosebesc de celulele parenchimului lemnos, atît prin construcția, cît și prin funcțiunea lor. În special ele se remarcă prin poziția lor, întrucît nu au o direcție paralelă cu a axei tulpinei, ci o direcție radială, printre traheidele lemnoase. Rolul lor este acela de a conduce substanțele hrănitoare și în această direcție.

Fig. 2 și 3 (Pl. XXVIII) și fig. 1 (Pl. XXIX), Doman, stratul 1, ne înfățișează fuzit în secțiune tangențială, la care razele medulare apar ca niște elipse împărțite în mai multe cămăruțe. În secțiune radială, razele medulare apar ca niște benzi paralele, de lățime variabilă, astfel cum ne înfățișează fig. 2 și 3 (Pl. XXIX), Doman, stratul 1. Aceste raze medulare nu au un parcurs drept ci, de cele mai multe ori, ondulat, astfel că, în secțiune radială, apar numai bucăți din ele.

Institutul Geologic al României

Inelele anilor. Alte detalii caracteristice în special lemnului de Gymnosperme sînt inelele anilor, despre care am vorbit cu ocazia structurii microscopice a fuzitului. Fig. 1, 2 şi 3 (Pl. XXIV), fig. 2 şi 3 (Pl. XXV), fig. 1 (Pl. XXVI) şi fig. 1 (Pl. XXVII) ne înfăţişează inelele anilor.

Vom menţiona că în unele cazuri nu se poate observa o trecere gradată între lemnul de anotimp uscat şi cel de anotimp ploios. Cele două zone se mărginesc nemijlocit una cu alta. În benzile cu lemn de anotimp uscat, structura celulară nu se mai poate observa în multe cazuri. Lipsa unei treceri treptate de la o zonă la alta ar constitui un indiciu care ne arată că în asemenea cazuri fuzitul s-a format din lemn de rădăcină.

Am arătat că, printre resturile lemnului de ferigă ce s-au putut păstra prin transformarea în fuzit, există şi crengi sau tulpini presate. Caracteristice pentru lemnul de ferigă sînt plăcile sclerenchimatice, care apar în structura multor varietăţi de ferigă. Aceste plăci sînt alcătuite dintr-un ţesut celular diferit de acel al lemnului obişnuit. Ele apar în aceste tulpini ca nişte benzi asemănătoare întrucîtva inelelor anilor, însă prezentînd îndoituri neregulate.

Fig. 2 şi 3 (Pl. XXVI), Doman, stratul 1, ne arată în secţiune transversală tulpini turtite prin presiune, la care plăcile sclerenchimatice ies în evidenţă. La un grosisment mai puternic plăcile sclerenchimatice se pot vedea în microfotografiile 1, 2 şi 3 (Pl. XXX), Doman, stratele 1 şi 2. Se poate uşor recunoaşte că aci nu poate fi vorba de inelele anilor, întrucît trecerea de la o serie de celule la alta nu este treptată, iar grosimea plăcilor este exagerat de mare în raport cu secţiunea atît de redusă a tulpinii. Există şi cazuri cînd asemenea plăci sclerenchimatice au formă spirală. Fig. 1 (Pl. XXXI), Doman, stratul 2, ne înfăţişează o porţiune dintr-o asemenea placă sclerenchimatică, de formă spirală.

Unele suprafeţe lustruite ne arată celule rotunde sau eliptice, în care există substanţă humică. Aceste complexe de celule, de formă rotundă sau eliptică, sînt caracteristice sclerenchimului lemnului de ferigă.

În fuzitul cărbunelui de la Doman apar detalii care ar putea fi interpretate ca locul din care iau naştere mici ramuri. Caracteristică este forma lor rotundă în secţiune transversală şi alcătuirea lor din şiruri de celule concentrice, redate în fig. 2 şi 3 (Pl. XXXI) şi fig. 1 (Pl. XXXII), Doman, stratul 1. Prin modul lor de legătură cu celulele înconjurătoare şi prin dispoziţia lor regulată, ele se deosebesc de scleroţii tipici, deja descrişi, existenţi în aceşti cărbuni. In secţiune longitudinală se poate observa că aceste detalii sînt alcătuite din şiruri de celule care pătrund adînc sub forma unui con în interiorul lemnului. În multe cazuri detaliile descrise sînt impregnate cu carbonat de calciu. Prin orînduirea circulară a structurii celulare ele au putut rezista mai bine presiunii. Celulele lor s-au păstrat ca nişte cuiburi izolate şi bine conservate între celelalte celule sfărîmate.

Aceste detalii au fost descrise mai amănunţit, deoarece pot fi uşor confundate cu scleroţii, în secţiune transversală. Scleroţii pot fi găsiţi şi în structura

Institutul Geologic al României

celulară a lemnului și sînt asemănători ca formă și mărime cu detaliile descrise.

Înainte de a încheia capitolul referitor la fuzit, trebuie să remarcăm faptul că toate detaliile găsite la fuzitul cărbunelui de la Doman au fost semnalate și la fuzitul cărbunilor de la Anina. Ele au fost descrise cu ocazia studiului petrografic al acelor cărbuni.

Cele arătate cu privire la fuzitul cărbunelui de la Doman pot fi rezumate astfel:

Cărbunele de la Doman conține cantități apreciabile de fuzit.

Fuzitul cuprinde cele două varietăți: fuzinit și semifuzinit. Ambele varietăți pot avea celulele goale sau impregnate puternic cu substanțe minerale.

Resturile de plante păstrate în fuzitul cărbunilor de la Doman permit a se face unele aprecieri asupra anatomiei plantelor de origină.

Fuzitul cărbunilor de la Doman s-a format atît din lemn de Gymnosperme, cît și de Pteridophyte.

În fuzit se pot observa zone de anotimp uscat și anotimp ploios (inelele anilor), care indică o periodicitate a climei. Aceasta constituie o mare deosebire față de cărbunii mai vechi, cărora le lipsesc asemenea detalii.

Deformările secundare observate, ne arată că geneza fuzitului nu poate fi explicată prin teoria arderii pădurilor.

Existența fuzitului în cantități apreciabile în cărbunele de la Doman nu se poate explica decît prin schimbări periodice ale nivelului de apă în turbăriile respective. Coborîrea acestui nivel permite stabilirea unor condițiuni speciale de descompunere în prezența aerului ale stratelor superioare de material vegetal rămase deasupra nivelului apei, condițiuni care duc la formarea fuzitului.

Toate detaliile semnalate la fuzitul cărbunelui de la Doman, inclusiv cele privitoare la anatomia resturilor de plante păstrate, au fost observate și la fuzitul cărbunelui de la Anina și descrise cu ocazia studiului petrografic al acelui cărbune.

c) SUBSTANȚELE MINERALE

Sferosideritele existente în cărbunele de la Anina și descrise cu ocazia studiului petrografic al acelui cărbune se pot observa și în cărbunele de la Doman. Ele au mărimea bobului de mazăre sau de linte și apar fie izolate, fie sub formă de acumulări. Nu formează însă intercalații continuie, care să se mențină pe o întindere mare a stratului de cărbune, așa cum se constată spre exemplu în stratul principal de la Anina. Acolo ele alcătuiesc acea intercalație continuă, cunoscută sub numele de « Brandlage ».

La mina Doman sferosideritele sînt mai frecvente în stratul 2 și mult mai rare în stratul 1. Fig. 2 (Pl. XXXIV), Doman, stratul 2, ne arată două sferosiderite, aproape în atingere una cu alta. În suprafețe lustruite ele prezintă un relief puternic. Forma lor este uneori rotundă, alteori neregulată. Printre sferosiderite se pot vedea sfărîmături de celule și chiar mici fragmente de fuzit. Foarte

Institutul Geologic al României

rar ele conţin depuneri de pirită sub forma unor grăuncioare mici, rotunde. În lumină reflectată înclinat, sferosideritele apar colorate în roşu. Materialul sferosideritelor este un carbonat de fer, impur. Ele nu prezintă structuri concentrice sau radiale şi nici resturi de plante.

P i r i t a. În cărbunele de la Doman pirita nu se poate observa cu ochiul liber. Microscopul ne arată că pirita apare foarte rar în acest cărbune. În cazuri cu totul excepţionale pirita apare sub formă de granule fine, răspîndite în vitrit, depuse în primele stadii de formare a cărbunelui.

Pirita secundară, depusă pe crăpăturile fine existente în vitrit, este tot atît de rară. Pirită care să umple celulele fuzitului nu s-a putut observa. Lipsa atît de accentuată a piritei explică conţinutul mic de sulf al acestui cărbune.

C a r b o n a t u l d e c a l c i u. Acest component mineral umple crăpăturile vitritului. Fig. 3 (Pl. XXXIV), Doman, stratul 2, ne arată crăpături în vitrit, umplute cu carbonat de calciu. Fig. 1 (Pl. XXXV), Doman, stratul 2, ne înfăţişează un gol în cărbune, care a fost umplut cu carbonat de calciu. Acesta a pătruns şi în celulele unui fragment de fuzit vecin. Fig. 3 (Pl. XXXV) reprezintă de asemenea carbonat de calciu.

Uneori vitritul, complet sfărîmat, este înglobat într-o masă de carbonat de calciu, aşa cum ar fi înglobat într-o răşină.

Deseori suprafeţele lustruite conţin granule mici de formă neregulată şi care prezintă un puternic relief, aşa cum ne arată microfotografia 2 (Pl. XXXV), Doman, stratul 1. Relieful puternic al acestor granule ne îndreptăţeşte a considera că ele reprezintă granule de cuarţ.

3. URME DE VIAŢĂ ANIMALĂ ÎN CĂRBUNE

În cărbunele de la Doman s-au putut vedea la microscop unele urme de viaţă animală. Astfel s-au observat în vitrit mici zone neregulate, în care erau cuprinse o mulţime de corpuri de forma unor elipse. Pe alocuri apar şi forme cu contururi perfect rotunjite. Mărimea lor este aproximativ aceeaşi.

Substanţa din care sînt alcătuite are acelaşi aspect ca şi vitritul înconjurător, în ceea ce priveşte coloarea, relieful şi structura. Dacă privim mai cu atenţie buzunarele în care sînt cuprinse aceste corpuri în formă de ou, avem impresia că ele reprezintă nişte canale, mai groase sau mai subţiri, cu ramificaţii neregulate.

De multe ori apar pe suprafaţa lustruită cuiburi apropiate între ele, dar care par izolate. În realitate aceste cuiburi pline cu corpuri elipsoidale sînt în legătură cu canalele principale.

Forma lor regulată, asemănarea desăvîrşită cu vitritul în ceea ce priveşte relieful, coloarea şi structura, ne-au dus la concluzia că nu poate fi vorba de granule de răşină sau de celule umplute cu humus coloidal.

Substanţa din care sînt formate aceste corpuri nu este altceva decît substanţa vitritului înconjurător.

Institutul Geologic al României

Explicația acestor corpuri problematice a putut fi dată numai prin comparație cu ceea ce se poate observa la lemnul recent. În lemnul arborilor recenți se pot vedea urmele larvelor de insecte sub forma unor canale, cu numeroase ramificații, pline cu niște corpuri asemănătoare ouălor, alcătuite dintr-o substanță identică substanței lemnoase. Ele nu reprezintă altceva decît produsele unor carii, adică lemnul ros de acestea, digerat și depus din nou. În secțiuni subțiri, executate în lemn recent, se pot observa mici canale, pline cu astfel de corpuri. Ele au o completă asemănare ca formă și mărime cu corpurile curioase găsite în cărbune. Întrucît și aceste corpuri constau din lemn, este normal ca coloarea, structura și relieful lor să nu se deosebească de acelea ale vitritului înconjurător.

Aceste urme de viață animală se regăsesc cu aceleași caractere și în cărbunele de la Anina și au fost descrise amănunțit cu ocazia studiului petrografic al acelui cărbune.

Microfotografia 1 (Pl. XXXIV), Doman, stratul 2, ne arată corpuri de formă rotundă sau eliptică, cuprinse în canale, făcute de insecte prin sfredelirea lemnului.

4. CONSIDERAȚII PRIVITOARE LA LIPSA CORPURILOR BITUMINOASE ÎN CĂRBUNELE DE LA DOMAN ȘI LA GRADUL DE INCARBONIZARE AL ACESTUI CĂRBUNE

Cu excepția prezenței scleroților, care reprezintă corpurile cele mai rezistente, se constată lipsa tuturor celorlalte corpuri bituminoase în cărbunele de la Doman. Această constatare atrage după sine o concluzie importantă, anume aceea că claritul și duritul lipsesc cu desăvîrșire.

Întrebarea ce se naște este aceea dacă corpurile bituminoase au lipsit de la început, sau dacă ele au dispărut în decursul timpului, neputînd rezista peste o anumită limită procesului de incarbonizare.

Plantele fosile care au luat parte la formarea zăcămîntului de la Doman — Pteridophytele și Gymnospermele — unele prin sporii lor (Pteridophytele), altele prin secrețiunile lor rășinoase (parte din Gymnosperme), și unele și altele prin cuticulele țesuturilor lor de protecție, au procurat, pe lîngă substanța fundamentală care s-a transformat în cărbune, și nenumărate corpuri (spori, cuticule, granule de rășină) care în mod normal se păstrează bine în cărbuni, datorită conținutului în substanțe ceroase, cutinoase, rășinoase. Studiul zăcămîntului de la Anina a arătat că asemenea corpuri bituminoase există din abundență în acel cărbune, format din aceleași plante ca și cărbunele de la Doman. Este normal deci ca asemenea corpuri bituminoase să fi existat de la început și în cărbunele de la Doman.

Studiul chimic al cărbunilor de la Doman ne arată un procent de C mai ridicat în comparație cu cel al cărbunilor de la Anina și Secul și un procent de

Institutul Geologic al României

substanţe volatile mult mai scăzut faţă de acel al cărbunilor zăcămintelor amintite. Procesul de incarbonizare pentru cărbunele de la Doman este deci mai înaintat în comparaţie cu cărbunii de la Anina şi Secul.

Se ştie că incarbonizarea duce la schimbări importante în substanţa cărbunelui. Aceste schimbări se reflectă şi asupra alcătuirii lui petrografice.

Diferiţii componenţi ai cărbunelui reacţionează diferit la procesul de incarbonizare. Prof. I. A. JEMCIUJNICOV a arătat transformările suferite de componenţii petrografici ai cărbunelui. Dintre aceştia, duritul este componentul care se schimbă cel mai mult odată cu incarbonizarea. Întrucît acest component reprezintă un agregat complicat, format din masa de bază şi din diferite elemente componente, este necesar să se analizeze soarta fiecăruia din ele, pentru a se putea caracteriza schimbările suferite de întregul agregat.

În cărbunii slab incarbonizaţi, macrosporii şi microsporii de coloare cenuşie-închisă par întotdeauna mai închişi decît masa de bază înconjurătoare, în lumina reflectată.

În secţiunile subţiri macrosporii sînt galbeni şi portocalii. Ei au trăsături mai clare la cărbunii bruni şi se schimbă pe nesimţite în primele stadii ale huilelor. Mai tîrziu exinele sporilor devin tot mai închise şi îşi pierd trăsăturile lor. În huilele slabe şi antracite sporii devin tot atît de netransparenţi ca şi substanţa humoasă şi nu pot fi observaţi în secţiunile subţiri. În afară de aceasta, la spori se poate observa şi un oarecare relief, mai ales la o iluminare oblică sau imersiune. Diferenţa aceasta în ceea ce priveşte nuanţele şi relieful dispare treptat pe scara crescîndă a incarbonizării, iar sporii se pierd în substanţa omogenă.

Procesul acesta de contopire cu masa de bază se poate observa şi la cuticule. Cuticulele se păstrează bine numai în primul stadiu de incarbonizare şi începînd cu huilele de gaze sînt supuse unei considerabile influenţe chimice. Substanţa cutinei din care este alcătuită cuticula se schimbă ca aspect.

În cărbunii de cocs este mai greu să se constate prezenţa cuticulei, iar în huilele slabe lucrul acesta este aproape imposibil, pentrucă în aceştia coloarea cuticulei se apropie de coloarea masei de bază.

Corpurile răşinoase din cărbunii bruni şi din cei cu flacără au o coloare galbenă ca lămîia sau portocalie în secţiuni subţiri şi o coloare cenuşie în suprafeţele lustruite. Transparenţa lor dispare treptat odată cu creşterea incarbonizării. Ele devin portocalii sau brun închis, comparîndu-se ca nuanţă cu masa înconjurătoare şi îşi pierd parţial transparenţa în huilele de cocs şi cele slabe. În suprafeţele lustruite incarbonizarea influenţează de asemenea, prin pierderea distincţiei în ceea ce priveşte nuanţele.

În concluzie, rezultă că toate părţile componente ale duritului suferă schimbări în procesul incarbonizării. Schimbările acestea apar atît în lumină de trecere, cît şi în lumină reflectată.

Ceea ce s-a spus despre durit se aplică şi claritului.

Institutul Geologic al României

O privire generală asupra acestei evoluții duce la constatarea că incarbonizarea netezește trăsăturile caracteristice ale elementelor separate, care au o importanță diagnostică și provoacă o omogenizare crescîndă a substanței cărbunoase.

Aceste considerații ne îndreptățesc a crede că în cărbunele de la Doman au existat de la început corpuri bituminoase și că aceste corpuri au fost metamorfozate odată cu cărbunele. Peste o anumită limită corpurile bituminoase au suferit transformări atît de mari, încît au fost descompuse și nu mai pot fi observate în examenul microscopic.

Locul pe care-l ocupă cărbunii din bazinele Doman și Secul pe scara crescîndă a procesului de incarbonizare se poate vedea mai bine din alăturatul tabel, în care sînt trecute unele din zăcămintele de cărbuni din țara noastră, cercetate din punct de vedere petrografic, precum și caracteristicile componenților lor petrografici.

Elementele bituminoase au fost notate prin semnul + atunci cînd sînt vizibile și prin semnul — atunci cînd nu pot fi observate.

Examinarea acestui tabel ne arată că începînd cu cărbunele de la Doman aproape totalitatea corpurilor bituminoase din cărbune au dispărut.

5. EXPLICAȚIA CONȚINUTULUI MARE DE GAZE AL ZĂCĂMÎNTULUI DE CĂRBUNI DE LA DOMAN ÎN LUMINA REZULTATELOR CERCETĂRILOR PETROGRAFICE

Zăcămîntul de la Doman este foarte grizutos. La începutul exploatării gazele erau necunoscute la Doman. Mai tîrziu s-a observat o degajare lentă și fără importanță, în așa fel că se putea lucra cu flacără liberă.

Cînd exploatarea a ajuns în adîncime și mai ales cînd s-a trecut cu lucrul sub galeria principală, s-au înregistrat mai multe accidente grave și au început erupții de grizu și praf de cărbune.

Întrebarea pe care trebuie să ne-o punem este aceea dacă în lumina cercetărilor petrografice se pot cunoaște cauzele unui conținut de gaze, atît de mare precum și posibilitatea de a se acumula și păstra în cantități atît de mari.

Studiul petrografic ne-a arătat că acest cărbune este alcătuit din vitrit și fuzit. Duritul și claritul lipsesc cu desăvîrșire. Corpurile bituminoase, care sînt cuprinse în durit sau clarit, nu se pot observa la acest cărbune.

Cu ocazia descrierii componenților petrografici ai cărbunelui, ne-am exprimat părerea că aceste corpuri bituminoase au existat de la început. Peste o anumită limită a procesului de incarbonizare, corpurile bituminoase au suferit transformări atît de mari, încît au fost descompuse și nu mai pot fi observate în examenul microscopic.

Conținutul mediu în substanțe volatile al cărbunelui de la Doman ne arată că poate fi clasat în categoria huilelor slabe.

Institutul Geologic al României

Dacă separăm un durit curat şi un vitrit curat dintr-o huilă de gaze sau o huilă cu flacără, şi cercetăm conţinutul lor în substanţe volatile, putem stabili că duritul este întotdeauna mai bogat în gaze decît vitritul. Aceasta se datoreşte sporilor şi în general corpurilor bituminoase pe care le conţine. Sporii produc un conţinut mai ridicat de H. Vitritul conţine din contră mai mult O.

În bazinele mari, care cuprind toate varietăţile de cărbune, s-a putut stabili pe cale chimică şi micrografică, un salt în procesul de incarbonizare la limita între huila de gaze şi huila grasă. Pînă la această limită procesul de incarbonizare este normal. La această limită se schimbă brusc conţinutul duritului în substanţe volatile. După felul cum arată la microscop corpurile bituminoase, rezultă că la limita huilă de gaze/huilă grasă, corpurile bituminoase sînt puternic transformate. Incarbonizarea a provocat aci o puternică modificare a corpurilor bituminoase, astfel că sporii produc prin transformarea lor foarte mult CH_4.

După cum am văzut în prima parte a acestei lucrări, studiul microscopic al huilei grase de la Secul a scos în evidenţă existenţa corpurilor bituminoase. Corpuri bituminoase într-o măsură şi mai mare s-au putut păstra în huila de cocs de la Anina (răşini, cuticule, spori, etc.). Prin urmare, la zăcămintele de cărbuni din ţara noastră, acest salt în procesul de incarbonizare, manifestat prin dispariţia totală a corpurilor bituminoase, se produce la limita dintre huila de cocs (Anina) şi huila slabă (Doman).

Conţinutul mare de gaz metan al stratelor de cărbuni de la Doman trebuie atribuit în primul rînd descompunerii totale, pînă la dispariţie, a corpurilor bituminoase (protobitumina).

Gazele formate au găsit un bun adăpost în cărbunele însuşi. Studiul microscopic ne-a arătat că vitritul prezintă o structură sfărîmată, alcătuită din multe crăpături, care pătrund pînă în detaliile cele mai fine ale cărbunelui. Microfotografiile 2 şi 3 (Pl. XIX) şi microfotografia 1 (Pl. XX), înfăţişează asemenea crăpături. Particulele de cărbune s-au mişcat unele faţă de altele, aşa că detaliile cuprinse în cărbune sînt secţionate şi deplasate. Nici chiar fragmentele de fuzit sau scleroţii n-au fost cruţaţi.

La unele probe, structura cărbunelui este atît de sfărîmată încît devine pulverulentă. Într-un praf fin sînt înglobate numeroase fragmente de cărbune, colţuroase sau rotunde. Această structură sfărîmată şi chiar pulverulentă marchează o puternică sporire a volumului cărbunelui. Pe măsura unei sfărîmări mai accentuate, cărbunele poate înmagazina mecanic cantităţi tot mai mari de gaz metan.

Al doilea component, fuzitul, se găseşte în cantităţi apreciabile în cărbunele de la Doman. Acestui component i se atribuia altă dată proprietatea de a înmagazina în celulele sale metanul şi CO_2.

Se ştie că există strate de cărbune care nu conţin deloc fuzit, dar care totuşi au cantităţi importante de gaz metan. Un exemplu interesant ni-l oferă

Institutul Geologic al României

zăcămîntul din Valea Jiului, care în mod practic nu conține fuzit, dar are totuși cantități importante de gaz metan. Puterea de absorbție pentru metan a fuzitului este mult mai redusă decît a mangalului (cărbunele de lemn), cu care are o mare asemănare.

Microfotografiile ce însoțesc prezenta lucrare arată că o bună parte a celulelor fuzitului s-au păstrat goale. La cealaltă parte, tot atît de importantă, celulele sînt pline cu substanțe minerale sau cu humus coloidal.

Fuzitul trebuie deci privit ca un component care nu prezintă un pericol mai mare pentru acumularea gazului metan decît ceilalți componenți.

În ceea ce privește cauzele care au dus la o transformare atît de accentuată a cărbunelui de la Doman, ele sînt de natură tectonică și rezultă din considerațiile de ordin geologic ce însoțesc prezenta lucrare. În special zăcămîntul de la Doman prezintă o tectonică foarte complicată, stratele de cărbune fiind cutate sub formă de sinclinale și anticlinale, cunoscute sub numele de «coveți».

În concluzie, conținutul mare de gaz metan al zăcămîntului de cărbuni de la Doman trebuie atribuit în primul rînd descompunerii totale, pînă la dispariție, a corpurilor bituminoase (protobitumina). Gazele formate au găsit un bun adăpost în cărbunele însuși, care se prezintă puternic sfărîmat și chiar pulverulent. Cauzele care au determinat o transformare atît de mare a cărbunelui de la Doman sînt de natură tectonică.

6. STUDIUL CANTITATIV – PETROGRAFIC AL CĂRBUNELUI DE LA DOMAN

În afară de studiul calitativ al componenților petrografici ai cărbunelui de la Doman s-a făcut și o determinare cantitativă a componenților acestui cărbune.

Metoda de executare a analizei cantitativ-petrografice a fost descrisă cu ocazia studiului cărbunelui de la Secul.

Rezultatele sînt redate în tabelul de mai jos:

Mina	Stratul	Vitrit %	Fuzit %	Componenți minerali %
Doman . . .	1	64	20	16
Doman . . .	1	85	11	4
Doman . . .	2	84	10	6
Doman . . .	2	83	9	8
Doman . . .	2	86	11	3

Institutul Geologic al României

Din acest tabel rezultă următoarele:

Valorile vitritului variază între 64—86 %. Cele mai frecvente sînt valorile cuprinse între 83—86 %.

Duritul şi claritul lipsesc cu desăvîrşire.

Fuzitul prezintă valori între 9—20 %.

Componenţii minerali variază între 3—16%.

C) REZULTATELE ANALIZEI CHIMICE A CĂRBUNELUI

Analiza chimică a acestor cărbuni a fost executată de către Serviciul Cărbuni şi Bitumene Solide al Comitetului Geologic.

Probele au fost luate în cutii de tablă ermetic închise, din cele două strate existente la mina Doman.

Analizele s-au făcut asupra cărbunelui sub formă de pulbere şi sub formă de pastilă. Umiditatea s-a determinat prin distilare cu xilen, iar conţinutul în cenuşe, în cuptorul electric, la temperatura de 800°C.

Rezultatele acestor analize sînt următoarele:

Umiditatea cărbunelui variază între 2,1—4,2 %. Valorile sînt destul de reduse, caracteristice cărbunilor superiori.

Conţinutul în cenuşe prezintă variaţii foarte mari, care oscilează între 2,1—27,7 %.

Conţinutul în materii volatile este de asemenea scăzut şi variază între 13,9—17,9 %.

Dacă considerăm la aceşti cărbuni un procent mediu de 15 % pentru materii volatile, remarcăm faptul că acest conţinut reprezintă aproximativ jumătate din conţinutul în materii volatile al cărbunilor de la Anina, calculat asupra cărbunelui curat.

Acest rezultat concordă cu rezultatele de ordin petrografic, întrucît studiul microscopic ne-a condus la concluzia că corpurile bituminoase ale cărbunelui de la Doman s-au descompus şi au dispărut în decursul unui proces de incarbonizare atît de înaintat.

Procentul mediu de 15 % în materii volatile clasează aceşti cărbuni în grupa huilelor slabe.

Cărbunele de la Doman dă un cocs aglomerat, însă friabil şi chiar pulverulent.

Analiza elementară a acestui cărbune ne arată valori destul de ridicate pentru C, care variază la cărbunele brut între 83,7—88, 2%. Sulful combustibil prezintă valori foarte mici, care variază între 0,3—0,4 %. Lipsa aproape totală a piritei, constatată în examenul microscopic, explică conţinutul atît de mic de sulf.

Institutul Geologic al României

D) CONCLUZII REFERITOARE LA CĂRBUNELE DE LA DOMAN

Cercetarea zăcămîntului de cărbuni de la Doman s-a făcut pe cale petrografică și chimică.

În prealabil au fost expuse raporturile geologice și tectonice și s-a făcut descrierea stratelor de cărbune.

Frecventele suprafețe de alunecare (oglinzi de frecare), precum și structura sfărîmată, uneori chiar pulverulentă, dovedesc puternica solicitare tectonică la care au fost supuse stratele. Crăpăturile din masa cărbunelui nu păstrează o orientare constantă. Ele nu sînt datorate micșorării volumului cărbunelui în timpul incarbonizării, ci acțiunii presiunilor exterioare.

Cărbunele de la Doman este un cărbune humic, tipic. La alcătuirea lui iau parte vitritul și fuzitul. Pe cale microscopică s-a stabilit lipsa desăvîrșită a duritului și claritului.

Vitritul prezintă o suprafață netedă, lucioasă, străbătută de o mulțime de crăpături microscopice, dirijate în toate sensurile, deci fără o orientare constantă.

Acest component nu prezintă nici cea mai slabă urmă de structură lemnoasă. În vitrit nu se pot distinge nici cele mai slabe urme de corpuri bituminoase.

Caracteristicele vitritului, astfel arătate, sînt urmarea unui puternic proces de incarbonizare, la desăvîrșirea căruia presiunile au avut rolul cel mai important.

Duritul și claritul lipsesc cu desăvîrșire. Acest cărbune se caracterizează prin lipsa totală a corpurilor bituminoase (macro- și microspori, polen, cuticule, rășini, etc.). Lipsa corpurilor bituminoase constituie o caracteristică importantă ce deosebește cărbunii de la Doman de cei de la Anina, de aceeași vîrstă, la care corpurile bituminoase și în special rășinile și cuticulele joacă un rol important. Acești cărbuni se deosebesc și de cărbunii de la Secul, de vîrstă carboniferă, la care cuticulele s-au putut încă păstra.

Cărbunele de la Doman conține scleroți caracteristici cărbunilor de vîrstă liasică. Acești scleroți sînt identici cu cei găsiți în cărbunii liasici de la Anina, Schela și Codlea-Vulcan, scleroți care au fost descriși cu ocazia studiului petrografic al acelor cărbuni. Pentru a putea deosebi acest sclerotiu caracteristic cărbunilor liasici, de alți scleroți caracteristici cărbunilor de altă vîrstă geologică, i s-a dat numele de *Sclerotites liasinus*.

Considerațiile privitoare la lipsa totală a corpurilor bituminoase au dus la concluzia că aceste corpuri au existat inițial în cărbunele de la Doman. Plantele care au contribuit la formarea acestui cărbune, — Pteridophytele și Gymnospermele, — unele prin sporii lor (Pteridophytele), altele prin secrețiunile lor rășinoase (parte din Gymnosperme), și unele și altele prin cuticulele țesuturilor lor de protecție, au procurat, pe lîngă substanța fundamentală care s-a transformat în cărbune, și nenumărate corpuri (spori, cuticule, granule de rășină), care în mod normal se păstrează bine în cărbuni. Lipsa lor ne arată

Institutul Geologic al României

că peste o anumită limită a procesului de incarbonizare corpurile bituminoase suferă transformări atît de mari, încît ele sînt descompuse şi nu mai pot fi observate în examenul microscopic.

O privire generală asupra acestei evoluţii duce la constatarea că incarbonizarea netezeşte trăsăturile caracteristice ale elementelor separate, care au o importanţă diagnostică şi provoacă o omogenizare crescîndă a substanţei cărbunoase.

Fuzitul se găseşte în cantităţi apreciabile în cărbunele de la Doman, sub cele două varietăţi: fuzinit şi semifuzinit. Aceste două varietăţi sînt foarte asemănătoare, dacă ţinem seama de caracteristicile lor microscopice. Totuşi ele pot fi deosebite la microscop pe baza colorii, reliefului şi puterii de reflexie.

În cărbunele de la Doman, fragmentele de fuzit (fuzinit şi semifuzinit) sînt cuprinse de obicei în benzile lipsite de luciu, sau cu un luciu foarte slab în comparaţie cu luciul vitritului.

Fuzitul apare sub cele două forme: fuzitul tare şi fuzitul moale. Aceste două forme se deosebesc prin existenţa sau lipsa unei impregnări cu substanţă minerală. Au fost observate şi cazuri cînd celulele fuzitului sînt impregnate cu substanţă organică (humus coloidal).

Resturile de plante păstrate prin prezenţa fuzitului permit a se face unele aprecieri asupra alcătuirii anatomice a plantelor de origină, astfel:

Fuzitul s-a format atît din lemn de Gymnosperme, cît şi din lemn de Pteridophyte.

Fuzitul cărbunilor de la Doman prezintă zone de anotimp uscat şi anotimp ploios (inelele de creştere), care indică o periodicitate a climei. Această caracteristică constituie o mare deosebire faţă de cărbunii de vîrstă carboniferă, cărora le lipsesc aceste detalii (Secul, Baia Nouă, Lupac).

Fuzitul prezintă vase lemnoase spiraliforme sau scalariforme, caracteristice lemnului de ferigă. Tot ferigelor aparţin plăcile sclerenchimatice.

De asemenea, fuzitul prezintă vase cu orificii de comunicare circulare, precum şi raze medulare, care caracterizează în special lemnul de Gymnosperme.

Deformările secundare ale fuzitului ne arată că formarea acestui component nu poate fi explicată numai prin teoria arderii pădurilor.

Existenţa fuzitului în cantităţi apreciabile în cărbunele de la Doman nu se poate explica decît prin schimbări periodice ale nivelului de apă în turbăriile respective. Coborîrea acestui nivel permite stabilirea unor condiţii speciale de descompunere în prezenţa aerului, a stratelor superioare de material vegetal, rămase deasupra nivelului apei, condiţiuni care duc la formarea fuzitului.

Toate detaliile semnalate la fuzitul cărbunelui de la Doman, inclusiv cele privitoare la anatomia resturilor de plante păstrate, au fost observate şi la fuzitul cărbunelui de la Anina şi descrise cu ocazia studiului petrografic al acelui cărbune.

La alcătuirea cărbunelui de la Doman au luat parte, într-o mică măsură, şi soluţii de humus coloidal, care au umplut celulele, micile crăpături, sau spaţiile goale din cărbune.

Institutul Geologic al României

Ca urme de viață animală s-au observat și descris unele canale făcute de insecte prin sfredelirea lemnului și umplerea lor cu material lemnos.

Atît urmele de viață animală cît și participarea redusă a humusului coloidal la formarea acestui cărbune, au fost semnalate și în cărbunele de la Anina.

Mineralele observate pe cale microscopică sînt următoarele: sferosiderita, pirita și carbonatul de calciu.

Sferosideritele întîlnite sînt de dimensiuni mici și asemănătoare ca formă cu cele existente în stratul principal al zăcămîntului de la Anina. Ele nu prezintă structuri concentrice sau radiale și nici resturi de plante.

Pirita, — atît cea primară cît și cea secundară, — apare foarte rar în cărbunele de la Doman. Raritatea ei explică conținutul mic de sulf al acestui cărbune.

Carbonatul de calciu se prezintă sub formă de pelicule depuse pe crăpăturile existente în vitrit.

Rareori se pot observa în cărbune și granule de cuarț, ce se remarcă printr-un puternic relief.

Analiza cantitativ-petrografică a cărbunelui de la Doman a dat rezultatele următoare:

Valorile vitritului variază între 64—86 %. Cele mai frecvente valori sînt cuprinse între 83—86 %.

Duritul și claritul lipsesc.

Fuzitul prezintă valori între 9—20 %.

Componentele minerale variază între 3—16 %.

Din punct de vedere chimic cărbunele de la Doman poate fi considerat o huilă slabă.

Umiditatea cărbunelui variază între 2,1—4,2 %.

Conținutul în cenușă prezintă oscilații foarte mari, care variază între 2,1—27,7 %.

Conținutul în materii volatile poate fi considerat în medie de 15 %.

Analiza elementară arată valori destul de ridicate pentru C, care variază la cărbunele brut între 83,7—88,2 %.

Sulful combustibil prezintă valori foarte mici, care oscilează între 0,3—0,4 %.

Cărbunele de la Doman dă un cocs aglomerat, însă friabil și chiar pulverulent.

Conținutul mare de gaze al stratelor de cărbuni de la Doman se datorește în primul rînd descompunerii totale, pînă la dispariție, a corpurilor bituminoase (protobitumina). Această dispariție este urmarea unui salt în procesul de incarbonizare. Pînă la această limită procesul de incarbonizare este normal. La această limită intervine o schimbare importantă în alcătuirea petrografică a cărbunelui prin dispariția corpurilor bituminoase.

La zăcămintele de cărbuni din țara noastră, acest salt în procesul de incarbonizare, manifestat prin dispariția totală a corpurilor bituminoase, se produce la limita între huila de cocs (Anina) și huila slabă (Doman).

Institutul Geologic al României

Cauzele care au determinat o transformare atît de mare a cărbunelui de la Doman sînt de natură tectonică. Ele sînt în directă legătură cu tectonica extrem de complicată a acestui zăcămînt.

Gazele formate prin aceste transformări s-au putut păstra chiar în cărbunele însuși, datorită structurii sfărîmate, uneori chiar pulverulente, a acestuia. Pe măsura unei sfărîmări mai accentuate, cărbunele a putut înmagazina mecanic, cantități din ce în ce mai mari de gaz metan.

Fuzitul nu prezintă un pericol mai mare decît ceilalți componenți, pentru acumulările gazului metan.

Detaliile ce se pot observa pe cale microscopică în cărbunele de la Doman, și anume cantitatea apreciabilă de fuzit, structura anatomică a fuzitului (inelele de creștere ale plantelor, vasele spiraliforme, scalariforme, razele medulare, plăcile sclerenchimatice, etc.), scleroțiul caracteristic cărbunilor liasici *(Sclerotites liasinus)*, urmele de viață animală în cărbune și chiar mineralele existente, ne îndreptățesc a considera că în cele două zăcăminte de la Anina și Doman, este vorba de un cărbune format în aceleași condițiuni, sau, cu alte cuvinte, zăcămîntul de la Doman nu reprezintă decît continuarea către N a zăcămîntului de la Anina, cărbunele respectiv suferind la Doman un grad de incarbonizare mai înaintat, datorită unor condițiuni de ordin tectonic mai accentuat.

Primit: octombrie 1955.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Bene Geza A. Über die geologischen Verhältnisse der Lyaskohlengrube von Resicza-Doman, und ihre Umgebung. *Földt. Közl.* XXI, T. 4, p. 325—328. Budapest, 1891.
2. Ghinzburg A. I. Varietățile petrografice ale cărbunilor humici. *Analele romîno-sovietice* Geologie-Geografie, nr. 6, noiembrie-decembrie, 1951.
3. Jemciujnicov I. A. Geologia generală a cărbunilor fosili. *Ugletizdat*, 1948.
4. — Zonalitatea metamorfismului cărbunilor, ca metodă de descifrare a structurii tectonice. *Izvestia Academii Nauc SSSR*, Seria geologie nr. 4, 1952.
5. — Încarbonizarea și metamorfismul cărbunilor. *Analele romîno-sovietice*. Geologie-Geografie, nr. 9, mai-iunie, 1952.
6. Macovei G. Geologia stratigrafică, 1954.
7. Mateescu I. Petrographische Untersuchungen der Kohlenflöze des liassis n Steinkohlenlagers von Anina-Steierdorf im Banat, 1932.
8. — Studiul petrografic al cărbunilor din bazinul Valea Jiului cu privire specială asupra cărbunilor din regiunea Uricani—Cîmpul lui Neag. *An. Comit. Geol.* vol. XXIX. 1956.
9. Schafarzik Fr. Reambulation in den südlichen Karpathen und im Krassó-Szörenyer Mittelgebirge. *Jahresber. d. k. ung. geol. Anst. f. 1909*. S. 69—85.
10. — Existența cărbunilor liasici dela Doman și studiul geologic din jur. Budapesta, 1912. Manuscris în arhivele Trust Cărb. Anina.
11. Stach E. Lehrbuch der Kohlenmikroskopie, Band I, 1949.

Institutul Geologic al României

CARACTERISTICILE COMPONENȚILOR PETROGRAFICI AI CĂRBUNILOR CÎTORVA ZĂCĂMINTE DIN R.P.R.

Nr. ord.	Zăcămîntul	Felul cărbunelui	Vîrsta cărbunelui	Caracteristicile componenților petrografici									Efecte de anizotropism (grafitizare)
				Vitritul		Duritul și Claritul					Fuzitul		
				Structura	Coloarea	Țesuturi suberinizate	Cuticule	Spori	Rășini	Scleroți	Coloarea	Relieful	
1	Căpeni-Baraolt	Lignit	Meoțian	Se observă foarte bine	Cenușie	+	+	+	+	+	Gălbuie-albă	Pronunțat	Nu se observă efecte de anizotropism
2	Vulcan-Codlea	Cărbune brun lucios	Lias inferior	Se observă bine	»	+	+	+	+	+	»	»	»
3	V. Jiului, partea estică . .	Cărbune brun huilos	Aquitanian	Se observă binișor	»	+	+	+	+	+	»	»	»
	V. Jiului, partea vestică . .	huilă		Se observă într-o măsură mai redusă	»	—	+	+	+	+	»	»	»
4	Secul	Huilă grasă	Carbonifer superior	Dispărută aproape complet	»	—	+	?	+	+	»	»	»
5	Anina	Huilă de cocs	Lias inferior	»	»	—	+	+	+	+	»	»	»
6	Doman	Huilă slabă	»	Dispărută complet	Nuanță alb-gălbuie	—	—	—	?	+	»	slab	»
7	Baia Nouă	Huilă antracitoasă	Carbonifer superior	»	»	—	—	—	—	+	»	»	»
8	Rudăria	»	Lias inferior	»	»	—	—	—	—	+	»	»	»
9	Lupac	»	Carbonifer superior	Complet ștearsă	Nuanță alb-gălbuie foarte accentuată	—	—	—	—	+	»	Nu are nici un relief	»
10	Schela	Antracit	Lias	»	»	—	—	—	—	+	»	»	Se observă efecte de anizotropism

Semnul + arată că detaliul respectiv există.
Semnul — arată că detaliul respectiv nu există.

Institutul Geologic al României

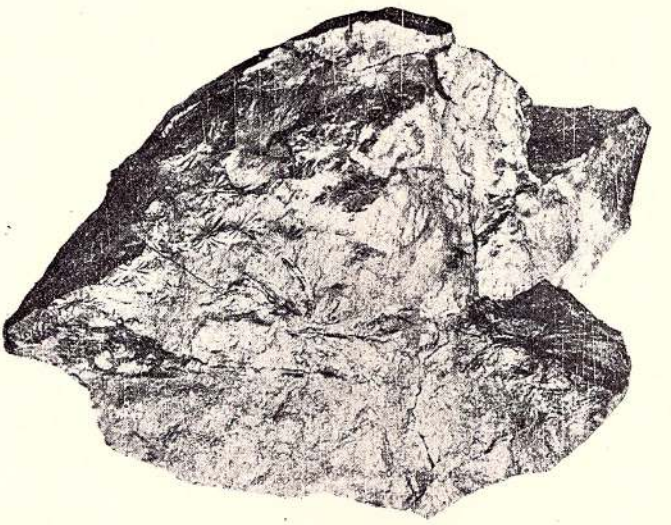
PLANŞA I

Institutul Geologic al României

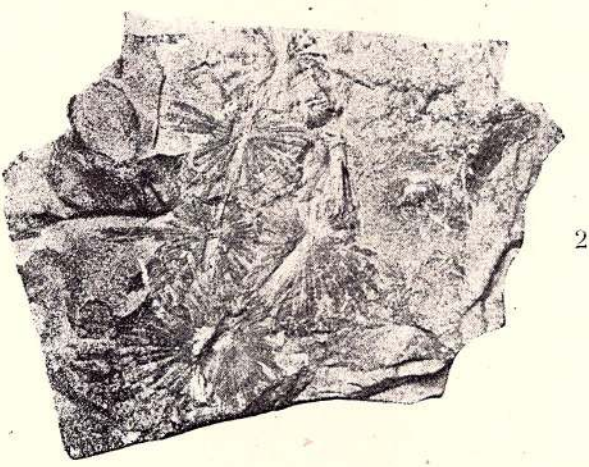
PLANȘA I

Fig. 1. — *Annularia sphenophylloides* ZENK. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Annularia longifolia* BRONGN. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

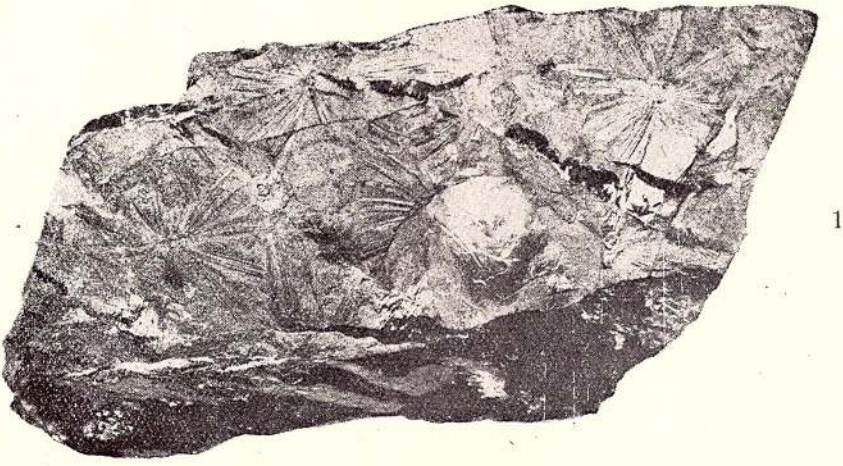
PLANȘA II

Institutul Geologic al României

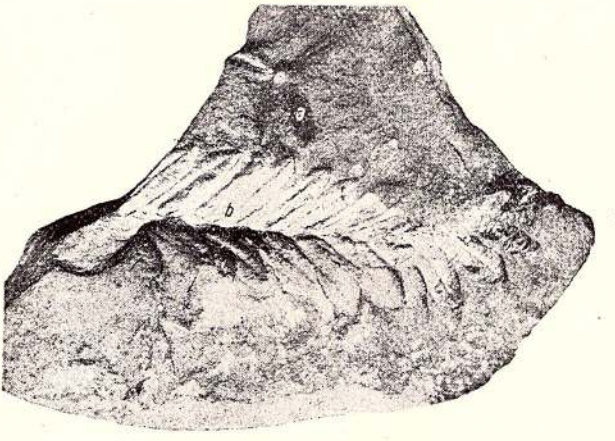
PLANȘA II

Fig. 1. — *Annularia stellata* SCHLOTH. Mărime naturală.
Fig. 2 a. — *Sphenophyllum oblongifolium* GERM. u. KAULF. Mărime naturală.
b. — *Acitheca polymorpha* BRONGN. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

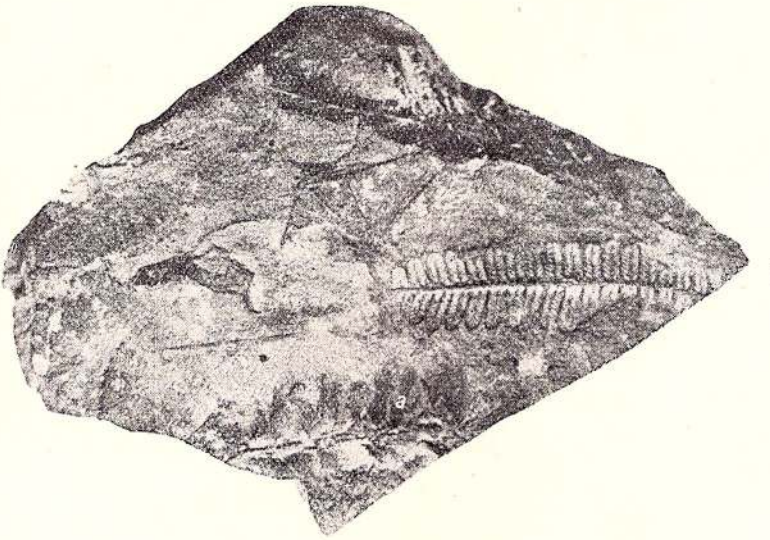
PLANŞA III

Institutul Geologic al României

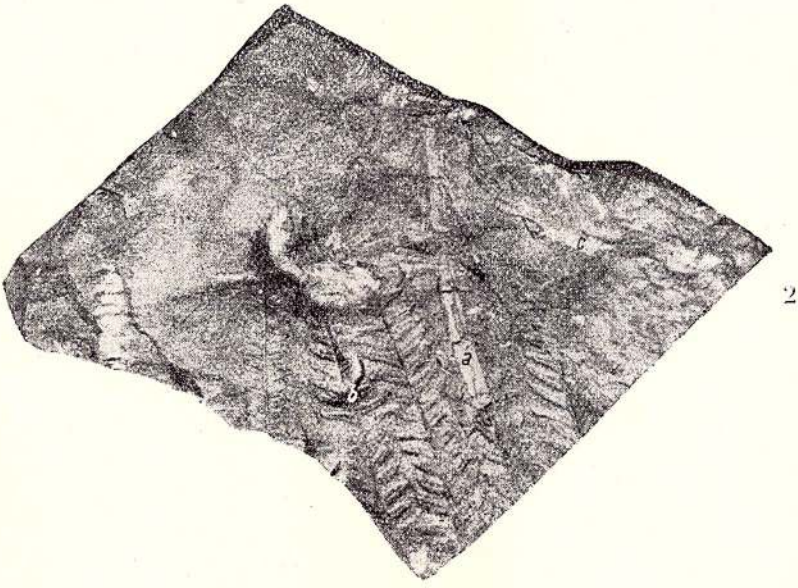
PLANŞA III

Fig. 1 a. — *Sphenophyllum angustifolium* GERM. Mărime naturală.
Fig. 2 a. — *Calamites multiramis* WEISS. Mărime naturală.
b. — *Asterotheca cyathea* SCHLOTH. Mărime naturală.
c. — *Annularia stellata* SCHLOTH. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

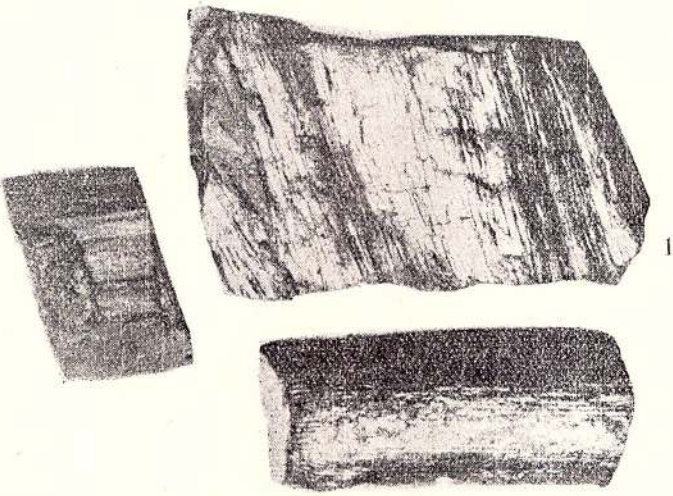
PLANŞA IV

Institutul Geologic al României

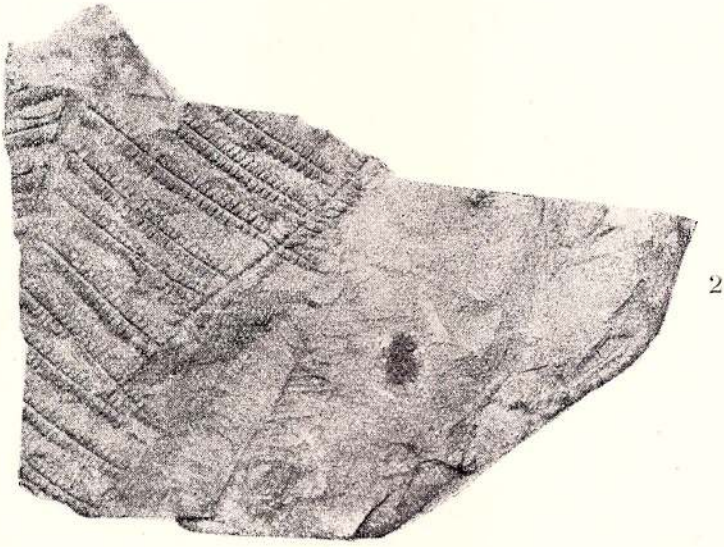
PLANȘA IV

Fig. 1. — *Calamites* sp. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Asterotheca arborescens* SCHLOTH. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

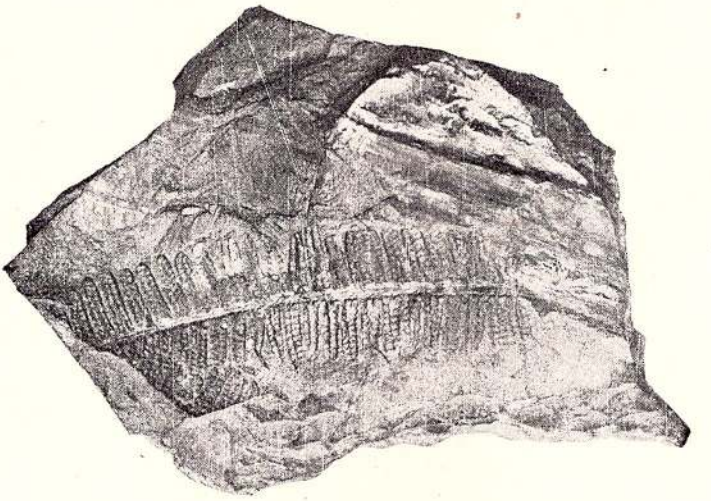
PLANŞA V

Institutul Geologic al României

PLANȘA V

Fig. 1. — *Asterotheca candolleana* BRONGN. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Asterotheca truncata* ROST. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

MINISTERUL - INSTITUTUL GEOLOGIC

Institutul Geologic al României

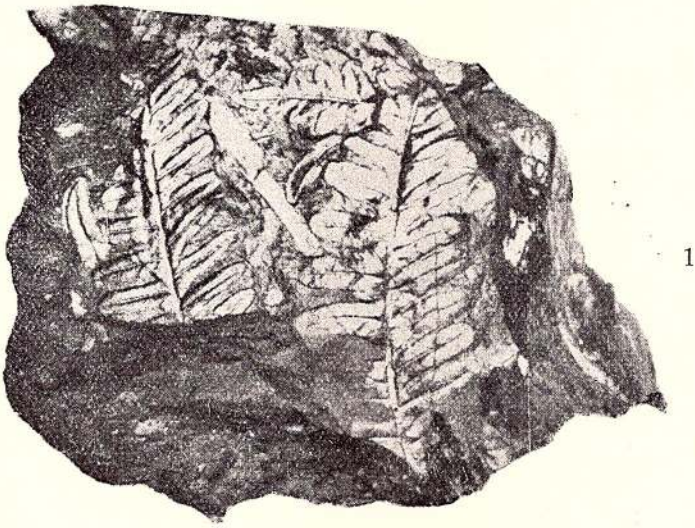
PLANȘA VI

Institutul Geologic al României

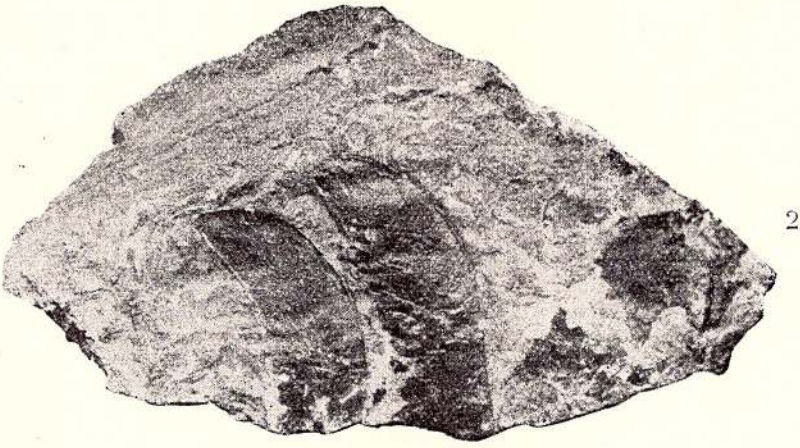
PLANŞA VI

Fig. 1. — *Alethopteris Serlii* BRONGN. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Linopteris neuropteroides*. BRONGN. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

Institutul Geologic al României

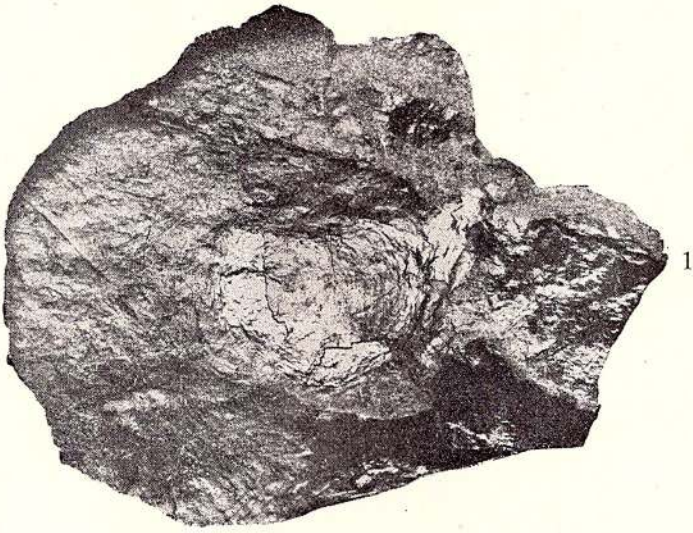
PLANŞA VII

Institutul Geologic al României

PLANȘA VII

Fig. 1. — *Trigonocarpus* sp. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Stigmaria* (fragment). Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

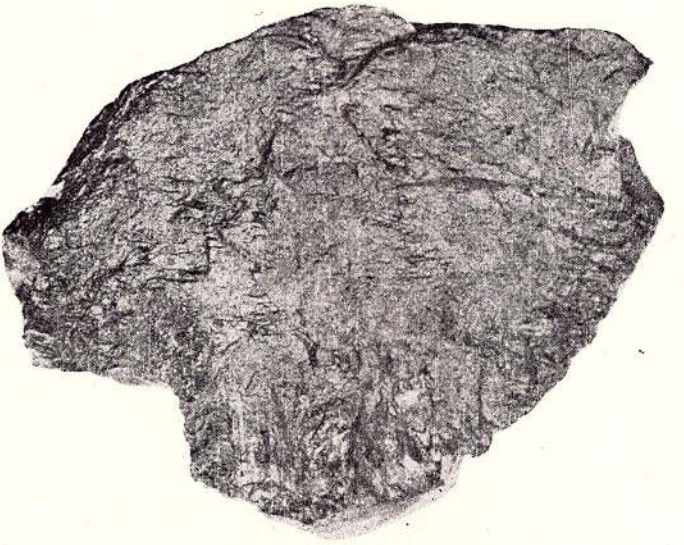
PLANŞA VIII

Institutul Geologic al României

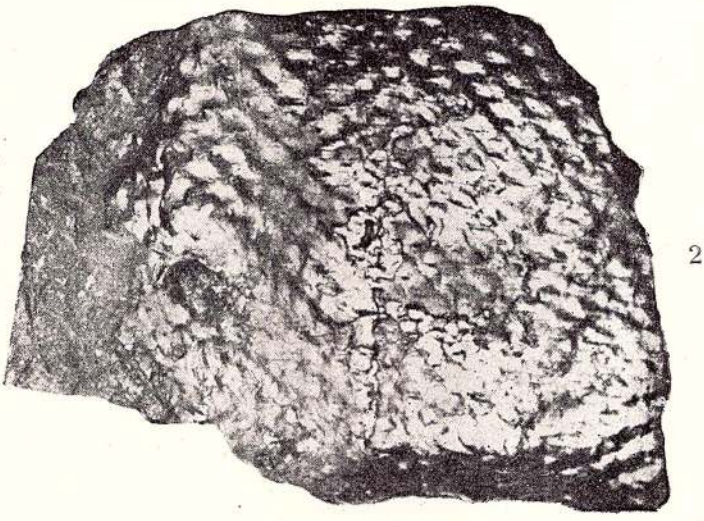
PLANȘA VIII

Fig. 1. — Cărbune, mina Secul, stratul 2. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Ulodendron commutatum* SCHL. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

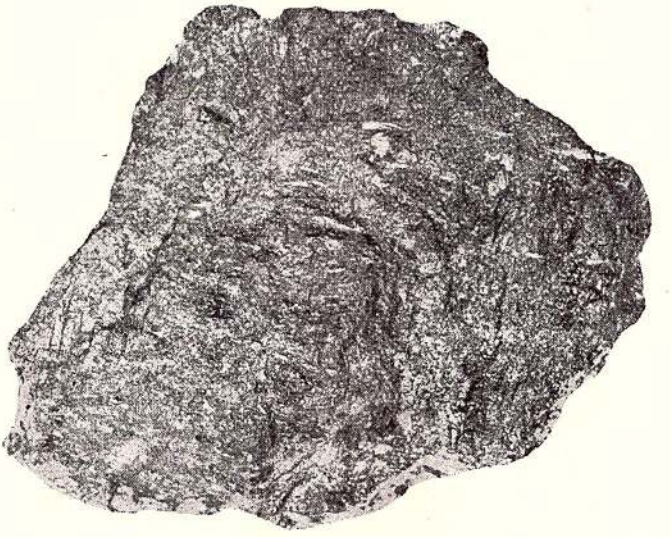
PLANŞA IX

Institutul Geologic al României

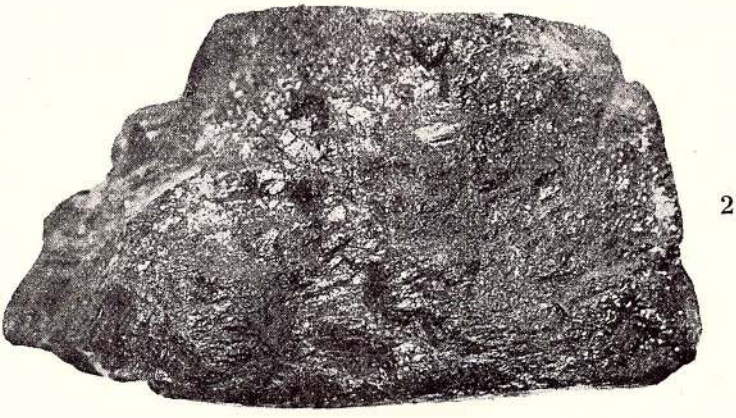
PLANȘA IX

Fig. 1. — Cărbune, mina Doman, stratul 1. Mărime naturală.
Fig. 2. — Cărbune, mina Doman, stratul 2. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANŞA X

Institutul Geologic al României

PLANŞA X

Fig. 1. — Vitrit nestructural (collinit), cu multe crăpături neregulate şi goluri. Mina Secul, stratul 1. × 130.

Fig. 2. — Vitrit sfărîmat, înglobat într-o masă minerală. Mina Secul, stratul 1. × 60.

Fig. 3. — Cuticulă cu pereţii groşi şi marginea interioară dinţată. Mina Secul, stratul 1. × 130.

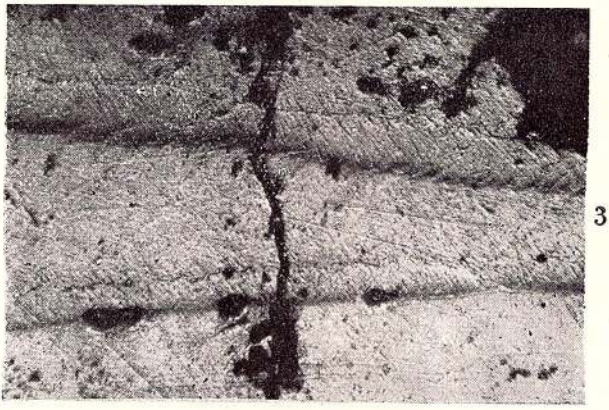
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

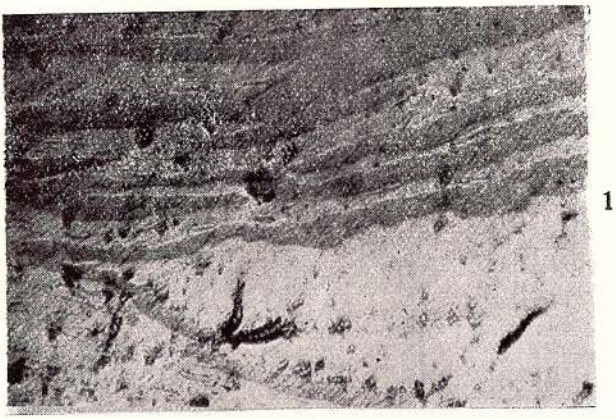
PLANȘA XI

Institutul Geologic al României

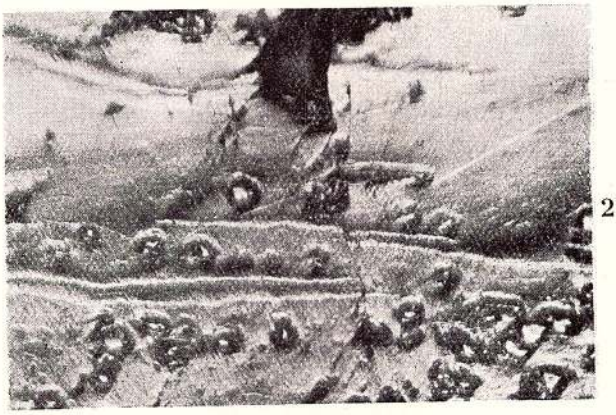
PLANȘA XI

Fig. 1. — Clarit de cuticule. Mina Secul, stratul 1. × 130.
Fig. 2. — Acumulări de cuticule și granule de pirită. Mina Secul, stratul 1. ×130
Fig. 3. — Cuticule cu pereții subțiri. Mina Secul, stratul 3 × 130.

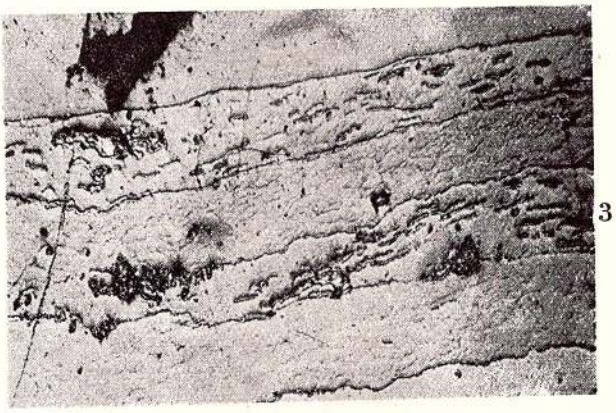
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANŞA XII

Institutul Geologic al României

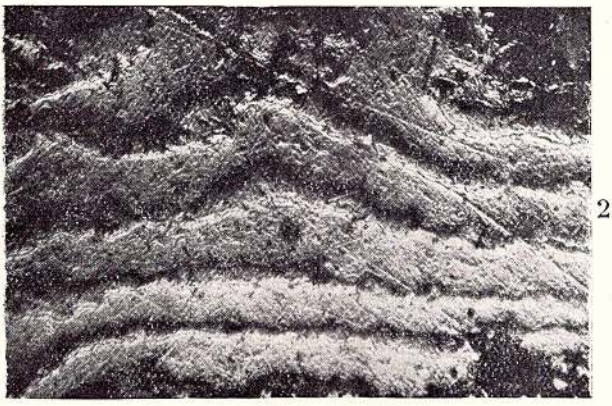
PLANŞA XII

Fig. 1. — Cuticule puternic ondulate, deformate. Mina Secul, stratul 3. × 130.
Fig. 2. — Cuticule cu pereţii groşi, într-un clarit. Mina Secul, stratul 3. × 130.
Fig. 3. — Scleroţi într-un fuzit cu celulele sfărîmate. Mina Secul, stratul 3. × 130.

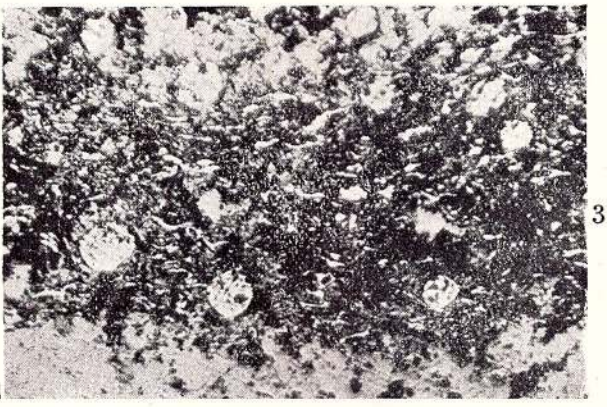
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANȘA XIII

Institutul Geologic al României

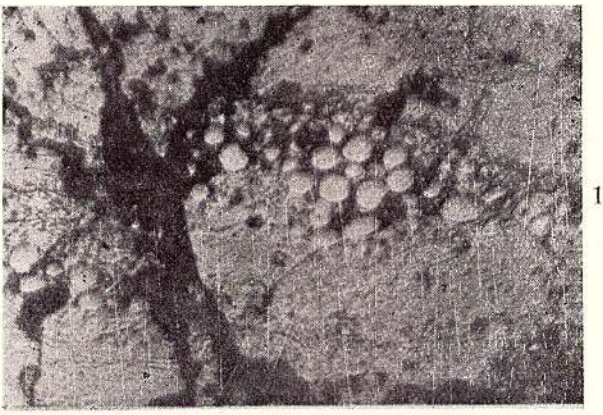
PLANȘA XIII

Fig. 1. — Granule de rășină. Mina Secul, stratul 1. × 130.

Fig. 2. — Fuzit cu celule eliptice, impregnate cu substanță humică. Mina Secul, stratul 1. × 130.

Fig. 3. — Fuzit moale. Celulele au rămas goale. Mina Secul, stratul 1×130.

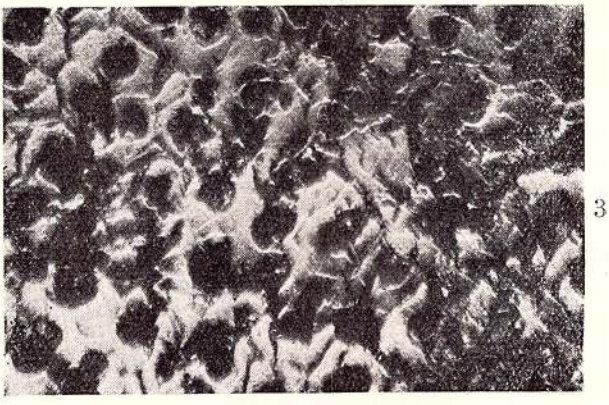
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANŞA XIV

Institutul Geologic al României

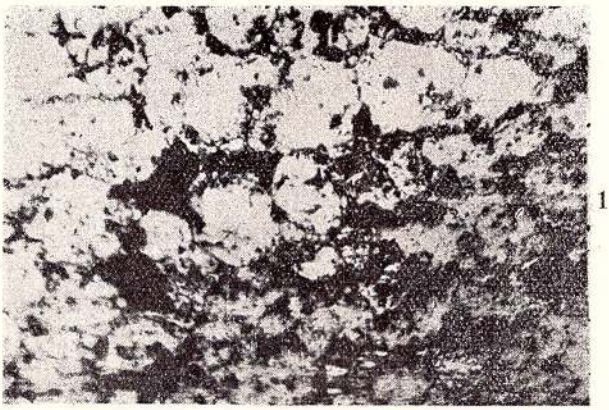
PLANȘA XIV

Fig. 1. — Fuzit cu celule rotunde, impregnate cu substanță humică. Mina Secul, stratul 1. × 130.

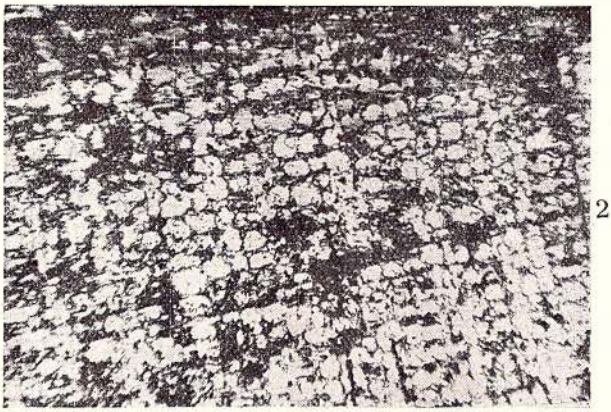
Fig. 2. — Fuzit tare. Celulele sînt impregnate cu substanță minerală. Mina Secul, stratul 1. × 130.

Fig. 3. — Fuzit secționat de o microfalie. Cele două fragmente sînt deplasate. Mina Secul, stratul 3. × 130.

Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANŞA XV

Institutul Geologic al României

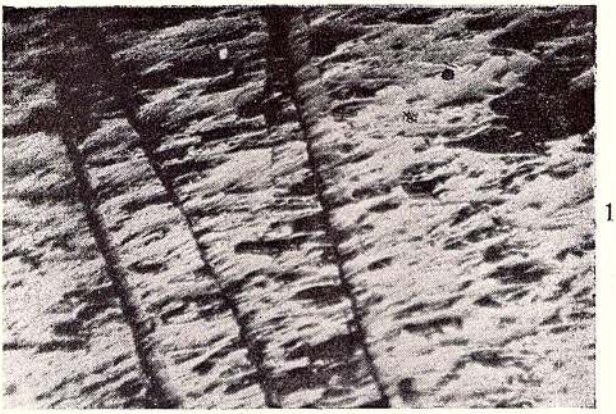
PLANȘA XV

Fig. 1. — Fuzit secționat longitudinal, întretăiat de microfalii transversale. Mina Secul stratul 1. × 130.

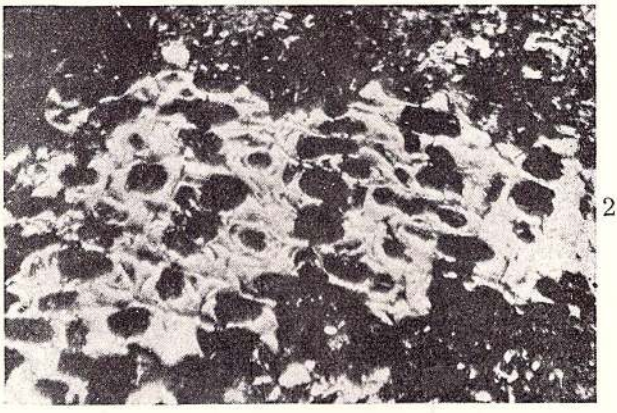
Fig. 2. — Fuzit moale. Structură asemănătoare pînzei de păianjen. Mina Secul, stratul 1. × 130.

Fig. 3. — Fuzit moale. Mina Secul, stratul 1. × 130.

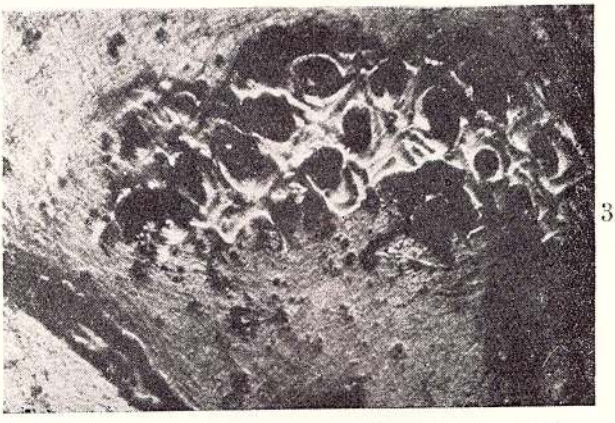
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANŞA XVI

Institutul Geologic al României

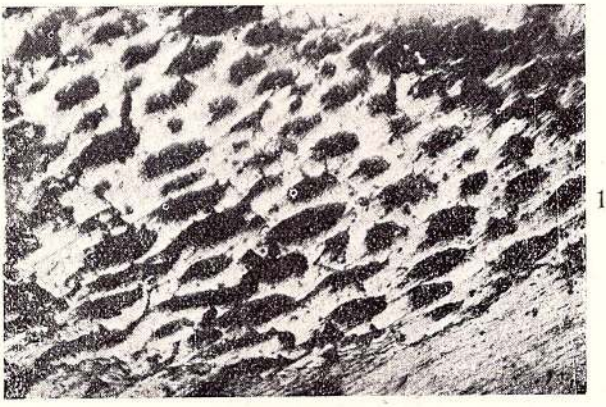
PLANȘA XVI

Fig. 1. — Fuzit moale. Structură la care se pot vedea și spațiile intercelulare. Mina Secul, stratul 1. × 130.

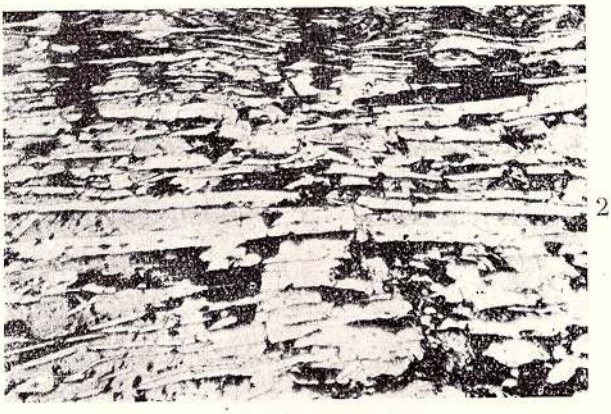
Fig. 2. — Fuzit tare, în secțiune longitudinală. Mina Secul, stratul 3. × 130.

Fig. 3. — Fuzit reprezentînd vase scalariforme, caracteristice Pteridophytelor. Fuzitul este sfărîmat și secționat de crăpături. Mina Secul, stratul 3. × 130.

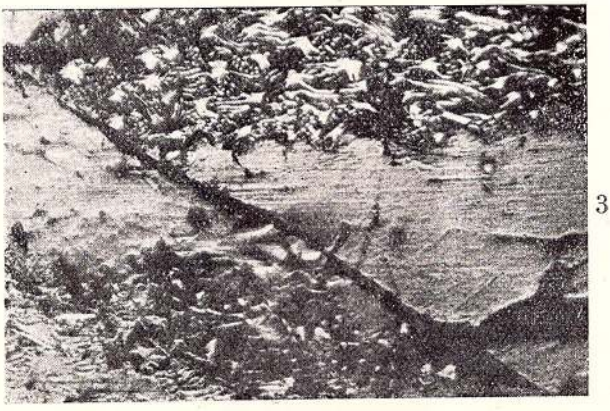
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

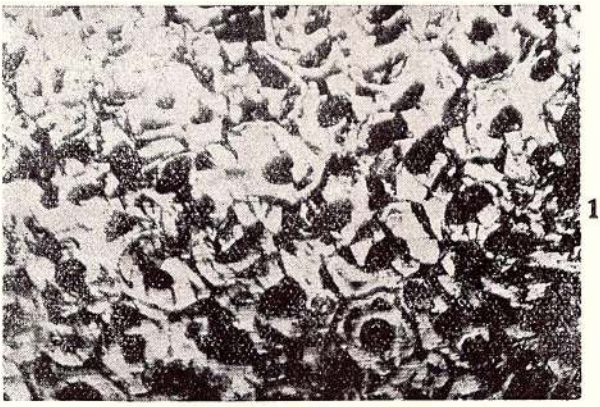
PLANŞA XVII

Institutul Geologic al României

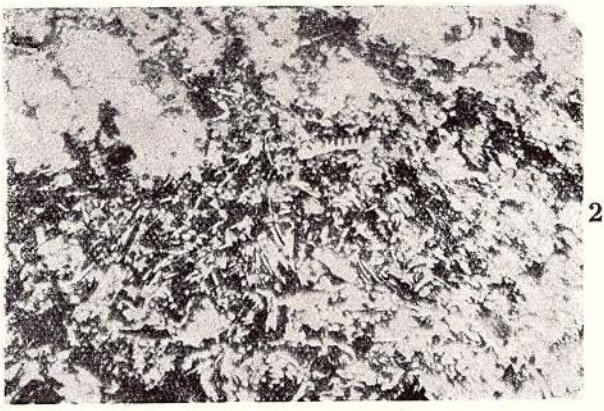
PLANȘA XVII

Fig. 1. — Fuzit moale, cu structură celulară sfărîmată. Mina Secul, stratul 4. × 130.
Fig. 2. — Fuzit complet sfărîmat, reprezentînd vase scalariforme. Mina Secul, stratul 3. × 130.
Fig. 3. — Fragment de fuzit cu secțiune eliptică. Mina Secul, stratul 1. × 130.

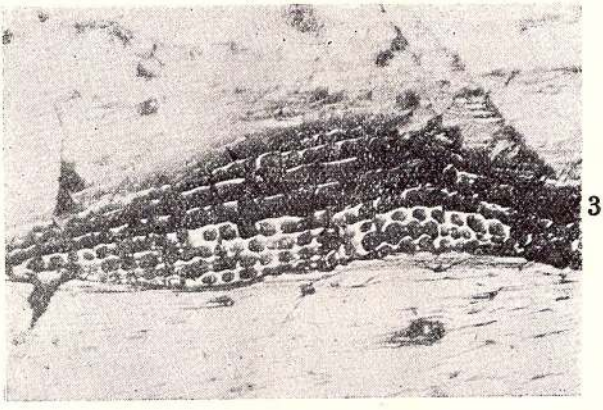
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

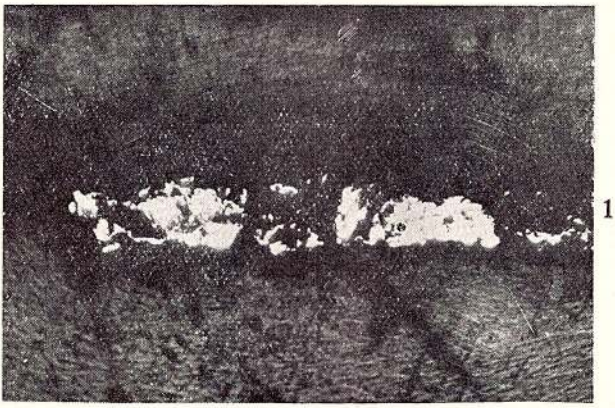
PLANŞA XVIII

Institutul Geologic al României

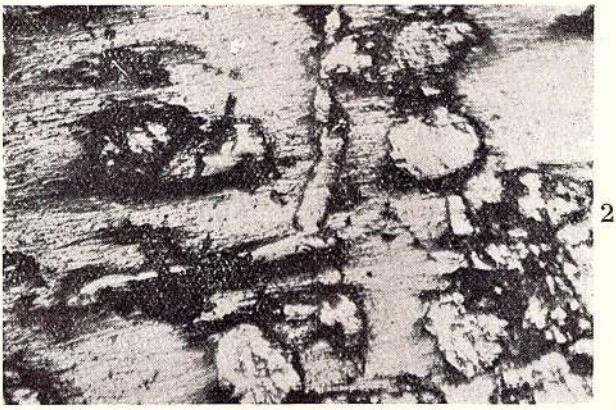
PLANȘA XVIII

Fig. 1. — Fisură de formă eliptică, pe care s-a depus pirită. Mina Secul, stratul 1. × 130.
Fig. 2. — Crăpături și goluri umplute cu carbonat de calciu. Mina Secul, stratul 1. × 130.
Fig. 3. — Granule cu relief puternic, reprezentînd componenți minerali. Mina Secul, stratul 1. × 130.

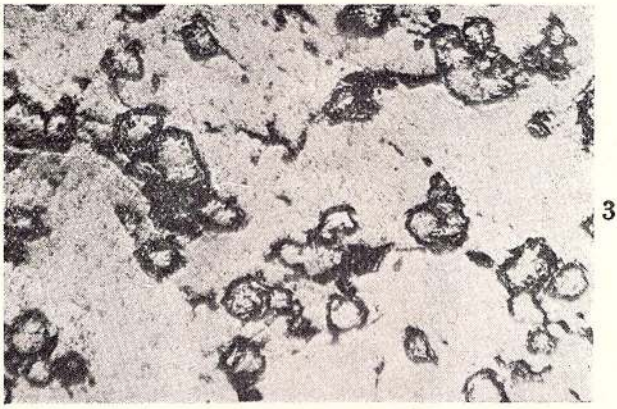
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANȘA XIX

Institutul Geologic al României

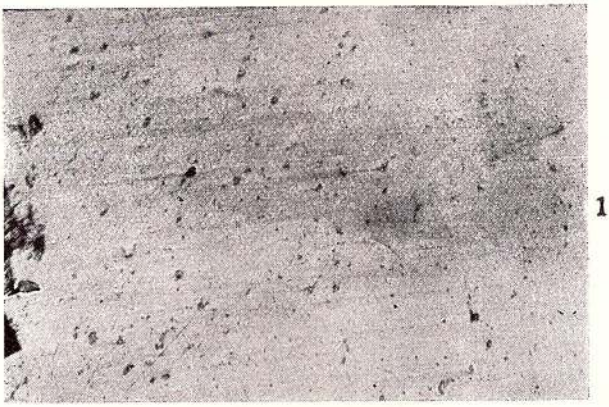
PLANȘA XIX

Fig. 1. — Vitrit nestructural (collinit), lipsit de crăpături fine. Mina Doman, stratul 2. × 130.

Fig. 2. — Vitrit nestructural (collinit), cu numeroase crăpături și goluri neregulate Mina Doman, stratul 1. × 130.

Fig. 3. — Vitrit străbătut de crăpături lentiliforme, cu orientare constantă. Mina Doman stratul 1. × 130.

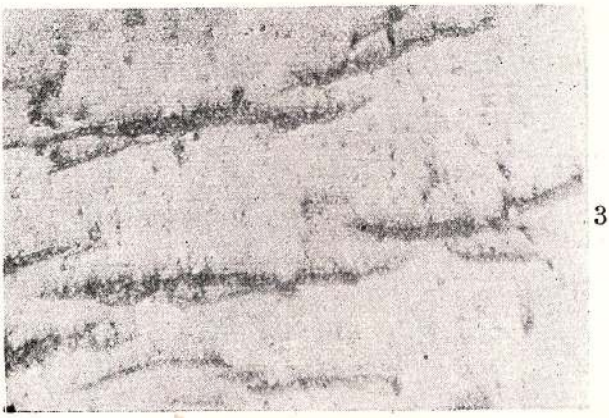
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANȘA XX

Institutul Geologic al României

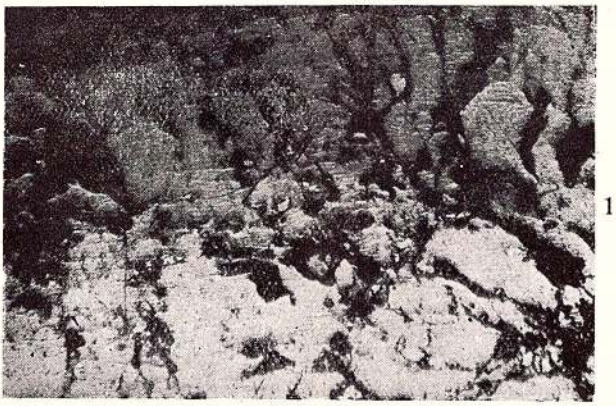
PLANȘA XX

Fig. 1. — Vitrit nestructural (collinit), cu multe goluri și crăpături. Mina Doman, stratul 1. × 130.

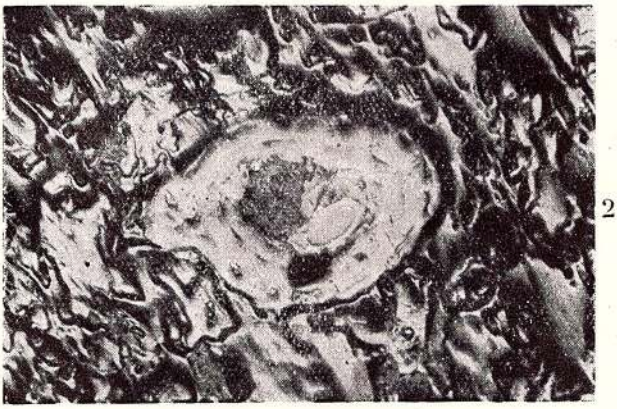
Fig. 2. — *Sclerotites liasinus*. Scleroțiu (spor de ciupercă) caracteristic cărbunilor liasici de la Doman, Anina, Codlea-Vulcan, Schela. Mina Doman, stratul 2. × 130.

Fig. 3. — *Sclerotites liasinus*, deformat prin presiune și faliat de crăpăturile existente. Mina Doman, stratul 1. × 130.

Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

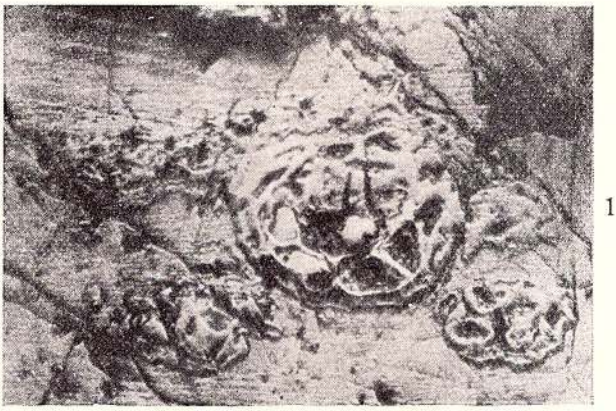
PLANȘA XXI

Institutul Geologic al României

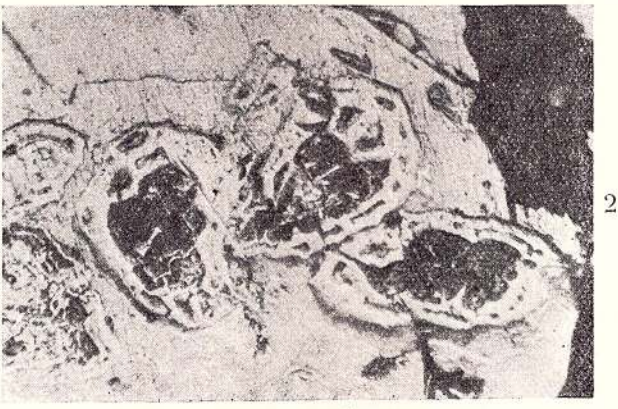
PLANȘA XXI

Fig. 1. — Colonie de scleroți *(Sclerotites liasinus)*. Mina Doman, stratul 1. × 130.
Fig. 2. — Colonie de scleroți caracteristici cărbunilor liasici *(Sclerotites liasinus)*. Mina Doman, stratul 1. × 130.
Fig. 3. — Colonie de scleroți caracteristici cărbunilor liasici *(Sclerotites liasinus)*. Mina Doman, stratul 1. × 60.

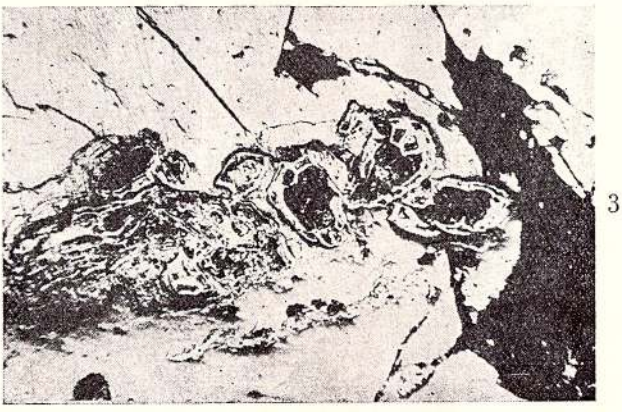
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXII

Institutul Geologic al României

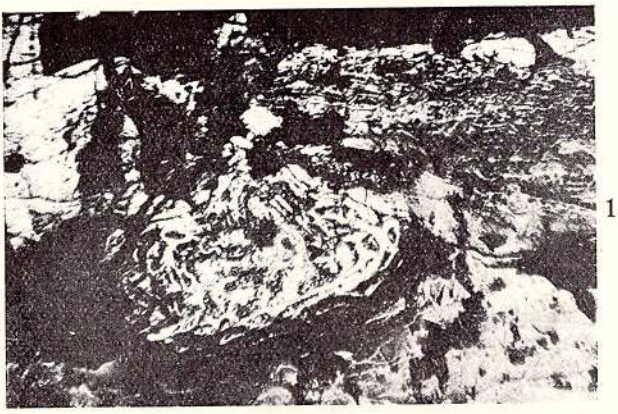
PLANȘA XXII

Fig. 1. — *Sclerotites liasinus* complet deformat. Forma caracteristică se poate greu. recunoaște. Mina Doman, stratul 1. × 130.

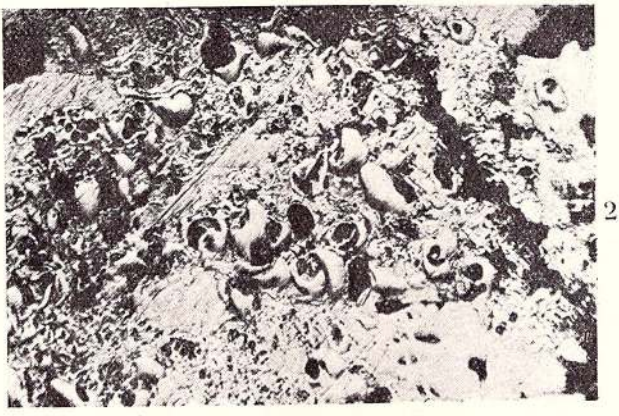
Fig. 2. — Colonie de scleroți monocelulari. Mina Doman, stratul 1. × 130.

Fig. 3. — Fuzit (varietatea fuzinit) Spațiile celulare sînt impregnate cu substanțe minerale. Mina Doman, stratul 1. × 130.

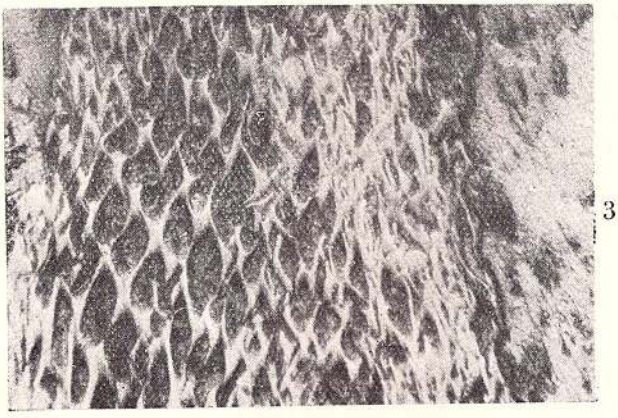
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXIII

Institutul Geologic al României

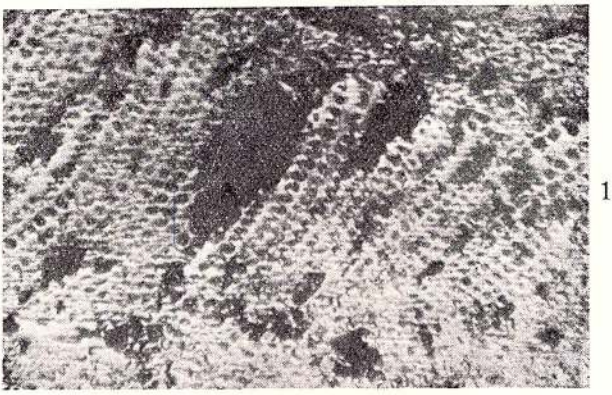
PLANȘA XXIII

Fig. 1. — Fuzit (varietatea fuzinit), cu celulele în parte sfărîmate (structură în arc). Mina Doman, stratul 1. × 130.

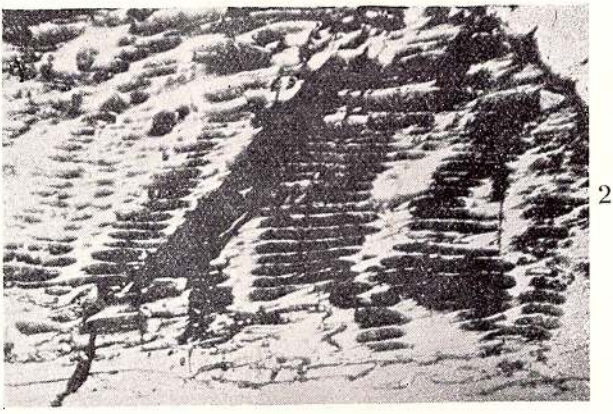
Fig. 2. — Fuzit moale, cu celule de formă lunguiață, neimpregnate cu substanțe minerale. Mina Doman, stratul 1. × 130.

Fig. 3. — Fuzit moale, cu celule de formă pătrată. Mina Doman, stratul 1. × 130.

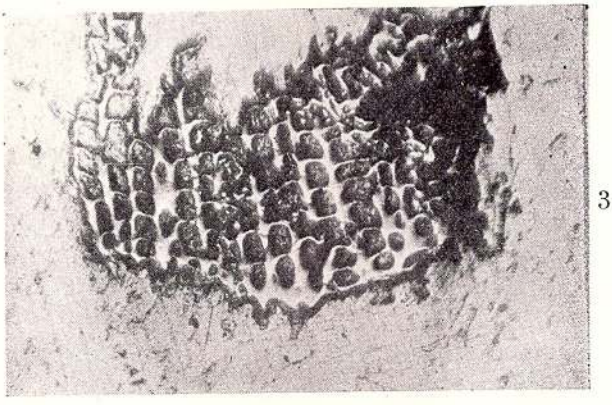
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXIV

Institutul Geologic al României

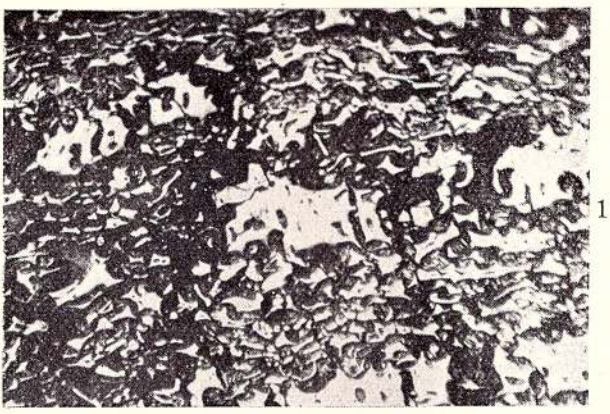
PLANȘA XXIV

Fig. 1. — Fuzit cu inelele anilor. Celulele de anotimp umed sînt complet sfărîmate. Mina Doman, stratul 1. × 130.

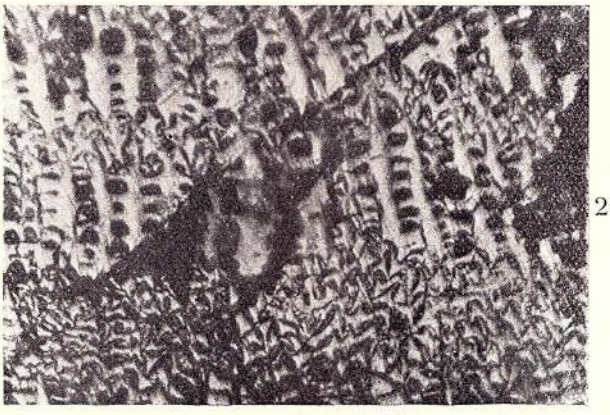
Fig. 2. — Fuzit cu inelele anilor. Alternanțe de zone cu celule bine păstrate, cu zone de celule sfărîmate (Structură stelară). Mina Doman, stratul 1. × 130.

Fig. 3. — Fuzit cu inelele anilor. Mina Doman, stratul 2. × 130.

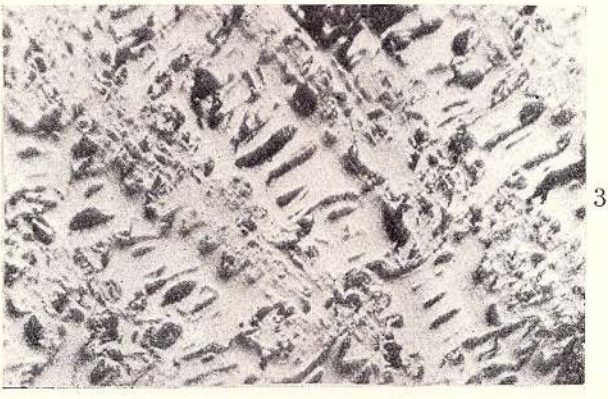
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXV

Institutul Geologic al României

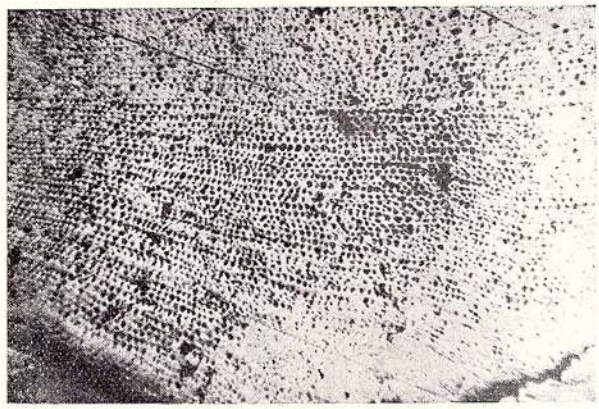
PLANȘA XXV

Fig. 1. — Fuzit (varietatea semifuzinit), cu celule dispuse radial. Mina Doman, stratul 1. × 60.

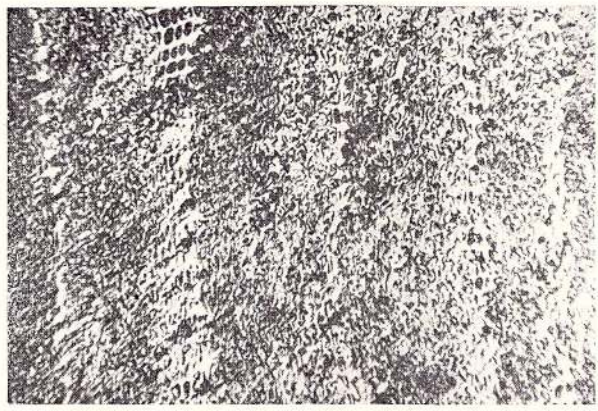
Fig. 2. — Fuzit cu inelele anilor. Structură stelară. Doman, stratul 1. × 60.

Fig. 3. — Fuzit cu inelele anilor. Celulele de anotimp uscat sînt bine păstrate; cele de anotimp umed sînt complet sfărîmate. Mina Doman, stratul 1. × 60.

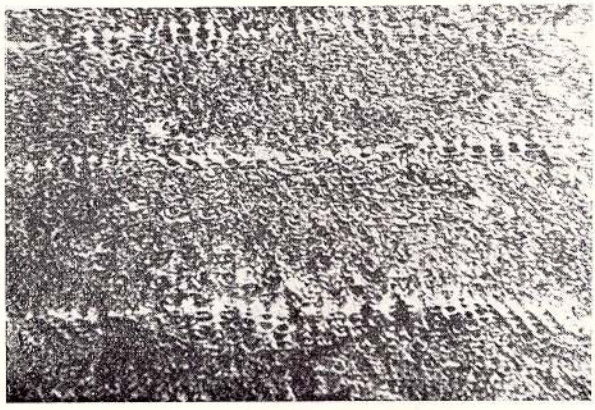
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXVI

Institutul Geologic al României

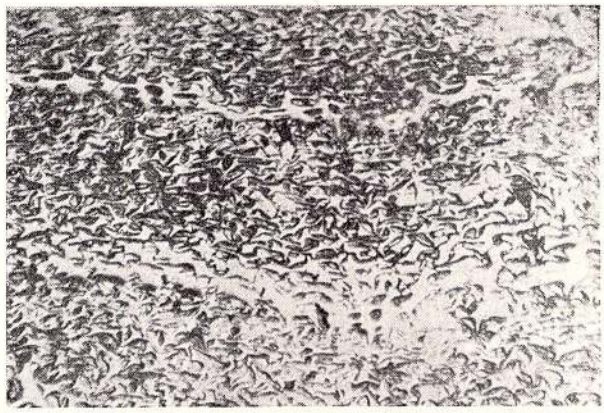
PLANŞA XXVI

Fig. 1. — Fuzit cu inelele anilor. Întreaga structură celulară este sfărîmată şi transformată în structură stelară. Mina Doman, stratul 1. × 130.

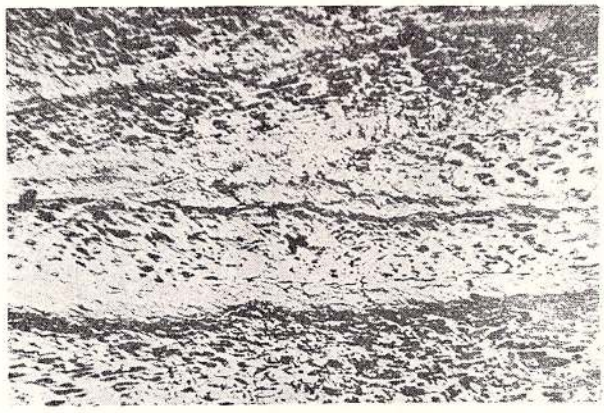
Fig. 2. — Porţiune dintr-o tulpină presată, transformată în fuzit. Mina Doman, stratul 1. × 60.

Fig. 3. — Porţiune dintr-o tulpină presată, transformată în fuzit. Mina Doman stratul 1. × 60.

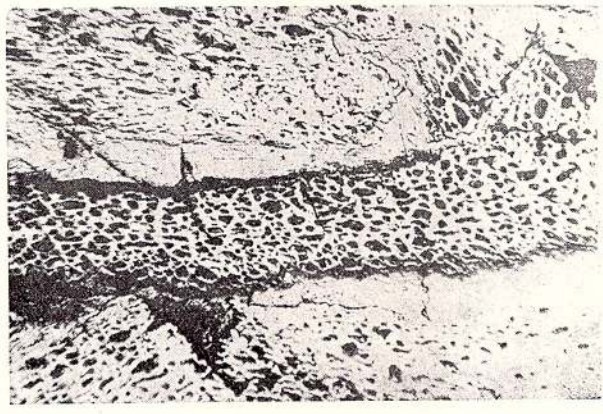
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

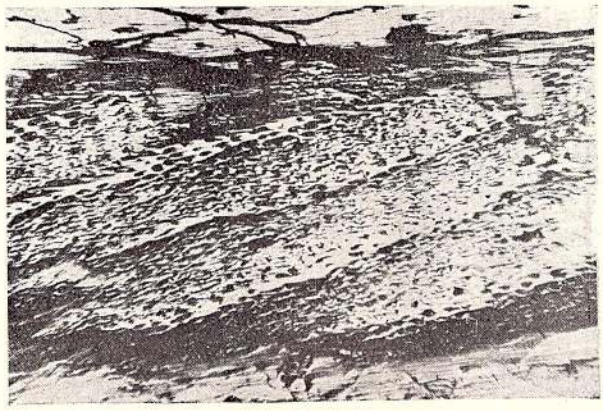
PLANŞA XXVII

Institutul Geologic al României

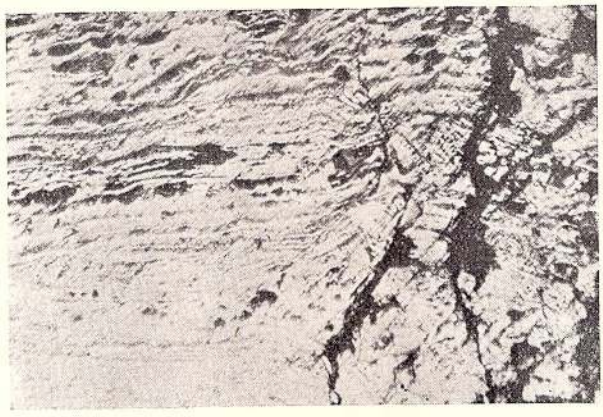
PLANȘA XXVII

Fig. 1. — Fuzit cu inelele anilor. Mina Doman, stratul 1. × 130.
Fig. 2. — Fuzit. Celule cu îngroșări spiraliforme. Mina Doman, stratul 2. × 130.
Fig. 3. — Fuzit (varietatea semifuzinit). Celule cu îngroșări spiraliforme, caracteristice ferigelor. Mina Doman, stratul 2. × 130.

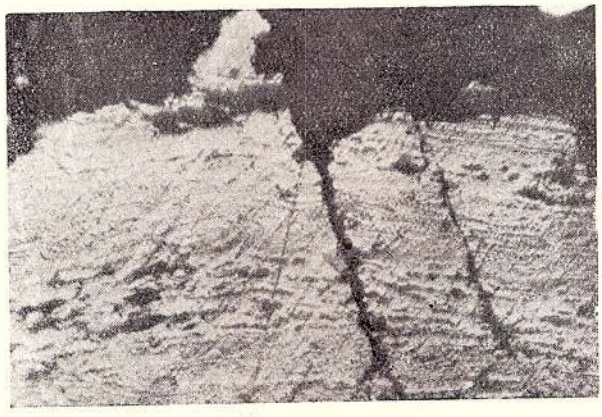
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANȘĄ XXVIII

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXVIII

Fig. 1. — Fuzit cu oarecare urme de vase scalariforme. Mina Doman, stratul 1. × 130.
Fig. 2. — Fuzit. Secțiune tangențială la care se observă razele medulare, caracteristice Gymnospermelor. Mina Doman, stratul 1. × 130.
Fig. 3. — Fuzit. Secțiune tangențială la care apar razele medulare. Mina Doman, stratul 1. × 60.

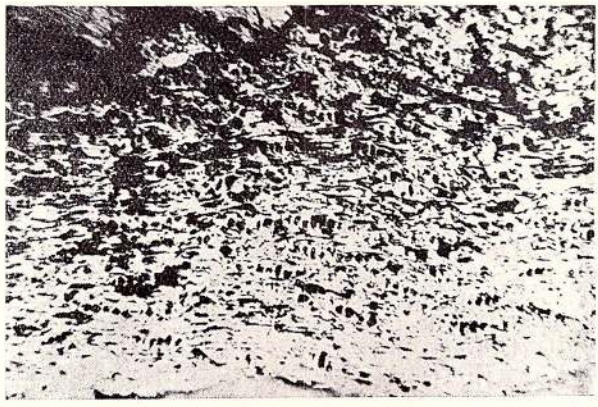
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXIX

Institutul Geologic al României

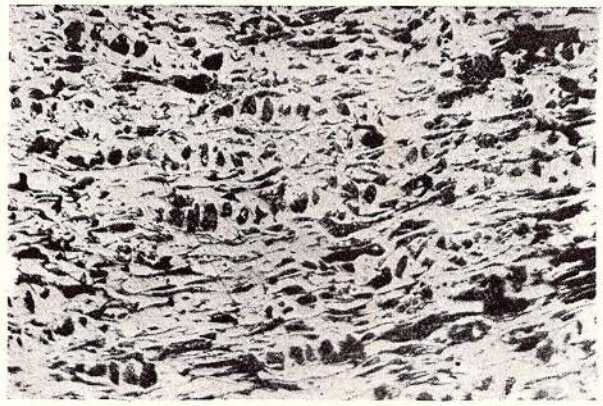
PLANȘA XXIX

Fig. 1. — Fuzit. Secțiune tagnențială în care apar razele medulare sub forma unor elipse împărțite în cămăruțe. Mina Doman, stratul 1. × 130.

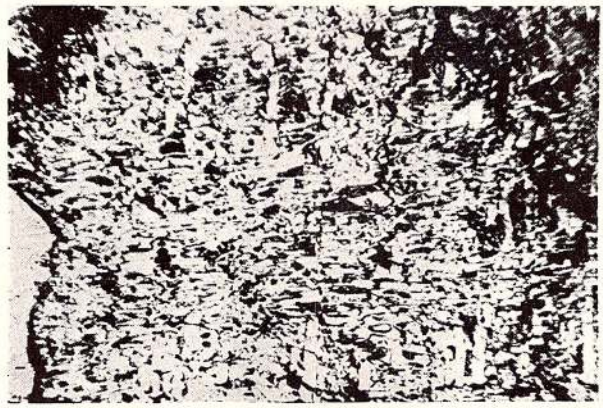
Fig. 2. — Fuzit. Raze medulare în secțiune radială. Mina Doman, stratul 1. × 60.

Fig. 3. — Fuzit. Raze medulare în secțiune radială. Mina Doman, stratul 1. × 130.

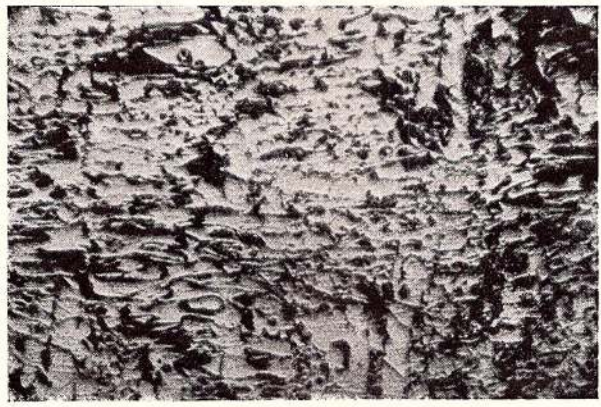
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANSA XXX

Institutul Geologic al României

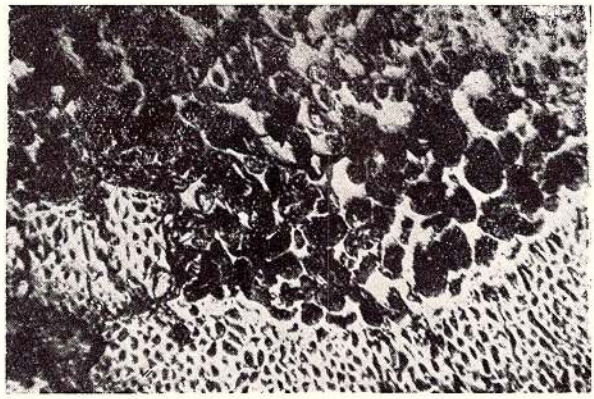
PLANȘA XXX

Fig. 1. — Fuzit. Plăci sclerenchimatice, caracteristice Pteridophytelor. Mina Doman, stratul 1. × 130.

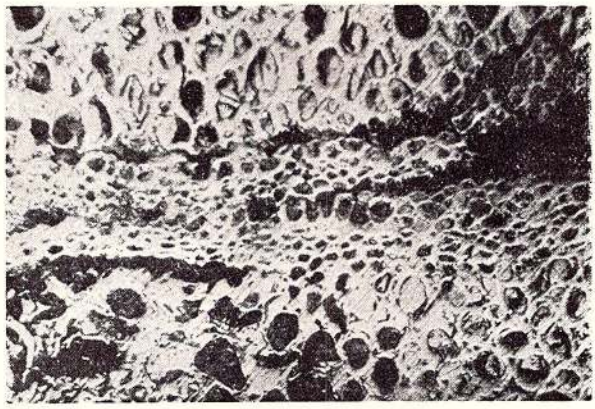
Fig. 2. — Fuzit. Plăci sclerenchimatice, caracteristice Pteridophytelor. Mina Doman, stratul 2. × 130.

Fig. 3. — Fuzit. Porțiune dintr-o tulpină presată, la care se observă plăcile sclerenchimatice. Mina Doman, stratul 2. × 60.

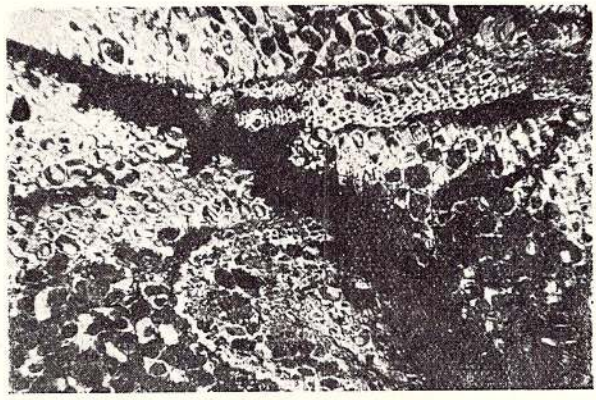
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXXI

Institutul Geologic al României

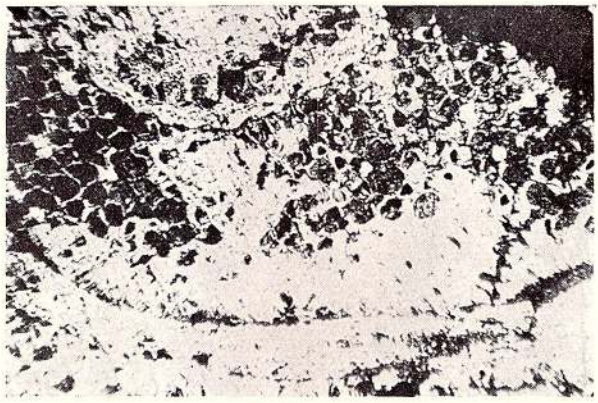
PLANȘA XXXI

Fig. 1. — Fuzit. Porțiune dintr-o placă sclerenchimatică, spiraliformă, caracteristică Pteridophytelor. Mina Doman, stratul 2. × 60.

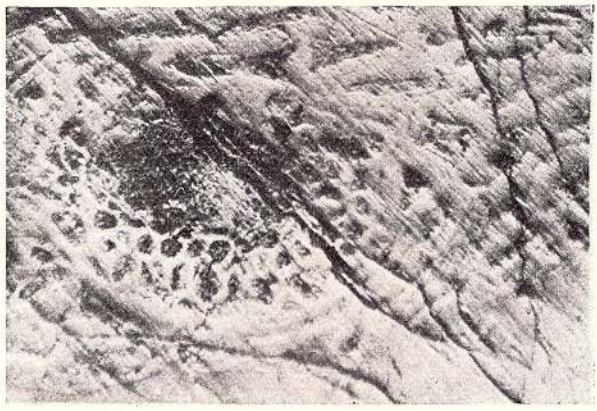
Fig. 2. — Fuzit. Locul de formare a unei mici ramuri. Secțiune tangențială. Mina Doman. stratul 1. × 130.

Fig. 3. — Fuzit. Locul de formare a unei mici ramuri. Mina Doman, stratul 1. × 130,

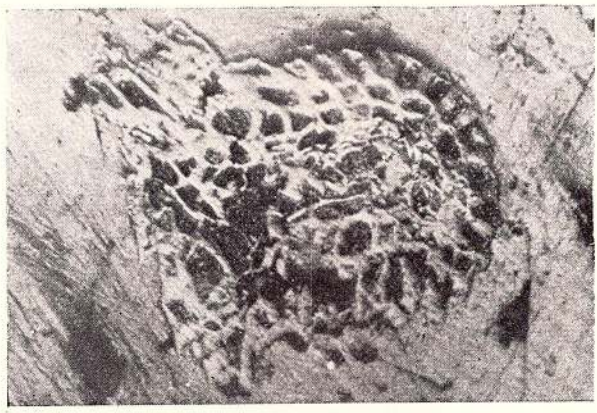
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXXII

Institutul Geologic al României

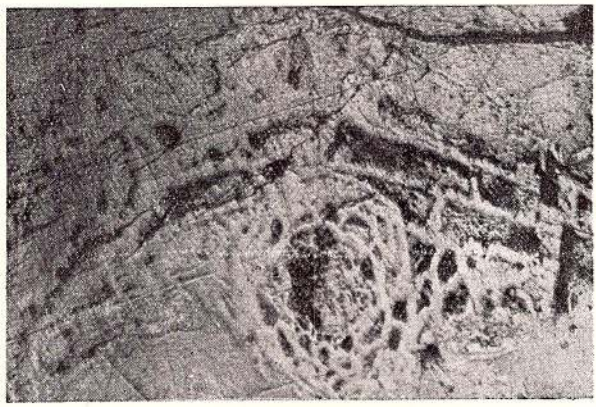
PLANŞA XXXII

Fig. 1. — Fuzit. Locul de formare a unei mici ramuri. Mina Doman, stratul 1. × 130

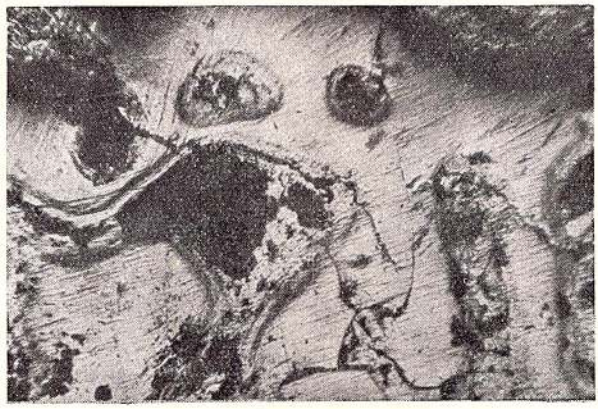
Fig. 2. — Humus coloidal cu spații libere, de dimensiuni variabile. Mina Doman, stratul 2. × 60.

Fig. 3. — Humus coloidal, imitînd structura celulară a fuzitului. Mina Doman, stratul 2. × 60.

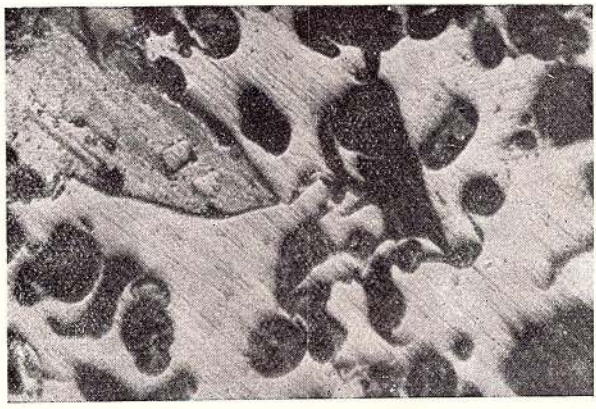
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXXIII

Institutul Geologic al României

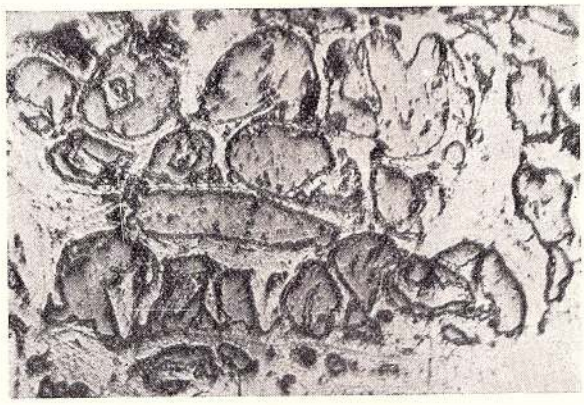
PLANȘA XXXIII

Fig. 1. — Humus coloidal, în amestec cu substanță minerală, imitînd fuzitul tare. Mina Doman, stratul 2. × 130.

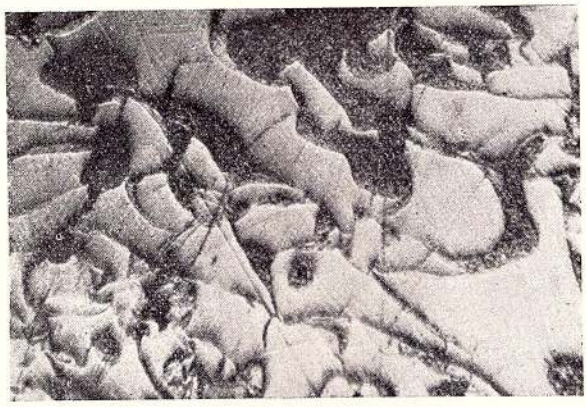
Fig. 2. — Humus coloidal cu celule sfărîmate, imitînd « structura în arc » a fuzitului. Mina Doman, stratul 1. × 130.

Fig. 3. — Depuneri de humus coloidal în zone concentrice. Mina Doman, stratul 2. ×130.

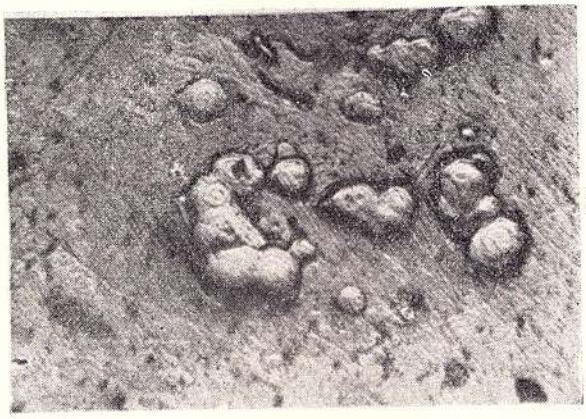
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

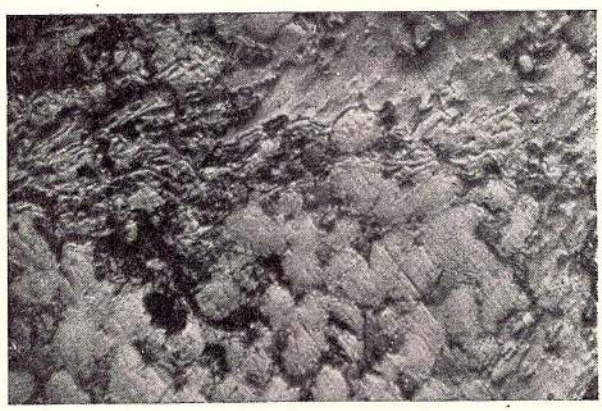
PLANŞA XXXIV

Institutul Geologic al României

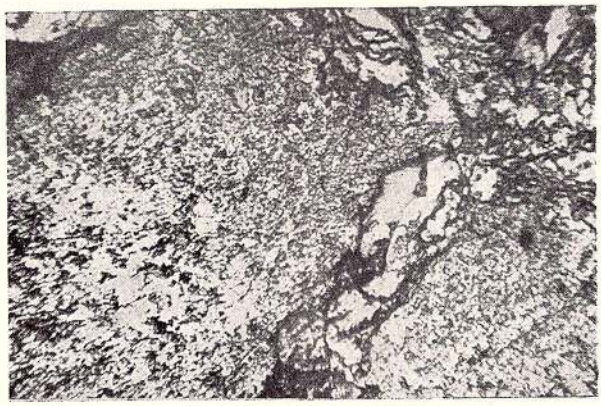
PLANȘA XXXIV

Fig. 1. — Urme de insecte fosile. Mina Doman, stratul 2. × 130.
Fig. 2. — Punctul de contact a două sferosiderite. Mina Doman, stratul 2. × 60.
Fig. 3. — Crăpături în vitrit umplute cu carbonat de calciu. Mina Doman, stratul 2. ×130.

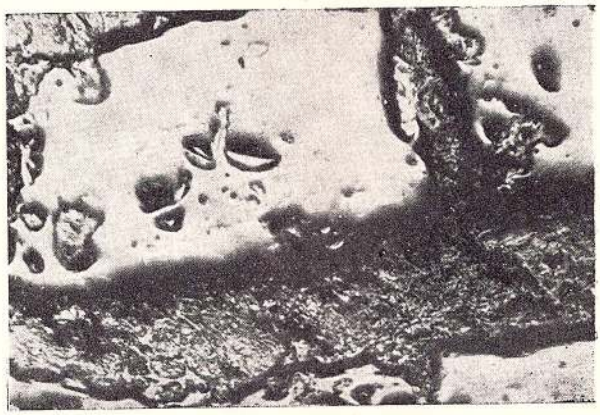
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC · BIBLIOTECA ·

Institutul Geologic al României

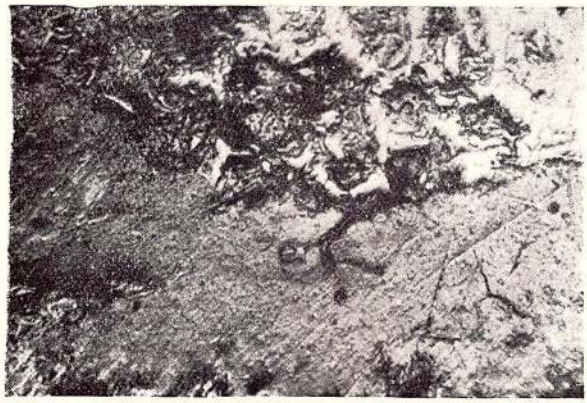
PLANȘA XXXV

Institutul Geologic al României

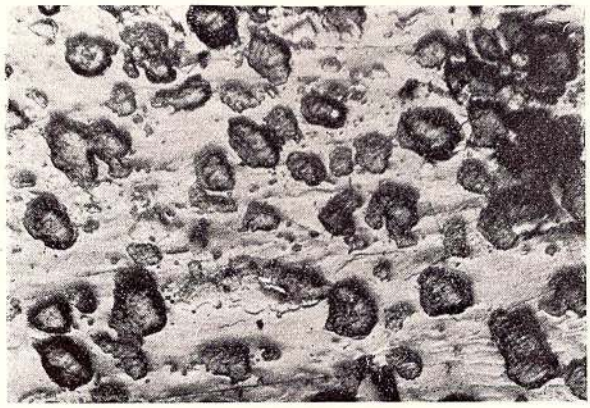
PLANȘA XXXV

Fig. 1. — Carbonat de calciu pătrunzînd în celulele unui fuzit. Mina Doman, stratul 2. × 130.
Fig. 2. — Granule minerale cu relief puternic. Mina Doman, stratul 1. × 130.
Fig. 3. — Carbonat de calciu în cărbune. × 130.

Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDIU GEOLOGIC AL BAZINULUI MEHADIEI

DE

EMIL I. POP

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	51
Istoric	52
Considerații geografice	57
I. Geologia	57
A) Fundamentul și regiunile înconjurătoare	58
1. Cristalinul	58
2. Cuvertura sedimentară a Cristalinului danubian	59
B) Formarea Depresiunii Mehadiei	60
C) Bazinul miocen	62
a) Helveţianul	65
b) Tortonianul	70
c) Sarmaţianul	78
Orizontul 1	79
Orizontul 2	82
Orizontul 3	87
Orizontul 4	89
Orizontul 5	94
D) Cuaternarul	99
a) Depozite aluvionare	99
b) Alunecări de teren	99
II. Tectonica	100
Concluzii	101
Bibliografia	103

INTRODUCERE

Lucrarea de față cuprinde o descriere amănunțită a depozitelor care formează Bazinul miocen al Mehadiei, grupează aceste depozite în trei formațiuni geologice și încearcă precizarea vîrstei lor. Datele care au servit la compunerea sa sînt culese din toate deschiderile ce se găsesc în regiune, dar mai ales din cele existente pe traseele: Malul Roșu — Og. Bigheiului, Og. Radicii —

Institutul Geologic al României

Og. Cusatul — Og. Drăghineacului — Og. Svinia Mică — Culmea Cernivîr, V. Ursească — Og. Bisericii — Og. Dumitrinii, V. Belareca (pînă la Globurău) — Culmea Cernivîr și V. Craiovei — Og. lui Bălan — Og. Strinii — V. Globu (pînă la Petnic).

De fapt acestea sînt și singurele direcții pe care se găsesc deschiderile cele mai numeroase, mai mari, mai ușor de corelat și servesc perfect de bine pentru stabilirea succesiunii stratigrafice a formațiunilor din bazin.

Toate deschiderile cercetate, pe traseele menționate, sînt figurate cu deamănuntul în text, iar pe baza lor s-au întocmit coloanele stratigrafice I—IV, de la sfîrșitul lucrării. Aceste coloane redau succesiunea normală a depozitelor din bazin și indică paralelizările stratigrafice în sens orizontal cu variațiile de facies litologic și faunistic.

În profilele geologice generale I—IV, care însoțesc lucrarea, întocmite de asemenea pe baza observațiilor culese din deschiderile descrise în text, se oglindește atît stratigrafia bazinului, cît și structura geologică a acestuia.

Am reușit să duc la bun sfîrșit cercetările mele, datorită sprijinului dat mai ales de prof. M. G. Filipescu, de la Universitatea din București, care, în nenumărate împrejurări, printr-o răbdare fără margini și un tact desăvîrșit, a reușit să-mi sădească în suflet o adevărată pasiune pentru geologie și m-a făcut ca să pot vedea cu mai multă ușurință calea de urmat, în lucrările de teren și în studiul datelor adunate, pentru descifrarea trecutului geologic al regiunii ce am cercetat.

Pentru toate acestea îi aduc cele mai vii mulțumiri și omagiile mele de adîncă recunoștință.

Mulțumesc călduros de asemenea prof. Șt. Ghika-Budești, de la Institutul de Minereuri din Timișoara, pentru că, prin vastele cunoștințe ce le posedă și cu cea mai largă bunăvoință, mi-a fost un prețios îndrumător în lucrările de laborator, la studierea materialului adunat de pe teren.

ISTORIC

Primele referințe de interes geologic, asupra Bazinului Mehadiei, sînt date abia în anul 1856, de către K. Hauer (16), care, în urma unei călătorii prin aceste părți, menționează că bazinul este constituit din depozite terțiare.

După K. Hauer, în anul 1869, V. Schloenbach (29) și Fr. Foetterle (8) se interesează ceva mai de aproapte de Bazinul Mehadiei. Primul cercetează partea de NW a regiunii (Petnic, Mehadica); al doilea partea de S (Mehadia, Cornea, Petnic). Datele culese de ei însă, privesc mai mult latura economică (cărbunii de pămînt).

Informații mai numeroase și mai prețioase de ordin științific provin abia de la Julius Halaváts (15). Acest autor, în anul 1880, cercetînd partea bazinului de la W de Valea Globul, descrie în linii mari depozitele de apă dulce

Institutul Geologic al României

din V. Satului, V. Sferdinului și Lăpușnicelului, apoi depozitele marine (gresii grosiere, calcare, nisipuri și argile) din jurul comunei Globucraiovei, pînă în sudul regiunii și menționează că aici stratele înclină 15°—20° de la margine spre centrul bazinului.

Autorul citează și multe fosile culese de el, fie din depozitele de apă dulce:

Cerithium lignitarum EICHW.

fie din cele marine:

Psammobia uniradiata BROCC.
Alveolina melo D'ORB.
Clypeaster altus LAMK.
Clypeaster partschii MICHELIN
Scutella vindobonensis LAUBE
Panopaea menardi DESH.
Tapes vetula BAST.
Venus umbonaria LAMK.
Venus cf. *multilamellata* LAMK.
Venus scalaris BRONN
Cardita jouanetti BAST.
Cardium hians BROCC.
Cardium cf. *turonicum* MAYER
Chama gryphoides LINNÉ
Lucina incrassata DUB.
Lucina dentata BAST.
Pectunculus pilosus LINNÉ
Arca turonica DUB.
Arca diluvii LAMK.
Pinna cf. *brochii* D'ORB.
Pecten aduncus EICHW.
Pecten leythajanus PARTSCH
Ostrea cochlear POLI
Ostrea digitalina DUB.
Ostrea cf. *lamellosa* BROCC.
Anomia costata BROCC.
Dendroconus subraristriatus DA COSTA
Lithoconus mercati BROCC.
Chelyconus noe BROCC.
Chelyconus avellana LAMK.
Chelyconus iohannae R. HÖRN.
Chelyconus fuscocingulatus BRONN
Voluta rarispina LAMK.
Terebra fuscata BROCC.

Institutul Geologic al României

Buccinum caronis BROGN.
Cassis saburon LAMK.
Strombus coronatus DEFR.
Pyrula condita BROGN.
Cerithium crenatum BROCC.
Cerithium spina PARTSCH
Turritella archimedis BROGN.
Xenophora deshayesi MICH.
Trochus patulus BROCC.
Natica redempta MICH.

Cît privește vîrsta depozitelor cercetate, ele sînt considerate ca aparținînd Mediteraneanului, cu excepția unor pietrișuri cuarțoase, observate în unele locuri pe crestele dealurilor, și a pietrișurilor depuse în lungul Văii Globul, pe care le consideră diluviale, respectiv aluviale.

În privința vîrstei, MORITZ STAUB (49), determinînd în anul 1881 trei specii de plante:

Cystoseira communis UNG.
Acer trilobatum STERNBG.
Rhus deperdita STAUB

din depozitele marine cercetate de HALAVÁTS, crede și el că aceste plante nu pot face parte decît dintr-o floră a Mediteraneanului superior.

Studii cu rezultate științifice foarte importante mai face apoi FRANZ SCHAFARZIK, în anii 1884 și 1888. În 1884, cercetările făcute sînt de fapt în munții dintre Băile Herculane și Mehadia (27), dar autorul se ocupă și de depozitele terțiare care se găsesc la Mehadia și regiunile înconjurătoare minei de cărbuni din Valea Elia. Lucrarea elaborată cu acest prilej cuprinde date prețioase mai ales referitoare la tufurile dacitice aflate aici și la creasta liasică de fundament, care străbate depozitele miocene, apărînd la suprafață din loc în loc, în direcția SW—NE, din Valea Elia pînă în V. Bolvașniței. Din argilele și marnele întîlnite se citează următoarele impresiuni de plante, determinate de STAUB:

Glyptostrobus europaeus BRONG.
Platanus aceroides GOEPP.
Acer trilobatum ALBR.
Pinus tedaeformis UNGER

și cîteva resturi de animale:

Planorbis (forme mici)
Caecilianella sp.
Bythinia (Hydrobia) sp.
Oleacina sp.
Solzi de Pești

Institutul Geologic al României

Foarte amănunțit descrie intercalațiile de tufuri dacitice. Despre acestea menționează că cea inferioară, de 10 m grosime, este alcătuită din material foarte fin, constînd din bucăți mici izotrope, fragmente de feldspați plagioclazi și rare particule de piroxeni; intercalația superioară este constituită tot din material piroclastic fin, dar amestecat și cu particule străine.

Asupra vîrstei depozitelor conchide că acestea « foarte probabil, nu sînt altceva decît continuarea acelorași depozite ce se găsesc la Iablanița și acolo, prin fosile bine caracterizate, sînt depozite mediteraneene ».

În anul 1888, Fr. Schafarzik (28) își extinde cercetările asupra întregului Bazin al Mehadiei. El stabilește că depozitele din acest bazin se pot repartiza în două grupe: unele mediteraneene (cele inferioare), iar celelalte sarmațiene (cele superioare). De asemenea dă multă atenție tectonicei bazinului.

Depozitele mediteraneene sînt urmărite, de acest cercetător, de la Globucraiovei, pe la Iablanița, pînă în V. Belareca. Din cuprinsul acestor depozite citează, ca forme fosile noi, numai *Lithothamnium ramossissimum* Rss. și *Clypeaster crassicostatus* Mich.

Depozitele sarmațiane (pietrișuri, nisipuri, gresii, marne) le urmărește de la Globucraiovei, peste Crușovăț, pînă la E de Plugova. În acestea a găsit următoarele fosile:

Ostrea cf. *gingensis* Schloth.
Cardium obsoletum Eichw.
Cardium plicatum Eichw.
Solen subfragilis Eichw.
Tapes gregaria Partsch
Buccinum duplicatum Sow.
Cerithium pictum Bast.
Cerithium rubiginosum Eichw.
Murex sublavatus Bast.

Cît privește tectonica, Schafarzik arată nu numai că toate stratele din bazin înclină de la margini spre centru (fapt menționat și de alți autori), dar amintește și de cutarea unora din aceste strate, în anumite părți ale bazinului. Astfel este cazul la E de Plugova, unde stratele sînt cutate. Cutarea de aici este cauzată, spune autorul, de aceleași forțe care au acționat și asupra fundamentului, forțe care ar fi cutat concordant și depozitele terțiare.

După Schafarzik, în 1894, Adda Koloman (1) cercetează și el cîteva părți din bazin (Cornea, Mehadica), dar nu aduce contribuțiuni prea importante.

În 1908, cercetările în regiune sînt continuate de Zoltan Schréter (30, 31), care, ca și Schafarzik, studiază întregul bazin, urmărind însă mai mult chestiuni de ordin stratigrafic și paleontologic. Acest autor grupează depozitele cercetate în cinci subdiviziuni după caracterele lor petrografice, paleontologice și după vîrstă:

Institutul Geologic al României

1. Stratele inferioare continentale de ape dulci-salmastre ale Mediteraneanului superior, cuprinzînd toate depozitele de la partea inferioară din bazin.

În legătură cu acestea citează următoarele fosile:

Cerithium (Clava) bidentatum GRAT.
Cerithium pictum BAST.
Melanopsis sp.
Hydrobia sp.
Unio sp.

iar de la Iablanița menționează că HALAVÁTS a găsit o falcă superioară de *Hyotherium*.

2. Depozitele marine ale Mediteraneeanului superior, formate din nisipuri cu *Pectunculus*, calcare gresoase cu *Pecten besseri*, calcare cu Coralieri și *Lithothamnium* și gresii cu *Clypeaster*, *Strombus coronatus* DEFR. și *Scutella vindobonensis* LAUBE, care urmează peste stratele subdiviziunii anterioare.

3. Formațiunile salmastre sarmațiene, constituite din nisipuri, pietrișuri și argile cu: *Tapes gregaria* PARTSCH, *Ostrea* cf. *gingensis* SCHL., *Cardium plicatum* EICHW., *Cardium obsoletum* EICHW., *Mactra podolica* EICHW., *Cerithium pictum* BAST., *Cerithium rubiginosum* EICHW., care vin peste depozitele marine.

4. Grupa stratelor terestre superioare ale Sarmațianului, formată din nisipuri gălbui și cenușii, nisipuri argiloase verzui și pietrișuri, cu specii de *Helix*, care sînt ultimele depuneri miocene în bazin și considerate echivalente cu Sarmațianul mediu și superior.

5. Stratele pliocene și pleistocene, reprezentate prin ceva petrișuri ce se găsesc la W de Cornea, E de Plugova și în lungul rîurilor.

Contribuția cea mai importantă din lucrarea lui SCHRÉTER este menționarea, deși fără argumentări prea convingătoare, a vîrstei depozitelor din bazin, fapt pe care ceilalți cercetători îl făcuseră mai puțin.

După SCHRÉTER regiunea n-a mai fost cercetată pînă în anul 1920, cînd firul cercetărilor este reluat de GH. MURGOCI (24), dar rezultatele cercetărilor lui, n-au fost publicate decît sub forma unui scurt rezumat.

În anul 1924, IULIUS AGRICOLA (2) face un studiu dînd prețioase date asupra regiunii Mehadia; lucrarea lui însă este mai mult de interes tehnic.

Între lucrările de sinteză care ne dau o explicație asupra structurii fundamentului regiunii, încadrîndu-l în marile unități tectonice, citām pe ale următorilor autori: AL. CODARCEA (33) A. KOCH (34), GH. MURGOCI (35), FR. SCHAFARZIK (36—38), STRECKEISEN (39), I. P. VOITEȘTI (40).

În concluzie, din cele arătate, s-a putut vedea că Bazinul Mehadiei a trezit interesul multor cercetători și fiecare a găsit, în cuprinsul său, chestiuni importante, fie din punct de vedere economic, fie din punct de vedere științific. S-au scris destul de multe despre această regiune și, în anul 1908, SCHRÉTER chiar afirma că este de acum bine cunoscută; totuși mai sînt încă foarte multe de spus, după cum se va vedea în cele ce urmează.

Institutul Geologic al României

CONSIDERAŢII GEOGRAFICE

Regiunea ce face obiectul lucrării de faţă, este situată în depresiunea Munţilor Banatului, la N de Mehadia, încadrată la W de dealurile Luncaviţei — Verendinului — Mehadicei, Globucraiovei — Lăpuşnicelului şi Putnei; la E de dealurile Bolvaşniţei, Globurăului şi Domaşnei; la S de dealurile Mehadiei şi Iablaniţei, iar la N de Dealul Domaşnei care o separă de Bazinul Caransebeşului.

În medie regiunea are o lungime de 22 km şi o lăţime de 8,5 km; deci suprafaţa sa este de cca 187 km².

Din punct de vedere morfologic este o regiune de dealuri, tăiată în evantai de văi destul de largi şi săpată adînc de foarte numeroase ogaşe (vîlcele).

Dealurile (unele numite de localnici şi cracuri) sînt în general de forma unor culmi alungite şi din loc în loc « ţuţuiate ». Cele mai importante sînt: D. Culmea Seacă, D. Belcovăţ, D. Patalaşca—Dielu—Braniova—Puşcarului, D. Truschiului, D. Ştirbelţu Mic—Glamii, D. Zdranta—Turnăriţa—Babiacului—Vranicu—Borovenului, D. Belibucului şi D. Domaşnei. Dintre aceste dealuri, numai Culmea Seacă şi D. Domaşnei sînt orientate E—W; toate celelalte sînt alungite în general N—S.

Reţeaua hidrografică a regiunii se compune din mai multe văi şi din foarte numeroase ogaşe.

Văile cele mai importante sînt: V. Belareca, V. Globu, V. Mehadica, V. Luncaviţa—Cornea, V. Domaşnei, V. Sferdinului Mic şi V. Bolvaşniţei. Toate văile curg în general spre S, sînt destul de repezi, destul de bogate în ape, au un profil larg, întotdeauna asimetric, cele mai multe curg obsecvent şi izvoresc în afara regiunii miocene, pe aceasta străbătînd-o numai în trecere sau vărsîndu-se aici ca afluenţi.

Dintre toate văile, cea mai importantă este V. Belareca, deoarece aceasta adună apele tuturor celorlalte şi le duce spre S pentru a le vărsa în Cerna, în apropiere de gara Băile Herculane.

Ogaşele cele mai multe au apă numai în timpul ploilor şi topirii zăpezilor, altfel sînt seci sau aproape seci. Ele prezintă un profil strîmt simetric în formă de V şi cele mai multe au pereţii prăpăstioşi. Aproape toate izvoresc numai din cuprinsul regiunii miocene şi tot aici se şi varsă.

I. GEOLOGIA

Ca aşezare geologică Bazinul Mehadiei se sprijină discordant pe un fundament în formă de cuvetă, constituit din formaţiuni vechi, care apar şi la suprafaţă în regiunile ce-l înconjoară la W, S şi E. Aceste formaţiuni, după date culese de AL. CODARCEA (33) şi din observaţiile personale făcute în regiunile mai apropiate, se prezintă, pe scurt, astfel:

Institutul Geologic al României

A) FUNDAMENTUL ŞI REGIUNILE ÎNCONJURĂTOARE

La alcătuirea fundamentului și regiunilor înconjurătoare ale Bazinului Mehadiei, concură două mare unități geologice, constituite fiecare dintr-un complex de șisturi cristaline, roce eruptive și depozite sedimentare paleo-mesozoice.

Limita între cele două unități se urmărește în direcția SW—NE, de-a lungul unei puternice linii de dislocație, «linia Rudăria» (AL. CODARCEA). Din punct de vedere tectonic ele sînt cunoscute încă de multă vreme (GH. MURGOCI), prima sub denumirea de «pînza getică», iar cea de a doua «autohtonul» acestei pînze.

După AL. CODARCEA, toate șisturile cristaline și rocele eruptive care intră în alcătuirea pînzei getice și a autohtonului ei sînt grupate sub denumirea de «cristalin getic», respectiv «cristalin danubian», iar depozitele paleo-mesozoice care acoperă o bună parte din suprafața celor două unități sînt grupate sub denumirea de «cuverturi sedimentare», una a Cristalinului getic, alta a Cristalinului danubian.

Cristalinul getic formează aproape toată marginea de W și puțin din cea de NE a bazinului miocen, iar Cristalinul danubian, împreună cu cuvertura sa sedimentară, constituie toată marginea lui de S și de E. La alcătuirea fundamentului regiunii, Cristalinului getic îi revine partea de NW, iar Cristalinului danubian și cuverturii sale, toată partea de SE, mult mai mare.

Cuvertura sedimentară a Cristalinului getic nu apare în vecinătatea Bazinului Mehadiei.

Cristalinul getic, Cristalinul danubian și cuvertura sedimentară a Cristalinului danubian, se prezintă pe scurt astfel:

1. CRISTALINUL

Cristalinul getic. Este constituit din roce cu o cristalinitate mare, macrogranulare, cata-mesozonale, alcătuite, ca forme petrografice, mai ales din paragnaise micacee, șisturi muscovitice sau biotitice (atît unele cît și altele deseori granatifere), la care se mai adaugă foarte frecvente injecțiuni de aplite și pegmatite cu mică albă, precum și, mai rareori, intercalații de amfibolite.

Întregul complex prezintă, în general, o direcție N 25°—45° E și o înclinare de 40°—50° NW.

Cristalinul danubian. Spre deosebire de Cristalinul getic, Cristalinul danubian este format din șisturi meso-epizonale și roce magmatice. Șisturile meso-epizonale sînt reprezentate prin gnaise microgranulare biotitice și muscovitice sau amfibolice, micașisturi, cuarțite, filite sericitoase și sericito-cloritoase, epigabbrouri și puține calcare cristaline, dispuse în zone mai mult sau mai puțin paralele și orientate în general NE—SW (STRECKEISEN și AL. CODARCEA); rocele magmatice formează puternice masive granitice (granitul de Cherbeleț—Sfîrdinu, granitul de Cerna).

Institutul Geologic al României

2. CUVERTURA SEDIMENTARĂ A CRISTALINULUI DANUBIAN

Cuvertura sedimentară a Cristalinului danubian, apare în lungul a două sinclinale paleo-mesozoice paralele și orientate SW—NE: Sinclinalul Svinița—Bigher—Vf. Ostreiești și Sinclinatul Mehadia—Bogîltin—Cornereva. Această cuvertură este constituită în apropiere de regiunea noastră, din depozite carbonifere, permiene și jurasice.

Carboniferul. Apare la suprafață numai pe o mică întindere din partea de N a Culmii Cernivîr pînă în Valea Hidegului. Aici este reprezentat prin calcare granulare cenușii, șisturi gresoase negre, șisturi ardeziene negre sau verzui, conglomerate cu bobul mărunt, etc.

În aceste depozite, calcarele sînt fosilifere, cuprinzînd numeroase resturi de Tetracoralieri, Crinoide, Spiriferide și *Chonetes.*

Prezența unui *Spirifer mosquensis* VERN. determinat de SCHAFARZIK, permite ca întreaga serie să fie considerată ca aparținînd Moscovianului (AL. CODARCEA, 1938).

Depozitele carbonifere se sprijină direct pe Cristalin.

Permianul. Este mai larg răspîndit decît Carboniferul. El apare fie sub forma unor fășii lungi la Mehadia și Bolvașnița, fie sub forma unor petece, mai mari sau mai mici, în Culmea Cernivîr.

Peste tot este constituit din aceleași roce roșcat-violacee, uneori verzui, de tip Verrucano, reprezentate prin conglomerate, gresii, arcoze, șisturi argiloase, cu numeroase intercalații groase de porfire cuarțifere, aglomerate și tufuri vulcanice. Materialul vulcanic este în predominanță față de cel detritic. Seria se sprijină cînd pe Cristalin, cînd pe depozitele carbonifere, arată o stratificație foarte puțin aparentă și este lipsită de fosile.

Jurasicul. Are cea mai largă răspîndire. El ocupă întinderi foarte mari pe marginea de E a bazinului miocen și formează o mare parte a fundamentului acestuia. Depozitele jurasice se așează discordant cînd pe Cristalin, cînd pe Carbonifer sau Permian. Este reprezentat prin Liasic, Dogger și Malm.

Liasicul, în locurile unde este mai tipic și mai bine descoperit (Mehadia, Globurău, Bolvașnița), apare constituit astfel:

La partea inferioară, pe o grosime de 200—400 m, dintr-o deasă alternanță de conglomerate, brecii cuarțoase și gresii foarte dure, de coloare cenușiu-albicioasă sau negricioasă, cu dese intercalații, nu prea groase, de marne gresoase negre.

La partea mijlocie, dintr-un pachet foarte gros, peste 300 m (la Mehadia și Plugova—Og. lui Petru), de șisturi marnoase negre, cu vine albe de calcită și cu intercalații mai mult sau mai puțin groase de gresii fine cenușii.

Institutul Geologic al României

La partea superioară, în mod obișnuit, pe o grosime de 40 m, urmează, cu trecere gradată, un complex de gresii fine, cuarțoase sau arcoziene albicioase.

Din punct de vedere paleontologic, complexul inferior este considerat nefosilifer (AL. CODARCEA, 33: « On n'a pas découvert jusqu'à présent dans ce complexe des restes organiques »). Eu însă am colectat din cuprinsul său, din trei intercalații marnoase (la Mehadia—Valea Mare, mai jos puțin de confluența cu V. Ursască), foarte frumoase impresiuni de plante, care din cauza lipsei de material comparativ, încă nu au putut fi determinate; se poate spune deocamdată, că sînt impresiuni de frunze de ferigi. De asemenea la Mehadia—Og. Bisericii, am găsit și mici intercalații de un cărbune de calitate superioară.

Complexul mijlociu este destul de bogat fosilifer, căci din aceasta s-au găsit pînă acum:

Spiriferina haueri SUESS
Pholadomya sturi TIETZE
Pholadomya decorata HART.
Pleuromya trajani SOW.
Cardinis gigantea QUENST.
Pecten hinterhuberi TIETZE
Gryphaea cymbium GOLDF.
Paltopleuroceras costatus nudus QUENST.
Belemnites paxillosus SCHLOTH.

Complexul superior însă, pare a fi nefosilifer.

În privința vîrstei, complexul mijlociu fosilifer s-a putut determina mai precis ca reprezentînd Liasicul mediu; deci celelalte două complexe, ar putea aparține Liasicului inferior, respectiv Liasicului superior.

Doggerul și Malmul au numai o mică răspîndire în vecinătatea Bazinului Mehadiei, căci nu formează decît micul petec din Vîrful Ostreieșul. Aici, sînt constituite din calcare gresoase și calcare noduloase de coloare cenușiu-gălbuie, conținînd accidente silicioase. Ele stau direct, în parte pe șisturi cristaline, în parte pe Eruptiv.

B) FORMAREA DEPRESIUNII MEHADIEI

Pentru a arăta cum și cînd s-a putut forma Depresiunea Mehadiei, trebuie recurs la urmărirea orogenezei Munților Banatului, în inima cărora este situată, deoarece ea nu s-a putut forma decît în legătură cu mișcările tectonice care au dat naștere acestor munți. Faptele, după cele mai temeinice cercetări, fie mai vechi (L. MRAZEC, GH. MURGOCI, FR. SCHAFARZIK, I. P. VOITEȘTI, GH. MACOVEI, I. ATANASIU, A. STRECKEISEN), fie mai recente (AL. CODARCEA), pe scurt, s-au succedat astfel:

Institutul Geologic al României

Mișcările tectonice alpino-carpatice începute timid încă din Jurasicul superior și accentuate din ce în ce în Cretacicul inferior, au manifestat primul paroxism orogenic, în Cretacicul mediu. Datorită acestui paroxism, în Banat, Cristalinul getic împreună cu cuvertura sa sedimentară, a început să fie împins peste Cristalinul danubian și cuvertura sedimentară a acestuia (fig. 1, *a*).

Era începutul formării Pînzei Getice și a Autohtonului său.

Vîrsta mai precisă a primului paroxism carpatic a fost apreciată de unii post-barremian—ante-cenomaniană (Gh. Murgoci) de alții chiar fine hauterivian—

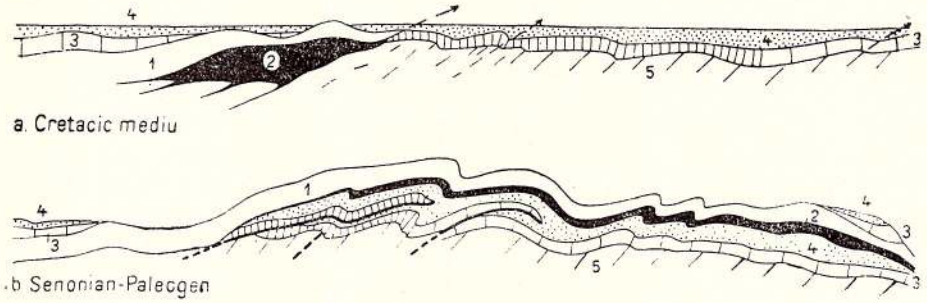


Fig. 1. — Evoluția tectonică a Munților Banatului (după Al. Codarcea).

ante-barremiană (Schafarzik, Gh. Macovei, Ion Atanasiu), iar mai recent, după noi date de observație, se consideră albiană (Al. Codarcea, 1938).

Dar în prima fază orogenică, Pînza Getică încă nu ajunsese la apogeul dezvoltării sale (Al. Codarcea). De aceea formarea Depresiunii Mehadiei încă nu era posibilă.

După primul paroxism orogenic, urmează marea transgresiune cenomaniană.

Al. Codarcea (33) susține că spre sfîrșitul Cretacicului, probabil înainte de Campanian, aceleași forțe tectonice alpino-carpatice, intrînd din nou în acțiune, produc, în regiunea Banatului, al doilea paroxism orogenic, dar de data asta mult mai intens decît primul. Prin acesta Pînza Getică, repusă din nou în mișcare, este mai puternic împinsă spre E, peste Autohtonul său. Ea înaintează peste Munții Godeanului și Cernei pînă în platoul Mehedinți, provocînd în același timp, prin înaintarea sa, formarea a încă trei pînze inferioare ei (fig. 1, *b*): două mai mici, duplicaturi parautohtone (Pînza de Cerna și Pînza de Arjana »), iar a treia de mai mare întindere (« Pînza de Severin »).

Paroxismul al doilea orogenic a fost faza de maximă extensiune și dezvoltare a Pînzei Getice, cînd pe suprafața ei au mai luat naștere și o serie de falduri. Părțile adîncite ale acestor falduri puteau însă cu siguranță reprezenta începutul formării depresiunilor intramuntoase: Moldova—Sicheviță, Almăj, Mehadia—

Institutul Geologic al României

Caransebeș, Orșova—Bahna—Cerna—Petroșani, Balta—Baia de Aramă, în stadiul primitiv și complet exondate.

Deci iată un timp geologic, în care Depresiunea Mehadiei a putut lua naștere.

După paroxismul al doilea, în Banat nu se mai cunosc alte mișcări orogenice.

Tot AL. CODARCEA (33), bazat pe observațiile sale în această regiune și pe studii comparative cu regiunile vecine — mai ales Jugoslavia orientală și Bulgaria occidentală — susține că după cel de al doilea paroxism orogenic au urmat aici numai cîteva faze epirogenice secundare, care s-au succedat pînă la finele Paleogenului. În intervalul de timp dintre aceste mișcări, o perioadă de eroziune foarte lungă și puternică trebuie să fi domnit în regiune, îmbucătățind în cea mai mare parte edificiul Pînzei Getice și reducîndu-l la petece (Godeanu, Munții Cernei, Platoul Mehedinți).

După ultima mișcare epirogenică de la finele Paleogenului, în sens negativ, Marea miocenă pătrunzînd în depresiunile intramuntoase amintite, sculptate acum și de vreme, depune sedimentele sale, în unele din ele atît pe Pînza Getică, cît și pe Autohton.

Așa dar, al doilea timp geologic de formare a Depresiunii Mehadiei poate fi intervalul Post-Campanian și fine Paleogen. În acest timp agenții externi au sculptat și adîncit pînă la fundamentul autohton vechiul Sinclinal Mehadia—Caransebeș, din Pînza Getică, ducîndu-l la stadiul în care a fost găsit la ocuparea lui de apele post-paleogene.

În concluzie, dacă formarea Depresiunii Mehadiei trebuie legată de aceleași cauze care au dat naștere Munților Banatului, atunci numai două faze din evoluția orogenică a acestora au fost propice formării sale: una scurtă, de schițare, ante-campaniană, în timpul celui de al doilea paroxism carpatic și alta mai lungă, post-campaniană — fine paleogenă, de desăvîrșire prin intense fenomene de eroziune, paralelă mișcărilor epirogene din Banat.

C) BAZINUL MIOCEN

Caractere generale. Depozitele care constituie Bazinul Mehadiei, considerate în general, sînt reprezentate prin: pietrișuri, nisipuri, conglomerate, gresii, argile și marne; calcare, șisturi bituminoase și cărbuni de pămînt; tufuri dacitice și cîteva intercalații de bentonite.

Dintre acestea, pietrișurile, nisipurile și marnele au dezvoltarea cea mai mare, formînd strate cu grosimi de 60—100 m; conglomeratele, gresiile, argilele și calcarele sînt mai puțin răspîndite; șisturile bituminoase și cărbunii de pămînt se găsesc numai în partea inferioară, în cîteva intercalații mai importante; de asemenea numai aici se cantonează și tufurile dacitice, ca și bentonitele.

Institutul Geologic al României

În ce privește stratificația, pietrișurile și nisipurile sînt uneori bine stratificate, dar de multe ori au o stratificare încrucișată; argilele, marnele, șisturile bituminoase, cărbunii, calcarele, tufurile dacitice și bentonitele, se prezintă însă de obicei bine stratificate.

La coloare, pietrișurile, nisipurile, conglomeratele, gresiile și bentonitele sînt cele mai adeseori gălbui, verzui sau cenușii; calcarele și tufurile dacitice sînt albe, iar argilele și marnele, cenușii.

Pietrișurile sînt formate din elemente mai mult sau mai puțin rotunjite, în general avînd 3—5 cm diametru. Uneori însă trec peste această dimensiune, constituind adevărate bolovănișuri cu 10—50 cm diametru, sau scad la 1—2 cm, cînd, prin îmbogățire în nisip, se transformă în prundișuri. Ele se prezintă deseori întărite. În mod obișnuit sînt bogate în concrețiuni conglomeratice sferoidale, ovale, tabulare, etc., uneori mai mici (pînă la 20 cm diametru), alteori mai mari (peste 1—2 m diametru).

Nisipurile de obicei sînt destul de fine, dar uneori conțin și elemente de pietrișuri, fie rar diseminate, fie adunate sub formă de cuiburi sau lentile, cînd devin mai grosiere. În genere sînt micacee, iar cîteodată conțin și mult material pelitic argilos. Ca și pietrișurile ele se arată deseori mai mult sau mai puțin întărite și sînt bogate în concrețiuni gresoase de diverse forme, a căror mărime variază între 20 cm —2 m diametru.

Conglomeratele și gresiile, cimentate printr-un material calcaros, sînt destul de dure și se prezintă masiv sau concreționar.

Argilele conțin întotdeauna, pe lîngă materialul pelitic, și o cantitate mai mare sau mai mică de nisip. Uneori sînt plastice, alteori șistoase.

Marnele în mod obișnuit sînt nisipoase, iar cantitatea de CO_3Ca este foarte variabilă de la strat la strat. În general ele se desfac ușor în plăci paralele cu stratificația. Adeseori sînt cele mai bogate în resturi fosile, atît de plante cît și de animale.

Calcarele sînt în general grosiere, conținînd numeroase elemente străine (mai ales granule de nisip, fragmente de cochilii, etc.); sînt puțin compacte, uneori pelitice.

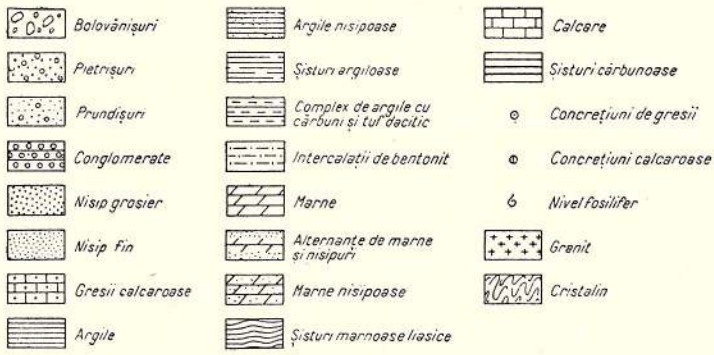
Cărbunii de pămînt curați, cum sînt în cele trei intercalații mai importante de la baza Miocenului, se prezintă ca o masă omogenă, neagră, și destul de compactă. S-au format pe loc, fac parte din categoria cărbunilor bruni și sînt destul de bogați în metan.

Tufurile dacitice, formate numai din cenușe vulcanică, se prezintă mai adesea foarte fine și ușoare; cînd conțin elemente străine (nisip mai ales) apar mai grosiere și relativ mai grele.

În fine, bentonitele, rezultate pe seama unor tufuri vulcanice, sînt de obicei în stare destul de pură; se prezintă ca o masă foarte fină cu aspectul săpunului. Au o mare putere absorbantă și adsorbantă, din care cauză se umflă sub influența apei de ploaie și crapă prin expunere la soare.

Institutul Geologic al României

Depozitele menționate se succed stratigrafic așa cum sînt indicate în profilele figurate în text (fig. 2—17). Semnele litologice întrebuințate pentru indicarea lor sînt următoarele:



Din punct de vedere paleontologic depozitele miocene sînt în general bogat fosilifere, conținînd numeroase resturi de plante și de animale, unele foarte bine păstrate, altele mai puțin, dar numai rareori nedeterminabile.

Plantele au jucat un rol însemnat la formarea depozitelor miocene, numai în partea inferioară a acestora, cînd s-au depus stratele de cărbuni intercalate aci. In partea superioară, deși se mai întîlnesc intercalații cărbunoase, acestea sînt foarte subțiri și sporadice, fără importanță economică. Ca resturi de plante, se găsesc bucăți incarbonizate de trunchiuri, ramuri, rădăcini și mai ales impresiuni de frunze.

Resturile fosile de origine animală cuprinse în depozitele miocene arată, prin bogăția lor ca număr și forme, că în timpul Miocenului în bazin a domnit o viață îmbelșugată. Totuși, din cauză că mediul era prea bogat în material terigen, nu s-au putut forma decît foarte puține calcare zoogene.

Fosilele de origine animală aparțin Coralierilor, Echinidelor, Lamellibranchiatelor și Gasteropodelor.

Pe considerente de ordin petrografic, paleontologic și întindere în spațiu (transgresive sau regresive), depozitele miocene ale Bazinului Mehadiei se pot grupa în trei formațiuni geologice:

Una inferioară, de bază, alcătuită din argile, marne, cărbuni de pămînt, șisturi bituminoase, puține calcare de apă dulce, tufuri dacitice și cîteva intercalații de bentonite, depozite cu o faună de ape dulci-salmastre (*Planorbis*, *Hydrobia*, *Cerithium*, *Ostrea*, etc.), căreia i se potrivește foarte bine numirea de « formațiunea continental-lacustră »;

Una medie, transgresivă spre S și W peste marginile bazinului, deasupra celei inferioare, formată din pietrișuri, nisipuri, gresii, conglomerate, marne și

Institutul Geologic al României

calcare, cu o faună tipic marină (Coralieri, Echinide, Strombide, Conide, Pectinide, etc.) pe care o numim « formațiunea marină »;

Una superioară, treptat regresivă spre N și E, constituită dintr-o puternică alternanță de pietrișuri, nisipuri și marne, cu o faună de ape salmastre (Ceriți, Mactre, Ervilii, Cardiacee, etc.), care se poate numi în totalitatea ei« formațiunea salmastră ».

Cele trei formațiuni sînt concordante între ele și, se pare, în perfectă continuitate de sedimentare; nicăieri pe teren n-am întîlnit indicii care să trădeze lacune de sedimentare, fie între formațiunea inferioară și cea medie, fie între formațiunea medie și cea superioară.

Deosebirile petrografice, faunistice și de răspîndire, ce există între cele trei formațiuni geologice, nu se pot datori decît faptului că mediul acvatic, în care s-au depus, n-a fost mereu același, ci a trecut în decursul timpului prin cel puțin trei faze succesive, fiecare cu un regim deosebit de sedimentare și anume:

O fază de început, cu un regim de ape puțin adînci, liniștite, formînd doar turbării, mlaștini, bălți sau lacuri, alimentate fie numai de rîurile și pîraiele din jur, fie din cînd în cînd și de ape marine (episoade salmastre), în timpul căreia a luat naștere formațiunea continental-lacustră;

O fază cu un regim de ape marine, adînci, de mare întindere, transgresive, în permanentă legătură cu marea largă și mereu agitate de valuri și de curenți, cînd s-a depus formațiunea marină;

O fază de sfîrșit, cu un regim de ape salmastre, mai puțin adînci, cu întindere din ce în ce mai redusă, regresive, numai uneori în legătură cu marea largă, agitate încă de valuri și curenți și treptat îndulcite, în care s-a depus formațiunea salmastră.

Cele trei formațiuni, depuse în aceste trei faze de sedimentare, reprezintă deci trei timpuri geologice deosebite.

Ca vîrstă, după date pe care le voi expune la locul cuvenit, ele s-ar putea atribui:

Formațiunea continental-lacustră, Helvețianului;

Formațiunea marină, Tortonianului;

Formațiunea salmastră, Sarmațianului.

a) HELVEȚIANUL

Formațiunea continental-lacustră, atribuită Helvețianului, se întîlnește în regiune numai sub forma unor aflorimente izolate, mai mari sau mai mici, ce apar de sub formațiunea marină tortoniană.

Ea apare, în partea de S: la Iablanița (V. Satului, V. Sferdinului Mic, Og. Prioadei, Og. Gușneacului, Og. Pitirini, Malul Roșu), la Mehadia (Og. Bisericii, Og. Dumitrinii, V. Ursească) și la Bolvașnița (V. Bolvașniței, Og. Cornea); în partea de W: la Verendin (Rîpa Țigani, Og. Ocnei), iar în cea de E: la Plugova (Og. lui Petru și Og. Padina Mare).

Institutul Geologic al României

În aceste deschideri, formațiunea continental-lacustră se sprijină direct pe fundament, care este în unele locuri Cristalin (Verendin), în altele Eruptiv (Iablanița), Permian (V. Ursească), sau Jurasic (Mehadia, Bolvașnița, Plugova); pretutindeni prezintă în general același facies petrografic, nu însă și aceeași dezvoltare. Dezvoltarea cea mai completă o are numai în Og. Bisericii, unde măsoară o grosime de 70 m; în celelalte părți este mai subțire (V. Satului, Malul Roșu, V. Bolvașniței, Og. lui Petru, Og. Padina Mare, Verendin), sau foarte subțire (V. Sferdinului, Og. Prioadei, Og. Gușneacului, Og. Pitirini, V. Ursească). Această deosebire de dezvoltare ar putea fi în legătură numai cu faptul că fundul Depresiunii Mehadiei era accidentat și în unele puncte n-a fost acoperit de apele helveține decît o parte de timp.

Formațiunea continental-lacustră de asemenea nu este în toate deschiderile fosiliferă. Din acest punct de vedere excelează numai Malul Roșu și V. Satului; în celelalte locuri resturile organice (mai ales animale) lipsesc sau sînt sporadice. Această variabilitate faunistică nu poate proveni decît din cauza naturii țărmului care delimita bazinul; unde acesta era mîlos, constituit din șisturi negre liasice (Mehadia, Bolvașnița, Plugova), cu apele mereu tulburi, viața animală nu a putut subsista și fosilele sînt rare sau lipsesc, pe cînd unde țărmul era format din roce eruptive, rezistente (Iablanița), cu apele mai limpezi, s-a dezvoltat o viață mai îmbelșugată.

Prin urmare, Helveținul din Depresiunea Mehadiei poate fi întîlnit cînd cu o dezvoltare stratigrafică mai mare, cînd mai mică, și uneori bogat fosilifer, alteori aproape lipsit de fosile.

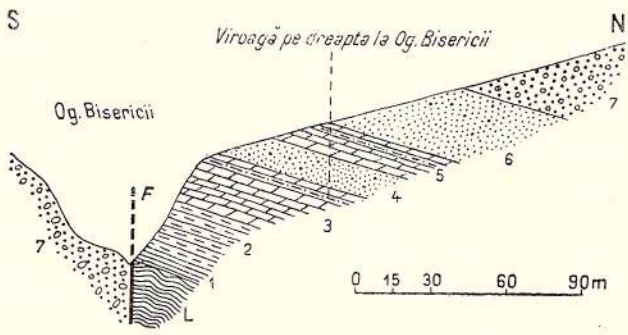


Fig. 2. — Profil geologic în Og. Bisericii (Mehadia).

Voi descrie amănunțit numai deschiderile din Og. Bisericii, pentru date litologice-stratigrafice, și din Malul Roșu, pentru date paleontologice. Din descrierea acestor două profile se pot obține toate datele necesare pentru caracterizarea cea mai completă a Helveținului din regiune.

În Og. Bisericii Helveținul se prezintă astfel (fig. 2):

1. Argilă verzuie, micacee, cu caracter conglomeratic (descoperită pe o grosime de 5 m), așezată direct peste șisturile marnoase, negre, liasice, cu Belemniți, ale fundamentului.

2. Complex de argile cenușii, cu cărbuni și tufuri dacitice, acestea din urmă albe și fine, puțin întărite.

3. Marne în plăci (20—22 m), cenușii sau din loc în loc albicioase, gălbui ori roșcate. Stratul mai cuprinde, la 1 m de la partea superioară, o intercalație

Institutul Geologic al României

(75 cm) de nisip, iar mai jos, cu 1,30 m două intercalații de bentonit, prima de 3 cm, a doua de 10 cm, separate între ele numai printr-o mică șuviță de marnă cenușie. Ca orientare, atît stratul de marne cît și intercalațiile sale, arată o direcție N 80° E și o înclinare de 20° NW.

În general, marnele cuprind multe impresiuni de plante, iar de la 3 m în sus cuprind și destul de numeroase resturi de animale, concentrate mai ales la 3,70 m de la bază pe o grosime de 4 cm și la 11 m pe o grosime de 10 m.

4. Nisip gălbui (9 m), cînd mai fin, cînd mai grosier.

5. Marne cenușii în plăci (13—14 m), cînd mai mult, cînd mai puțin nisipoase. La 6 m de la bază cuprind și o intercalație subțire (8 cm) de bentonit, iar la 1,40 m de la partea superioară altă intercalație ceva mai groasă (20 cm). Orientarea stratului este N 70° E, înclinarea 18° NW. Acest strat este slab fosilifer, conținînd doar rareori impresiuni de plante și ceva resturi de animale.

Deasupra stratului de marne mai urmează:

6. Nisipuri (27 m), cînd mai fine, cînd mai grosiere, la partea inferioară chiar argiloase, verzui în jumătatea inferioară, gălbui în cea superioară.

7. Pietrișuri nisipoase (26 m, partea descoperită) care aparțin formațiunii marine tortoniene.

Limita între formațiunea continental-lacustră și cea marină, este pusă după ultimul strat de marne, atît pentru schimbarea de facies petrografic, cît și, mai ales, pentru faptul foarte important, că nisipurile care le urmează au o răspîndire mai mare în regiune, marcînd deci începutul unei transgresiuni, care ar fi transgresiunea tortoniană.

Între cele două formațiuni, trecerea se face gradat, astfel că nimic nu trădează existența unei lacune stratigrafice între ele, mai degrabă se observă o perfectă continuitate de sedimentare, doar cu schimbare de regim.

În intercalațiile fosilifere ale formațiunii continental-lacustre din Og. Bisericii, se găsesc următoarele forme fosile:

Glyptostrobus europaeus BRONG.
Platanus aceroides GOEPP.
Acer trilobatum ALBR.
Pinus taedeformis UNGER.
Hydrobia (Bythinia) sp.
Neritina picta, FER.
Melanopsis sp.

La acestea se mai pot adăuga și cîteva forme găsite în Og. Dumitrinii:

Planorbis (mici) sp.
Oleacina sp.
Caecilianella sp.
Unio sp.

Institutul Geologic al României

La Malul Roșu, formațiunea continental-lacustră, măsurînd numai 12—13 m grosime, se așterne pe un fundament eruptiv (granitul de Sfîrdinu), puternic alterat la suprafață și transformat în grus. Aici se prezintă astfel (fig. 3):

1. Șisturi cărbunoase brun-negre (2 m grosime).
2. Prundiș gălbui (0,40 m).
3. Argilă cenușiu-verzuie (4,40 m). Stratul, la 1,10 m de la partea superioară, conține și o intercalație (25 cm) de bentonit fin gălbui, iar la 25 cm de la bază, pe 10 cm grosime, este bogat fosilifer, constituind, după specia predominantă, un « Nivel cu *Ostrea crassissima* LAMK. ».

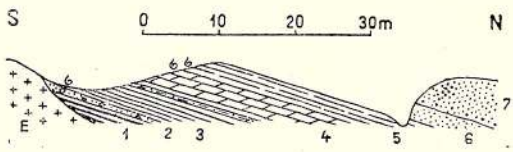


Fig. 3. — Profil geologic în Malul Roșu (Iablanița).

4. Marnă cenușie în plăci (3 m), pe unele locuri șistos-cărbunoasă și cu șuvițe de cărbuni, iar la 1 m de la partea superioară cu o intercalație (30 cm) de grus granitic verzui. Stratul este orientat N 65° W și înclină 17° NE.

La partea superioară (1 m) devine bogat fosilifer, formînd, după specia predominantă, un « Nivel cu *Cerithium bidentatum* DEFR. ».

5. Argilă șistoasă cenușiu-verzuie (2,80 m), pe fețele de separație adesea brun-roșcată, cu dese intercalații subțiri de șisturi bituminoase și de cărbuni. La 1,40 m de la bază este foarte bogat fosiliferă, constituind, după genul predominant, un « Nivel cu *Planorbis* ».

Fosilele ce se găsesc în formațiunea continental-lacustră din Malul Roșu sînt:

Ostrea crassissima LAMK.	foarte numeroasă
Ostrea cochlear POLI	foarte numeroasă
Ostrea gingensis SCHLOTH.	rară
Cardium sp.,	rară,
Arca diluvii LAMK.	foarte rară
Hydrobia frauenfeldi HÖRN.	extrem de numeroasă
Planorbis (mici),	extrem de numeroși
Cerithium bidentatum DEFR.	foarte numeros
Pirenella picta BAST.	foarte numeros
Buccinum schöni HÖRN.	numeros
Neritina picta FER.	numeroase
Melanopsis sp.	rar

Celelalte strate ce se mai văd în deschidere sînt:

6. Nisip argilos cenușiu (2,20 m), fin cu o mică intercalație (20 cm) de argilă gălbuie, la 1 m de la bază.

7. Nisip gălbui (5 m grosime), grosier la partea inferioară, foarte fin la cea superioară; dar acestea nu mai pot aparține formațiunii continental-lacustre, din cauza poziției lor transgresive (fapt vizibil în Og. Pitirini) și, mai ales, pentru

Institutul Geologic al României

fauna pe care o cuprind. Aici, chiar dacă în primul strat în partea inferioară se mai găsesc:

Ostrea cochlear POLI	numeroase
Arca diluvii LAMK.	devenită numeroasă
Pirenella picta BAST.	numeros
Cerithium bidentatum DEFR.	devenit extrem de rar
Buccinum schöni HÖRN.	devenit foarte numeros

pe lîngă ele apar și multe forme noi, ca:

Schizaster sp.	destul de numeros
Cytherea lamarcki AG.	destul de numeroasă
Pectunculus pilosus LINNÉ	rar
Corbula carinata DUJ.	rară
Pina cf. *brochii* D'ORB.	destul de numeroasă
Ancillaria glandiformis LMK.	destul de numeroasă
Natica helicina BROCC.	destul de numeroasă
Conus ponderosus BROCC.	rar
Cypraea amigdalina BROCC.	rară
Terebra fuscata BROCC.	rară

forme dintre care multe fiind tipic marine (*Schizaster*, *Conus*, *Pectunculus*, etc.) denotă clar că avem de-a face cu o schimbare de faună, în stadiu de tranziție, cînd cea veche încă nu se stinsese, iar cea nouă încă nu domnea singură; deci nu poate fi decît sfîrșitul formațiunii continental-lacustre și începutul celei marine.

Încă din 1908 SCHRÉTER (30) considera depozitele formațiunii continental-lacustre ca aparținînd părții inferioare a Mediteraneanului superior, bazat în primul rînd pe intercalațiile de tufuri dacitice ce le cuprinde. Pe atunci se admitea, după KOCH, că aceste tufuri oriunde se întîlnesc înaintea Tortonianului, nu apar niciodată înainte de începutul Helvețianului. În cursurile de stratigrafie ale prof. SAVA ATHANASIU (4) și prof. G. MACOVEI (23) această formațiune este atribuită Helvețianului.

Părerilor vechi li s-ar putea aduce însă următoarele obiecțiuni:

1. Tufurile dacitice, după cum a arătat prof. M. G. FILIPESCU în 1945, se pot întîlni și în formațiuni mai vechi decît Helvețianul; deci aprecierea vîrstei pe baza lor nu mai poate fi sigură.

2. Faciesul sub care se prezintă formațiunea continental-lacustră cu cărbuni, nu este marin-lagunar, cum este faciesul Helvețianului, atît la exteriorul cît și la interiorul Carpaților, ci unul continental-lacustru, asemănător mai de grabă — în special din punct de vedere petrografic — cu acela al depozitelor cu cărbuni de la Petroșani și Bahna, considerate acvitaniene, respectiv burdigaliene.

Institutul Geologic al României

3. Unele fosile, ca:

Ostrea crassissima LAMK.
Cerithium bidentatum DEFR.
Pirenella picta BAST.
Neritina picta FER.

sînt forme comune cu ale depozitelor cu cărbuni, fie de la Petroșani, fie de la Bahna; deci ar putea indica un sincronism.

4. Dintre fosilele pe care le cuprinde formațiunea continental-lacustră nici una nu este net caracteristică pentru Helvețian căci ele au următoarea răspîndire stratigrafică:

Ostrea crassissima LAMK., Burdigalian—Helvețian—Sarmațian;
Ostrea cochlear POLI, Aquitanian—Sarmațian;
Ostrea gingensis SCHLOTH., Burdigalian—Sarmațian;
Arca diluvii LAMK., Burdigalian—Tortonian;
Cerithium bidentatum DEFR., Aquitanian—Helvețian—Tortonian;
Pirenella picta BAST., Aquitanian—Sarmatian;
Buccinum schöni HÖRN., Tortonian;
Neritina picta FER., Aquitanian—Sarmațian.

În urma obiecțiunilor posibile de adus vîrstei helveține a formațiunii continental-lacustre, personal chiar înclinam să cred că într-adevăr această vîrstă nu poate fi cea adevărată, că la mijloc trebuie să fie o greșală și că de fapt vîrsta numitei formațiuni trebuie să fie mai veche, dacă nu aquitaniană, cel puțin burdigaliană.

Reluînd însă problema, două fapte foarte importante sînt totuși împotriva unei vîrste mai vechi:

1. Fauna pe care o cuprinde formațiunea continental-lacustră, deși nu cuprinde forme net caracteristice pentru Helvețian, luată în general, este însă mai frecventă în Miocenul superior decît în cel inferior.

2. Formațiunea continental-lacustră se găsește în continuitate de sedimentare cu formațiunea marină, ce i se suprapune, sigur de vîrstă tortoniană; prin urmare ea nu s-a putut depune decît în timpul epocei imediat inferioare Tortonianului, adică în Helvețian.

În concluzie, formațiunea continental-lacustră din Bazinul Mehadiei pare posibil să aparțină Helvețianului. Această afirmație totuși nu trebuie considerată ca definitivă; noi date culese și din regiunile vecine o vor putea încă întări sau infirma.

b) TORTONIANUL

Tortonianul, reprezentat prin formațiunea marină, apare în regiune sub forma unei fășii continue, cînd mai lată, cînd mai îngustă, ce se poate urmări: în partea de W, de la Luncavița peste Mehadica, Globucraiovei, pînă în Culmea

Institutul Geologic al României

Seacă; apoi pe la S de Iablanița, pînă la N de Mehadia, iar în cea de E, de la N de Mehadia, pînă la N de Og. lui Petru (Plugova). Depozitele sale urmează peste formațiunea continental-lacustră helvețiană, pe care o depășesc de obicei ca întindere, astfel încît marginile lor ajung de se sprijină direct și pe fundamentul regiunii (vezi profilul geologic), în unele locuri Cristalin (toată partea de W), în altele Eruptiv (partea de S pînă la Iablanița), Permian (Iablanița), sau Jurasic (Mehadia—Bolvașnița—Plugova).

Formațiunea marină tortoniană, ca și cea helvețiană, nu este peste tot la fel de dezvoltată, nici ca grosime și nici ca facies petrografic sau paleontologic. Grosimea cea mai însemnată o măsoară numai la Globucraiovei (Og. lui Bălan și Og. Strinii) cca 140 m și la N de Mehadia (Valea Belareca) cca 400 m; în alte locuri este mai subțire.

Ca facies petrografic, pe cînd la Globucraiovei și în toată partea de W este reprezentată printr-o alternanță formată din gresii, nisipuri, argile, marne și calcare, pe Valea Belareca și în toată partea de E a bazinului este constituită mai ales din pietrișuri cu foarte subțiri intercalații de marne.

Deschiderile de la Globucraiovei și Valea Belareca sînt cele mai edificatoare pentru o caracterizare cît mai completă a formațiunii marine, deci a Tortonianului din regiune.

În Og. lui Bălan și Og. Strinii, depozitele au următoarea succesiune (fig. 4):

1. Argilă verzuie (7 m), provenind din dezagregarea șisturilor cristaline (micașisturi, amfibolite), peste care se așează direct și transgresiv; la 20 cm de

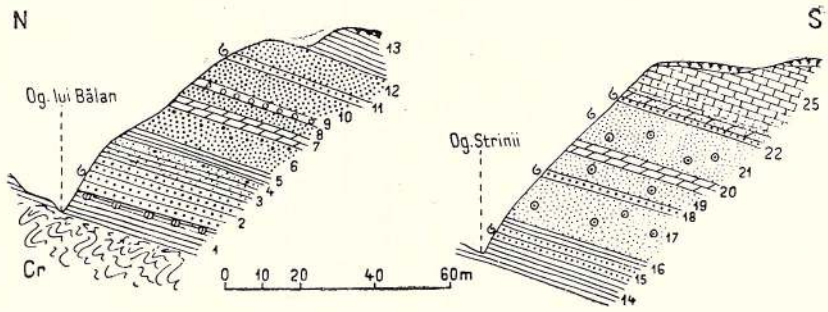


Fig. 4. — Profil geologic în Og. lui Bălan și Og. Strinii.

la partea superioară stratul cuprinde și o intercalație subțire de concrețiuni calcaroase, sferoidale (10—30 cm diam.), albicioase în spărtură.

2. Gresie gălbuie (10 m), cînd mai fină, cînd mai grosieră și din loc în loc cu intercalații subțiri conglomeratice sau de argile nisipoase; acestea din urmă orientate N 45° E, iar ca înclinare 10° SE. Pe toată grosimea stratul este ici-colo fosilifer.

3. Argile, cînd verzui, cînd gălbui sau vineții (5 m), pe unele locuri nisipoase sau chiar cu intercalații subțiri de nisipuri.

Institutul Geologic al României

4. Nisip gălbui-roșcat (2,30 m), grosier mai ales la partea superioară (20 cm), unde este destul de bogat fosilifer.

5. Argilă în genere nisipoasă (1,40 m), la bază roșcată, mai sus verzuie.

6. Nisip gălbui-roșcat (8 m), în jumătatea inferioară mai fin, în cea superioară mai grosier.

7. Marnă verzuie (2,80 m), cu slabe intercalații de nisip.

8. Nisip gălbui-roșcat (3,50 m), grosier.

9. Conglomerat gălbui (1 m), cu aspect concreționar, bogat fosilifer.

10. Nisip gălbui-roșcat (7 m), cînd mai fin, cînd mai grosier.

11. Gresie gălbuie (1,80 m) cu aspect concreționar, bogat fosiliferă, constituind, după specia predominantă, un « Nivel cu *Scutella vindobonensis* LAUBE ».

12. Nisip gălbui-roșcat (7 m) grosier.

13. Argile verzui (10 m), cu slabe intercalații de nisipuri fine roșcate sau gălbui, care devin mai frecvente spre partea superioară; pe unele locuri conțin numeroase nodule calcaroase.

De la acest strat profilul se continuă în Og. Strinii:

14. Argilă verzuie-cenușie (4,20 m), la partea superioară (1,60 m) cu destul de dese dar foarte subțiri intercalații de nisipuri roșcate. Ca orientare întreg stratul arată o direcție N 20° E și o înclinare de 10° SE. Pe unele locuri este bogat fosilifer.

15. Gresie gălbuie (4,20 m), în jumătatea inferioară mai friabilă și chiar cu o intercalație (40 cm) marnoasă; în cea superioară mai compactă, cu aspect concreționar și extrem de bogată în fosile, formînd, după specia predominantă un « Nivel cu *Pecten besseri* ANDRZ. ».

16. Argilă verzuie (1,40 m), la partea superioară nisipoasă.

17. Nisipuri fine (12 m), cu concrețiuni sferoidale de gresii (pînă la 30 cm diam.), cînd cenușii argiloase, cînd gălbui-roșcate, cînd verzui micacee. La 2,60 m de la partea superioară conțin o intercalație (60 cm) de gresie conglomeratică cu aspect concreționar. Întreg stratul este fosilifer.

18. Gresie concreționară (1 m), destul de dură, bogat fosiliferă.

19. Nisip cînd gălbui, cînd cenușiu (6 m), destul de fin, cu concrețiuni sferoidale (1—30 cm diam.) gresoase, dure.

20. Marnă nisipoasă, verzuie (2,80 m), se desface ușor în plăci, slab fosiliferă, cu fosilele foarte fragile.

21. Nisip gălbui (12 m), destul de fin, în partea inferioară (7 m) conține mari concrețiuni sferoidale de gresii dure (10—20 cm diam.), mai sus cuprinde o intercalație (70 cm) de argilă verzuie cu nodule calcaroase, iar la 2,10 m de la partea superioară alta de argilă gălbuie, bogată în impresiuni de plante; întreg stratul este fosilifer.

22. Gresie conglomeratică cu aspect concreționar (1 m), dură, bogat fosiliferă.

23. Marnă nisipoasă (1,20 m), roșcată la bază (40 cm), verzuie mai sus (1,40 m), fosiliferă.

Institutul Geologic al României

24. Nisip gălbui (1 m), la partea inferioară argilos.

25. Calcar alb, de tip Leitha (5,60 m deschis + 8 m aparent din sol), cînd mai fin, cînd mai grosier, cînd mai compact, cînd mai friabil; pe alocurea oolitic; se desface în plăci groase, paralel cu stratificația; în partea deschisă este foarte bogat fosilifer, formînd, după specia predominantă, un « Nivel cu *Pseudamussium oblongum* PHIL. ». Stratul arată o direcție N 20° E și o înclinare 10° SE.

Calcarul de Leitha reprezintă, la Globucraiovei, ultimele depuneri ale Tortonianului, căci peste el, într-o viroagă situată puțin mai la S, urmează depozite (marne și nisipuri) cu o faună tipic salmastră, care revin Sarmațianului.

Formele fosile, ce pot fi găsite în cuprinsul depozitelor formațiunii marine, descrise în cele două deschideri (Og. lui Bălan și Og. Strinii) din apropiere de Globucraiovei, sînt următoarele:

Lithothamnium ramossissimum RSS.	numeros
Borelis melo D'ORB.	numeroasă
Psammobia uniradiatta BROCC.	numeroasă
Clypeaster altus LAMK.	rar
Clypeaster crassicostatus SISM.	f. rar
Clypeaster partschii MICHELIN	rar
Schizaster calceolus LAMBERT	rar
Scutella vindobonensis LAUBE	rară
Panopea menardi DESH.	rară
Tapes vetula BAST.	rar
Venus umbonaria LAMK.	rar
Venus cf. *multilamellata* LAMK.	destul de numero
Venus scalaris BRONN	rar
Cardita jouanetti BAST.	numeroasă
Cardium hians BROCC.	rar
Cardium cf. *turonicum* MAYER	rar
Chama gryphoides LINNÉ.	rar
Lucina incrassata DUB.	numeroasă
Lucina dentata BAST.	rară
Lucina columbella LAMK.	foarte rar
Pectunculus pilosus LINNÉ	numeros
Pectunculus obtusatus PARTSCH	numeros
Arca turonica DUJ.	rară
Arca diluvii LAMK.	numeroasă
Pinna cf. *brochii* D'ORB.	rară
Pecten aduncus EICHW.	rar
Pecten leythaianus PARTSCH	destul de numeros
Pecten besseri ANDRZ.	extrem de numeros
Pseudamussium oblongum PHIL.	extrem de numeros

Institutul Geologic al României

Pecten latissimus BROCC.	foarte rar
Ostrea cochlear POLI	foarte numeroasă
Ostrea digitalina DUB.	destul de numeroasă
Ostrea cf. *lamellosa* BROCC.	destul de numeroasă
Ostrea boblay DESH.	destul de rară
Anomia costata BROCC.	numeroasă
Polia legumen LINNÉ	numeros
Lithodomus lithophagus LINNÉ	numeros
Dendroconus subraristriatus DA COSTA	rar
Lithoconus mercati BROCC.	rar
Chelyconus noe BROCC.	rar
Chelyconus avellana LAMK.	rar
Chelyconus iohannae R. HÖRN.	rar
Chelyconus fuscocingulatus BRONN	numeros
Chelyconus ponderosus BROCC.	numeros
Conus dujardini DESH.	foarte numeros
Voluta rarispina LAMK.	rară
Terebra fuscata BROCC.	rară
Buccinum caronis BRONG.	rar
Cassis saburon LAMK.	destul de numeros
Strombus coronatus DEFR.	numeros
Pyrula condita BRONG.	rară
Pyrula geometra BORSONI	rară
Cerithium crenatum BROCC.	rar
Cerithium spina PARTSCH	rar
Turritella archimedis BROGN.	rară
Turritella turris BAST.	destul de numeroasă
Turritella subangulata BROCC.	numeroasă
Xenophora deshayesi MICH.	rară
Trochus patulus BROCC.	destul de numeros
Natica redempta MICH.	rară
Natica helicina BROCC.	numeroasă
Buccinum brugadinum GRAF	foarte rar
Chenopus pespelicani PHIL.	foarte rar
Vermetus arenarius LINNÉ	rar

Cît privește răspîndirea acestor forme în cuprinsul depozitelor arătate, ele pot fi întîlnite aceleași, aproape în fiecare strat; diferă de la strat la strat numai frecvența lor numerică. În general, în Og. lui Bălan depozitele sînt mai sărace în resturi fosile, pe cînd în Og. Strinii ele sînt foarte bogat fosilifere.

În alte deschideri mai mici, înșirate de-a lungul părții de W a bazinului, de la Luncavița (la marginea de NW a satului) și pînă la Iablanița (aici în Og.

Institutul Geologic al României

Prileagului, Og. Gușneacului, Og. Prioadei, V. Sălișteˌ), în depozitele formațiunilor marine am mai găsit și destul de numeroase colonii de Corali, formate din *Heliastrea conoidea* Rss. și *Heliastrea reussana* Edv.

Pe Valea Belareca formațiunea marină apare în mai multe deschideri înșirate între confluența cu Og. Dumitrinii și Rîpa lui Paul. Aici depozitele sînt mai mult sau mai puțin neritic-litorale și se prezintă cu următoarea succesiune (fig. 5):

1. Complex de pietrișuri și nisipuri (cca 60 m), cu stratificare foarte puțin aparentă, așezat direct și transgresiv pe șisturile negre liasice și parțial pe gresiile și conglomeratele permiene.

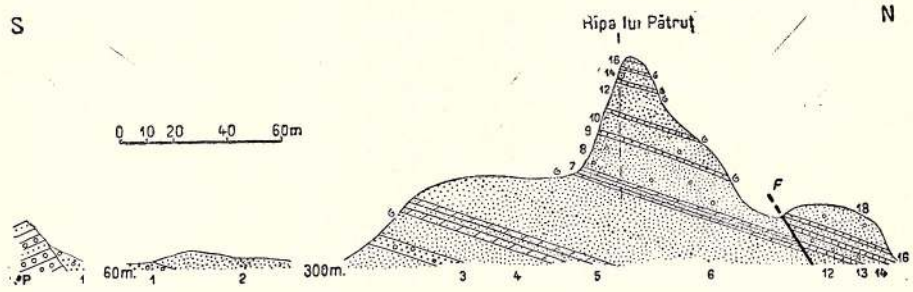


Fig. 5. — Profil geologic pe V. Belareca, între confluența cu Og. Dumitrinii și Rîpa lui Pătruț.

Acest complex, în Og. Dumitrinii, afluent al Văii Belareca, ia o dezvoltare mult mai mare, atingînd cca 350 m grosime.

Avînd o grosime atît de însemnată și caracterul transgresiv, el se întinde, devenind din ce în ce mai grosier, pînă în dealurile Zăbelu și Belibucu, unde formează crestele acestora. Aici cuprinde chiar bolovani de mai mulți metri diametru.

Pe Valea Belareca stratul este descoperit pe malul stîng al apei numai pe 40 m grosime; în malul drept este doar aparent din sol în mici rupturi de teren.

2. Nisipuri verzui, pe alocurea gălbui (cca 300 m), alcătuite din intercalații cînd mai fine și micacee, cînd destul de grosiere (prundișuri), în genere întărite. Stratul este de fapt incomplet descoperit, văzîndu-i-se numai partea inferioară la N de cota 192, în rîpa din malul drept al apei, pe o grosime de 40 m, iar partea superioară, mai sus pe vale, în rîpa lui Pătruț, pe o grosime de 11 m. Am considerat în ambele deschideri același strat, deoarece atît într-un loc cît și în celălalt, caracterele petrografice sînt identice, iar între deschideri solul este bogat nisipos.

Nisipurile din deschiderea inferioară sînt nefosilifere; în cele din deschiderea superioară am găsit un singur exemplar de *Helix* sp.

Nisipurile verzui arată o direcție N 65° E și o înclinare 15—20° NW.

3. Prundiș gălbui (4,40 m), ceva mai nisipos la partea inferioară și superioară, cu stratificație foarte slabă.

Institutul Geologic al României

4. Nisip întărit (10 m) gălbui, pe alocurea verzui, la partea superioară (1 m) fosilifer.

5. Complex marno-nisipos (6,80 m), constînd din numeroase intercalații subțiri de marne cenușii, ce se desfac ușor în plăci paralel cu stratificația, și nisipuri gălbui fine, dispuse în alternanță.

Intercalațiile de marne arată o direcție N 80° W și o înclinare de 15° NE.

6. Nisipuri întărite (27 m), galbene-verzui la partea inferioară (10 m) și destul de fine; mai sus (3,50 m) gălbui, cînd mai fine, cînd mai grosiere, iar la partea superioară (13,50 m) verzui, fine.

La partea superioară, pe o grosime de 1 m, sînt foarte abundent fosilifere, fapt mai ușor vizibil pe drumeagul ce urcă din vale spre cota 387, pe la S de Rîpa lui Pătruț, unde se pot colecta minunate exemplare de fosile; după specia predominantă intercalația formează un « Nivel cu *Lucina columbella* LAMK. ».

7. Complex marno-nisipos (3 m), alcătuit din intercalații alternante de marne cenușii în plăci și nisipuri gălbui.

Intercalațiile de marne arată direcția N 80° E, iar înclinarea 20° NW.

8. Nisipuri (15 m) cînd gălbui, cînd verzui, cînd mai fine, cînd destul de grosiere.

9. Gresie calcaroasă, concreționară (0,30 m), foarte bogat fosiliferă.

10. Nisip (6,30 m) gălbui și destul de grosier la p artea inferioară; verzu și mai fin la cea superioară. Fosilele pe care le cuprinde sînt extrem de fragile.

11. Gresie calcaroasă, concreționară (0,40 m) foarte bogat fosiliferă, formînd după specia predominantă, un « Nivel cu *Pseudamussium oblongum* PHIL.».

12. Nisip gălbui (9 m) în genere destul de fin. La partea superioară (1 m) este foarte bogat fosilifer și după specia predominantă, constituie un « Nivel cu *Pecten besseri* ANDRZ.».

13. Gresie calcaroasă concreționară (0,40 m), la partea superioară oolitică, foarte bogat fosiliferă; partea aceasta, după specia predominantă, formează un alt « Nivel cu *Pseudamussium oblongum* PHIL. ». Direcția N 80° E, înclinarea 20° NW.

14. Nisip gălbui fin (3,20 m), în jumătatea superioară bogat în concrețiuni sferoidale (10—20 cm diametru) de gresii calcaroase; este deasemenea fosilifer.

15. Gresie calcaroasă, concreționară (0,45 m), foarte bogat fosiliferă; acest strat, după specia predominantă, formează al treilea « Nivel cu *Pseudamussium oblongum* PHIL.».

16. Nisip gălbui fin (1,50 m) slab descoperit.

17. Gresie calcaroasă concreționară (0,30 m) parțial descoperită.

La capătul de N al Rîpei lui Pătruț, stratele enumerate sînt tăiate de o falie mare, orientată N 60° W înclinarea 60° NE și cu pasul de 32 m cădere în amonte.

Institutul Geologic al României

După această falie, peste nisipurile și gresiile calcaroase concreționare, urmează o serie de prundișuri și nisipuri (stratele notate 18—19) ce se continuă în Rîpa lui Paul și care, după fauna pe care o cuprind, aparțin Sarmațianului.

Formele fosile întîlnite în cuprinsul depozitelor formațiunii marine de pe Valea Belareca, sînt următoarele:

Lucina columbella LAMK.	foarte numeroase
Arca diluvii LAMK.	numeroasă
Arca turonica DUB.	numeroasă
Pecten besseri ANDRZ.	foarte numeros
Pecten cristatus BRONN	foarte rar
Pseudamussium oblongum PHIL.	extrem de numeros
Venus marginata HÖRN.	numeros
Pectunculus pilosus LINNÉ	foarte numeros
Pectunculus obtusatus PARTSCH	numeros
Corbula carinata DUJ.	numeroasă
Cytherea pedemontana AG.	rară
Cytherea lamarki AG.	rară
Anomya ephippium LINNÉ	numeros
Panopaea menardi DESH.	rară
Conus ponderosus BROCC.	numeros
Conus dujardini DESH.	numeros
Conus fuscocingulatus BROGN.	foarte numeros
Buccinum semistriatum BROCC.	foarte rar
Trochus patulus BROCC.	numeros
Ancillaria glandiformis LAMK.	numeroasă
Sigaretus haliotoideus LINNÉ	rar
Terebra fuscata BROCC.	rară
Turritella turris BAST.	rară
Pleurotoma pretiosa BELL.	rară

Fosilele sînt însă răspîndite numai în partea superioară a depozitelor formațiunii marine din V. Belareca; în cea inferioară se pare că lipsesc. Lipsa fosilelor se datorește faptului că, chiar dacă au existat, ele au fost dizolvate după depunere, în decursul timpului, de către apele de infiltrație ce au circulat cu ușurință prin pietrișurile și nisipurile grosiere atît de mult răspîndite în această parte a formațiunii.

Resturile fosile pe care le cuprinde formațiunea marină arată, prin numărul mare și prin varietatea lor, că în timpul cînd s-a depus această formațiune, în bazin se instaurase un mediu cu excelente condiții de viață. În special prezența Coralierilor este un indiciu că în regiune era un climat cald (tropical) cu o temperatură medie în jurul a 22°.

Institutul Geologic al României

În privința vîrstei depozitelor care constituie formațiunea marină, toți cercetătorii, de la Z. SCHRÉTER încoace, sînt de părere că ele aparțin Mediteraneanului superior (27, 1908). Majoritatea fosilelor însă ce se găsesc în cuprinsul acestor depozite (*Clypeaster partschii* MICH., *Schizaster calceolus* LAMBERT, *Lucina columbella* LAMK., *Ancillaria glandiformis* LAMK., *Pectunculus pilosus* LINNÉ, *Pecten leythajanus* PARTSCH, *Terebra fuscata* BROCC., *Strombus coronatus* DEFR., *Trochus patulus* BROCC., etc.), sînt răspîndite aproape numai în Tortonian, în toate bazinele bine cunoscute din interiorul arcului carpatic (Bas. Transilvaniei, Bas. Beiușului, Bas. Vienei, etc.). Deci formațiunea marină din Bazinul Mehadiei se poate atribui sigur Tortonianului.

c) SARMAȚIANUL

Depozitele ce se pot atribui Sarmațianului (formațiunea salmastră) ocupă cea mai mare parte a Bazinului Mehadiei, fiind răspîndite între S de Iablanița — N Dealul Domașnei, E Globucraiovei — Globurău, avînd o grosime totală pînă la cca 1.200 m. Comunele Petnic, Plugova, Crușovăț, Cuptoare, Cornea și Domașnea sînt așezate în plin Sarmațian.

Ca natură petrografică sînt reprezentate prin numeroase strate de pietrișuri, nisipuri și marne, ce se succed alternativ.

În privința resturilor fosile, conțin o faună complet deosebită de cea tortoniană și anume, una de tip salmastru (Ceriți, Mactre, Ervilii, Cardiacee, etc.). Acestea arată că sedimentarea lor s-a făcut în condiții de ape fără legături permanente cu marea largă și treptat îndulcite, în ape salmastre.

Ele se găsesc în continuitate de sedimentare și concordante cu depozitele tortoniene, dar treptat regresive spre N și E, înclinînd sub un unghi ce variază între 15° (la partea inferioară) și 5° (la cea superioară).

Poziția treptat regresivă a acestor depozite este dovedită nu atît prin întinderea lor actuală, din ce în ce mai redusă spre partea superioară, situație care ar putea fi pusă și pe seama unei eroziuni, ci mai ales de prezența stratelor de pietrișuri. Acestea sînt uneori foarte groase și intercalate la diferite nivele, cu atît mai restrînse spre NE cu cît sînt mai superioare. Pietrișurile fiind în general depuneri caracteristice zonei litorale, ele marchează deci linii de țărm și astfel arată minunat cum apele Sarmațianului s-au retras treptat-treptat spre NE pînă la colmatarea completă a bazinului.

Între cele mai groase strate de pietrișuri există marne și nisipuri chiar cu anumite grupări faunistice, fapt ce înseamnă că ele marchează episoade însemnate nu numai din evoluția apelor din basin, ci și a vieții în aceste ape. Faptul este deosebit de important, pentrucă el poate servi foarte bine ca să se subdividă grosimea foarte mare a depozitelor sarmațiene în mai multe orizonturi (vezi coloanele stratigrafice). Orizonturile ușor de urmărit pe teren sînt:

Institutul Geologic al României

Orizontul 1 (bază) . . 40— 90 m grosime
» 2 . . . . . 195—219 m »
» 3 . . . . 102—212 m »
» 4 . . . 120—155 m »
» 5 (partea sup). cca 500 m grosime

Fiecare dintre aceste orizonturi se prezintă astfel:

ORIZONTUL 1

Depozitele Orizontului 1 apar în regiune numai în partea de S, sub forma unei fîșii, din Valea Sălișteе (Iablanița), peste Valea Globu și Valea Mehadica,

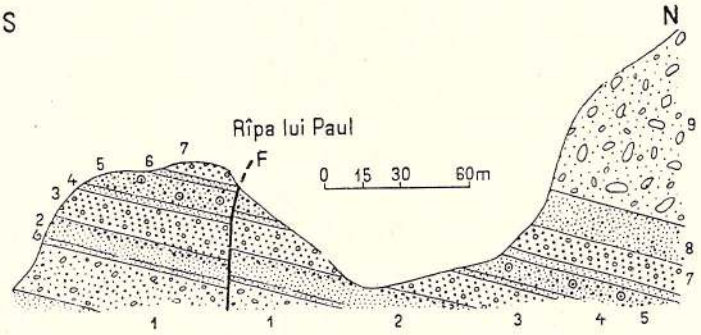


Fig. 6. — Profil geologic în V. Belareca (malul drept).

pînă în Valea Belareca, la S de Plugova. Complet descoperite se găsesc numai pe Valea Belareca în Rîpa lui Paul și destul de mult, pe Valea Mehadica, lîngă Iablanița, în capul Dealului Patalașca.

În Rîpa lui Paul, pe o grosime de 90 m, se prezintă astfel (fig. 6):

1. Prundiș gălbui-roșcat (20 m), așezat concordant peste nisipurile cu intercalații de gresii calcaroase concreționare, bogat fosilifere, tortoniene. Stratul este bine descoperit numai în partea inferioară (5 m), mai sus devine doar aparent din sol. Pare a nu fi fosilifer.

2. Nisip gălbui (13,50 m), la partea inferioară (2,20 m) foarte fin micaceu-argilos, mai sus (2 m) grosier, apoi (3 m) iarăși foarte fin, micaceu-argilos, iar în jumătatea superioară foarte grosier. Din loc în loc, în jumătatea inferioară și mai ales în cea superioară, cuprinde intercalații lenticulare de pietrișuri. De asemenea, ici-colo, se văd și concrețiuni tabulare de gresii. Ca orientare arată: direcția N 75° E, înclinarea 15° NW. La bază (1 m) este destul de bogat fosilifer, conținînd:

Ervilia trigonula SOKOL.	rară
Pirenella picta BAST.	numeros
Mohrensternia inflata ANDRZ.	numeroasă
Modiola sp.	rară

Institutul Geologic al României

3. Prundiș gălbui (13 m), în partea inferioară (6 m) și superioară (4 m), cu elemente mari pînă la 5 cm diametru; la mijloc (3 m) nisipos.

4. Nisip fin (2,80 m), la partea inferioară gălbui, la cea superioară verzui.

5. Nisip grosier (9,50 m), cu concrețiuni sferoidale (10—20 cm diametru) de gresii, diseminate rar.

6. Nisip fin micaceu (2,80 m), la bază cu o intercalație subțire (10—30 cm) de gresie tabulară; în partea inferioară argilos verzui, în cea superioară gălbui-roșcat.

7. Pietriș gălbui-albicios (13,50 m), cu elementele pînă la 5 cm diametru, pe unele locuri destul de curat, pe altele nisipos.

8. Nisipuri fine sau mai grosiere, cu intercalații subțiri de argile și marne nisipoase (15 m grosime), strat slab descoperit, dar aparent în numeroase rupturi din sol.

Peste acest strat, în partea de N a Rîpei lui Paul, mai urmează încă unul de bolovăniș foarte gros (70 m), cu care însă începe Orizontul 2.

În partea de S a Rîpei lui Paul stratele ce se văd aici sînt de asemenea tăiate de o falie. Aceasta este orientată N 18° W, are o înclinare variabilă între 75—90°, iar pasul 4,90 m cu cădere în aval.

În Valea Mehadica, lîngă Iablanița, pe malul drept al apei, în capul Dealului Patalașca, Orizontul 1, pe o grosime de 40 m, se prezintă cu componența și succesiunea următoare (fig. 7):

1. Nisip gălbui întărit (4,50 m), destul de grosier, așezat peste ceva marne nisipoase cenușii, acoperite de aluviuni, care probabil aparțin tot Sarmațianului (Tortonianul nu este descoperit aici).

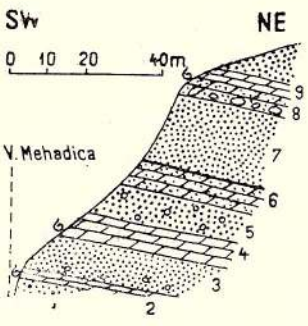


Fig. 7. — Profil geologic în V. Mehadica (lîngă Iablanița).

2. Marne cenușii-verzui în plăci (2,50 m). La 1,30 m de la bază prezintă o intercalație (40 cm) de nisip gălbui. Sînt fosilifere pe toată grosimea, dar cea mai mare abundență de faună se află la 90 cm de la bază, pe o grosime de 40 cm și la 60 cm de la partea superioară, pe 15 cm grosime.

3. Nisip gălbui întărit (9 m), la partea superioară foarte fin, micaceu; mai jos pe unele locuri fin, pe altele grosier, conținînd chiar cuiburi sau lentile de pietriș mărunt.

4. Marne cenușii (8 m), cu numeroase intercalații subțiri de nisipuri gălbui sau cenușii. Ca orientare arată N 50° W și 10° înclinare NE. Sînt fosilifere numai la bază (1,40 m), unde formează un « Nivel cu *Ervilia trigonula* Sokol ».

5. Nisip grosier (8 m) gălbui sau ici-colo roșcat, pe unele locuri cuprinzînd chiar cuiburi de pietriș.

6. Marne cenușii-gălbui și nisipuri (8 m), rău descoperite.

În deschidere, peste acest ultim strat mai urmează:

Institutul Geologic al României

7. Nisip gălbui, pe alocurea roșcat sau verzui (18,50 m), în general cu bobul destul de fin, însă are și părți destul de grosiere; partea inferioară (8 m) mai slab descoperită (se vede numai din sol și mîncături de ape).

8. Bolovăniș (2,60 m), la partea inferioară format din blocuri pînă la 1,50 m diametru; la cea superioară mai mărunt.

9. Marne cenușii (5,20 m), cu numeroase intercalații subțiri de nisipuri gălbui, cenușii sau roșcate, mai ales în jumătatea inferioară. La partea superioară sînt slab descoperite, aparente numai din sol. La 0,70 m de la bază bogat fosilifere.

Dar stratele 7 și 8, urmărite spre V. Belareca, se observă că sînt o continuare a stratului de bolovăniș, din Rîpa lui Paul, gros de 72, m cu care acolo începe Orizontul 2. Deci și aici acestea formează baza Orizontului 2.

Din punct de vedere faunistic primul orizont sarmațian din Valea Mehadica se caracterizează prin următoarele forme fosile:

Ervilia trigonula Sokol.	numeroasă
Ervilia podolica Eichw.	rară
Corbula carinata Duj.	rară
Clavatula döderleini Hörn.	rară
Neritina picta Ferm.	numeroasă
Pirenella picta Bast.	foarte numeroasă
Pithocerithium rubiginosus Eichw.	numeros
Pirenella disjuncta Sow.	rară
Buccinum duplicatum Sow.	rar
Bulla lajonkaireana Bast.	foarte numeroasă
Mohrensternia inflata Andrz.	numeroasă
Mohrensternia sarmatica Friedb.	rară
Mactra sp.	rară
Helix sp.	foarte rar

Frecvența acestor forme variază însă de la strat la strat în sens vertical și de la loc la loc în sens orizontal, atît ca număr de specii, cît și ca număr de indivizi.

Cea mai mare frecvență se găsește numai în nivelul cu *Ervilia trigonula* Sokol.

Este important de menționat că, deși partea finală a depozitelor tortoniene cuprinde o faună foarte bogată, aceasta nu se mai găsește aproape deloc în baza Sarmațianului. Faptul nu se poate explica decît admițînd că trecerea de la stadiul marin al Tortonianului la cel salmastru al Sarmațianului, s-a făcut atît de repede, încît formele marine, neputîndu-se adapta noilor condiții, au dispărut brusc și altele salmastre le-au luat locul. De o secare sau o colmatare temporară nu poate fi vorba, pentrucă lipsesc cu desăvîrșire atît depuneri de săruri prin concentrație, care ar trebui să existe în cazul unei secări, cît și pietrișuri cu faună tortoniană, în măsură să susțină existența unei colmatări.

Institutul Geologic al României

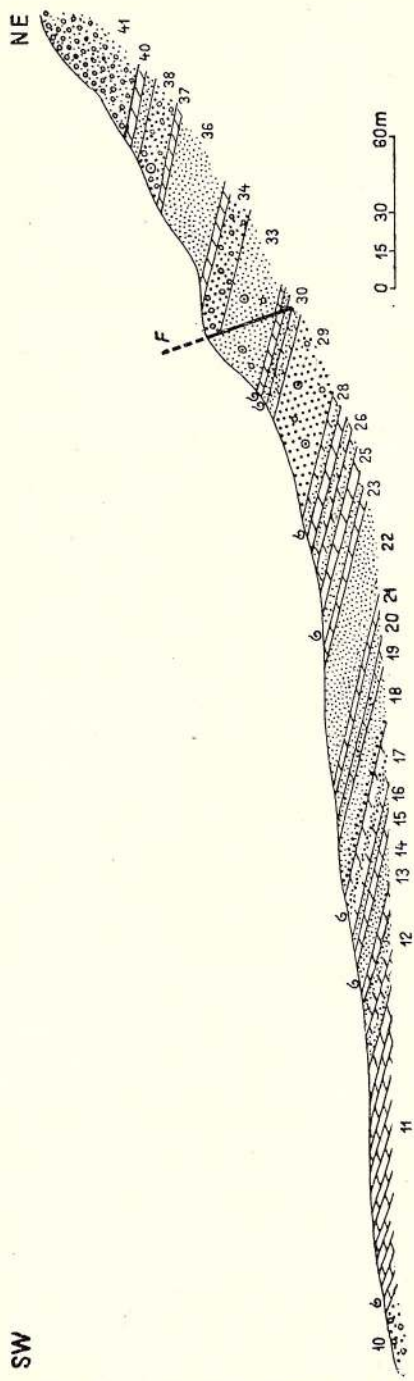


Fig. 8. — Profil geologic în Og. Bigheiului.

ORIZONTUL 2

Este răspîndit în regiune deasemenea numai în partea de S, întinzîndu-se de la Petnic, în lungul Văii Globu, pe la N de Iablanița, peste V. Mehadica pînă în V. Belareca la E de Plugova. Întinderi mai mari formează pe versantul drept al Văii Globu, între Petnic și Iablanița și pe versantul stîng al Văii Belareca, pe versantul de W al Dealului Belibucu. Peste tot unde este răspîndit, apare în numeroase deschideri, unele mai mari, altele mai mici, dar cele mai complete se găsesc numai la E de Iablanița în Og. Bigheiului și pe Valea Belareca, în malul drept al apei, între Rîpa lui Paul și Rîpa lui Borlan.

În Og. Bigheiului, completat și cu partea bazală, vizibilă în capul Dealului Patalașca, Orizontul 2, pe o grosime de 219 m, se prezintă astfel (fig. 8):

10. Prundiș gălbui-albicios (2,50 m), vizibil la gura ogașului, în drumul Dielului, urmînd după ultimul strat de marne din deschiderea din capul Dealului Patalașca (V. Mehadica).

11. Marne cenușii (28 m), ușor separabile în plăci, conținînd ici-colo și intercalații subțiri de nisipuri gălbui, cenușii, sau roșcate. Întreg stratul este fosilifer, dar pe cînd în partea inferioară fosilele sînt mai numeroase, în cea superioară și mijlocie se întîlnesc foarte rareori. Cele mai importante intercalații fosilifere se găsesc în partea inferioară, prima (5 cm) chiar la bază (partea din strat vizibilă tot în drumul Dielului), a doua (15 cm) mai sus, la 0,70 m de la bază, constituind un « Nivel cu *Cerithium andrzejowskii* FRIEDB.», iar a treia (85 cm) cu 30 cm și mai sus.

Ca orientare stratul de marne arată o direcție N 70° E și o înclinare de 12° NW.

Institutul Geologic al României

12. Nisipuri fine, gălbui, roșcate sau cenușii, în alternanță deasă cu marne cenușii (8,30 m).

13. Marne cenușii (2 m), cu două intercalații destul de subțiri de nisipuri gălbui.

14. Nisip gălbui (3,50 m), cu slabe intercalații de marne cenușii; la 0,70 m de la bază conține o intercalație (10 cm) marnoasă fosiliferă.

15. Marnă cenușie (1 m), la partea superioară (40 cm) foarte nisipoasă. Stratificația acestei părți superioare este foarte complicată din cauza unor curgeri gravitaționale, ce au avut loc în timpul sau imediat după sedimentare.

16. Nisip gălbui, pe alocurea verzui (1,60 m). În general este fin, dar are și cîteva porțiuni mai grosiere. Cuprinde și cîteva intercalații subțiri de marne cenușii, iar la 0,60 m de la partea superioară conține din loc în loc și concrețiuni sferoidale de gresii.

17. Marne cenușii în alternanță deasă cu nisipuri cenușii sau gălbui (6,20 m), la partea inferioară predominînd marnele, iar la cea superioară, nisipurile. La 2,80 m de la bază, într-o intercalație (10 cm) de nisip cenușiu, sînt fosilifere. Deasemenea, la 0,70 m de la partea superioară, la baza unei intercalații (80 cm) de marne, deranjată de alunecări gravitaționale din timpul sedimentării datorită probabil unui cutremur, devin fosilifere.

18. Nisip gălbui întărit (5,60 m), cu trei intercalații foarte subțiri de marne cenușii. La 1 m de la bază devine mai grosier; conține și fosile răspîndite sporadic.

19. Marne cenușii în alternanță deasă cu nisipuri cenușii sau gălbui (2,40 m); la partea superioară (1 m) deranjate de alunecări gravitaționale din timpul sedimentării.

20. Nisipuri gălbui (3,20 m). La 70 cm și la 1,20 m de la bază cu două intercalații (15 cm, respectiv 60 cm grosime) de marne cenușii în plăci.

21. Marne cenușii în alternanță deasă cu nisipuri cenușii (1 m).

22. Nisipuri (14 m), la partea inferioară (2,10 m) și superioară (2,50 m) gălbui, la mijloc cu intercalații subțiri de marne cenușii.

23. Marne cenușii în plăci (2 m), pe alocurea destul de nisipoase; direcția N 65° E, înclinarea 10° NW.

24. Nisip (2,60 m), la bază cenușiu (70 cm), apoi gălbui (1,90 m), cele două porțiuni fiind despărțite între ele printr-o intercalație (5 cm) de gresie tabulară. Partea inferioară este slab fosiliferă.

25. Marne cenușii în plăci (3 m), în jumătatea superioară apar două intercalații subțiri de nisipuri fine, una gălbuie (25 cm), alta cenușie (15 cm). Stratul arată o direcție N 70° E și o înclinare 12° NW.

26. Nisipuri fine gălbui sau cenușii, în alternanță deasă cu marne cenușii în plăci (7,50 m).

27. Marne cenușii în plăci, cu slabe intercalații nisipoase (3 m).

28. Nisipuri fine cenușii sau gălbui, în alternanță deasă cu marne cenușii (4 m). La bază (2 m) și la partea superioară (1 m) cu stratificație complicată, datorită unor curgeri gravitaționale din timpul sedimentării. În partea inferioară conține fosile rare.

Institutul Geologic al României

29. Nisipuri (20 m), întărite, gălbui în jumătatea inferioară, pe alocurea și cenușii, conțin două intercalații de prundișuri întărite: prima (1 m) la 11 m de la bază, a doua (2,30 m) la 1,50 m de la partea superioară. Din loc în loc stratul conține concrețiuni sferoidale de gresii distribuite neregulat. La 6 m de la bază, deasupra unei slabe intercalații de marnă cenușie, pe o mică porțiune variabilă ca grosime, conțin fosile. La partea superioară cu impresiuni de plante.

30. Marne cenușii, în alternanță cu nisipuri gălbui (3,50 m); la partea inferioară (2,10 m) predomină nisipurile, iar la cea superioară (1,40 m) marnele.

31. Nisip gălbui (3 m), cînd mai fin, cînd mai grosier, din loc în loc cu concrețiuni globuloase de gresii și ici-colo cu intercalații foarte slabe și discontinue de marne cenușii. Fosilele sînt foarte rare.

32. Marne cenușii (2 m), la partea inferioară (70 cm) nisipoase. Tot aici, în părțile mai grosiere, conțin și numeroase fosile bine păstrate.

33. Nisipuri gălbui întărite (17,50 m), cînd mai fine, cînd mai grosiere. La suprafață sînt modelate de agenți externi în forma unor piramide, cu cîte o placă de gresie în vîrf, provenită din fragmentarea unei intercalații subțiri (10 cm) de gresie dură tabulară, cu care se termină stratul la partea superioară. Rar și neregulat distribuite, conțin și concrețiuni sferoidale de gresii dure. La bază, pe o porțiune mai grosieră (20 cm), și la 1,40 m de la bază (30 cm) sînt destul de bogat fosilifere.

În Og. Bigheiului stratele 31, 32, 33, 34 sînt tăiate de o falie care arată direcția N 50° W, înclinarea 70° NE.

34. Pietriș întărit, pe alocurea puternic cimentat (10 m), format din bucăți rotunjite. Dimensiunea elementelor mari în medie este de 7—10 cm diametru.

35. Marne cenușii (3,50 m), în general nisipoase, ce se desfac ușor în plăci. Ca orientare au direcția N 55° E, iar înclinarea 14° NW.

36. Nisip fin gălbui (22,50 m), la mijloc cu o intercalație (1,40 m) de marnă cu impresiuni de plante.

37. Marnă verzuie (1 m).

38. Prundiș gălbui (11 m), cu rare concrețiuni emisferice (pînă la 1 m diametru) de conglomerate.

39. Nisip fin gălbui (4 m), cu intercalații foarte subțiri de marne cenușii-verzui.

40. Marne cenușii-verzui (4 m), cu două intercalații de nisipuri gălbui, prima (25 cm) la 1 m de la bază, a doua (40 cm) mai sus cu 0,80 m.

Peste stratul de marne mai urmează în deschidere un strat foarte gros de conglomerate, descoperit 10 m și aparent din sol pe încă 25 m, care însă reprezintă începutul unui nou orizont, Orizontul 3.

În Og. Bigheiului, din depozitele Orizontului 2, am recoltat următoarele fosile:

Irus gregarius PARTSCH	foarte rar
Ervilia podolica EICHW.	foarte rară
Cardium ringeiseni JEK.	rar
Mactra sp.	rară

Institutul Geologic al României

Mohrensternia inflata ANDRZ.	numeroasă
Mohrensternia sarmatica FRIEDB.	rară
Buccinum duplicatum SOW.	rar
Murex sublavatus EICHW.	rar
Neritina picta FER.	numeroasă
Bulla convoluta BROCC.	numeroasă
Cerithium andrezjowskii FRIEDB.	numeros
Pithocerithium rubiginosum EICHW.	numeros
Pirenella picta DEFR.	f. numeroasă

Fosilele sînt răspîndite mai mult în partea inferioară a depozitelor.

În V. Belareca, Orizontul 2, vizibil în malul drept al apei, între Rîpa lui

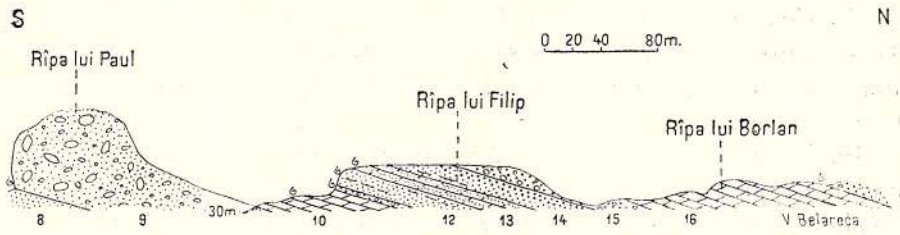


Fig. 9. — Profil geologic în V. Belareca.

Paul (baza) și Rîpa lui Borlan (partea superioară), pe o grosime de 195 m, are următoarea succesiune stratigrafică (fig. 9):

9. Bolovăniș (70 m) cu elementele mari (în medie de 15—20 cm diametru). Stratul arată o stratificație destul de netă, fapt scos în evidență prin cele cîteva intercalații subțiri de nisipuri grosiere gălbui pe care le cuprinde, iar în locul unde atinge valea, într-o intercalație marno-nisipoasă, devine chiar bogat fosilifer. Fosilele sînt cantonate numai la partea inferioară, marnoasă, a intercalației, pe o grosime de 1,40 m. Intercalația fosiliferă indică o orientare a stratului N 80° E și înclinare 15° NW.

Cu stratul de pietriș profilul trece spre N în Rîpa lui Filip (SW de Plugova). Aici se continuă cu:

10. Marne cenușii în plăci (25 m) cu intercalații subțiri de nisipuri fine, cenușii sau gălbui (sînt deranjate de alunecări). Întreg stratul (marne și nisipuri) este fosilifer. În privința poziției lui normale, o mică porțiune din partea superioară, rămasă pe loc, imediat sub prundișul ce urmează, arată direcția N 65° E, iar înclinarea 11° NW.

11. Prundiș întărit cenușiu (3,20 m), pe alocurea conținînd și cuiburi de pietriș, ori nisip sau chiar intercalații foarte subțiri discontinue de marne cenușii. Stratificația nu este prea bună. La bază, pe 20 cm, fosilifer.

Institutul Geologic al României

12. Nisip întărit (12 m), cînd cenușiu, cînd galben-verzui, cu intercalații discontinue de marne cenușii în plăci, unele mai subțiri, altele destul de groase. Stratificația slabă. Stratul este fosilifer la 1 m de la bază, pe 95 cm; mai sus cu 1 m, pe 5 cm grosime, și mai sus, la 2,90 m, pe 10 cm, iar la 3 m de la partea superioară, pe o grosime de 0,90—1,20 m. Porțiunile fosilifere au o dezvoltare variabilă în cuprinsul stratului; de regulă se găsesc cuprinse în părțile mai grosiere.

13. Marne cenușii în plăci (10,50 m), cu numeroase intercalații de nisipuri cenușii sau gălbui, unele subțiri și mai deseori continue, altele foarte groase (1—2 m) dar discontinue, lenticulare. Stratul este bogat fosilifer în jumătatea inferioară, mai ales în punctul unde atinge valea.

14. Nisip gălbui (12 m), cu numeroase intercalații subțiri și discontinue de marne cenușii, iar la partea superioară și cu prundișuri, care de obicei sînt fosilifere.

15. Conglomerat gălbui (cca 10 m), la bază (1 m) cu elemente mari (20—30 cm diametru), mai sus pare însă a se amesteca cu nisip sau chiar cu marne. Stratul nu este prea bine deschis, dar ține din Rîpa lui Filip pînă lîngă podul de șosea Plugova.

16. Marne cenușii în plăci (52,50 m), cu rare intercalații subțiri (nici una nu trece de 80 cm) de nisipuri gălbui sau cenușii. Sînt vizibile în capătul de W al podului peste Belareca, la Plugova. Stratul este foarte sărac în fosile, neconținînd decît la partea superioară, lîngă șosea, cîteva cuiburi cu *Irus gregarius*, *Mactra podolica*, *Cardium* sp., etc. Ca orientare arată direcția N 80° W, înclinarea 15° NW.

Cu aceste marne se termină Orizontul 2 în V. Belareca, deoarece stratul de conglomerate (cca 50 m) care le urmează face parte din nivelul stratigrafic al stratului de conglomerat (58) din Og. Bigheiului, cu care am considerat că începe Orizontul 3.

În cuprinsul depozitelor Orizontului 2 de pe V. Belareca, am găsit următoarele forme fosile:

Cardium vindobonense LASK.	numeros
Ervilia trigonula SOK.	rară
Ervilia podolica EICHW.	numeroasă
Clavatula döderleini HÖRN.	rară
Neritina picta FER.	destul de numeroasă
Buccinum duplicatum SOW.	rar
Timisia pseudopicta var. *carinata* JEK.	rară
Trochus prosiliens EICHW.	rar
Pirenella picta DEFR.	numeroasă
Pithocerithium rubiginosum EICHW.	numeros
Bulla lajonkaireana BAST.	rară
Bulla convoluta BROCC.	rară.

Institutul Geologic al României

ORIZONTUL 3

Este aparent în regiune pe o fîșie de teren largă de 500—1000 m, ce coboară începînd de la Luncavița spre S, pe la Mehadica — E Globucraiovei — E Petnic, pînă în dreptul comunei Iablanița, de unde se îndreaptă spre E, trecînd peste V. Mehadica, pînă în V. Belareca, la N de Plugova. Depozitele acestui orizont sînt deasemenea vizibile în foarte numeroase deschideri pe toată întinderea arătată, dar cele mai multe sînt mici și parțiale. Locurile unde poate fi urmărită o succesiune întreagă sînt Og. Radici (E Petnic) și V. Belareca (N de Plugova).

În Og. Radici, pe o grosime de 250 m, se prezintă astfel (fig. 10):

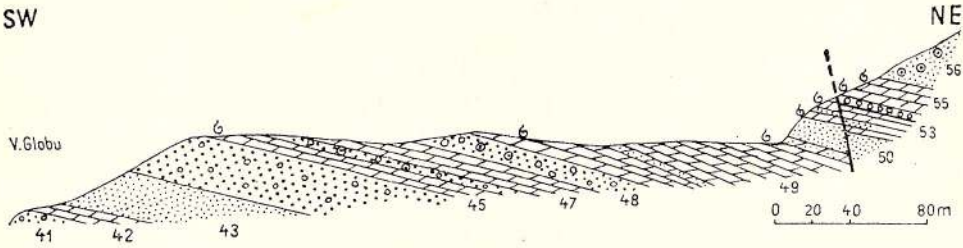


Fig. 10. — Profil geologic în Og. Radici (Petnic).

41. Conglomerate (4 m), reprezentînd numai partea superioară a ultimului strat din Og. Bigheului, care de acolo, trecînd peste Og. Ruginii (izvor), Og. Padinii Mari (izvor) — Og. Mare (mijloc) — Og. Petnicului (aproape de gură), ajunge în Og. Radici, puțin mai sus de gură. Acest strat este admirabil descoperit în Og. Mare, unde măsoară 58 m grosime, are o structură încrucișată și formează o cascadă înaltă de cca 30 m în calea firișorului de apă ce-l traversează printr-o cheie foarte strîmtă (50—80 cm) și destul de adîncă.

42. Marne cenușii în plăci (8 m), cu slabe intercalații nisipoase, orientate N 60° W și înclinate 15° NE. Par a nu fi fosilifere căci nu s-a întîlnit nici un rest organic.

43. Nisipuri fine (24 m), în jumătatea inferioară cenușii micacee și cu dese dar foarte subțiri intercalații de marne cenușii; în cea superioară sînt gălbui, micacee, iar din loc în loc cuprind și concrețiuni sferoidale sau discoidale de gresii. Această parte pare a avea o structură încrucișată.

44. Complex de prundișuri gălbui cu nisipuri gălbui, fine sau mai grosiere (26 m grosime), cu stratificație încrucișată.

45. Marne cenușii în plăci (6 m), cu intercalații de nisipuri fine, gălbui sau cenușii, mai ales în jumătatea inferioară. La 2 m de bază sînt fosilifere (5 cm).

46. Complex gălbui de nisipuri, mai fine sau mai grosiere, cu prundișuri (4,20 m) sub formă de intercalații lenticulare sau de cuiburi, foarte bogat în concrețiuni mari sferoidale sau tabulare de gresii, mai ales la partea superioară.

Institutul Geologic al României

47. Marne cenușii în plăci (10 m). În jumătatea inferioară (5 m) cu rare intercalații de nisipuri, în cea superioară (5 m) foarte frecvente. Pe o porțiune de 5 m de la bază sînt și fosilifere.

48. Pietriș întărit (10 m), pe unele locuri cu elemente de bolovăniș (60—80 cm diametru), în altele, cu intercalații neregulate de nisipuri gălbui, uneori fine, alteori grosiere, iar pe alocuri conținînd și concrețiuni mari conglomeratice. În medie dimensiunea bobului elementelor mari este de 10 cm diametru. Nu sînt prea bine stratificate. La partea superioară devin din ce în ce mai nisipoase.

49. Marne cenușii în plăci (42 m grosime). La 19 m de la bază (pe 6 m grosime) și la partea superioară (3 m) sînt nisipoase. Începînd de la bază, pe o grosime de 14 m sînt și fosilifere. De asemenea sînt fosilifere și la 4 m de la partea superioară, pe o grosime de 5 m. Ca orientare au direcția N 35° W și înclinarea 5° NE. Este însă probabil ca să fie puțin deranjate de alunecări, căci acest strat a provocat mari alunecări de teren pe flancul stîng al ogașului.

50. Nisip gălbui (14,50 m) foarte fin, micaceu, cu intercalații foarte subțiri marnoase.

51. Marne cenușii în plăci (2 m). La 70 cm de la partea superioară devin foarte abundent fosilifere (10 cm), constituind după specia predominantă, un « Nivel cu *Ostrea crassissima* LAMK. ».

52. Nisip gălbui (2 m) fin, cu intercalații foarte subțiri marnoase.

Stratele 50, 51, 52, 53 sînt tăiate de o mică falie locală, orientată N—S, înclinată 85° E, cu pasul de 1,50 m cădere în amonte.

53. Marne cenușii în plăci (6 m), în partea inferioară și superioară ceva mai nisipoase. La 75 cm de la bază fosilifere (70 cm). Ca orientare arată N 15° W și căderea 10° NE.

54. Conglomerat gălbui (5 m), în Og. Cusatul măsoară 20—30 m grosime.

55. Marne cenușii (14 m), cu rare intercalații subțiri de nisipuri gălbui sau cenușii.

56. Nisip gălbui (76 m) bine descoperit (36 m) și aparent din sol (încă 40 m), pe unele locuri destul de fin, în altele grosier și bogat în concrețiuni de gresii tabulare, ovale, sferoidale, de dimensiuni pînă la 1 m diametru.

Stratele 55 și 56 le considerăm ca aparținînd unui nou orizont, Orizontul 4, complet descoperit în Og. Drăghineaculuí (E Crușovăț).

Ca resturi fosile în cuprinsul depozitelor ce formează Orizontul 3 din Og. Radici, am colectat următoarele:

Pithocerithium rubiginosum EICHW.	rar
Pirenella picta DEFR.	destul de rară
Neritina picta FER.	destul de numeroasă
Ostrea cochlear POLI	destul de numeroasă
Ostrea crassissima LAMK.	destul de numeroasă
Irus gregarius PARTSCH	destul de rar

Institutul Geologic al României

Asupra deschiderii din Og. Radici, din punct de vedere faunistic, se poate spune în general că fosilele sînt puțin răspîndite.

În V. Belareca, Rîpa lui Borlan și Rîpa lui Gîrdan, Orizontul 3, pe o grosime de 102,50 m, este reprezentat prin următoarea succesiune stratigrafică (fig. 11):

17. Conglomerate (cca 50 m grosime), în partea superioară și inferioară mărunt (vizibil 7 m în marginea șoselei la N de Rîpa lui Borlan și 8 m în malul apei la S de Rîpa lui Gîrdan), iar în partea mijlocie cu elemente mari pînă la 0,50—1 m diametru (aflorează din sol).

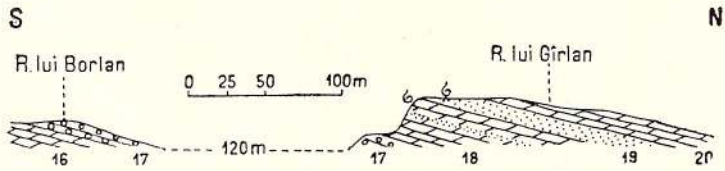


Fig. 11. — Profil geologic în V. Belareca.

18. Marne cenușii în plăci (30 m), cu intercalații nisipoase (cea mai groasă intercalație este de 1,20 m, la 10 m de la partea superioară). Stratul este fosilifer la 1,50 m de la partea superioară, pe 1 m grosime; mai jos cu 4,40 m, pe 10 cm (discontinuu), iar și mai jos cu 70 cm, pe 2 cm grosime. În toate intercalațiile se găsesc:

Cerithium rubiginosum EICHW.	destul de numeros
Ervillia podolica EICHW.	destul de numeroasă
Modiola moldavica SIM. et BARBU	destul de numeroasă

Afară de aceste specii, prima intercalație fosiliferă mai conține la partea superioară (mai verzuie) și numeroase exemplare de *Ostrea*, formînd un « Nivel cu *Ostrea crassissima* LAMK.». Aceasta este o formă mare ce trăia în recifi, cu indivizii fixați unii pe alții. Lîngă satul Plugova am găsit și exemplare izolate, bine păstrate, de *Ostrea gingensis* SCHL.

Marnele prezintă o direcție N 80° W și o înclinare de 12° NE.

19. Nisipuri, cînd gălbui, cînd verzui (10,50 m). Aici fosilele sînt rare și diseminate în toată grosimea stratului. Se întîlnește mai des numai *Pithocerithium rubiginosum* EICHW.

20. Marne cenușii (cca 12 m) cu dese intercalații de nisipuri gălbui, verzui sau cenușii, din care 6 m sînt vizibili în malul apei (alunecate), restul stratului se vede numai în cîteva aflorimente slabe.

Pe V. Belareca Orizontul 3 este, după cum se vede, mai puțin dezvoltat.

ORIZONTUL 4

Depozitele care constituie Orizontul 4 al Sarmațianului apar pe o altă fîșie de teren și mai spre E, paralelă cu aceea a Orizontului 3, dar mult mai largă, întinzîndu-se în direcția N — S de o parte și alta a văilor Cornea — Mehadica,

Institutul Geologic al României

pînă în Dealul Dielu, trecînd și în Valea Belareca. Și depozitele acestui orizont se pot vedea în foarte multe deschideri, dar mai complet descoperite se găsesc numai în cîteva locuri, dintre care sînt de menționat în special Og. Chișevățului (Cornea), Og. Svinia Mică (E comuna Cuptoare), Og. Drăghineacului (E Crușovăț) și Og. Dragului (N Plugova).

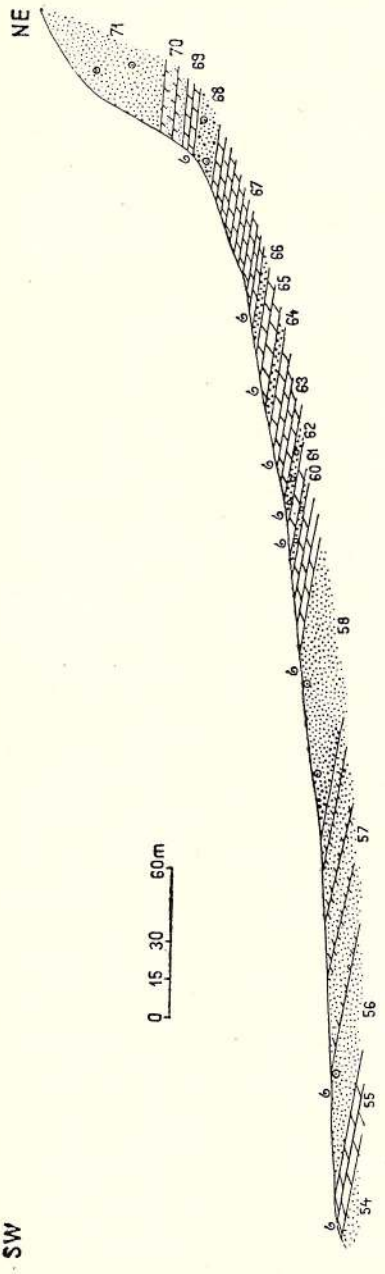


Fig. 12. — Profil geologic în Og. Drăghineacului.

Voi prezenta deschiderile din Og. Drăghineacului (este descoperit orizontul întreg), Og. Chișevățului (situat mult mai la N) și Og. Dragului (pentru a completa succesiunea pe V. Belareca).

În Og. Drăghineacului, începînd cu cele două strate (55, 56) continuate aici din Og. Radici, există următoarea succesiune (fig. 12):

55. Marne cenușii în plăci (7,20 m), pe unele locuri destul de bogat nisipoase, orientate N 12° W, înclinate 10° NE. Sînt fosilifere în jumătatea inferioară.

56. Nisip galben-verziu (10,50 m), conținînd concrețiuni sferoidale sau tabulare (pînă la 1 m diametru), rar diseminate. La partea superioară, pe o grosime de 1 m, este fosilifer; între fosile predomină *Pirenella picta* Bast. și *Mactra vitaliana* d'Orb.; fosilele sînt minunat conservate și ușor de recoltat.

57. Nisipuri gălbui, cu intercalații groase de marne cenușii în plăci (22 m), cu următoarea succesiune:

0,90 m marnă cenușie.

2,30 m nisip fin, gălbui, cu slabe intercalații marnoase; la partea inferioară cu fosile foarte rare.

2,50 m marne cenușii, orientate N 40° W/5° SE, la 60 cm de la bază bogat fosilifere (pe 3 cm grosime); deasemenea mai sus cu 1 m (pe 5 cm); fosilele sînt și aici frumos păstrate și ușor de colectat.

2,60 m nisip fin gălbui, cu slabe intercalații marnoase discontinue.

Institutul Geologic al României

2,70 m marne cenușii în plăci, orientate N 50° W/90° SE; foarte abundent fosilifere la 80 cm de la bază (pe o grosime de 10 cm) formînd, după specia predominantă, un « Nivel cu *Irus gregarius* PARTSCH ».

2,40 m nisip fin gălbui.

1,80 m marne nisipoase verzui, cu intercalații de nisipuri fine [1]), iar la 40 cm de la această limită stratul este foarte abundent fosilifer (pe 2 cm grosime) constituind alt « Nivel cu *Irus gregarius* PARTSCH ».

1,70 m prundiș fin albicios.

3,50 m marne cenușii, cu suprafața superioară ondulată, iar la 15 cm de la bază, pe o grosime de 2 cm, sînt bogat fosilifere; fosilele sînt foarte sfărîmicioase și deci greu de colectat.

58. Nisip gălbui (20 m), la partea inferioară (3,50 m) grosier, mai sus destul de fin, iar la partea superioară cu intercalații subțiri dar discontinue de marne. Din loc în loc conține și concrețiuni de gresii sferoidale. La 2,10 m de la partea superioară o intercalație (90 cm) de marne; conține și fosile constituind, după genul predominant, un « Nivel cu *Cardium* ».

59. Marne cenușii în plăci (7,50 m), fosilifere, cu fosilele foarte rar diseminate și foarte fragile, fapt pentru care se pot colecta numai cu mare greutate.

60. Pietriș mare, avînd diametrul elementelor pînă la 10 cm (1,40 m).

61. Marne nisipoase, cenușii (3,50 m), la bază, pe o grosime de 30 cm, sînt bogat fosilifere. Orientate N 45° W și înclinate 6° NE.

62. Nisip grosier (2,40 m), la bază, pe o grosime de 50 cm, foarte bogat fosilifer, formînd după specia predominantă, un « Nivel cu *Pirenella picta* BAST.». Aceleași fosile se mai găsesc și în restul stratului, dar sporadic.

63. Marne cenușii (10,50 m), la partea superioară (2 m) cu intercalații subțiri de nisipuri fine, gălbui. Tot stratul este fosilifer, cea mai mare frecvență a fosilelor găsindu-se totuși numai în jumătatea inferioară și în special la bază pe o grosime de 4 cm.

64. Nisip grosier gălbui (3,50 m), la bază bogat fosilifer (pe o grosime de 1,50 m).

65. Marne cenușii-verzui, în alternanță cu nisipuri fine gălbui (5,80 m). La 75 cm de la bază, bogat fosilifere (2 cm).

66. Nisip grosier gălbui (2,50 m), rar fosilifer.

67. Marne cenușii în plăci (26 m), cu intercalații foarte subțiri (15—20 cm) de nisipuri cenușii, gălbui sau roșcate. La bază (1,40 m) sînt fosilifere, constituind un « Nivel cu *Modiola moldavica* SIM. et BARBU, orientate N 20° W și înclinate 9° NE.

---

[1]) Suprafața care desparte acest strat de cel precedent nu este plană ci prezintă ondulații.

Institutul Geologic al României

68. Nisip galben-verzui (8,50 m), pe unele locuri destul de grosier, bogat în concreţiuni de gresii tabulare de dimensiuni foarte mari, care în firul ogaşului formează o cascadă de 2 m.

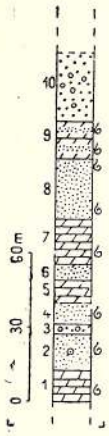


Fig. 13. — Ogaşul Chişevăţului (E Cornea).

69. Marne cenuşii (4 m), la 2,10 m de la bază foarte bogat fosilifere, de asemenea la 1,20 m de la partea superioară, alcătuind aici un « Nivel cu *Pirenella picta* BAST.».

70. Nisipuri gălbui sau cenuşii, în alternanţă deasă cu marne cenuşii-verzui (10 m), în care la 1 m de la partea superioară se află o intercalaţie (70 cm) de argilă verzuie, bogat fosiliferă, formînd un « Nivel cu *Pirenella disjuncta* SOW.»; mai jos cu 70 cm, pe 5—10 cm grosime, devin iarăşi bogat fosilifere, alcătuind un alt « Nivel cu *Irus gregarius* PARTSCH ».

71. Nisipuri, descoperite aici cca 50 m, în parte verzui, în parte gălbui sau albicioase, cînd mai fine, cînd mai grosiere, pe unele locuri bogate în concreţiuni mari sferoidale. Cu acest strat, însă, începe în ogaş şi în regiune, Orizontul 5 al Sarmaţianului, care este şi ultimul.

În deschiderea din Ogaşul Chişevăţ, depozitele Orizontului 4, din cîte se văd, nu diferă ca natură petrografică şi paleontologică de cele ale Ogaşului Drăghineacului. Singurul motiv pentru care găsesc că ar fi bine să fie prezentate, numai este pentru că se găsesc mult mai la N în bazin. Le voi arăta numai în coloană stratigrafică (fig. 13):

1. Marne cenuşii în plăci (12 m), la bază 4 m, nisipoase, orientate N 25° E şi înclinate 6° SE. Pe porţiunea nisipoasă sînt bogat fosilifere, mai sus fosilele devin mai rare.
2. Nisip galben-verzui (15,50 m) fin, din loc în loc cu părţi grosiere, iar ici-colo, cu concreţiuni de gresii tabulare sau sferoidale, foarte slab fosilifer.
3. Pietriş (4 m), cu elemente mari de 3—4 cm diametru, pe alocuri mai nisipos.
4. Nisipuri cenuşii sau gălbui, cînd mai fine cînd mai grosiere, în alternanţă cu marne cenuşii, nisipoase (8 m grosime) fosilifere.
5. Marne cenuşii în plăci (7,50 m), slab fosilifere, alunecate.
6. Nisip (6,50 m), la partea inferioară (4 m) grosier, la cea superioară (2,50 m) foarte fin; strat de asemenea alunecat împreună cu precedentul.
7. Marne cenuşii în plăci (18 m), la mijloc (1,40 m) cu intercalaţii de nisip fin gălbui; sînt orientate E—W şi înclinate 6° S. La 4 m de la bază bogat fosilifere.
8. Nisipuri cenuşii şi gălbui (24 m) fine şi grosiere, cu intercalaţii subţiri şi discontinui de marne nisipoase, orientate N 70° E şi

Institutul Geologic al României

înclinate 6° SE. La 1,40 m de la bază, pe 30 cm, sînt bogat fosilifere, constituind un « Nivel cu *Irus gregarius* PARTSCH ». Deasemenea la 4 m de la partea superioară constituie un alt « Nivel cu *Irus gregarius* PARTSCH ».

9. Nisipuri gălbui și cenușii, fine, în alternanță deasă cu marne cenușii în plăci (15 m), orientate N 30° W, înclinate 5° NE. La 3 m de la bază, într-o intercalație (70 cm) de marnă cenușie, sînt bogat fosilifere, pe 50 cm grosime, formînd iarăși un « Nivel cu *Irus gregarius* PARTSCH ». Deasemenea la 5,10 m de la partea superioară pe o grosime de 5 cm, devin foarte bogat fosilifere constituind un alt « Nivel cu *Irus gregarius* PARTSCH ».

Peste această alternanță urmează în continuitate de sedimentare și concordant un pachet gros de:

10. Nisipuri și pietrișuri (descoperite 2,90 m), foarte sărac fosilifere (conțin foarte rare fragmente de *Helix*). Acestea aparțin orizontului ultim (5) al Sarmațianului.

În Og. Dragului (afluent al Văii Belareca, la N de Plugova), depozitele Orizontului 4 se prezintă astfel (fig. 14):

21. Pietriș, mai mult sau mai puțin întărit (12 m), compus din elemente cu diametru mediu de 5 cm.
22. Nisipuri gălbui și verzui (8 m), la partea inferioară mai grosiere, spre cea superioară din ce în ce mai fine; fosilele sînt foarte rare.
23. Marnă cenușie în plăci (7,50 m), cu intercalații subțiri (pînă la 30 cm) de nisipuri gălbui sau cenușii; pe o grosime de 40—60 cm stratul este foarte bogat fosilifer, constituind un « Nivel cu *Irus gregarius* PARTSCH ».
24. Nisipuri gălbui destul de fine, cu intercalații subțiri de marne cenușii în plăci (10,50 m); foarte rar fosilifer.
25. Argilă verzuie (4 m), slab descoperită.

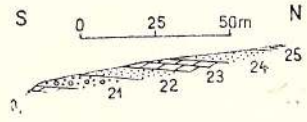


Fig. 14. — Profil geologic în Og. Draguli.

Peste ultimul strat de argilă urmează cca 80 m teren acoperit.

Orizontul 4 este partea cea mai bogat fosiliferă a Sarmațianului din regiune. Fosilele pe care le cuprinde sînt următoarele:

Mactra vitaliana D'ORB.	numeroasă
Irus gregarius PARTSCH	foarte numeros
Modiola incrassata D'ORB.	numeroasă
Modiola moldavica SIM. et BARBU	numeroasă
Ervilia podolica EICHW.	numeroasă
Cardium plicatum EICHW.	numeros
Cardium latisulcum MÜNST.	numeros

Institutul Geologic al României

Cardium obsoletum EICHW.	numeros
Cardium vindobonense LASK.	destul de numeros
Cardium ghergutai JEK.	numeros
Limnocardium ustjurtense KOL.	foarte numeros
Solen subfragilis EICHW.	rar
Donax lucidus EICHW.	rar
Donax dentiger EICHW.	foarte rar
Murex sublavatus BAST.	rar
Buccinum duplicatum SOW.	rar
Pirenella picta DEFR.	extrem de numeroasă
Pirenella disjuncta SOW.	numeros
Pirenella nodosoplicata HÖRN.	numeroasă
Cerithium bicostatum EICHW.	numeroasă
Pithocerithium rubiginosum EICHW.	numeros
Cerithium dobrogense SIM. et BARBU	numeros
Timisia pseudopicta JEK.	rară
Timisia pseudopicta var. *nuda* JEK.	rară
Bulla convoluta BROCC.	rară
Neritina picta FER.	numeroasă

ORIZONTUL 5

În fine, ultima parte a Sarmațianului este răspîndită în regiune în partea cea mai de E, tot sub forma unei fîșii de teren destul de lată, ce se întinde în direcția N—S, între Belareca (Globurău) și N Dealul Domașnei, formînd Orizontul 5. Ea reprezintă nu numai partea cea mai superioară a Sarmațianului, ci și ultimui stadiu de sedimentare, de completă colmatare, a bazinului. Este constituită aproape numai din pietrișuri și bolovănișuri (vezi profilele geologice și coloanele stratigrafice). Numeroasele ogașe ce sînt săpate în depozitele sale, sînt de obicei foarte adînci și cu pereții prăpăstioși, deaceea cele mai multe oferă deschideri minunate.

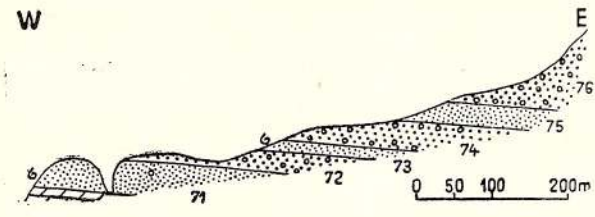


Fig. 15. — Profil geologic în Og. Svinia Mică (partea superioară).

Pentru a arăta caracterul petrografic al depozitelor și mai ales continuitatea de sedimentare cu depozitele părții precedente (Orizontul 4), voi prezenta deschiderile Ogașului Svinia Mică, iar pentru date paleontologice, pe aceea din Og. lui Brean.

În Og. Svinia Mică (afluent pe stînga al Văii Cornea, la E de comuna Cuptoare), deasupra depozitelor Orizontului 4, apare următoarea succesiune stratigrafică (fig. 15).

Institutul Geologic al României

71. Nisip albăstrui, pe alocurea gălbui (42 m), în general fin, cu foarte rare cuiburi de pietriș, foarte slab fosilifer, cuprinzînd doar ici-colo cîte un exemplar de *Helix* sp. (în toată grosimea am găsit numai 3 exemplare aproape întregi și 5 fragmente).

72. Pietrișuri gălbui-cenușii, în alternanță cu nisipuri cenușii-albăstrui (22 m).

73. Nisip cenușiu (16 m); la 3,50 m de la bază, conține o intercalație (5 cm) de argilă cărbunoasă, iar la 3,50 m de la partea superioară, alta (30 cm) grezoasă, relativ bogat fosiliferă, formînd aci un « Nivel cu *Helix* sp. »

74. Pietrișuri, pe unele locuri nisipoase (36 m).

75. Nisipuri cenușii, fine (31 m), care la 4,50 m de la bază cuprind o intercalație subțire (1—5 cm) cărbunoasă, bogată în resturi de plante (trunchiuri, fragmente de scoarță, ramuri, frunze, etc.). După această intercalație se poate măsura poziția întregului strat care este N 50° W, înclinate 5° NE.

76. Pietrișuri (cca 350 m) cînd mai mărunte, cînd mai grosiere (pe unele locuri chiar bolovănișuri), descoperite 60 m, dar aparente din sol pînă în cotele 631 și 771, deci încă cca 300 m.

In Og. lui Brean (afluent pe dreapta al Văii Belareca, la S de Globurău), deschiderea prezintă următoarea stratificație (fig. 16):

26. Nisip galben-albăstrui, cînd mai fin, cînd mai grosier (cca 45 m grosime), absolut identic, la aspect, cu stratul de bază al Orizontului 5, din Og. Svinia Mică, Og. Chișevăț, etc.

27. Marne cenușii în plăci (5,40 m), a căror orientare este N 80° W și înclinarea 10° NW. În jumătatea inferioară sînt destul de bogat fosilifere, mai ales la bază, pe 30 cm grosime, și la 50 cm de la bază, pe 2,80 m grosime.

28. Pietrișuri și nisipuri (cca 450 m) aparente în Og. lui Brean pe o grosime de 50 m, dar continuînd să apară în toate ogașele de pe versantul drept al Văii Belareca pînă la Globurău și pînă în cota 771 (D. Borovenului); deci încă cca 400 m.

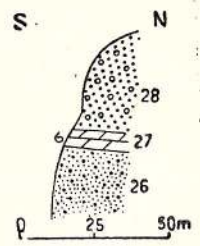


Fig. 16. — Profil geologic în Og. lui Brean.

În cuprinsul depozitelor Orizontului 5 din Og. Svinia Mică nu am găsit decît cîteva exemplare de *Helix* sp. (12 buc.) destul de rău și incomplet păstrate. În Og. lui Brean am putut colecta din stratul de marne: *Irus gregarius* PARTSCH, (numeros), *Modiola moldavica* SIM. și BARBU (numeroase), *Cardium* sp. (numeros).

Din Orizontul 5 cea mai mare bogăție de fosile am găsit-o pe V. Domașnei, în albia apei, la NE de comuna Domașna, unde, sub forma unui cuib fosilifer, o gresie vineție conține:

Mactra sp.	numeroasă
Irus gregarius PARTSCH	numeros
Pirenella picta DEFR.	foarte numeroasă
Pithocerithium rubiginosum EICHW.	numeros

Institutul Geologic al României

Din prezentarea celor 5 orizonturi ale formațiunii salmastre s-a putut observa, că ele sînt foarte asemănătoare din punct de vedere petrografic; singur Orizontul 5 este constituit mai aparte, aproape numai din nisipuri și pietrișuri (cuprinde o singură intercalație de marne la partea inferioară, dar și aceasta locală). În privința resturilor organice s-au putut însă remarca mai multe deosebiri, astfel:

1. Pe cînd Orizontul 4 este bogat fosilifer, Orizontul 5 este aproape lipsit de fosile, iar Orizonturile 1, 2, 3 sînt relativ sărace.

2. Dintre formele fosile sînt răspîndite: *Bulla lajonkajreana* BAST. și *Corbula carinata* DUJ. numai în Orizontul 1; *Cerithium andrzejowskii* FRIEDB. numai în Orizontul 2; *Ostrea cochlear* POLI și *Ostrea crassissima* LAMK. numai în Orizontul 3; *Mactra vitaliana* D'ORB., *Limnocardium ustjurtense* KOL., *Cerithium bicostatum* EICHW., *Pirenella nodosoplicata* HÖRN. și *Cerithium dobrogense* SIM. și BARBU numai în Orizontul 4. Apoi: *Ervilia trigonula* SOKOL., *Mohrensternia inflata* ANDRZ., *Clavatula döderleini* HÖRN. numai în Orizontul 1 și 2; *Cardium latisulcum* MÜNST., *Modiola moldavica* SIM. și BARBU și *Irus gregarius* PARTSCH, mai mult numai în Orizonturile 3 și 4, iar *Helix* sp. numai în Orizonturile 1 și 5.

3. Orizonturile 1 și 2 arată variații faunistice laterale destul de însemnate. Primul orizont este bogat fosilifer în V. Mehadica, sărac în V. Belareca; al doilea orizont bogat în V. Belareca, sărac în Og. Bigheiului, Orizonturile 3 și 4 sînt mult mai uniforme în tot bazinul, iar Orizontul 5 conține fosile numai sub formă de cuiburi locale (Og. lui Brean, V. Domașnei).

Asupra vîrstei depozitelor care constituie formațiunea salmastră din Bazinul Mehadiei, se admite de către toți acei ce au cercetat aceste depozite că partea lor inferioară, înglobînd Orizonturile 1—4, ar aparține Sarmațianului inferior. Cît privește partea lor superioară, care cuprinde Orizontul 5, SCHRÉTER (30) este de părere că ea ar fi echivalentă Sarmațianului mediu și superior, iar în cursurile de Stratigrafie ale lui SAVA ATHANASIU (4) și prof. GH. MACOVEI (23) aceasta apare ca aparținînd Ponțianului, fiind trecută și pe harta geologică în manuscris a Romîniei la scara: 1: 500.000, tot ca atare.

Concordanța de vederi asupra vîrstei părții inferioare se sprijină pe faptul că aici s-au putut folosi date paleontologice destul de numeroase, iar deosebirile de vederi asupra părții superioare se datoresc tocmai lipsei acestor date; pentru această ultimă parte, părerile sînt numai presupuneri.

Urmărind problema vîrstei formațiunii salmastre, iată concluziile la care am ajuns:

1. Ponțianul, categoric nu poate exista și aceasta pentru următoarele motive:

a) Depozitele Orizontului 5, atribuite Ponțianului, se așează perfect concordant peste cele ale Orizonturilor 1—4, atribuite Sarmațianului inferior. Mai mult, ele se găsesc în continuitate de sedimentare cu acestea; deci despre o lacună stratigrafică între Orizonturile 1—4 și Orizontul 5 nu poate fi vorba și aceasta ar trebui

Institutul Geologic al României

neapărat să existe, mai ales dacă Orizonturile 1—4 se atribuie Sarmațianului inferior.

b) În aceste depozite am găsit la NE de Domașnea (V. Domașnei) și la S de Globurău (Og. lui Brean) chiar resturi fosile destul de numeroase, caracteristice sarmațiene: *Pirenella picta*, *Mactra*, *Modiola*, etc.

c) Lipsește orice rest organic fosil care să indice prezența Pontianului.

Prin urmare, formațiunea salmastră din Bazinul Mehadiei nu poate fi decît în întregime de vîrstă sarmațiană.

2. Dar nici în sensul concepției lui SCHRÉTER (Orizonturile 1—4, atribuite Sarmațianului inferior, iar Orizontul 5, Sarmațianului mediu și superior) lucrurile nu sînt destul de clare pentrucă:

a) Repartizarea de către SCHRÉTER a depozitelor care formează Orizontul 5, Sarmațianului mediu și superior, este cu totul arbitrară, deoarece nu are ca bază nici argumente paleontologice (citează numai 5 exemplare de ***Helix***), nici litologice (este același facies petrografic pe toată grosimea) și nici stratigrafice (nu există discordanță stratigrafică între depozite).

b) Nici la exteriorul Carpaților, nici la interior, nu se cunoaște un caz în care Sarmațianul mediu și superior să se găsească în astfel de condițiuni litologice ca în Bazinul Mehadiei.

c) Deasupra Orizontului 5 nu urmează în continuitate de sedimentare depozite post-sarmațiene, fapt care să ne oblige a admite (avînd în vedere și continuitatea de sedimentare cu Tortonianul), că în bazin s-a depus întreg Sarmațianul, iar fiindcă Orizonturile 1—4, după faună, nu le-am putea atribui decît Sarmațianului inferior, Orizontul 5 va trebui repartizat Sarmațianului mediu și superior.

Așa dar, nici după SCHRÉTER, problema vîrstei formațiunii salmastre nu se poate considera pe deplin rezolvată.

În dorința de a clarifica această problemă, am căutat date informative în celelalte bazine sedimentare miocene de la interiorul Carpaților (Bazinul Vienei, Beiușului, Crișului Alb, Transilvaniei, Soceni, etc.), dar n-am găsit puncte de sprijin destul de mulțumitoare nici acolo, ci numai o înlănțuire de discuții din care aproape că nu se poate trage altă concluzie decît că lucrurile nu sînt încă definitiv precizate. Nu sînt precizate pentrucă Sarmațianul de la interiorul Carpaților, paralelizat cu cel de la exterior, se echivalează bine, după fauna pe care o conține, numai cu Sarmațianul inferior, dar nu lipsesc nici anumite date care pot susține și existența atît a Sarmațianului mediu cît și a celui superior. De aceea părerile sînt împărțite: unii autori, cei care se sprijină cu mai multă rigurozitate pe caractere paleontologice, ca SINZOV, FRIEDL, JEKELIUS, etc., susțin că în bazinele de la interiorul Carpaților nu există decît Sarmațianul inferior; alții, ca: SCHRÉTER, PÁVAY VAJNA, WINKLER, etc., care își sprijină părerile mai mult pe argumente de ordin stratigrafic, susțin că de această parte a Carpaților există atît Sarmațianul mediu cît și cel superior. Deci, problema încă nu este clarificată.

Institutul Geologic al României

Revenind la Bazinul Mehadiei, majoritatea datelor paleontologice, prin comparare cu regiunile extra-carpatice, ne arată că, în formațiunea salmastră, avem de a face numai cu Sarmațianul inferior, cuprinzînd Orizonturile 1—4 și cel mult cu Sarmațianul mediu, format din Orizontul 5.

Aici mai sînt însă de arătat că:

a) Stratele de pietriș foarte groase (20—70 m), din ce în ce mai restrînse spre NE, intercalate între cele cinci orizonturi ale depozitelor sarmațiene (Pl. II), fiind neîndoios vechi linii de țărm (după apariția lor în regiune, de la o margine la alta și structura lor încrucișată), arată minunat cum apele sarmațiene din bazin au regresat treptat-treptat, fapt determinat cu siguranță de importante evenimente tectonice. Deci ele sînt indicii că evoluția apelor sarmațiene din bazin s-a petrecut totuși în mai multe etape, deosebite unele de altele cel puțin prin întindere.

b) Unele resturi fosile, ca:

Mactra vitaliana D'ORB.	numeroasă
Limnocardium ustjurtense KOL.	foarte numeros
Irus gregarius PARTSCH	foarte numeros
Cerithium mitrale EICHW.	foarte numeros
Pirenella disjuncta SOW.	foarte numeroasă
Buccinum duplicatum SOW.	destul de numeros

ce se găsesc răspîndite, prima exclusiv în Orizontul 4, celelalte cu maximum de răspîndire tot în acest orizont, ar arăta că în bazin se poate găsi Sarmațianul mediu. Aceasta pentrucă *Mactra vitaliana* D'ORB. este dată de KOLESNIKOV, în regiunile rusești, caracteristică numai pentru Sarmațianul mediu, iar celelalte specii arătate se găsesc tot acolo, atît în Sarmațianul inferior cît și mediu.

c) Grosimea foarte mare (în total 1.200 m) a depozitelor sarmațiene, constituite mai mult din marne și nisipuri, ar putea fi un indiciu, că depunerea lor a necesitat un timp de sedimentare foarte lung.

3. Cred că este cu putință ca formațiunea salmastră din Bazinul Mehadiei să reprezinte întreg Sarmațianul. Aceasta bazat pe posibilitatea de a subdivide depozitele sarmațiene în orizonturi, care reprezintă diferite faze de regresiuni, probabil alterne cu transgresiuni; pe caracterul lor faunistic (într-o anumită măsură) și avînd în vedere și grosimea foarte mare ce o au aceste depozite.

În acest caz, cele cinci orizonturi ale numitei formațiuni s-ar putea repartiza astfel:

Colmatare

Orizontul 5: Sarmațian superior

Regresiune

Orizontul 4 } Sarmațian mediu
Orizontul 3 }

Institutul Geologic al României

Regresiune

Orizontul 2 } Sarmațian inferior
Orizontul 1 }

Regresiune

Această repartizare este, deocamdată, numai o presupunere; cercetări ulterioare și în regiunile învecinate, vor putea să o confirme sau să o infirme.

D) CUATERNARUL

a) DEPOZITE ALUVIONARE

Alte depozite importante de semnalat mai sînt și cele cuaternare, care formează în regiune terase, conuri de dejecție și aluviuni. Ele sînt reprezentate prin pietrișuri — prundișuri fluviale — cu stratificație întotdeauna încrucișată. Materialul lor component este de obicei foarte heterogen.

Terasele sînt eșalonate, cînd pe stînga, cînd pe dreapta, în lungul văilor principale din regiune (V. Belareca, V. Globu, V. Mehadica, V. Cornea), iar conurile de dejecție se găsesc la gura numeroaselor ogașe ce se varsă în aceste văi.

Terasele sînt uneori destul de întinse, alteori foarte reduse (umeri). Distingem cu ușurință două terase: una, inferioară, la 2—3 m de la nivelul apei și alta, mai sus de aceasta cu 15—20 m. Cea mai răspîndită este terasa inferioară; cealaltă este în mare parte erodată și fragmentată sub formă de mici platouri și umeri.

Conurile de dejecție au de multe ori forma conică caracteristică, dar în destule cazuri devin cu totul asimetrice. De obicei sînt mari, bine dezvoltate.

b) ALUNECĂRI DE TEREN

Suprafața Bazinului Mehadiei este destul de afectată de alunecări de teren. Mai frecvente și mai importante se întîlnesc pe versantele din dreapta văilor: Globu (între comunele Globucraiovei — Petnic — Iablanița), Mehadica (între comunele Mehadica — Crușovăț — Iablanița) și Luncavița — Cornea (între comunele Luncavița — Cornea — Crușovăț); sau în partea de S pe V. Elia — Og. Bisericii și pe versantul stîng al Văii Bolvașnița (între comunele Bolvașnița și confluența cu V. Belareca).

Alunecările sînt uneori de mică întindere, dar în unele cazuri ating și proporții mari (la Iablanița în locul numit « Vîrtopi » aproape toată partea de E a Dealului Belcovăț este alunecată). Cauzele alunecărilor de teren sînt numeroasele intercalații de marne și argile din Miocen care, înmuiate de apele de infiltrație, pot fi ușor transformate într-o pastă moale care să înlesnească, din loc în loc,

Institutul Geologic al României

deplasarea pe pantă. La acest fapt concură uneori și relieful sculptat de eroziune, formînd pante care adesea coboară în sensul înclinării stratelor.

Grosimea stratelor ce se deplasează este uneori atît de mare, încît localnicii nu pot face nimic pentru a împiedeca alunecările.

II. TECTONICA

Cauza invadării apelor miocene în Depresiunea Mehadia, evoluția acestei depresiuni și apoi retragerea apelor la finele Sarmațianului, stau în strînsă legătură cu jocul forțelor tectonice ale Munților Banatului.

Dar în afară de aceste mișcări, care au afectat întreaga unitate geologică în care este amplasat Bazinul Mehadiei, însuși fundamentul pe care el se sprijină a suferit mișcări tectonice locale proprii. Toate depozitele miocene din bazin, de la cele inferioare pînă la cele mai superioare, arată că acesta se scufunda, în mod progresiv, posibil în sacade, la partea de NE, după o linie de fractură situată în lungul limitei de E a Miocenului, pînă la Globurău, apoi pe V. Belareca pînă la S de Plugova. Acest fapt este dovedit atît prin aceea că toate stratele, depuse inițial orizontal, azi au o înclinare generală spre N sau E, înclinare din ce în ce mai mare cu cît sînt mai vechi (20° la partea interioară și 5° la acea superioară), cît și prin existența unei linii de flexură, ce coboară în prelungirea marginii de E a bazinului, de la Globurău peste Og. lui Petru (aproape de gură), Og. Vîrnileaculuí (aproape de gură), marginea de E a satului Plugova, racordîndu-se în V. Belareca (Rîpa lui Petruț) cu o falie de direcție NW, falie ce se continuă apoi pe la NE de Iablanița (Og. Bigheiului, la partea superioară), Og. Mare (aproape de gură), pînă în V. Globu unde se pierde. După flexura și falia menționate se poate vedea clar, că depozitele sînt îndoite 85° pînă la 90°, respectiv rupte și căzute 32 m în adîncime.

Ultima scufundare trebuie să se fi petrecut după depunerea completă a formațiunii salmastre, deci post-sarmatic, pentru că și cele mai superioare strate ale acesteia sînt înclinate 5° spre NE.

O altă mișcare de scufundare a fundamentului s-a petrecut în partea de SE a regiunii, după o linie de dislocație orientată SW—NE, din Og. Bisericii pînă în V. Bolvașniței. Prin aceasta colțul de SE al bazinului este scufundat cu cca 70—80 m, iar pe traiectul liniei de dislocație apare din adîncime o mică pană de Liasic (fundament), care astfel separă aici un mic compartiment tectonic.

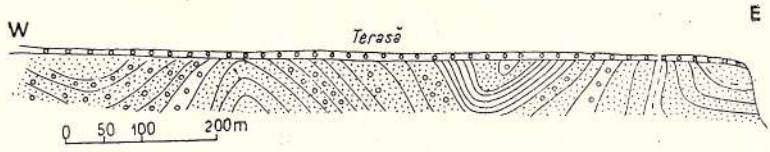
O situație tectonică mai complicată prezintă ogașele de pe versantul de W al Dealului Belibucu, prin aceea că în acestea, stratele sînt cutate în direcția N—S, paralel cu amintita linie de flexură.

Cea mai frumoasă deschidere, în această privință, o prezintă Og. Vîrnileaculúi; în celelalte, cutarea se vede fie foarte neclar (Og. lui Petru), fie numai parțial descoperită (Og. Glanii, Og. Belibucu).

Institutul Geologic al României

În Og. Vîrnileacului, începînd de la marginea satului Plugova pînă aproape de obîrșia lui, stratele sarmațiene schițează foarte clar două sinclinale (unul asimetric, în partea de jos a ogașului, și altul simetric în partea de sus) și un anticlinal (fig. 17).

Dimensiunile acestora sînt însă destul de mici, atît ca lățime (toate se găsesc pe cca 1.000 m lungime de ogaș), cît și ca lungime (puține trec peste Og. lui Petru și cu excepția cutei anticlinale, se pare că nici nu ajung în Og. Belibucu). Cauza acestui fenomen local, foarte puțin răspîndit, este greu de



Fiv. 17. — Schiță tectonică în Og. Vârnileacului (strate de pietrișuri, nisipuri și argile cutate).

explicat. SCHAFARZIK (28) susține că această cutare este provocată de aceleași forțe care au acționat și asupra fundamentului, ce ar fi deasemenea cutat concordant cu depozitele terțiare. De fapt, fundamentul nu este vizibil în nici una din deschiderile menționate. Totuși, asupra acestei chestiuni SCHAFARZIK ar putea avea dreptate. Ca să fie fenomene de alunecări de strate, cam greu s-ar putea admite.

In fine, mai sînt și cîteva falii mici care afectează depozitele miocene (Rîpa lui Filip, Og. Radici, Og. Cusatul, Og. Truschiului, etc.), dar acestea au foarte mică importanță, fiind numai accidente locale. Ele desigur nici nu au o cauză profundă, ci stau mai mult în legătură cu mișcările de tasare a depozitelor din bazin. Le semnalăm cel mult ca detalii.

CONCLUZII

Rezultatele obținute din studiul geologic al Bazinului Mehadiei pot fi concretizate, pe scurt, în următoarele:

1. Bazinul este așezat pe un fundament în formă de cuvetă, constituit din formațiuni mult mai vechi și foarte variate (șisturi cristaline, roce eruptive și depozite paleo-mesozoice).

2. Depozitele care alcătuiesc Bazinul Miocen au o grosime de cca 1.500 m și sînt constituite dintr-o succesiune de pietrișuri, nisipuri, conglomerate, gresii, argile, marne și calcare în care, la partea inferioară, se mai intercalează cărbuni de pămînt, tufuri dacitice și bentonite.

3. Ținînd seama de conținuturile paleontologice, de structura litologică și de caracterele (transgresive sau regresive), depozitele miocene se grupează în trei formațiuni geologice:

Institutul Geologic al României

Una inferioară, «formațiunea continental-lacustră», așezată direct pe fundament;

Una medie, «formațiunea marină,» transgresivă peste prima.

Una superioară, «formațiunea salmastră», treptat regresivă spre NE.

4. Dintre cele trei formațiuni, prima aparține Helvețianului, a doua Tortonianului și a treia în întregime Sarmațianului.

5. Formațiunea salmastră este alcătuită din cinci orizonturi, ce se repartizează nu numai Sarmațianului inferior, cum s-a considerat înainte, ci și Sarmațianului, mediu și chiar celui superior.

6. Pontianul nu poate exista în regiune, cum de asemenea s-a considerat înainte, pentru că depozitele atribuite acestuia conțin resturi fosile caracteristic sarmațiene.

7. Tectonic, toate depozitele din bazin, datorită unor scufundări treptate petrecute la marginea de NW, înclină spre această parte, sub un unghi ce variază între 20° (la partea inferioară) și 5° (la partea superioară). În unele locuri sînt tăiate de falii, iar pe versantul de W al Dealului Belibucu sînt îndoite sub formă de flexură, sau sînt chiar cutate.

Primit: mai 1949.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

BAZINUL MIOCEN

1. Adda Koloman. Geologische Verhältnisse von Kornia (=Cornea), Mehadika(=Mehadica und Pervova (=Perova) im Krassó-Szörényer Kom. (jud. Caraş-Severin). *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1894*, pg. 105—128. Budapest, 1897.
2. Agricola I. Mina şi zăcămintele de cărbuni din Mehadia. *An. Min. Rom.* Vol. VII, 1924, pag. 102—113. Bucureşti, 1924.
3. Athanasiu S. Clasificarea terenurilor neogene şi limita stratigrafică între Miocen şi Pliocen în Romînia. *Volumul-omagiu al Prof. P. Poni.* Iaşi, 1906.
4. — Curs de Geologie stratigrafică predat la Fac. de Ştiinţe Bucureşti (1930—1931 şi 1932—1933), pag. 586, 602 şi 606.
5. Filipescu M. G. Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana (district de Prahova). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII. Bucureşti, 1936.
6. — Vulcanismul extracarpatic. *Rev. Muz. Mineral.-Geol. al Univ. din Cluj.*
7. — Le tuf volcanique du Sénonien du Flysch carpatique. *Bul. Acad. Rom.* 1945.
8. Foetterle Fr. Die geologischen Verhältnisse der Gegend zwischen Topletz, Mehadia. Kornia und Petnik. i. d. Román. Banater Militärgrenze. *Verh. d. k. k. geol. R.A.* 1869, pag. 265.
9. — Geologische Aufnahme in Siebenbürgen und d. Banat. *Jahrbuch d. k. k. geol. R. A.* Wien XI. Verh., pag. 107, 112.
10. — Verbreitung der Steinkohlenformation im Banat. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.A.* Wien XI. Verh., pag. 146.
11. — Geologische Übersichtskarte des Banats. *Jahrbuch der k. k. geol. R. A. XII* 1862 *Verh.*, pag. 62, Wien.
12. Gillet S. Essai de synchronisme du Miocène supérieur et du Pliocène dans l'Europe centrale et orientale. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 5-e série, T. 1933, pag. 327—336.
13. — Essai de classification du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur de Roumanie. I. La Transylvanie et le Banat. *C. R. Ac. Paris.* T. 195, Nr. 26, 1932, pag. 1402—1405.
14. — Sur les termes de passage des couches sarmatiques aux couches dites pontiques dans le Banat Roumain. *C.R.S.S. Geol. Fr.* 20 Nov. 1933, Fasc. 14.
15. Halaváts I. Zur geologischen Kenntniss des Szörényer Komitates (Jud. Caraş-Severin). *Földt. Közl.* X. 1880, pag. 158—165. Budapest, 1880.
16. Hauer K. Kalksteine aus dem Banate; Eisenerze von Globurău an d. román. banater Militärgrenze; Steinkohlen aus der Banater Militärgrenze. *Jahrbuch. d. k. k. geol. R.-A. Wien* VII, 1856, pag. 154—156.

Institutul Geologic al României

17. Hoernes R. Beiträge zur Kenntnis der Neogen-Ablagerungen im Banat. *Verh. d. k. k. Geol. R.-A.* 1876, pag. 198. Wien.
18. Jekelius E. Das Pliozän und die Sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXII, pag. 191. Bucureşti, 1940.
19. — Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. Geol. Rom.* Vol. V. Bucureşti, 1944.
20. Koch A. Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile. I. Theil: Palaeogene Abteilung. *Földt. Közl.* XXVII, pag. 504. — *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. X. Heft. 6. Budapest, 1894, pag. 177—397 (cu 4 planşe de profile).
21. — Die Tertiärbildungen des Beckens d. siebenbürg. Landesteile. II. Neogen (cu 2 pl. de profile şi 1 schiţă geol.). Herausgegeben von d. ungar. geol. Gesellschaft. Budapest, 1900.
22. Macovei Gh. Basenul terţiar de la Bahna. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, f. 1, pag. 57—159. Bucureşti, 1909.
23. — Curs de geologie stratigrafică cu privire specială la geologia Romîniei, pag. 516. Bucureşti, 1939.
24. Murgoci Gh. Asupra bazinului miocenic de la Mehadia. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. IX (1920—1921). Bucureşti, 1926.
25. Paucă M. Le bassin néogène de Beiuş (Cu 1 hartă şi 11 planşe). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII, 1932, pag. 133—223. Bucureşti, 1935.
26. Preda M., Popescu-Voiteşti I. şi Grozescu H. Clasificarea Mediteranului în Romînia. Consideraţiuni generale asupra vîrstei Formaţiunii salifere în Romînia. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII (1915—1916), pag. 69—83. Bucureşti, 1917.
27. Schafarzik Fr. Das Gebirge zwischen Mehadia und Herkulesbad (Băile Herculane) im Komitate Krassó-Szörény (jud. Caraş-Severin). *Föld. Közl.* XV, pag. 512.
28. — Geologische Notizen aus dem Mehadiaer Zuge des Krassó-Szörényer (Caraş-Severin) Gebirges. *Földt. Közl.* XXII, pag. 127. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1888.*
29. Schloenbach V. Die Umgebung von Pettnik (= Petnic), Mehadika (= Mehadica), Pattasch (= Pătaş) und Prigor im Rum. Banater Grenzregiment. *Verh. d. k. k. geol. R. A. f. 1869*, pag. 212.
30. Schréter Z. Bericht über die im Neogengebiet von Orşova (= Orşova) und Mehadia—Kornya vorgenommenen geol. Untersuchungen. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1908*, pag. 122—128. Budapest, 1911.
31. — Bericht über die geologischen Untersuchungen auf dem Gebiete der Krassó-Szörényer (= Caraş-Severin) Neogenbuchten. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1909, pag. 96—113.
32. Voiteşti I. P. Evoluţia geologico-paleogeografică a pămîntului romînesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* Vol. V. Nr. 2, 1935. Cluj, 1936.

FUNDAMENTUL CRISTALIN

33. Codarcea Al. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinţi. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XX. Bucureşti.
34. Koch A. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Herkules-Bades (= Băile-Herculane) und Mehadia's. *Sep.-Abdr. a. d. gelegentlich der 22. Versammlung ungar. Naturforscher und Aertzte herausgegebenen Werke: «Das Herkulesbad und seine Umgebung».*

Institutul Geologic al României

35. MURGOCI G. M. The Geological Synthesis of the South Carpathians. *Comte-Rendu XI. Congr. Geol. Intern.* 1910. Stockholm, 1912.

36. SCHAFARZIK F. Die geologischen Verhältnisse des Sverdin Baches westlich und des Bergrückens Poiana Casapului-Frasen südl. von Mehadia. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1885*, pag. 174—180. Budapest, 1887.

37. — Beiträge zur geologie des Cserna-Tales und der Gegend von Mehadia. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1917—1924*, pag. 183—200. Budapest, 1934.

38. — Adatok a Csernavölgy (Valea Csernei) és Mehadia geologiájához. *Jahresb. d. ung. geol. A. f. 1920—23*, pag. 151.

39. STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI (1931). Bucureşti, 1934.

40. VOITEŞTI I. P. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj*. Vol. III, Nr. 1, 1929. Cluj, 1929. Textul romîn în «Ardeal» 1929.

41. HEER O. Über die Braunkohlen Flora des Zsily-Thales (Valea Jiului) in Siebenbürgen. *Mitt a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst.* Bd. II. Lief. 1. 1872.

42. HOERNES M. Die fossilen Molusken des Tertiärbeckens von Wien. *Abh. d. k. k. geol. R. A.* Bd. IV. pag. 290. Wien, 1870.

43. HŐRNES R. u. AUINGER M. Die Gasteropoden der Meeres-Ablagerung der ersten und zweiten miocänen Mediterran-Stufe in der österreichisch-ungarischen Monarchie. *Abhandl. d. k. k. Geol. R.-A.*, Bd. XII, H. 1—7. Wien, 1879, 1880, 1882, 1884, 1885, 1890, 1891.

44. KOLESNIKOV V. Die sarmatischen Mollusken: die Paläogeographie des östl. Teiles des sarmatischen Meeres. Palaeontologie der U.R.S.S. Bd. 10. Teil. 2. *Akad. d. Wissensch.* Leningrad. S. 5—507 (russisch mit deutschen Auszug).

45. SIMIONESCU I. Descrierea cîtorva fosile terţiare din N. Moldovei. *Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi.* Tom II (1900—1096), No. 6, pag. 1—25. Bucureşti, 1901.

46. — La faune sarmatique et tortonienne de la Moldavie. *Ann. Scient. Univ. Iassy*, Tom II. 1903, pag. 7—28. Iaşi, 1903.

47. SIMIONESCU I. şi BARBU Z. La faune sarmatienne de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. Bucureşti, 1940.

48. SINZOV J. Beschreibung neuer wenig bekannter Molluscken aus den Tertiärbildungen Neurusslands. III. Jungpliozäne und miozäne Formation (russisch). *Mém. de la Soc. des Nat. de la Nouv. Russie.* Odessa.

49. STAUB M. Pflanzen aus den Mediterranschichten des Krassó-Szörényer Komitats (jud. Caraş-Severin). *Földt. Közl. XI.* 1881, pag. 268—274.

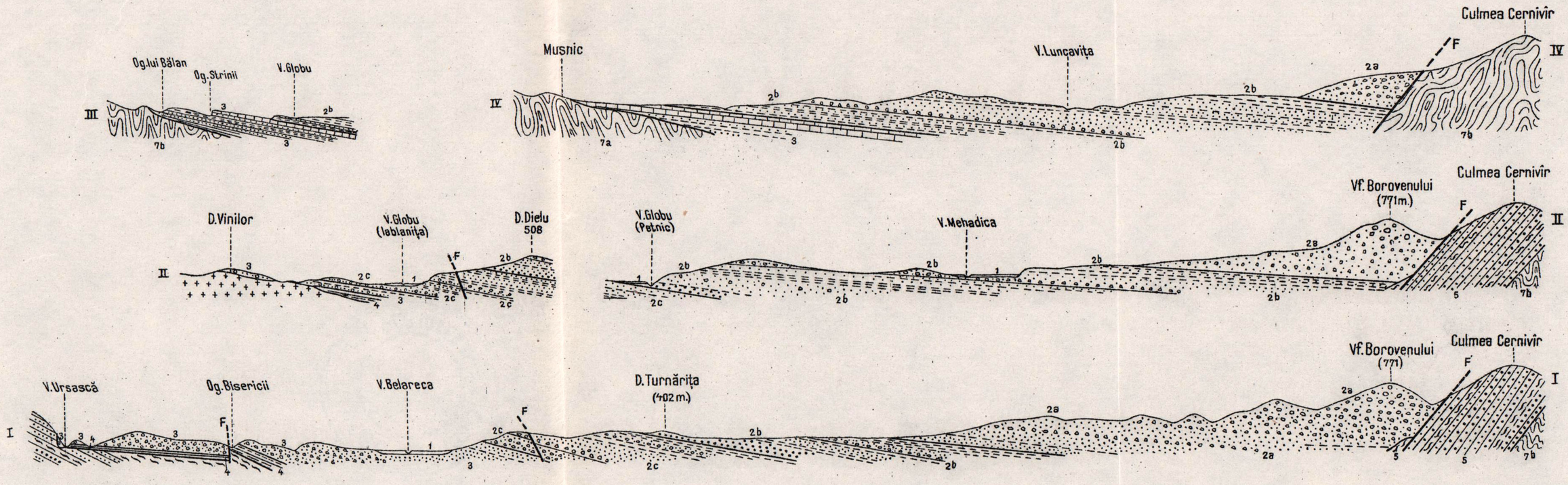
50. — Mediterrane Pflanzen aus der Umgebung von Mehadia. *Jahrbuch d. ung. geol. R.-A.* 1885 pag. 117.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

EMIL I. POP

PROFILE GEOLOGICE ÎN BASINUL MIOCEN AL MEHADIEI

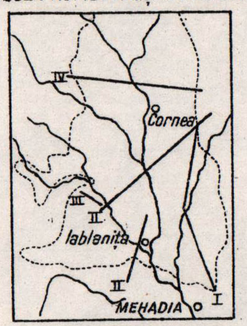


LEGENDA

- 1 — *Terase*
- SARMAȚIAN — SUPER. 2a — *Pietrișuri și nisipuri*
- SARMAȚIAN — MEDIU 2b — *Conglomerate, pietrișuri, nisipuri, marne*
- SARMAȚIAN — INFER. 2c — *Pietrișuri, nisipuri și marne*
- TORTONIAN 3 — *Argile, marne, nisipuri, gresii calcare*
- HELVEȚIAN (?) 4 — *Argile, marne, cărbuni*
- LIASIC 5 — *Conglomerate, gresii, șisturi marnoase*
- 6 — *Masiv granitic*
- *Șisturi cristaline; Getic 7-a, Danubian 7-b*

0 500 1000 km.

TRASEUL PROFILELOR ȘI A COLOANELOR



Imprim atel. Comit. Geologic

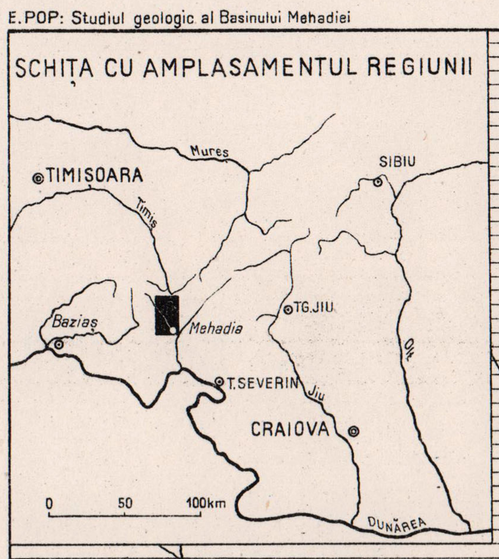
EMIL I. POP

HARTA GEOLOGICĂ A BASINULUI MIOCEN AL MEHADIEI

0 1 2 3 4km

E. POP: Studiul geologic al Basinului Mehadiei

SCHIȚA CU AMPLASAMENTUL REGIUNII



Tilva Inaltă 886
1123
Vf. Cernivir 386
V. Domașnei
Dealul 550
Domașnei
Luncavița
V. Luncavitei
Domașnea
Verendin
Valea Cernei
V. Canicei
984
D. Dumbrava 604
Og. Patia
D. Trușchiului
Og. Trușchiului
V. Verendinului
Og. Hamca
Musnic
Mehadica
480
448
Og. Chișevat
Cornea
V. Cornea
Og. Padinului
Vf. Borovenului 771
V. Gelareca
D. Cimeși
V. Slătinicului
498
885
D. Pușcarului
Cuptoare
Og. Svinia Mare
Og. Svinia Mica
Globurău
Globucraiovei
V. Craiovei
Crușovăț
Og. Cușatul
Og. Vraniculuș
Og. Haia
492
Lăpușnicel
Petnic
Halandinu
Og. Pietru
546
D. Dielu 504
Turnărița 402
Plugova
D. Belibucu
V. Mehadica
Og. Belipura
Vlăblanița
Sdrantal 387
V. Bolvașniței
Bolvașnița
Og. Orsasca
Culmea Seacă
D. Belcovăț
Og. Guineacului
Satului
Og. Dumitrini
Vf. Ostreesu 834
628
V. Sferdinul Mic
V. Sferdinul Mare
V. Glodu
V. Belareca
D. Dincovăț
V. Mare
608
864
576
MEHADIA

Desen. Ghiragosian C.

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC vol. XXX

Imprim. Atel. Comit. Geol.

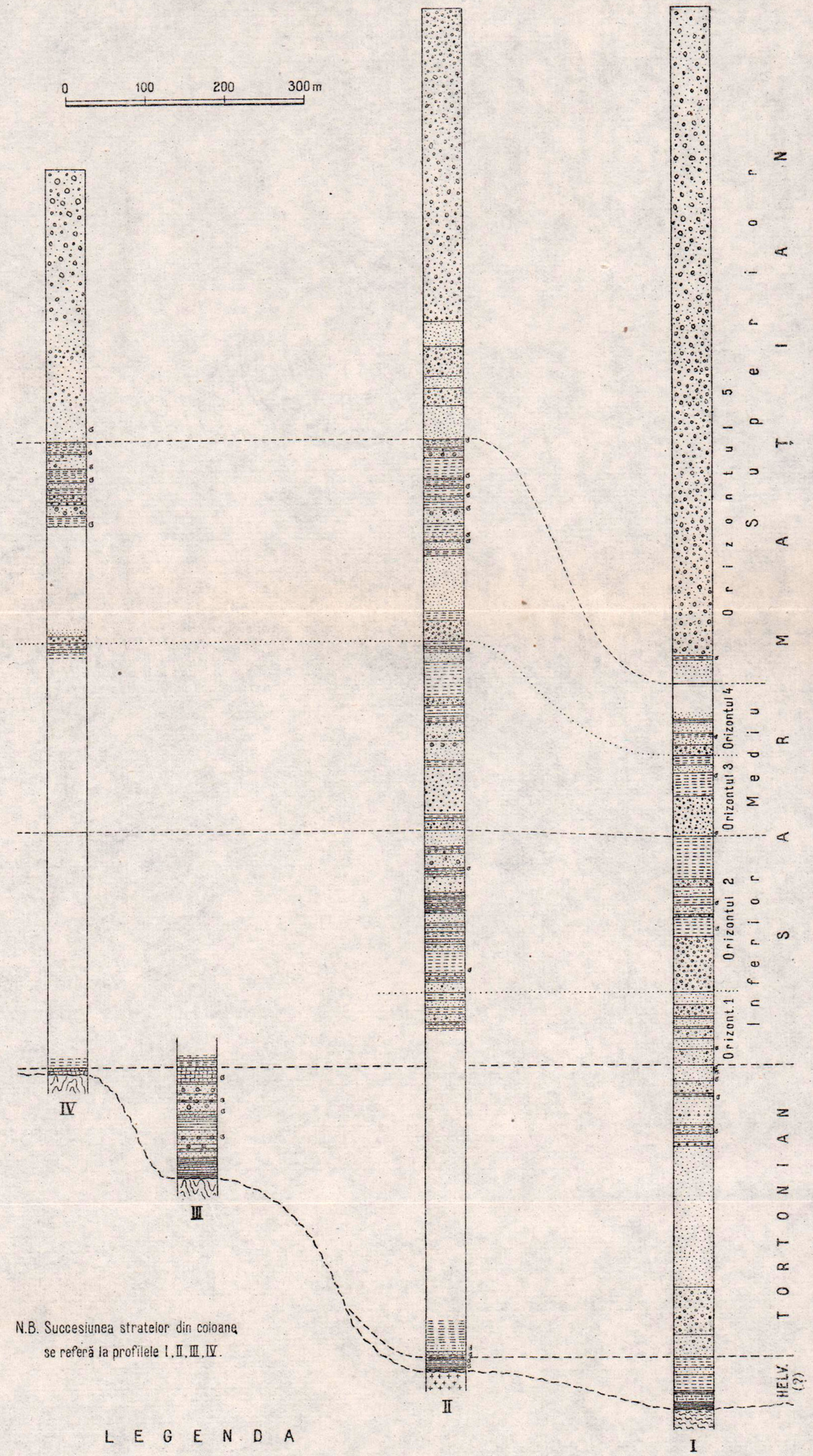
LEGENDA

- Pornituri
- Conuri de dejecție
- Aluviuni
- Terasa 2
- Terasa 1
- Sarmațian superior
- Sarmațian mediu
- Sarmațian inferior
- Tortonian
- Helvețian (?)
- Jurasic
- Permian
- Carbonifer
- Cristalin getic
- Cristalin danubian
- Masive granitice
- Linii de încălecare
- F Falii
- T Iviri fosilifere

Institutul Geologic al României

EMIL I. POP

COLOANE STRATIGRAFICE IN BASINUL MIOCEN AL MEHADIEI



N.B. Succesiunea stratelor din coloane se referă la profilele I, II, III, IV.

LEGENDA

Pietrișuri	Argile	Șisturi cărbunoase
Șisturi marnoase liasice	Conglomerate	Argile nisipoase	Calcare
Masiv granitic	Nisipuri	Marne	Calcare grosiere
Șisturi cristaline	Gresii	Marne nisipoase	Tuf dacitic
Interc. fosilifere	Concr. de gresii	Șisturi argiloase	

Imprim. atel. Comit. Geol.

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA RARĂU — CÎMPULUNGUL MOLDOVEI — PÎRÎUL CAILOR

DE

MIRCEA D. ILIE

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	108
I. Descrierea petrografică şi geologică	112
A) Şisturile cristaline	112
1. Şisturile epizonale	114
2. Ortognaisele	117
3. Şisturile cristaline din învelişul de contact	119
4. Rocele porfirogene	121
B) Rocele sedimentare	122
1. Permian	123
a) Orizontul conglomeratic-gresos bazal	123
b) Orizontul dolomitelor şi calcarelor dolomitice	127
c) Orizontul Stratelor cu Radiolari (jaspuri)	132
2. Triasic	136
a) Triasic inferior (Schitian)	136
b) Triasic mediu (Virglorian)	139
c) Triasic superior	140
Carnian	140
Norian	141
Rhetian	141
3. Jurasic	143
a) Liasic	143
b) Dogger	145
c) Malm	146
Oxfordian-Callovian	146
Kimmeridgian	148
Portlandian	148

Institutul Geologic al României

Pag.

4. Cretacic 151
a) Cretacic inferior 152
Valanginian-Hauterivian 152
Barremian-Aptian 160
b) Cretacic mediu 165
Albian 165
Cenomanian 172
c) Cretacic superior (Turonian-Senonian) 175
5. Paleogen (Eocen) 182
C) Roce eruptive 184
II. Evoluția paleogeografică și tectonică 188
A) Zona de subsidență Rarău — Pojorîta — Breaza 188
B) Mișcări tectonice 190
C) Descrierea detaliată a elementelor structurale 192
1. Flancul intern 193
2. Flancul extern 195
3. Terminațiile zonei de sedimentare Rarău — Breaza 198
4. Umplutura zonei sedimentare 201
D) Problema pînzelor tectonice 201
Bibliografie 207

INTRODUCERE

Regiunea cercetată se întinde pe teritoriul localităților Cîmpulungul Moldovei, Sadova, Pojorîta, Pîrîul Cailor și Slătioara. Din punct de vedere orografic se deosebesc două culmi muntoase, paralele și orientate NW—SE. Culmea vestică cuprinde D. Cailor, Adam-Eva, Obcina Florenilor, D. Muncelului, iar cea răsăriteană este alcătuită din Muntele Muncelul, Măgura, Bodia, Hîlga, Obcina Arșiței. Racordarea acestor culmi se face în partea de sud prin creasta de separare a apelor dintre V. Moldovei și V. Bistriței: Todirescu — Rarău — Pietrele Doamnei (fig. 1). Aceste culmi încadrează o depresiune largă la extremitatea sudică și care se strîmtorează continuu spre V. Moldovei, ce o traversează formînd în flancul estic cheile de la Piatra Strajei.

Rețeaua hidrografică este tributară în cea mai mare parte Văii Moldovei; numai pîraiele Toancele și Chirilul sînt afluenții Bistriței. V. Moldovei are cursul în trepte, datorit schimbărilor de direcție produse de existența depresiunii muntoase Rarău—Breaza. În partea superioară este orientată NW—SE de la izvoare spre Pojorîta, unde străbate de-a curmezișul depresiunea mesozoică, pentru a ajunge în zona Flișului. La Pojorîta, cursul Moldovei se schimbă brusc, devenind W—E, iar pe teritoriul Cîmpulungului flanchează marginea estică a depresiunii.

De aci, V. Moldovei părăsește regiunea cercetată, orientîndu-se în general W—E și intersectează toate cutele zonei de șisturi negre și zonei senonian-paleo-

Institutul Geologic al României

gene. Afluenții acestei văi principale au dispoziții variate: cei de pe dreapta sînt transversali (Mesteacănul, V. Seacă, Izvorul Alb, Izvorul Muntelui și V. Caselor), cu excepția Izvorului Giumalăului, Proșca, Șandru, care prezintă dispoziția longitudinală. Afluenții de pe stînga Moldovei au în general caracterul văilor longitudinale (Sadova, Izvorul Morii, P. Corlățău, Deia); văile transversale sînt reduse la P. Cailor din nordul regiunii, la care se adaugă afluenții Văii Sadovei (P. Muncelului, P. Plaiul Ioanei).

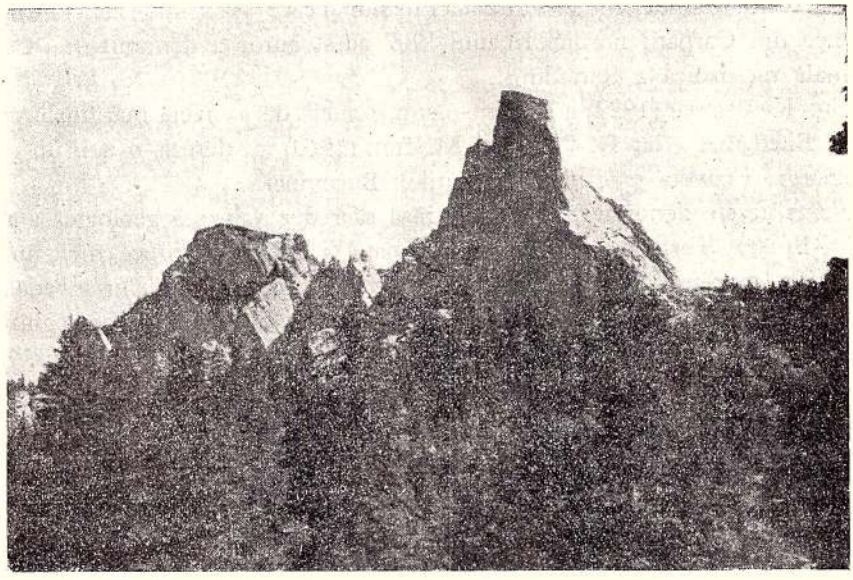


Fig. 1. — Pietrele Doamnei (Foto KRÄUTNER).

Regiunea cercetată prezintă aspecte geomorfologice interesante, ele trădează în bună parte structura geologică. Marginea de vest, extremitatea sudică și o parte din marginea răsăriteană este alcătuită din rocele dure ale Cristalin-Permianului. Continuitatea flancului răsăritean este asigurată în segmentul nordic (Cîmpulung-Sadova) de rocele cretacic-inferioare și medii. Partea depresionară este alcătuită din sedimentele cele mai tinere și de slabă rezistență.

Din punct de vedere geografic, Masivul Rarău (28) se situează alături de Masivul Bucegi și Ceahlău prin izolarea lui în mijlocul reliefului muntos care oscilează în jurul a 1000 m. Structural aceste masive diferă sensibil între ele. Ceahlăul se află în zona internă a Flișului și este format din depozite cretacice, iar Bucegii au o constituție mai complicată (Cristalin-Mesozoic) și prezintă un fundament cristalin. Ambele masive se caracterizează printr-un relief invers.

Rarăul are o constituție mai complicată decît Bucegii, fiind alcătuit din formații cristaline și permo-mesozoice, iar relieful său este normal. Prezintă

Institutul Geologic al României

legături strînse cu Masivul Hășmașul Mare, care are același conținut stratigrafic și structural. Ambele masive fac parte din zone de sedimentație situate pe marginea zonei cristaline și păstrînd legături cu zona internă a Flișului. Supraridicarea axială care este bine marcată de petecele sedimentare de pe Cristalinul Tulgheșului, separă zona sedimentară a Rarăului de cea a Hășmașului Mare.

Zona Rarău—Breaza poartă în literatura geologică denumiri diferite. PAUL a descris-o ca « zona marginală nord-estică ». UHLIG (1897) a susținut pe bună dreptate că șisturile cristaline cu Permo-Mesozoicul din acoperiș formează o unitate tectonică independentă de zona Flișului și care corespunde zonei klippelor pieninice din Carpații nordici. În anul 1907 acest autor a denumit-o: « Cuveta marginală mesozoică a Rarăului ».

TH. KRÄUTNER (1929) a amintit-o sub numele de « cuveta marginală mesozoică a Bucovinei », iar D. PREDA și M. ILIE (1940) au descris-o sub un nume asemănător: « cuveta externă a Carpaților Bucovinei ».

Toate aceste denumiri nu reușesc însă să redea valoarea geologică a zonei Rarău—Breaza. Termenul de cuvetă nu poate fi aplicat deoarece zona nu este închisă jur împrejur ci flancul de NE și extremitatea nordică sînt invadate de depozitele Flișului cretacic. Conținutul sedimentar și evoluția acestei regiuni ne îndreptățesc să o numim « zona de subsidență Rarău—Pojorîta—Breaza ».

Cercetînd bibliografia regiunii noastre putem grupa diferitele lucrări geologice în trei faze.

Faza cercetătorilor străini cuprinde însemnările de călătorie (13) ale lui F. S. BEUDANT (1822) și lucrarea intitulată « Privire generală a Carpaților Maramureșului și Bucovinei », întocmită în 1834 de către A. BOUÉ, după însemnările de călătorie ale lui LILL DE LILLIENBACH (45). În aceste lucrări se dau cele dintîi descrieri privind șisturile cristaline, Paleozoicul și Mesozoicul din Bucovina.

Faza cercetărilor stratigrafice începe cu observațiile lui FR. HAUER și G. STACHE (1859, 1863), cuprinse în « Geologia Transilvaniei » (19). Autorii au deosebit următoarele zone geologice:

Grupa de est de vîrstă cretacică și care, în cea mai mare parte, corespunde Zonei Flișului; Grupa mijlocie, alcătuită din calcare jurasice și conglomerate eocene, ce reprezintă depozitele mesozoice de pe Cristalin și corespunde sinclinalului extern determinat de UHLIG, și Grupa de vest a șisturilor cristaline.

PAUL (1876), studiind Bucovina în vederea întocmirii unei hărți geologice, a deosebit din punct de vedere structural trei zone: zona carpatică, zona neogenă și zona podolică. Zona carpatică, în care se încadrează regiunea noastră, cuprinde după acest autor, unitățile geologice descrise mai jos.

Masivul cristalin este constituit din șisturile cristaline și mineralizațiile din Pîrîul Cailor, V. Moldovei și V. Putnei.

Zona marginală nord-estică cuprinde regiunea P. Cailor—V. Moldovei—Adam și Eva—Rarău și este alcătuită din conglomerate și gresii cuarțitice asemenea celor de tip Verrucano (Permian), calcare dolomitice (Triasic inferior), șisturi

Institutul Geologic al României

roșii corneene (jaspuri) și apoi « gresia carpatică ». Ca tipuri de roce eruptive a menționat serpentine și melafire sărace în augită, după analiza lui DOELTER. Apoi a citat după MOJSISOVICS (53) două nivele fosilifere triasic-superioare (Norian), determinate în calcarele roșii din P. Cailor, considerate ca depozitele cele mai tinere. De asemenea a arătat că dolomitele nu pot reprezenta klippe jurasice așa cum fuseseră determinate.

PAUL (61) a considerat masa de calcare de la Rarău ca fiind de vîrstă triasic-inferioară sau chiar superioară, și a citat benzi izolate de calcare coraligene noriene (?) asociate cu roce de tipul serpentinei. În fine, zona gresiei carpatice, care corespunde Flișului, a fost descrisă prin două profile: V. Moldovei (Pojorîta) și V. Seacă (Cîmpulung).

În anul 1878, FR. HERBICH (24) a dat prima clasificare a Permo-Mesozoicului din Hășmașul Mare, care a servit la descifrarea stratigrafiei Rarăului. A deosebit următoarele formațiuni: Verrucano, calcare dolomitice, șisturi werfeniene, șisturi roșii silicioase, calcare cu *Monotis salinaria*, calcare de Hallstatt, calcare de Adneth, calcare de Klauss, calcare roșii cu *Aspidoceras*, calcare cu *Diceras* și *Nerinea* precum și roce eruptive triasic-superioare sau liasice (melafire amigdaloide, serpentine).

V. UHLIG (1889—1896), cercetînd bazinul Văilor Moldovei și Bistriței, a descris « zona sedimentară mai veche », alcătuită din sedimente permo-mesozoice dispuse într-o cuvetă. Flișul de la contactul cu aripa externă a fost repartizat Neocomianului. S. ATHANASIU (1897, 1898) a descris șisturile cristaline și Mesozoicul din Rarău, arătînd că dolomitele, gresiile și conglomeratele (Permian după UHLIG) ar aparține Jurasicului.

ED. FISCHER (1899), în monografia Bucovinei, a menținut în general contribuțiile lui PAUL. M. VOLTZ (1908) a determinat cîțiva Coralieri din Neocomianul Bucovinei. UHLIG și MERHART (1910) au determinat Lamellibranchiate werfeniene în V. Seacă.

TH. KRÄUTNER (1929), pe baza datelor existente, întocmește un studiu monografic al regiunii Rarău—Pojorîta—Breaza, distingînd următoarele formațiuni cu dispoziția longitudinală: gnaise oculare de Rarău, șisturi cristaline de contact, șisturi cristaline grupul II și calcare cristaline; conglomerate și gresii permiene de tip Verrucano; Triasic inferior (dolomite și calcare); Jurasic (Dogger, Oxfordian-Callovian și Tithonic); Cretacic inferior (Valanginian-Hauterivian, Barremian și Apțian).

I. ATANASIU (1929) cercetînd regiunea Tulgheș și I. BĂNCILĂ (1940) masivul Hășmașul Mare au adus date prețioase la soluționarea problemelor stratigrafice din Rarău.

D. PREDA și M. ILIE (1940) au făcut următoarele precizări: conglomeratele verrucanice sînt permiene, jaspurile triasice, calcarele de Rarău aparțin Jurasicului superior, klippele de calcare sînt jurasice și cretacic-superioare, umplutura cuvetei este turon-senoniană de tip Gosau, iar rocele eruptive (diabaze, porfire cu oligo-

Institutul Geologic al României

claz, serpentine) apar ca blocuri izolate în masa sedimentelor cretacice. De asemenea au identificat Werfenianul și Anisianul (calcare de Guttenstein) în P. Cailor.

I. Băncilă și V. Papiu (1953) au cercetat radiolaritele de la Pojorîta.

Faza interpretărilor tectonice este inaugurată de V. Uhlig (1907), care a deosebit în zona cristalino-mesozoică din Carpații orientali două pînze suprapuse, a căror mărturii s-ar găsi și în regiunea noastră: pînza bucovinică și pînza transilvană. Vîrsta pînzelor este mesocretacică.

I. Popescu-Voitești (1929—1942) a adus precizări relativ la constituția pînzelor în concepția lui Uhlig și a arătat că zona de rădăcină Turda—Trascău aparține pînzei bucovinice. L. Kober (1930) și-a bazat construcția tectonică a Rarăului pe faciesul bucovinic și faciesul de Hallstatt.

D. Preda și M. Ilie (1939) au încercat să aplice rezultatele tectonice obținute în Munții Perșani la interpretarea tectonică a Rarăului. Autorii au considerat șisturile cristaline în autohton, klippele triaso-jurasice în parautohton, iar Werfenianul, Anisianul, Malmul ca formațiuni ale pînzei Stratelor de Werfen. Realizarea tectonicei ar fi avut loc după Neocomian.

D. Preda (1940) revenind asupra acestei interpretări a arătat existența unor șariaje chimerice în Carpații orientali.

Prima hartă geologică privind Rarăul și regiunile învecinate se datorește lui Beudant (1822) și a fost construită la scara 1: 1.000.000.

Paul (1876) a întocmit o hartă precisă a regiunii Rarău — Breaza, indicînd marginea estică a Șisturilor cristaline și banda de Verrucano și Mesozoic. Datele acestei hărți se găsesc reproduse și pe harta geologică a Bucovinei (scara 1: 600.000) editată de Ed. Fischer în anul 1899, ca și pe celelalte hărți generale ale Transilvaniei.

Pe harta geologică a Institutului Geologic al Romîniei (scara 1: 1.500.000), Rarăul este reprezentat schematic printr-o zonă dublă de Permian și Triasic, iar umplutura este formată din Cretacic inferior și un număr de 7—8 klippe.

Th. Kräutner (1929) a executat harta geologică cea mai completă a regiunii Rarău—Cîmpulung—Pojorîta (scara 1: 50.000), însoțită de o planșă cu 19 profile în serie, la scara 1: 50.000.

I. DESCRIEREA PETROGRAFICĂ ȘI GEOLOGICĂ

A) ȘISTURILE CRISTALINE

Fundamentul regiunii Rarău—Pojorîta îl formează șisturile cristaline epizonale, influențate în parte de intrusiunile gnaiselor oculare. În partea de vest se dezvoltă marginea răsăriteană a zonei cristaline, consolidată prin masele gnaisice, pe cînd la est tipurile de roce sînt unitare și alcătuiesc 2—3 benzi relativ înguste și cu tendința de scufundare de la sud spre nord.

Institutul Geologic al României

Complexul cristalin servește la cunoașterea evoluției geologice antemesozoice. Reprezintă depozite paleozoice sau mai vechi de roce bazice precursoare, care împreună au fost supuse metamorfismului în faza cutărilor herciniene. Au urmat intrusiunile sintectonice de ortognaise legate de metamorfism.

Marginea de est a zonei cristaline principale se caracterizează prin șisturi sericitoase mineralizate la Fundul Moldovei, Gemenea și Slătioara. Tot aci se dezvoltă corpurile de ortognaise de la D. Cailor, Bîtca Hohenilor — Bîtca Nițan, D. Muncelului și Slătioara.

Gnaisul din D. Cailor are o formă ovală alungită și a influențat șisturile cristaline din jurul său. Geomorfologic apare printr-o creastă predominantă, care depășește banda dolomitelor și dispare înainte de a atinge P. Cailor. În această vale se dezvoltă șisturi sericito-cloritoase, cuarțite negre, calcare cristaline și roce porfirogene care desenează un anticlinal.

Gnaisul de Muncel se dezvoltă la sud de V. Moldovei pînă în D. Colbului, prezentînd de asemenea relieful cel mai înalt cuprins între 1300—1500 m. Învelișul de contact apare clar și se dezvoltă pe seama șisturilor sericito-cloritoase.

Între Fîntîna Rece și Mînăstirea Rarău se observă șisturi sericito-cloritoase, filite negre străbătute de filonașe și nodule de cuarț. Aceste roce sînt asociate cu cuarțite negre și calcare cristaline (P. Scurt, S Mînăstirea Rarău), urmăresc paralel zona permiană și descriu un periclin convergent la extremitatea sudică a Rarăului.

La Slătioara începe dezvoltarea șisturilor cristaline pe flancul de est al zonei sedimentare Rarău—Pojorîta. Pe V. Padinei se întîlnesc șisturi sericitoase

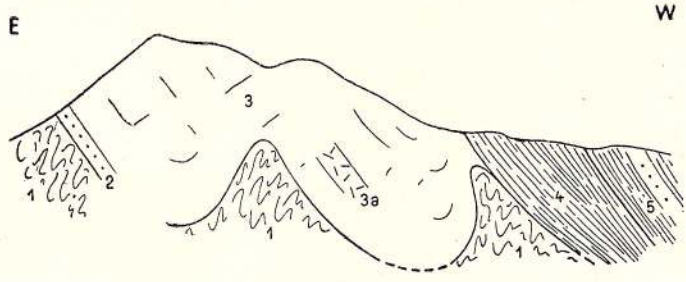


Fig. 2. — Profil geologic pe Valea Ciurgăului (Slătioara).

1, șisturi cristaline; 2, conglomerate permiene; 3, dolomite permiene; 3 a, brecie dolomitică; 4, șisturi cu Radiolari 5, Turonian-Senonian.

albe-argintii sau albe-verzui cu lentile de 1 cm—2 dm și străturețe de cuarțite albe în grosime de 1 mm — 1 cm, filite negre satinate cutate secundar și mineralizate, precum și cuarțite negre

În P. Ursului se observă aceleași tipuri de roce cu căderi spre vest, constituind flancul estic înainte de dedublare. La nord de P. Slătioarei se dezvoltă cele două benzi de șisturi cristaline însoțite de depozite permiene. Șarniera unui mic anticlinal apare în P. Ciurgăului în mijlocul dolomitelor (fig. 2).

Institutul Geologic al României

Pe V. Caselor, banda interioară de șisturi cristaline este însoțită de două lame cu caracterul de solzi. Ea se continuă în V. Izvorul Muntelui și ajunge pînă la V. Izvorul Alb, în al cărei mal stîng dispare sub învelișul cretacic-inferior. La alcătuirea acestei bande iau parte aceleași tipuri de roce întîlnite la Slătioara: filite negre cu luciu grafitic, cuarțite negre sericitoase în bancuri groase de 1,5 m și șisturi sericito-cloritoase cu pigmenți limonitici pe fisuri și străbătute de filonașe și nodule de cuarțite. O supraridicare axială face să reapară în V. Seacă șisturile cristaline ale bandei interne.

Banda externă de șisturi cristaline se dedublează în V. Caselor și se continuă astfel pînă la malul stîng al Văii Izvorul Muntelui. În V. Izvorul Alb reapar numai dolomitele; șisturile cristaline se dezvoltă mai la nord, în V. Seacă. Aci, șisturile cristaline formează un anticlinal vizibil în șarnieră și cu flancurile acoperite de Stratele cu *Aptychus* (Valanginian—Hauterivian). Este deversat către interiorul zonei de sedimentație Rarău—Pojorîta și apare numai pe versantul drept; pe cel stîng se observă depozitele cretacice, care formează un larg sinclinal între cele două apariții de șisturi cristaline.

La N de V. Moldovei se întîlnește mărturia cea mai nordică de șisturi sericito-cloritoase. Apare în V. Plaiul Ioanei (N Sadova) în legătură cu depozite permo-triasice, formînd un solz puternic, acoperit de Cretacicul mediu. Cercetarea șisturilor cristaline a fost făcută sporadic în perioada călătorilor străini (BEUDANT, BOUÉ). Au urmat lucrările lui PAUL, care a deosebit două zone de șisturi cristaline.

Zona inferioară este constituită dintr-un complex cuarțitic reprezentat prin cuarțite, șisturi cuarțitice și micașisturi bogate în cuarț, asociate cu intercalații de șisturi cuarțitice negre, șisturi cloritoase și talcoase.

Zona superioară are ca tip predominant micașisturi granatifere, micașisturi cu hornblendă, gnais feldspatic, calcare cristaline, șisturi calcaroase, șisturi negre.

Gnaisul de Muncel (Rarău) este tipul de rocă ce a atras atenția următorilor cercetători: B. COTTA (1855), K. PAUL (1878), F. HERBICH (1871), S. ATHANASIU (1899), T. NICOLAU (1908), FR. TRAUTH (1910), TH. KRÄUTNER (1929).

Din cercetările anterioare, observațiile noastre și analizele petrografice executate de A. RAFALET (1954) după probele colectate de noi, am ajuns la stabilirea următoarelor tipuri de roce care alcătuiesc fundamentul zonei Rarău—Breaza:

1. Șisturi epizonale (calcare cristaline, cuarțite negre, filite, șisturi sericito-cloritoase);
2. Ortognaise;
3. Șisturi cristaline din învelișul de contact;
4. Roce porfirogene.

1. ȘISTURILE EPIZONALE

Șisturile epizonale formează cea mai mare parte din regiunea ocupată de șisturi cristaline. Flancurile zonei de sedimentație Rarău—Breaza prezintă o dispoziție monotonă și au fost afectate de metamorfismul de contact provocat de ortognaise.

Institutul Geologic al României

Șisturile cloritice sînt bine dezvoltate pe V. Moldovei, la N de Pojorîta. Roca de coloare verde închis conține impregnații sporadice de pirite și pirite cuprifere și arată la microscop o structură lepidoblastică iar ca minerale constituente cuarțul în grăunțe cu extincție onduloasă și asociate lenticular precum și clorita în agregate de lame slab colorate în verde și asociată cu paiete de sericită.

Prezintă cute secundare cu amplitudine de cîțiva mm, care diferă de direcția cutelor normale. Prin îmbogățirea în sericită trec în șisturi clorito-sericitoase.

Șisturile cloritice mineralizate au fost menționate de PAUL (Fundul Moldovei), HERBICH (Bălan) și PONI (Broșteni).

Șisturile sericitice prezintă o răspîndire mai mare decît a șisturilor cloritice și capătă un caracter predominant în unele regiuni. Roca de coloare albă-argintie se prezintă astfel la microscop:

Structura este lepidogranoblastică și textura șistoasă datorită modului de prezentare al cuarțului și sericitei. Cuarțul (85%), deformat prin alungire și fracturat, prezintă extincție onduloasă. Sericita, în foițe fine, este asociată cu limonita. Pe fisuri, din cauza alterației, se constată aglomerări de oxizi de fer.

Prin îmbogățirea în cuarț, șisturile sericitice trec la șisturi cuarțitice cu sericită, iar prin mărirea cantității de clorită arată tranziții la șisturile sericito-cloritice.

Filitele negre sînt roce cu șistozitatea perfectă, de coloare cenușiu-închisă sau neagră, cu luciu argintiu și acoperite de o pulbere de grafit. În asociație cu șisturile clorito-sericitice, împrumută sericită și clorită și cedează din materialul grafitic. Însoțesc de obicei cuarțitele negre, pe care le depășesc în extindere. Fiind fin șistoase și moi, dau naștere la alunecări de teren și se alterează ușor, căpătînd o patină feruginoasă. Sînt cutate împreună cu șisturile sericito-cloritice, din care cauză nu pot fi separate cartografic. HAUER a descris roce asemănătoare la Sîn Dominic, sub numele de « Thon-und Thonglimmerschiefer ». PAUL (61) a citat, după COTTA (16), șisturi cu substanță cărbunoasă în complexul superior de la Cîrlibaba, iar HERBICH la Sarheghi. SAVA ATHANASIU (7) a menționat pe V. Bistriței șisturi grafitoase asociate cu șisturi calcaroase și cuarțite negre, înglobîndu-le în Paleozoic, prin comparație cu Stratele de Schela (L. MRAZEC, 1895). I. ATANASIU (1929) a descris filite negre în regiunea Tulgheș, iar I. BĂNCILĂ (11) în masivul Hăghimaș.

Cuarțitele negre, roce de coloare neagră, stratificate, dure, cu spărtura așchioasă, diaclazate puternic — din care cauză se desfac în forme paralelipipedice — sînt alcătuite dintr-o alternanță de strătulețe albe și negre, cu pulbere grafitoasă pe fețele de stratificație ale benzilor negre. Diaclazele rectilinii, dese și fine, sînt umplute cu cuarț, iar pigmenții limonitici devin abundenți în părțile expuse alterației.

În general, cuarțitele negre prezintă pe marginea de vest a zonei Rarău—Breaza căderi estice, stratele se mențin necutate pe distanțe mari. În P. Cailor, ele desenează un anticlinal, al cărui flanc de răsărit suportă calcare cristaline.

Institutul Geologic al României

Cuarțitele negre au fost menționate de PAUL (61) sub denumirea de « Schwarzkieselschiefer », HERBICH (24) le-a descris în studiul său intitulat « Țara Secuilor » ca « șisturi cuarțitice și șisturi grafitice ». Cercetarea amănunțită a acestor roce metamorfice se datorește conținutului în mangan. P. PONI (65) le-a citat pe V. Bistriței (Broșteni) « ca șist silicios de coloare neagră ». QUIRING, MOGILNICKI (52) și R. PASCU le-a cercetat procesul de mineralizare. I. ATANASIU (6) a menționat prezența cuarțitelor negre în regiunea Tulgheș, iar I. BĂNCILĂ (11) în masivul Hășmașul Mare.

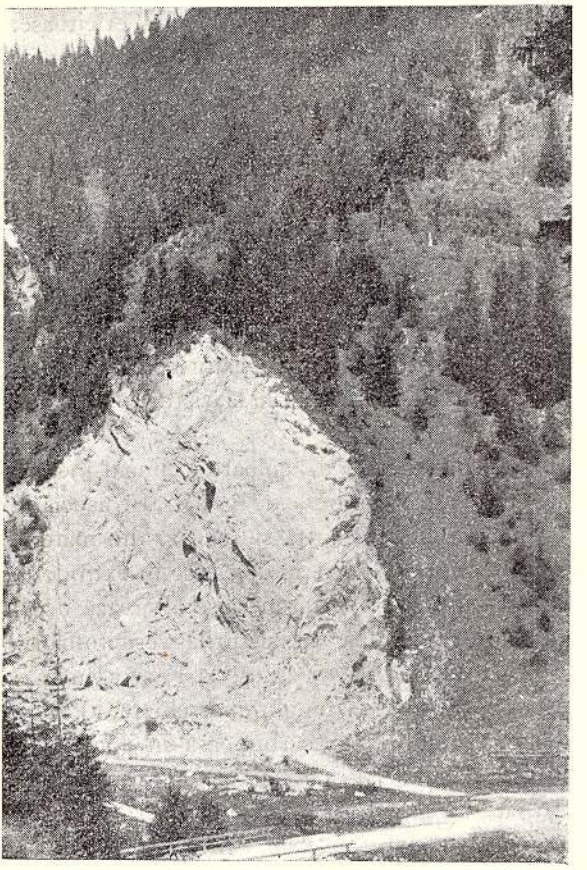


Fig. 3. — Calcarele cristaline de la Valea Putnei (Foto KRÄUTNER).

Sub microscop se observă o alternanță de pături fine de cuarț și sericită. Cuarțul (80%) este cataclastic și cu extincție onduloasă, sericita (5%) în foițe fine și dispuse paralel, formează fîșii înguste și paralele cu benzile de cuarț, limonita (5%) apare ca plaje și se infiltrează pe fisuri, iar pigmentul grafitic (10%) este caracteristic acestui tip de rocă.

Calcarele cristaline prezintă o răspîndire restrînsă față de toate celelalte tipuri epizonale descrise mai sus. Se întîlnesc sub forma de bancuri intercalate la P. Cailor, P. Scurt, V. Putnei (fig. 3) și S Mînăstirea Rarău. Stratele sînt orientate N 65° W și sînt înclinate spre E cu 30°—40°. Ele se situează deasupra cuarțitelor negre, ocupă partea superioară a complexului epizonal și urmăresc banda depozitelor permiene aflate pe marginea de vest a zonei de sedimentare.

Sînt formate din CO_3Ca și uneori intră în constituția lor și CO_3Mg; pot fi albe zaharoide, cenușii-vineții sau rubanate; pe suprafețele de stratificație și pe diaclaze devin feruginoase. La P. Cailor, calcarele cristaline situate în apropierea corpului gnaisic D. Cailor prezintă cristale sporadice de turmalină și sfen.

În partea inferioară a Pîrîului Cailor se observă asociația stratigrafică calcare—cuarțite negre, din care reiese poziția geometrică superioară a calcarelor față

Institutul Geologic al României

de celelalte tipuri de roce. Acest fapt a fost constatat în Bucovina de PAUL (1876), iar în restul Carpaților orientali a fost menționat de HERBICH (1878), SAVA ATHANASIU la Glodu, M. REINHARD și I. ATANASIU (1927) în regiunea Tulgheș precum și I. BĂNCILĂ în Hășmașul Mare (1940).

Dăm aici analiza microscopică a calcarelor cristaline din P. Cailor: roca arată o structură granuloasă și o textură șistoasă indicată de lamelele de muscovită. Calcita, în grăunțe alungite în sensul stratificației, formează trei pătrimi din masa rocei. Printre grăunțele de calcită se observă strătulețe paralele alcătuite din muscovită, feldspat și cuarț în proporții mai mici și egale între ele. Sporadic se întîlnește turmalina, apatita, sfenul; oxizii de fer în punctele alterate.

Șisturile cristaline descrise mai sus provin dintr-un complex sedimentar psamito-pelitic (gresii, argile) cu intercalații slabe de calcare. Aceste sedimente s-au format în geosinclinalul hercinic al Carpaților în timpul Paleozoicului sau chiar în Precambrian. Prin metamorfismul general realizat în epizonă au luat naștere șisturile cristaline care încadrează zona de sedimentare Rarău—Breaza. Vîrsta depozitelor celor mai vechi din această zonă fiind permiană, metamorfismul s-a instalat în geosinclinal într-o fază ante-permiană.

2. ORTOGNAISELE

Ortognaisele formează corpuri ovale alungite sau benzi în masa șisturilor cristaline. Corpurile ovale au răspîndirea localizată pe flancul de vest al zonei Rarău—Breaza, sînt orientate NW—SE și se dezvoltă astfel de la nord spre sud: corpul ortognaisic D. Cailor, corpul ortognaisic Pojorîta—Bîtca Nițan și corpul ortognaisic D. Muncel. Benzile de ortognaise se întîlnesc la extremitatea sudică a zonei Rarău—Breaza și anume la P. lui Hăbîtă, P. Călugărului, V. Arșița Rea și Bîtca la Plai. Pe flancul estic al acestei zone, ortognaisele nu au mai fost observate.

Corpurile principale de ortognaise se deosebesc geomorfologic; ele alcătuiesc aripa internă a zonei sedimentare cercetată de noi și depășesc în altitudine banda de dolomite D. Cailor—D. Corbului. Corpul D. Muncelului împrumută forma unui anticlinorium, care se poate urmări pe drumul de creastă Cabana Rarău—Stîna Slătiorenilor. Șisturile epizonale din vecinătatea corpurilor de ortognaise au suferit un metamorfism magmatic, dînd naștere unei aureole de contact.

În bibliografia geologică aceste roce intrusive sînt cunoscute sub numele de « gnaisul de Rarău », denumire improprie deoarece la alcătuirea Rarăului nu participă decît roce jurasico-cretacice. Cum dezvoltarea ortognaisului are loc în D. Cailor și D. Muncelului, vom utiliza termenul de « ortognais de D. Cailor—D. Muncelului ».

Timp de aproape 100 de ani, autori diferiți au amintit despre existența gnaiselor din regiunea cercetată de noi. B. COTTA (16) a menționat gnaisul de la SW Pojorîta și de la SSW Cîmpulung (Creițu). FR. HERBICH (21) a citat

Institutul Geologic al României

gnaisul de la Fundul Moldovei, K. PAUL (61) a descris între Pojorîta și Fundul Moldovei gnaisul ocular, considerîndu-l ca intercalații lenticulare groase de 50 cm și localizate la partea superioară a șisturilor cristaline. Pe clina de vest și sud-vest a Rarăului a menționat un ortognais roșu cu treceri la granite gnaisice. S. ATHANASIU (8) a identificat gnaise granitice la Piciorul lui Hăbîtă și Piciorul Călugărului.

Descrierile petrografice cele mai complete se datoresc lui F. TRAUTH (84), care a deosebit prin analizele microscopice executate, următoarele varietăți: granitul gnaisic de la Muncelul, gnaisul ocular de la P. Cailor, Pojorîta și Rarău, gnaisul albitic cu sericită și clorită din P. Cailor și Muncelul, gnaisul cu biotită și epidot de la Pietrele Doamnei (Muncelul). Autorul a comparat aceste roce cu gnaisul ocular de Cozia descris de REINHARD. TH. NICOLAU (56) și TH. KRÄUTNER (42) s-au ocupat de asemenea cu descrierea petrografică a acestor gnaise.

Varietatea tipurilor de roce descrise de diferiți autori se datorește faptului că gnaisul de D. Cailor— D. Muncelului nu se prezintă uniform ci se caracterizează printr-o serie care trece de la gnaise granitice la gnaise oculare și gnaise șistoase biotitice.

Gnaisul de D. Cailor — D. Muncelului este o rocă de coloare cenușie-roză sau roșiatică, după cantitatea de feldspat roșu pe care îl conține. Dacă feldspatul are dimensiuni cuprinse între 1—5 mm roca prezintă un aspect grăunțos, iar cînd ajunge la 2 cm împrumută înfățișarea granitică sau porfirică.

Cuarțul cu luciu gras are dimensiuni cuprinse între 1—5 mm. Lamelele de biotită, cînd se află în agregate printre grăunțele de feldspat și cuarț în străturețe paralele, dau rocei aspectul șistos.

La microscop, ortognaisul arată o structură granoblastică și mineralele componente descrise mai jos:

Cuarțul se întîlnește în grăunțe izolate, alotriomorfe, cu aspect cataclastic și extincție onduloasă. Conține incluziuni de biotită, apatită în grăunțe mici și zircon în lamele fine, iar în asociație cu feldspatul formează concreșteri mirmechitice.

Feldspatul apare sub formă de plagioclaz, ortoclaz și microclin. Plagioclazii predomină în unele secțiuni, au structura lamelară caracteristică și prezintă macla albitului. Conține ca incluziuni sericita infiltrată pe fisuri, granatul în grăunțe sfărîmate, apatita aciculară și clinozoizitul. Corespunde unui albit-oligoclaz.

Ortoclazul, cu aspect cataclastic, prezintă macla de Carlsbad și incluziuni de cuarț și sericită.

Microclinul rezultat din transformarea ortoclazului, ajunge la 2—2,5 cm și prezintă macla de Carlsbad și structura în sită mai puternică în centru decît la periferie. Se observă creșteri paralele de albit și concreșteri micropertitice cu cuarțul vermicular. Biotita cu pleocroism puternic (brun roșcat-brun gălbui) se prezintă în lamele cu conturul neregulat și orientate paralel. Conține incluziuni de apatită, zircon, magnetită și titanită. Rezultă în parte din transformarea granatului.

Institutul Geologic al României

Clorita se întîlnește sub forma de foițe sau plaje rezultate din alterația biotitei.

Sericita se dezvoltă în lamele fine și izolate sau ca incluziuni în feldspat.

Alături de aceste minerale principale se mai constată și următoarele minerale secundare și accesorii: apatita sub forma de grăunțe sferoidale sau aciculare izolate în masa rocei sau ca incluziuni în cuarț, feldspat și biotită; zirconul în grăunțe rotunde sau prismatice izolate și ca incluziuni în cuarț și biotită, precum și la exteriorul plajelor de biotită; granatul ca incluziuni în cuarț și biotită sau ca grăunțe sferoidale sau dodecaedri; pe fisuri pătrunde clorita și calcita rezultate din procesele de alterație; zoizitul în grăunțe rare, izolate; magnetita sub formă de grăunțe cu contur neregulat sau ca incluziuni în biotită și clorită.

Gnaisul de D. Cailor—D. Muncelului este un gnais de intrusiune, care a afectat partea periferică a zonei cristaline. Pătrunderea intrusiunilor s-a realizat concomitent cu deformările plastice, dînd naștere unei boltiri care, supusă influențelor tectonice, s-a transformat într-un anticlinorium. Această ridicare locală a masei cristaline a dat naștere în imediată apropiere, unei depresiuni sinclinale, în care s-a instalat, pentru o mare perioadă de timp, o zonă de subsidență. În vecinătatea ortognaiselor nu se constată filoane sau vinișoare de aplite și pegmatite. Șisturile epizonale din vecinătatea lor au fost afectate de un metamorfism de contact.

3. ȘISTURILE CRISTALINE DIN ÎNVELIȘUL DE CONTACT

Corpul D. Cailor și corpul D. Muncelului au influențat șisturile epizonale pe distanțe care ajung pînă la 400 m, dînd naștere la roce cu gradul de metamorfism mai ridicat. Metamorfismul de contact apare clar în jurul corpurilor ortognaisice; regiunea fiind descoperită oferă deschideri numeroase. Pe flancul estic al zonei Rarău—Breaza se observă printre șisturile epizonale și roce cu metamorfism mai ridicat, care trebuie considerate ca rezultat al unor intrusiuni ortognaisice (V. Caselor). De asemenea șisturile granatifere de la Pojorîta reprezintă influența unor ortognaise aflate în adîncime. Vom descrie mai jos tipurile de roce care se dezvoltă în învelișul de contact.

Cloritoșisturile cu biotită sînt asociate cu micașisturile granatifere, de care se deosebesc prin prezența biotitei, mineral de contact produs prin intrusiunea gnaiselor de injecție. Ca tip de rocă reprezintă termenul intermediar între micașisturi și cloritoșisturi, iar geometric se situează între șisturile epizonale și intrusiuni.

Cloritoșisturile cu epidot sînt roce de coloare verde, verde-cenușie și se află în apropierea gnaisului ocular din D. Cailor. La microscop arată următoarea constituție mineralogică: albit cu contur neregulat sau idiomorf, cuprinzînd incluziuni de epidot și avînd dispoziție paralelă; clorită, reprezentată prin clinoclor; epidot în grăunțe xenoblastice, mici și frecvente sau în agregate aso-

Institutul Geologic al României

ciate cu titanitul, și dispus paralel cu șistozitatea; titanit, care apare ca mineral accesoriu.

Parașisturile micacee prezintă sub microscop o structură granoblastică-lepidoblastică și în constituția lor intră ca minerale principale muscovita, biotita, cuarțul și feldspatul plagioclaz, iar componentele accesorii sînt turmalina și oxizii de fer.

Parașisturile granatifere sînt roce de coloare galbenă-ruginie sau cenușie-argintie, fin șistoase, care se dezvoltă mai ales în partea de est a corpului ortognaisic Muncelul. Foițele de muscovită și biotită, lungi de 0,5 — 2 mm, apar pe fețele de șistozitate, iar cristalele de granați, de mărimea unui bob de mazăre, apar ca nodule proeminente. Sub microscop, se constată o structură granolepidoblastică, o textură șistoasă, ușor ondulată, precum și următoarele minerale componente: cuarț (75%), cu grăunțe cu contur neregulat și extincție onduloasă, orientat paralel cu stratificația; feldspat, în grăunțe rare și izolate, răspîndit printre mineralele accesorii; muscovită (5%), sub formă de lamele, în cantitate mai mică decît biotita; biotită (10%), ca lame bine conturate și colorate brun-brun închis; granat (2—4%), element principal, întîlnit ca porfiroblaste dodecaedru-romboidale, colorat în brun-roșcat, prezentînd clorită pe fisuri, rezultată din alterație, și incluziuni de oxizi de fer.

Parașisturile cu biotită și epidot sînt roce de coloare cenușie-negricioasă, șistoase, fin grăunțoase care se întîlnesc în aureola de contact a ortognaisului de Muncel.

La microscop se observă structura homeoblastică, cataclastică și textura ușor șistoasă, precum și următoarea constituție mineralogică: cuarț cu extincția onduloasă și tendința de orientare în strătulețe paralele; epidot, în grăunțe de dimensiuni variate, izolat sau în agregate; biotită puternic pleocroică, asociată cu muscovită în proporții egale și cu lamelele ușor orientate; granat sub formă de porfiroblaste hipidiomorfe, cu infiltrații de clorită.

Parașisturile biotitice cu porfiroblaste de albit au structura granolepidoblastică iar textura șistoasă. Păturile de cuarț cu extincție onduloasă alternează cu fîșiile subțiri, paralele și ușor ondulate de muscovită și biotită. Albitul în grăunțe mari și alungite conține incluziuni de sericită. Clorita (penin) provenită din transformarea biotitei se prezintă în lamele sau în îngrămădiri lenticulare. Limonita apare ca pigmenți izolați.

Parașisturile micacee cu zoizit și sfen au fost identificate în aureola de contact a corpului ortognaisic D. Cailor și au următoarea constituție mineralogică: cuarț (50%) cataclastic și cu extincție onduloasă, formînd pături în alternanță cu fîșii micacee; feldspat albitic (12%) cu incluziuni de sericită, întîlnit în grăunțe mai mari decît cuarțul și ușor alungite; muscovită (15%) în foițe asociate cu biotită și alcătuind pături paralele și ondulate; clorită (penin), ca rezultat al alterației biotitei și apărînd în fîșiile micacee. Minerale accesorii sînt: sfen, zoizit în grăunțe mici, idiomorfe, turmalină, apatită, zircon și limonită.

Institutul Geologic al României

Aceste tipuri de roce din vecinătatea ortognaiselor se mai întîlnesc și la distanțe apreciabile de corpurile provocatoare. Așa de exemplu se observă șisturi clorito-sericitoase cu granat la Peciștea (N Pojorîta), punct situat între corpurile D. Cailor și Muncelul. Roca arată sub microscop o structură granoblastică-lepidoblastică și o textură slab șistoasă. Cuarțul (75%), în grăunțe angulare, este asociat cu grăunțe de albit și cu foițe de sericită și biotită. Granatul, în grăunțe cu contur cristalografic, prezintă clorită rezultată din alterație pe fisuri. Mineralele accesorii sînt apatita, rutilul și zirconul.

4. ROCILE PORFIROGENE

În Carpații orientali sînt cunoscute intercalații de roce porfirogene asociate cu șisturile epizonale. Pe V. Cailor am întîlnit o astfel de rocă cu structură porfirică relictă, arătînd o origine eruptivă și un conținut bogat în feldspat potasic și sodic, precum și în biotită. Pasta, alcătuită din elemente foarte fine de cuarț, feldspat, sericită, orientate paralel, cuprinde următoarele fenoelemente: cuarț, albit, microclin și biotită.

Șisturile cristaline care încadrează zona de subsidență Rarău—Breaza reprezintă un complex de roce sedimentare și intrusiuni bazice precursoare, de vîrstă paleozoică și probabil precambriană, influențate de metamorfismul de geosinclinal dezvoltat în orogenul hercinic. Metamorfismul mai avansat din aureolele de contact se datorește intrusiunii sintectonice de ortognaise.

Cristalinul a suferit deformări plastice importante, a căror amplitudine este trădată de ridicarea anticlinorium-ului D. Cailor — D. Muncelului și de suprafețele de încălecare între Cristalin și Sedimentar.

După tectogeneza hercinică, suportă o denudație continentală, iar pe suprafața peneplenizată și mai ales în zonele depresive s-au instalat sedimente dezvoltate pe o largă scară stratigrafică (Permian — Senonian). Grosimea conglomeratelor bazale (Permian) este redusă; ea nu reflectă asperitățile unui relief contemporan. Pătura subțire și continuă a conglomeratelor verrucanice dovedește formarea ei pe un teren relativ aplatisat. Abruptul actual D. Cailor — D. Muncelului are desigur o origine tectonică mai nouă.

Deformarea inițială a substratum-ului cristalin nu se poate explica printr-o tectonică de compartimentare. Dislocările disjunctive produc o fracturare în blocuri care nu concordă cu ondulațiile structurale recunoscute în regiunea noastră. Desmembrarea geomorfologică actuală, datorită gradului înaintat de denudare, face să putem urmări raporturile dintre Cristalin și Permian pe de o parte și zona Triasic — Cretacic pe de altă parte.

Ondularea fundamentului cristalin reprezintă o deformare plastică la scară mare și nu corespunde unui relief ante-permian sau unei tectonice disjunctive. Se datorește unei structuri cutate, care numai într-o fază mai recentă a fost afectată de dislocări transversale. Flancul estic al ortognaiselor concordă cu

Institutul Geologic al României

înclinarea Sedimentarului de pe marginea de vest a zonei Rarău — Breaza. Diferența de relief accentuată între Cristalin și Sedimentar se datorește în primul rînd formării zonei subsidente concomitent cu ridicarea corpurilor granitognaisice. Acest joc plastic al fundamentului nu implică existența unor falieri puternice.

În lungul marginei de vest a zonei de subsidență Rarău se constată permanent căderi estice ale complexului cristalin, iar conglomeratele permiene se așează direct pe șisturile cristaline, păstrînd aceeași înclinare spre est. În cazul unei compartimentări în blocuri de prim ordin ar fi trebuit ca depozitele bazale să prezinte grosimi mari, variabile, și să fie reprezentate printr-un material psefitic de dimensiuni mari. Dispoziția aproximativ concordantă a conglomeratelor bazale față de șisturile cristaline, ca și dezvoltarea uniformă și în pături subțiri, demonstrează existența unor ondulații largi de natură plastică în masa Cristalinului.

Reconstituirea zonelor cristalofiliene întîmpină dificultăți; ele au fost înglobate hercinidelor. Pe paralelul Rarăului se manifestă un anticlinorium impozant cu răsfrîngeri bilaterale pe flancuri și cu forme depresive în care s-au depus formațiile permo-mesozoice.

În regiunea cercetată, teritoriul hercinic prezintă deci anticlinorium-ul frontal minor D. Cailor — Muncel și sinclinorium-ul Rarău — Breaza, care a jucat rolul unei zone de subsidență. La început această formă depresivă a fost acoperită de o pătură subțire de depozite paleozoice, iar paralel cu jocul subsident grosimea sedimentelor mesozoice a sporit treptat. Scufundarea apreciabilă din Cretacicul superior a condus în fine la umplerea zonei subsidente Rarău — Breaza.

Marginea de est a zonei hercinice este intersectată după un unghi ascuțit de depozitele geosinclinalului carpatic. În dreptul Rarăului, apele acestui geosinclinal pătrund în zona de subsidență și iau contact cu zonele paleozoico-jurasice, tinzînd spre anticlinorium-ul frontal hercinic.

La început, ingresiunea este slabă, ea depășește ușor ghirlanda insulară, care jalona flancul de răsărit al zonei de subsidență. Începînd cu Turonianul, subsidența devine mai rapidă, iar sedimentația se intensifică, conducînd la îngroșarea sensibilă a depozitelor.

După orogenul hercinic, șisturile cristaline își continuă evoluția prin participarea la funcționarea zonei de subsidență Rarău — Breaza și la tectonica alpină.

B) ROCELE SEDIMENTARE

Efectele tectonice exercitate asupra Cristalinului Carpaților orientali au avut ca rezultat formarea depresiunilor marginale Rarău — Breaza și Hășmașul Mare. Mișcările orogenice alpine s-au înscris în litogeneza acestor depresiuni; completate cu cele suportate din zonele Flișului servesc la reconstituirea evoluției întregei catene.

Institutul Geologic al României

Zona de sedimentație Rarău — Breaza se prezintă la început ca o zonă independentă apoi ea cade sub influența Flișului. În interior este delimitată de șisturile cristaline și corpurile ortognaisice, iar la exterior este jalonată de lame discontinue de șisturi epizonale. Aspectele geomorfologice trădînd conținutul ei geologic au atras atenția cercetătorilor încă de la început. V. Moldovei o traversează la Pojorîta, oferind deschideri importante pentru descifrarea problemelor structurale. Sedimentația s-a realizat în trei cicluri majore; depozitele cele mai vechi aparțin Permianului.

1. PERMIAN

Pe cele trei laturi ale zonei de sedimentare Rarău—Breaza se dezvoltă depozitele permiene, avînd o repartiție diferită. Latura vestică se caracterizează printr-o bandă permiană continuă și unică, extremitatea sudică prezintă o descompunere a bandei de vest în solzi complicați prin intervenția depozitelor mesozoice, iar pe marginea estică depozitele permiene sînt discontinue și cu tendința de scufundare sub depozitele cretacice.

Permianul este constituit din trei orizonturi distincte:

a) Orizontul conglomeratic-gresos bazal,

b) Orizontul dolomitelor și calcarelor dolomitice,

c) Orizontul Stratelor cu Radiolari (jaspuri).

a) ORIZONTUL CONGLOMERATIC-GRESOS BAZAL

Acest orizont se dezvoltă în baza seriei mesozoice și ia contact direct cu șisturile cristaline. Deschiderile cele mai importante se află în următoarele puncte: D. Cailor, N Pojorîta (Peciștea), S Fîntîna Rece, V. Padinei (Slătioara), P. Ursului, P. Ciurgăului (Slătioara), V. Caselor, Izvorul Alb și V. Plaiul Ioanei (Sadova).

În D. Cailor conglomeratele cuarțitice cu elemente neseriate prezintă și fragmente mici de șisturi cristaline slab rulate. La N Pojorîta (Peciștea) conglomeratele albe cuarțitice conțin și elemente de cuarțite fumurii. La S Fîntîna Rece depozitele permiene se prezintă în toată varietatea lor, fiind reprezentate prin următoarele tipuri de roce: conglomerate cuarțitice formate din elemente de 2—6 mm diametru și reprezentate prin cuarțite albe, fumurii și roze; prin spargere elementele sînt intersectate iar prin expunere apar în relief; gresii silicioase albe-gălbui, gresii albe ușor feruginoase, poroase și cu concavități tapisate cu pulbere de limonită, împrumutînd aspectul de grauwacke; gresii albe micacee; gresii micacee cenușii sau cenușii-verzui cu suprafețele de stratificație plane; gresii micacee de coloare violacee și care capătă un aspect rubanat prin alternanță cu gresiile cenușii.

În V. Padinei (Slătioara) conglomeratele albe, cu patină ruginie, prind prin alterație o crustă feruginoasă groasă de 1 cm. Elementele componente sînt

Institutul Geologic al României

cuarțitele albe, bine rulate și de dimensiuni variate. În P. Ursului și P. Ciurgăului (Slătioara), conglomeratele cuarțitice apar ca o bandă de 10 m grosime, cuprinsă între șisturi cristaline și dolomite, din care apele antrenează blocuri pînă la 1 m³. În V. Caselor, conglomeratele bazale conțin elemente cuarțitice de 2—4 cm diametru, bine rulate și de coloare albă, fumurie sau roză și prind o patină feruginoasă pe fețele expuse. La Izvorul Alb se întîlnesc conglomerate albe, conglomerate roșii-violacee, gresii albe silicioase șisturi argiloase micacee roșii-violacee.

În V. Plaiul Ioanei (Sadova) se dezvoltă ultimele mărturii ale extinderii Permianului. Este reprezentat în partea bazală prin conglomerate cuarțitice albe, foarte rar fumurii, care prin alterație capătă o patină ruginie sau roșie și cuprind uneori nodule colorate gradat în roșu hematitic și goluri vermiculare. Prin expunere, elementele cuarțitice apar puternic în relief; diametrul obișnuit este de 1 cm, rareori ajung la 2—3 cm. Conglomeratele sînt asociate cu gresii conglomeratice și gresii cuarțitice grosolane, provenite din conglomerate prin micșorarea elementelor componente.

DESCRIEREA PETROGRAFICĂ

Din urmărirea răspîndirii Permianului reiese constituția litologică de mai jos

Conglomeratele monogene, formate din elemente de cuarțite albe, mai ra fumurii, slab rulate, uneori cu aspect brecios, se prezintă în bancuri de 5—10 dm și ating grosimea totală de 20—25 m. Cimentul de coloare albă sau ușor violacee cuprinde fluturași de muscovită. Sînt de coloare albă, gălbuie și mai rar roșie-violacee prin infiltrarea oxizilor de fer. Se desfac în blocuri paralelipipedice, iar prin dezagregare se transformă într-un pietriș cuarțitic. Prezintă afinități petrografice cu conglomeratele liasice și cele de tip Verrucano.

Observate la microscop conglomeratele se prezintă alcătuite din elemente de cuarțite în forme și dimensiuni variate. Cuarțul detritic, fracturat și zimțuit, arată extincție onduloasă și cuprinde incluziuni. Elementele cuarțitice componente sînt legate între ele printr-o pastă de grăunți fini de cuarț, lipsiți de orientare și asociați cu lamele de muscovită (2—4%).

Conglomeratele poligene se deosebesc prin intervenția elementelor de șisturi cristaline (șisturi sericitoase-cloritoase) în masa cuarțitelor remaniate.

Gresiile cuarțitice albe sînt formate din grăunți de cuarț prinse într-un ciment silicios și arată tranziții la conglomerate prin tipul intermediar de gresii conglomeratice.

Gresiile micacee albe sau roșii-violacee sînt formate din grăunți de cuarț asociați cu muscovită; au cimentul silicios sau argilo-marnos. Prin îndepărtarea cimentului argilos se formează goluri, pe care se depun apoi pigmenți limonitici. La microscop se observă cuarț detritic cu extincție onduloasă (60%), conturul dreptunghiular și ușor alungit în sensul stratificației; muscovită (8%) în lamele

Institutul Geologic al României

ușor orientate; biotită cloritizată în foițe izolate; cimentul cu pigmenți limonitici (30%) scoate în relief mineralele constituente.

Rocele pelitice sînt foarte rare și reprezentate prin argile șistoase, fin micacee de coloare roșie-violacee.

POZIȚIA STRATIGRAFICĂ ȘI VÎRSTA

Depozitele detritice descrise mai sus se prezintă ca benzi uniforme și continue și sînt mărturia unei sedimentații litorale *in situ*, cu dezvoltări scurte în timp și fără variații de facies; absența lor în anumite puncte se datorește laminărilor sau dislocărilor transversale. În condiții tectonice conglomeratele ajung la partea superioară a dolomitelor. Contactul dintre conglomeratele cuarțitice și dolomite are o importanță deosebită și discuțiile asupra lui se extind ori de cîte ori se pune problema vîrstei conglomeratelor bazale. Observațiile de teren arată o legătură strînsă între conglomerate și dolomite, dovedind relații de continuitate. În distribuția acestor depozite nu se constată o discordanță stratigrafică între ele. Conglomeratele și gresiile cuarțitice din baza seriei sedimentare din zona Rarău—Breaza sînt intercalate stratigrafic între șisturile cristaline și dolomite. Fiind lipsite de un conținut paleontologic, ca și dolomitele superioare, precizarea vîrstei lor a întîmpinat mari dificultăți.

Depozitele psefito-psamitice de natură silicioasă aflate în baza seriei mesozoice din Carpații orientali au fost atribuite Permianului. A. ALTH (1) a fost primul cercetător care le-a înglobat în această perioadă geologică, aplicîndu-le termenul de Verrucano.

K. M. PAUL (1876), bazat pe asemănarea cu conglomeratele de tip Verrucano și pe poziția lor inferioară față de dolomitele socotite triasice, a considerat conglomeratele și gresiile cuarțitice de vîrstă permiană. V. UHLIG le-a atribuit aceeași vîrstă permiană, comparîndu-le cu gresia de Gröden. S. ATHANASIU (1899) le-a analogat cu conglomeratele de tip Verrucano. I. SIMIONESCU (74) amintește de gresia roșie și conglomeratul cuarțitic din Bucovina, descrise anterior de PAUL. I. ATANASIU (1927), determinînd o faună considerată în baza calcarelor dolomitice ca aparținînd Werfenianului superior, a repartizat conglomeratele bazale Werfenianului superior. TH. KRÄUTNER (1929), cunoscînd această constatare, a susținut totuși vîrsta permiană bazat pe asemănările litologice cu Verrucano din Alpi și Munții Apuseni. Pentru soluționarea contradicției dintre autori privind stabilirea vîrstei conglomeratelor, vom analiza comparativ depozitele din regiunea noastră cu cele asemănătoare din restul Europei. În Alpi (44), la baza Stratelor de Werfen se situează complexul numit Verrucano, gresiile de Gröden și calcarele cu *Bellerophon*. În complexul Verrucano sînt cuprinse conglomerate și gresii roșii puternic dezvoltate, arcoze cenușii, verzui sau roșii (sernifite) și intercalații de porfire și melafire. Calcarele dolomitice cu *Bellerophon*, cuprinzînd Lamellibranchiate *(Gervilleia, Aviculopecten)*, ar putea fi comparate cu dolomitele fosilifere din regiunea Tulgheș.

Institutul Geologic al României

Permianul de facies germanic (44), în subdiviziunea inferioară (Rotliegendes) cuprinde un pachet gros de conglomerate, brecii, gresii, șisturi roșii-cenușii cu intercalații de porfire, porfirite și melafire, dispus discordant față de Paleozoicul vechi și șisturile cristaline. Subdiviziunea superioară (Zechstein) cuprinde un conglomerat bazal de 1—2 m, șisturi cuprifere, calcare, dolomite și depozite halogene la partea superioară.

În țara noastră, Permianul de tip alpin (Verrucano) a fost descris de M. PAUCĂ (1940) în Munții Muma—Codru, deosebind Permianul inferior alcătuit din conglomerate poligene, uneori în alternanță cu gresii cuarțitice și șisturi, a căror vîrstă a fost fixată de R. TELEGD (1892) prin comparație cu depozite purtătoare de plante identificate în Banat. Permianul superior alcătuiește o serie cuarțitică roșie-violacee cu structură torențială.

Majoritatea cercetătorilor considerînd complexul bazal din regiunea noastră comparabil cu complexul Verrucano din catena alpină, vom analiza îndeaproape aceste complexe. Depozitele de tip Verrucano se caracterizează prin răspîndirea și grosimea mare (1000 m în Bihor), încadrarea între discordanțe stratigrafice și compoziția litologică specială; cuprind conglomerate și gresii cuarțitice, șisturi argiloase, porfire cuarțifere efusive, iar coloratia roșie a sedimentelor continentale este predominantă.

Conglomeratele din Rarău, considerate de majoritatea cercetătorilor (ALTH, PAUL, UHLIG, S. ATHANASIU, KRÄUTNER) de vîrstă permiană (Verrucano), se deosebesc de cele din Munții Apuseni (Bihor, Pădurea Craiului, Muma—Codru) prin următoarele însușiri: ocupă suprafețe reduse și au o grosime foarte mică (8—12 m) în comparație cu cele din Bihor (1000 m); sînt discordante față de Cristalin, însă arată o legătură strînsă față de dolomitele superioare; nu au compoziția litologică a complexului Verrucano, lipsind șisturile violacee, sernifitele, tufurile diabazice și porfirele cuarțifere iar coloratia predominantă este cea albă, roșu-violaceu intervenind în mod excepțional.

Din cele de mai sus reiese că depozitele bazale din zona Rarău—Breaza nu corespund complexului Verrucano, cunoscut în catenele alpine.

UHLIG și S. ATHANASIU au pus problema existenței unor conglomerate permian-inferioare de facies germanic (Rotliegendes). Grosimea puternică (500 m) care a permis separația a trei orizonturi, asociația litologică (conglomerate, brecii, șisturi, porfire, porfirite, melafire) și prezența calcarelor dolomitice ne împiedică a admite prezența Rotliegend-ului în regiunea cercetată.

I. ATANASIU (1927) pledează pentru o vîrstă triasic-inferioară, bazat pe fauna triasic-inferioară (Strate de Campile) identificată la Azodul Mare (Tulgheș) în partea inferioară a dolomitelor. În mod logic, s-a dedus că depozitele conglomeratice ocupînd o poziție inferioară dolomitelor fosilifere trebuie să fie repartizate Stratelor de Seis. În sprijinul acestei argumentații, autorul a menționat gresiile fosilifere citate de G. MERHART (51) în V. Seacă. Poziția Stratelor de Werfen din Bucovina nu constituie însă un argument în sprijinul

Institutul Geologic al României

vîrstei triasic-inferioare a conglomeratelor deoarece ele ocupă o poziție geometrică superioară.

Volumul restrîns al depozitelor bazale și uniformitatea tipurilor de roce, precum și asociația cu calcarele dolomitice le apropie de Permianul superior. În adevăr, Zechsteinul din Harzul de sud și de la Mannsfeld îndeplinește aceste condiții stratigrafice (44).

Vîrsta depozitelor detritice bazale din zona de subsidență Rarău—Breaza a înregistrat în bibliografie o variație cuprinsă între Permianul inferior și Triasicul inferior. Faptul se datorește lipsei de probe paleontologice în complex precum și în succesiunea întregei zone permiene. Din analiza litofaciesurilor am ajuns la concluzia că ele nu aparțin Permianului alpin de tip Verrucano și nu pot fi atribuite Triasicului inferior (Strate de Seis). Conglomeratul bazal, asociat cu gresii silicioase albe și gresii micacee roșii-violacee, aparține părții inferioare a Permianului superior. Volumul stratigrafic restrîns, legătura intimă cu dolomitele, lipsa intercalațiilor efusive, poziția stratigrafică precisă și uniformitatea faciesului sînt argumente în sprijinul vîrstei permian-superioare a complexului detritic bazal.

Faciesul epicontinental al acestui complex face să se apropie de faciesul germanic al Permianului. Cercetarea celorlalte complexe permiene vine în sprijinul acestei păreri.

b) ORIZONTUL DOLOMITELOR ȘI CALCARELOR DOLOMITICE

Dolomitele formează mase importante, cu aspect ruiniform și dispuse în benzi la marginea zonei de subsidență. Se reazemă prin intermediul conglomeratelor bazale de șisturile cristaline și suportă aproape constant orizontul jaspurilor. În partea de vest formează o bandă unitară de la Breaza pînă la D. Colbului (W Rarău), care apare puternic în relief și formează cei doi munți vecini: Adam și Eva (fig. 4). Eroziunea și dislocările tectonice produc discontinuități în această bandă vestică de dolomite.

La extremitatea sudică a zonei de sedimentare, dolomitele sînt întrerupte din cauza eroziunii cretacice și a transgresiunii Cretacicului superior. Dolomitele de la Piciorul Călugărului și Bîtca Runcița sînt mărturiile benzii dolomitice și indică legătura între D. Colbului și Slătioara.

În regiunea Arșița Rea, Bîtca cu Plai (Slătioara) dolomitele ating o grosime aparentă de cca 2 km din cauza unei solzificări strînse. De aci spre nord se întind benzile dolomitice de vest. Ele sînt în număr de trei, au orientarea NW—SE, sînt paralele cu banda vestică și manifestă spre nord o tendință de afundare treptată pînă la dispariție.

Fîșia internă se dezvoltă între Bîtca Negrii (Slătioara) și V. Izvorul Alb, pe al cărei versant stîng dispare pentru ca să reapară sub forma unei butoniere în V. Seacă. Fîșia mijlocie se întinde de la Vîrful Mare (N Slătioara) pînă în

Institutul Geologic al României

V. Izvorul Malului, iar fîșia externă începe de la N Pietrele Arse și se continuă tot pînă în Izvorul Malului, însă reapare bine dezvoltată la marginea de vest a satului Izvorul Alb. Tot aci se întîlnesc două iviri de dolomite cu volum redus, care pot fi considerate în continuarea fîșiei mijlocii.

În V. Seacă, fîșia externă și cea mijlocie nu-și mai găsesc corespondentul.

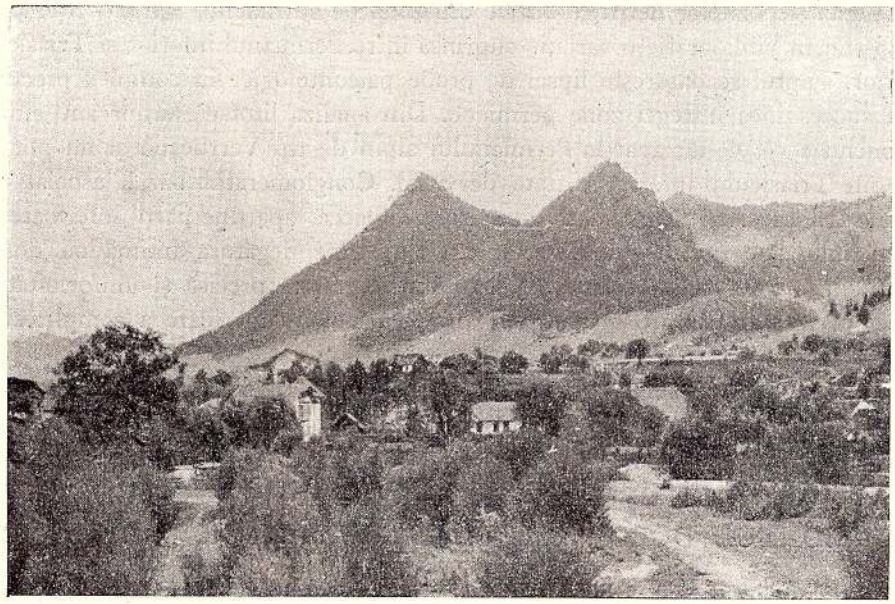


Fig. 4. — Dolomitele permiene de la Adam și Eva (Foto KRÄUTNER).

La N de V. Moldovei, dolomitele sînt cunoscute pe P. Plaiul Ioanei (N Sadova) și reprezintă ultima manifestare a fîșiei interne. La Fundul Pojorîtei apar singurele dolomite în mijlocul zonei de sedimentare Rarău—Pojorîta—Breaza.

DESCRIEREA PETROGRAFICĂ

În cariera din D. Peciștea (fig. 5) se observă următoarele tipuri de dolomite: dolomite cenușii, dolomite gălbui, dolomite cu pete și vinișoare roz, dolomite brecioase. Ele sînt dizolvate puternic pe diaclaze și formează peșteri; prin dezagregare se transformă într-un grohotiș mărunt cu patină feruginoasă.

Cariera Pojorîta, aflată sub terasa superioară a Văii Moldovei, prezintă următoarea succesiune: dolomite masive cenușii-negricioase cu patină ruginie la partea inferioară, dolomite cenușii-negricioase în strate groase de 2—8 cm și dolomite silicifiate galben-ruginii cu tranziții la jaspurile superioare. Pe drumul Izvorul Alb—Cabana Rarău, banda dolomitică este bine deschisă și i se poate urmări conținutul litologic. Tipurile de roce care se întîlnesc sînt: dolomite

Institutul Geologic al României

gălbui, dolomite cenușii, dolomite brecioase albe, dolomite brecioase cu cimentul roșu, dolomite cuprifere și dolomite cu infiltrații de jaspuri roșii. Prezintă spărtura aschioasă, se dezagregă ușor și formează un grohotiș mărunt cu elemente de cca 1 cm diametru.

Pe V. Ciurgăului, dolomitele se dezvoltă sub formă de bancuri diaclazate, groase de 1 dm pînă la 1 m. Sînt reprezentate prin dolomite gălbui, dolomite

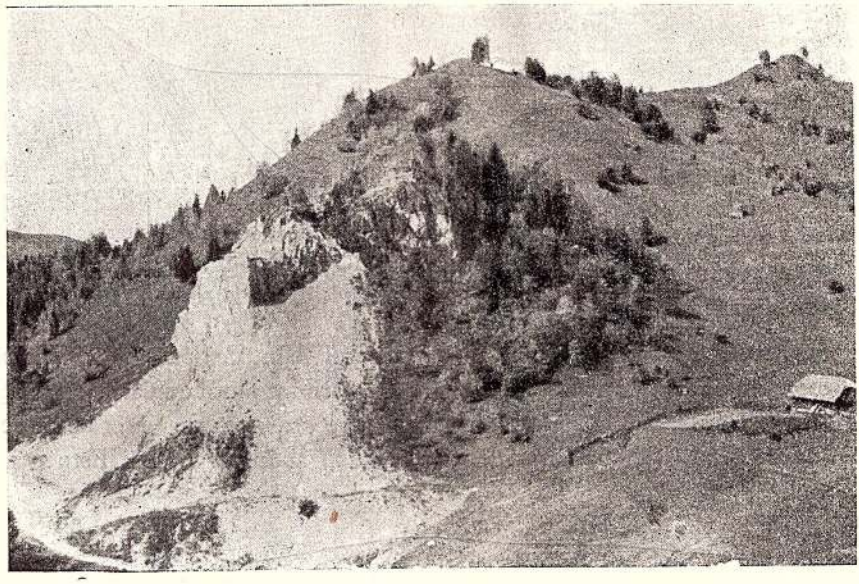


Fig. 5. — Dolomitele permiene din Dealul Peciștea — N. Pojorîta (Foto KRÄUTNER).

cenușii și brecii dolomitice. Brecia dolomitică este constituită din elemente cuarțitice remaniate din conglomeratul bazal, șisturi și filite sericitoase, precum și dolomite gălbui. Elementele componente sînt neseriate, au forma neregulată cu contur unghiular, iar diametrul variază între 2—8 cm. Prin expunere cimentul calcaros este solvit, astfel că elementele sînt reliefate. Formează un banc de 2—3 m grosime, intercalat în baza dolomitelor și în apropierea fundamentului cristalin. În V. Izvorul Alb dolomitele devin grezoase la contactul cu jaspurile (fig. 6); în rest se observă, pe lîngă dolomitele comune, și dolomite brecioase. În V. Seacă, dolomitele de pe ambele maluri conțin în spărtură pete albastre și verzi de azurită și malachită singenetică.

Analizate la microscop, dolomitele cenușii arată o masă cenușie-cafenie de carbonați în grăunți mici, în care se disting plaje de cristale mai mari și o serie de diaclaze. Ca material autigen se observă grăunți de cuarț detritic (12%) cu extincție onduloasă, inechigranular și cu dimensiuni cuprinse între 0,01—0,1 mm. Muscovita (12 %), în foițe fine, este asociată cu cuarțul și uneori se infil-

Institutul Geologic al României

trează pe fisurile rocei. Dolomitele gălbui se prezintă ca o masă amorfă cenușie, cu puncte care arată începuturi de cristalizare; cristale foarte fine sînt grupate în plaje sau pe diaclaze (V. Caselor). De asemenea pot arăta o structură fin granuloasă datorită cristalelor mici de carbonați repartizate uniform (Izvorul Alb).

Dolomitele cuprifere de coloare cenușie-gălbuie pe fețele expuse, diaclazate, cu spărtura așchioasă și neregulată, prezintă în toată masa pete de azurită și

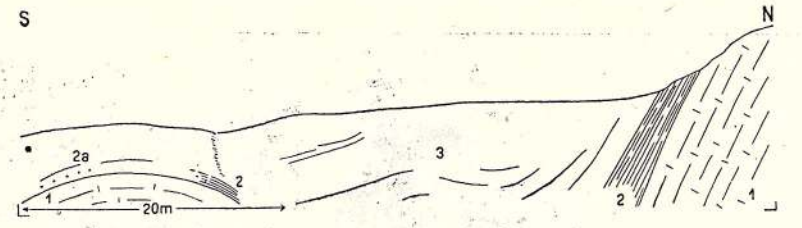


Fig. 6. — Aparițiile de calcare dolomitice de pe flancul extern (Valea Izvorul Alb).

1, dolomite permiene; 2, șisturi cu Radiolari; 3, Cretacic inferior.

malachită de la 0,5—2 cm în diametru (Izvorul Alb, V. Seacă). La microscop se observă o masă fină cristalizată, cu diaclaze rare umplute cu carbonat, precum și infiltrații de Cu. Gresia supradolomitică apare deasupra șarnierei de anticlinal de pe malul stîng al Văii Izvorul Alb (fig. 7) și în V. Seacă. Este o gresie

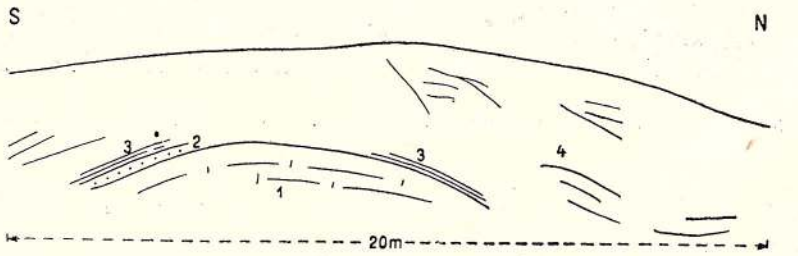


Fig. 7. — Anticlinalul de dolomite din Valea Izvorul Alb.

1, dolomite; 2 gresii; 3, jaspuri permiene; 4, Cretacic inferior.

cuarțitică fin micacee și arată tranziția la orizontul jaspurilor. La microscop se constată cuarțul detritic aproape echigranular și muscovita în lamele, cu o ușoară orientare paralelă, prinse într-un slab ciment de natură calcaroasă.

POZIȚIA STRATIGRAFICĂ ȘI VÎRSTA

Complexul dolomitic ocupă o poziție stratigrafică clară, anume este cuprins între complexul detritic bazal și complexul jaspurilor la partea superioară. Cum atît dolomitele cît și cele două complexe vecine nu conțin dovezi paleontologice care să le determine vîrsta, precizarea poziției dolomitelor în scara cronologică a întîmpinat dificultăți importante.

Institutul Geologic al României

COTTA (1855) a descris prima dată dolomitele din regiunea Rarău, considerîndu-le ca intercalații în masa Cristalinului. HAUER și STACHE (1863) le-a identificat în Cheile Bicazului și le-a repartizat Eocenului. PAUL (1876) și HERBICH (1878) au atribuit dolomitelor vîrsta triasic-inferioară. V. UHLIG a afirmat la început (1889) că dolomitele ar aparține Triasicului inferior și apoi (1903), ținînd seamă de legăturile strînse cu Verrucano, le-a repartizat Permianului. S. ATHANASIU (1899) a considerat dolomitele din Bucovina de vîrstă triasică, fără precizarea subdiviziunilor pe care le-ar reprezenta. I. ATANASIU (1929) a determinat în calcarele dolomitice de sub Vf. Azodul Mare (Tulgheș) o faună pe baza căreia a precizat vîrsta werfenian-superioară (Strate de Campile). Ținînd seamă de aparițiile calcarelor de Halstatt a considerat că dolomitele pot cuprinde și Triasicul mediu în partea lor superioară. I. BĂNCILĂ (1940) a făcut rezerve asupra poziției geologice a punctului fosilifer de la Azodul Mare. TH. KRÄUTNER (1929) a precizat pentru dolomite vîrsta triasic-inferioară și a stabilit zonele de răspîndire între Rarău și Pojorîta.

În lipsa resturilor organice fosilizate, pentru precizarea vîrstei dolomitelor vom cerceta litofaciesurile din restul Europei. Zechsteinul de la Mansfeld și din Harzul de Sud (44) cuprinde la partea inferioară conglomerate, șisturi cuprifere și calcare, în partea mijlocie dolomite, și la partea superioară dolomite, gips, sare. Această succesiune poate fi paralelizată cu regiunea noastră, cu deosebirea că șisturile cuprifere sînt înlocuite prin dolomite cuprifere, iar partea superioară trece în facies lagunar, pe cînd în Rarău trece la șisturile cu Radiolari, facies tipic marin.

Permianul superior din V. Eden (44) este alcătuit dintr-o succesiune de depozite care prezintă afinități cu cele din regiunea noastră (gresii și șisturi cărbunoase 12 m, dolomite 3—7 m, marne roșii 75 m). Permianul din Bazinul Donețului (44) este constituit din următoarea succesiune de strate: gresii, șisturi argiloase, calcare cu Brachiopode, calcare dolomitice cu argile și gipsuri, iar la partea superioară marne roșii și verzi cu oxizi de Cu. Paralelizînd aceste depozite cu cele din regiunea noastră putem considera gresiile și șisturile argiloase în complexul detritic bazal, calcarele cu Brachiopode și calcarele dolomitice în complexul calcaros-dolomitic, iar marnele superioare în complexul jaspurilor.

Ținînd seamă de aceste date, considerăm dolomitele, cuprinse stratigrafic între conglomeratele cuarțitice bazale și stratele cu jaspuri, de vîrstă permian-superioară. Prezența oxizilor de Cu din dolomite joacă rolul de fosil conducător și ne-au ajutat în descifrarea stratigrafiei regionale.

Privitor la fauna de la Azodul Mare (6) facem următoarele considerații impuse de noua paralelizare a dolomitelor. Poziția geometrică a punctului fosilifer poate fi discutată întrucît Stratele de Campile se dezvoltă în Carpații romîni sub un facies ușor de recunoscut, cu dezvoltare întinsă și uniformă, iar masele dolomitice puternice nu i se asociază. Argumentul depozitelor werfeniene

Institutul Geologic al României

din V. Seacă și îndoiala exprimată de I. BĂNCILĂ (11), un bun cunoscător al Mezozoicului din Carpații orientali, pledează pentru situația neclară a zăcămîntului fosilifer de la Azodul Mare.

Admițînd o poziție normală, calcarele dolomitice fosilifere cu *Gervilleia* și *Pecten* de la Azodul Mare pot fi echivalate cu dolomitele purtătoare de *Gervilleia* și *Aviculopecten* din Permianul superior de tip alpin.

Dacă admitem ideea unor dolomite triasice, trebuie să recunoaștem existența a două faciesuri sincrone heteropice suprapuse și în consecință să ne considerăm în prezența unor unități tectonice de gradul pînzelor. Datele de teren nu indică însă prezența unor șariaje impozante.

c) ORIZONTUL STRATELOR CU RADIOLARI (JASPURI)

La partea superioară a dolomitelor se dezvoltă Stratele cu Radiolari, cunoscute sub numele de «Strate cu jaspuri». Sînt de coloare roșie-cărămizie, roșie-portocalie, verde-albăstruie, brună sau cenușie, bine stratificate, dure și cu spărtură așchioasă. Varietățile pămîntoase au spărtura concoidală, iar prin expunere se desfac în plăci și în fragmente colțuroase de 1—2 cm în diametru. Grosimea stratelor variază între 1 dm—1 m și sînt străbătute de diaclaze dispuse ortogonal și umplute cu calcită sau cuarț secundar.

La partea inferioară, stratele cu Radiolari se află în legătură strînsă cu dolomitele; alternează la început cu ele apoi se dezvoltă din ce în ce mai mult pînă cînd le înlocuiesc în întregime. La partea superioară intervin discordant formații de natură și vîrstă diferită. Răspîndirea stratelor cu Radiolari corespunde benzilor de dolomite, cu singura deosebire că fiind ușor supuse dezagregării nu sînt evidențiate de relief și sînt acoperite de obicei de grohotișurile provenite din dolomite sau de pătura de sol. Deschiderile cele mai importante în aceste strate sînt descrise mai jos.

DESCRIEREA PETROGRAFICĂ

În P. Cailor se dezvoltă la partea superioară a dolomitelor depozite silicioase sau pămîntoase, colorate în roșu-cărămiziu, în strate groase de 5—20 cm. Spărtura este așchioasă sau pămîntoasă, iar textura este compactă.

La microscop masa fundamentală este alcătuită din calcedonită fibroasă și petece de argilă și cuprinde elemente detritice foarte fine de cuarț și muscovită. Pigmenții fini de hematită uniform repartizați împrumută rocei colorația roșie. Ca resturi organice se disting mai ales schelete de Radiolari sferici silicioși sau calcifiați, avînd conturul simplu cu spini sau sub forma de rețele izolate. Se recunosc genurile *Cenosphaera* și *Rhopalastrum*.

În P. Peciștea (N Pojorîta), stratele cu Radiolari sînt puternic cutate și prezintă raporturi tectonice față de dolomite (fig. 8). Se deosebesc jaspuri negre sau cenușii-verzui, fin diaclazate și care se sfărîmă ușor prin lovire, precum și

Institutul Geologic al României

jaspuri roșii, roșii-cărămizii, roșii-violacee, în bancuri de 2—4 cm sau 1—2 dm. Au afinități cu Stratele de Sinaia, cu care au fost confundate, prin cutarea intensă, diaclazare și patină. Varietățile de jaspuri diferit colorate se observă în pachete alternînde și conțin șisturi argiloase cenușii-negricioase, cu aspect lenticular și oglinzi de fricțiune. Analizate la microscop se observă grăunțe numeroase de cuarț și lamele de muscovită, prinse într-o masă argiloasă străbătută de diaclaze fine, umplute cu calcită sau fisuri cu infiltrații de pigmenți limonitici.

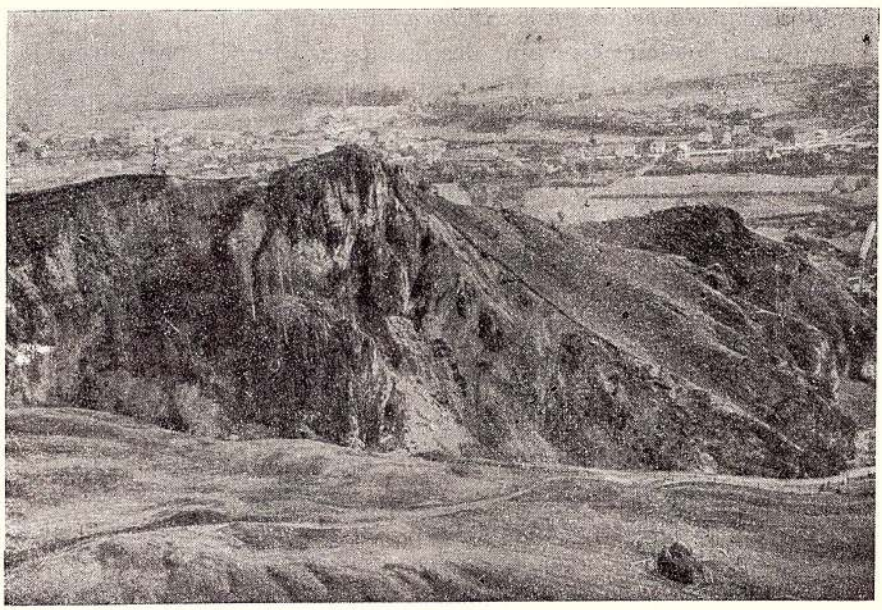


Fig. 8. — Dolomitele și jaspurile din Pîrîul Peciștea — N. Pojorîta (Foto KRÄUTNER).

În Cariera S Pojorîta jaspurile verzi-albăstrui, roșii-violacee, roșii pătate cu verde-albăstrui sau cu dungi albăstrui pe marginea diaclazelor încadrînd suprafețe roșii-violacee, sînt bine stratificate, dure și în străturețe de cîțiva cm. Au căderi estice cu tendința de ridicare la verticală (70°—80°) și prezintă treceri vizibile la dolomite.

La microscop se observă masa fundamentală argiloasă colorată în brun-roșcat, cu plaje puternic silicifiate și conținînd numeroase schelete de Radiolari și elemente detritice (fragmente de cuarț detritic, feldspat plagioclaz și lamele de muscovită). Resturile organice sînt reprezentate prin Radiolari conservați în calcedonie, cu conturul sferic și fără deformări în sensul stratificației, precum și prin spiculi de Spongieri.

Drumul Izvorul Alb—Cabana Rarău intersectează prin serpentinele sale de cîteva ori stratele cu Radiolari, oferind deschideri prielnice pentru observarea

Institutul Geologic al României

constituției litologice și a raporturilor cu dolomitele. La microscop jaspurile arată existența unei mase fundamentale pelitice silicioase sau silico-argiloase pigmentată cu oxid de fer, care conține particule rare de cuarț și lamele de muscovită. Textura orientată este evidențiată de foițele de mică și turtirea cochiliilor de Radiolari. Resturile organice sînt reprezentate prin exemplare numeroase de Radiolari, umplute cu calcedonie, oxizi de fer sau CO_3Ca, precum și spiculi de Spongieri. Genurile recunoscute sînt: *Cenosphaera* (frecvent), *Lithocampe* (rar), *Rhopalastrum* și *Stichocapsa* (f. rar).

Tranziția la dolomite este bine descoperită pe drumul spre cabana Rarău și reprezentată prin jaspuri dolomitice, care sînt roce silico-calcaroase cu oxizi de fer în cantități reduse. În jurul părții sudice a Rarăului se întîlnesc jaspuri de coloare galbenă-portocalie, cu spărtura concoidală. Sub microscop arată o masă criptocristalină, datorită transformării opalului în calcedonie, care conține plaje de microcristale și filonașe de calcită sau cuarț secundar. Pigmenții de oxizi de fer se aglomerează în jurul granulelor de cuarț.

În V. Izvorul Malului, între stratele cu Radiolari se găsesc intercalații slabe de gresii fin micacee colorate în roșu-violaceu sau verzui. La microscop se arată constituite din fragmente de cuarț detritic (70%) și lamele de muscovită (6—8%) prinse într-un ciment calcaros (15%) asociat cu pigmenți limonitici.

Geneza rocelor cu Radiolari din regiunea noastră nu este legată de condiții batimetrice speciale. Originea abisală nu poate fi susținută din cauza prezenței materialului detritic abundent și în grăunțe relativ mari, a grosimii depozitelor și alternanței cu calcarele dolomitice.

Dezvoltarea Radiolarilor se datorește erupțiilor bazice care au furnizat materialul silicios. Despre existența rocelor bazice avem indicii în D. Cailor, unde diabazele se află în strînsă legătură cu stratele radiolaritice. Asemenea depozite au fost identificate și în Munții Metaliferi, făcîndu-se aceleași considerații asupra originii materialului și condițiilor batimetrice de sedimentare (V. C. Papiu).

POZIȚIA STRATIGRAFICĂ ȘI VÎRSTA

Primele informații relative la stratele cu jaspuri din Carpații orientali se găsesc în lucrările lui Hauer și Stache (19), care le-au menționat în Hășmașul Mare între șisturile cristaline și calcarele tithonice.

Paul (61) le-a descris în regiunea noastră ca roce silicioase roșii, uneori argiloase și chiar calcaroase, cuprinse între Triasicul inferior și calcarele de Hallstatt; de asemenea le-a comparat cu Stratele de Buchenstein (Triasic superior). Herbich (24) a considerat jaspurile triasic-medii și apoi triasic-superioare, ținînd seamă de precizările lui Paul.

Uhlig (88) a precizat poziția stratigrafică a jaspurilor între dolomite și Tithonic-Neocomian. Vîrsta lor fiind legată de dolomite, au fost atribuite la

Institutul Geologic al României

început Triasicului mediu și apoi prin întinerirea dolomitelor au fost considerate triasic-superioare. S. ATHANASIU a făcut rezerve față de repartizarea jaspurilor la Triasic. VADÁSZ și JEKELIUS au constatat în Hășmașul Mare și Bucegi jaspuri și radiolarite cu o poziție stratigrafică bine definită și cuprinsă între Dogger și Malm. În Hăghimaș, JEKELIUS (39) a arătat că radiolaritele sînt localizate la baza calcarelor cu *Aspidoceras acanthicum* OPP. Precizarea vîrstei oxfordian-callo-viene pentru o categorie de jaspuri în Carpații orientali a fost făcută de I. ATANASIU (6), care a considerat jaspurile vechi din regiunea Tulgheșului de vîrstă jurasică. Bazat pe aceleași rezultate, TH. KRÄUTNER (42) a repartizat jaspurile din Rarău asociate dolomitelor la Oxfordian-Callovian, iar o parte din ele au fost atribuite Neocomianului inferior.

Stratele cu Radiolari de la partea superioară a dolomitelor permiene din regiunea Rarău—Breaza nu pot fi analogate cu radiolaritele jurasice din Bucegi, unde prezintă o poziție stratigrafică bine definită. Deschiderile întîlnite pe șoseaua turistică Izvorul Alb—Cabana Rarău arată o continuitate de sedimentare între dolomite și jaspuri. Dolomitele trec treptat către partea superioară la jaspuri. Intercalațiile de jaspuri cuprinse în masa dolomitelor capătă o dezvoltare din ce în ce mai mare, alternînd cu dolomitele, pentru ca apoi să se dezvolte singure. Bazați pe tranziția dolomite-jaspuri, am considerat împreună cu D. PREDA (68) stratele cu jaspuri ca avînd o vîrstă triasică, așa cum au afirmat și autorii anteriori (PAUL, HERBICH, UHLIG).

L. KOBER (40), în urma cercetării profilului geologic de pe V. Moldovei (Pojorîta), a precizat că șisturile roșii se reazemă pe dolomite, iar la partea superioară prezintă tranziții care seamănă cu depozitele rhetice.

În Carpații romîni, radiolaritele și jaspurile se întîlnesc frecvent în diferitele formații geologice. Cele mai bine cunoscute apar în Cretacicul superior (Zlatna), în Neocomian (Munții Metaliferi), în Oxfordian-Callovian (Bucegi, Hășmașul Mare, Rarău) și în Permian (Rarău, Hășmașul Mare). De asemenea au fost considerate în grupa jaspurilor și filoanele hidrotermale colorate, de natură silicioasă, și tufurile diabazice silicifiate. Cum aceste depozite sînt legate de rocele bazice, li s-a atribuit vîrsta cretacică sau triasică, după vechimea apreciată pentru manifestările magmatice.

Depozite similare stratelor cu jaspuri, din punct de vedere litologic și al poziției geometrice, se cunosc în Permianul superior din Bazinul Donețului (44), unde deasupra calcarelor dolomitice se instalează marne roșii verzi cu oxizi de Cu. În Zechstein, se întîlnește deasupra dolomitelor deobicei faciesul lagunar cu sare și gips. Gresiile și dolomitele Permianului superior din V. Eden (Anglia) suportă marne roșii în grosime de 75 m. Întreg complexul corespunde litologic și în parte chiar volumetric cu succesiunea Permianului superior de pe marginea zonei Rarău—Breaza. Aceste date comparative ne îndreptățesc să considerăm stratele cu Radiolari și jaspurile situate deasupra dolomitelor ca fiind localizate la partea superioară a Permianului superior. Ele au fost considerate

Institutul Geologic al României

în general de vîrstă triasică pe motivul că dolomitele erau repartizate Triasicului. De asemenea au fost atribuite Oxfordian—Callovianului sau localizate în baza Neocomianului (29).

În concluzie, complexul detritic bazal, complexul calcarelor dolomitice și al dolomitelor, precum și complexul stratelor cu Radiolari și al jaspurilor din Rarău formează o unitate stratigrafică cu legături strînse, care s-a conservat în întregime și aparține Permianului superior. Banda depozitelor permiene de la periferia zonei de subsidență Rarău—Breaza este continuă și suportă discordant toate depozitele mesozoice. Triasicul inferior situîndu-se la partea superioară a acestei bande, vine în sprijinul vîrstei permiene.

În ipoteza unor dolomite și jaspuri triasice, s-ar fi impus o interpretare tectonică; găsindu-ne în fața a două faciesuri sincrone și heteropice suprapuse ar fi trebuit să admitem existența unei structuri în pînză. Această problemă va fi dezvoltată la capitolul tectonicei, în partea finală a prezentului studiu.

2. TRIASIC

Depozitele triasice se dezvoltă — spre deosebire de zona permiană completă și fără întrerupere — sub forma de blocuri izolate, care apar de sub învelișul cretacic în condiții neclare sau ca blocuri remaniate în depozitele cretacice. Sînt reprezentate toate subdiviziunile Triasicului, determinate pe baze paleontologice.

a) TRIASIC INFERIOR (SCHITIAN)

Triasicul inferior, cunoscut sub numele de Strate de Werfen, avînd o constituție litologică caracteristică — șisturi argilo-grezoase cu intercalații de calcare în plăci, facies uniform și fosile frecvente — a fost recunoscut în Carpații orientali, de primii cercetători (HAUER, STACHE, HERBICH). În regiunea noastră identificarea Schitianului a întîrziat din cauza raritătii aflorimentelor.

În anul 1910, V. UHLIG (90) a descris în seria « klippelor » triasice, Stratele de Werfen cu *Natiria costata* MATS., *Myophoria costata* ZENK., *Pseudomonotis* cfr. *angulosa*, *Turbo rectecostatus* HAUER. De asemenea a figurat profilul detaliat al acestui afloriment schitian, descoperit în partea superioară a Văii Seci. Pentru determinarea completă a faunei găsite, a încredințat lui G. MERHARDT (51) materialul paleontologic. Acest autor a precizat că formele de Moluște aparțin Schitianului și anume Stratelor de Seis și Stratelor de Campile. În V. Seacă a identificat speciile următoare: *Pseudomonotis (Avicula) venetiana* HAUER, *Myacites fassaensis* WISSM., *Gervilleia incurvata* LEPS., *Gervilleia* n. sp. (?) aff. *exporrecta* LEPS., *Turbo rectecostatus* HAUER. În partea de sud a Muntelui Runcu (Cîmpulung), același autor a determinat speciile: *Myophoria laevigata* GOLDF., *Myophoria costata* ZENK.

Institutul Geologic al României

I. ATANASIU (6) a considerat că Stratele de Werfen din V. Seacă sînt situate stratigrafic între conglomeratele verrucanice (Strate de Seis) și calcarele dolomitice (Triasic inferior-mediu), fapt utilizat apoi ca argument pentru precizarea vîrstei triasic-inferioare a complexului detritic inferior.

Schitianul din V. Seacă este reprezentat prin șisturi argilo-grezoase și calcaroase de coloare cenușie-verzuie, puternic diaclazate. Ele reprezintă partea superioară cunoscută sub numele de Strate de Campile, apar pe malul stîng al Văii Seci și sînt răspîndite la suprafața solului pînă în apropierea talvegului. Sînt înconjurate de depozitele argilo-grezoase cenușii-negricioase ale Cretacicului superior și nu arată legăturile cu fundamentul sau acoperișul cretacic. În această situație, nu rămîne decît să facem presupuneri asupra modului de apariție.

Schitianul din V. Seacă poate reprezenta șarniera unui anticlinal aflat în umplutura cretacică a zonei de subsidență. Astfel de apariții se cunosc și în cazul dolomitelor permiene de la Fundul Moldovei. Ținînd seamă de situația majorității așa numitelor klippe triasice, depozitele schitiene din V. Seacă ar putea reprezenta depozite antrenate de apele marine de pe zona permiană de vest din imediata apropiere.

Aflorimentul, deși este neclar fiind înecat de depozitele cretacice cele mai tinere, arată totuși o poziție geometrică net superioară față de zona depozitelor permiene și în consecință nu poate fi înglobat în această zonă. A doua apariție de Strate de Werfen am identificat-o la P. Cailor împreună cu D. PREDA în anul 1938 (68). Pe malul stîng al văii cu același nume, într-o carieră mică (fig. 9) dezvoltată pe o lungime de 7 m, se observă următoarele tipuri de roce: calcare bituminoase cenușii-negricioase, albe-cenușii prin expunere, puternic diaclazate, în grosime de 6 m; la microscop se prezintă ca un calcar fin recristalizat și străbătut de o rețea de diaclaze umplute cu calcită; argile marnoase de coloare cenușie-negricioasă sau cenușie-verzuie, cu oglinzi de frictiune, și gresii micacee șistoase cenușii-verzui, diaclazate și cutate sub forma de plăci lenticulare cînd sînt intercalate în sedimentele pelitice; șisturile argilo-grezoase au o grosime de 2 m și sînt situate la baza calcarelor bituminoase.

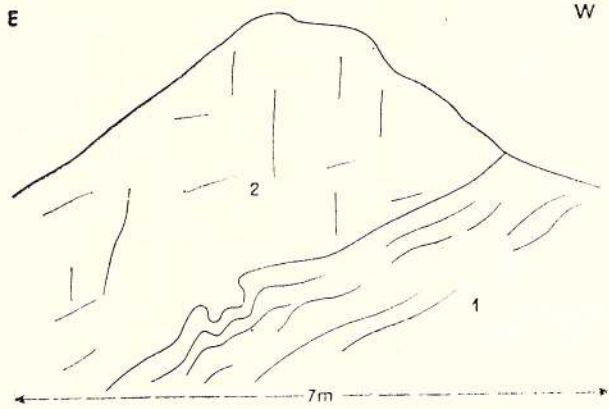


Fig. 9. — Schitianul (1) și Virglorianul (2) din Pîrîul Cailor.

Aceste depozite prezintă afinități petrografice cu Stratele de Werfen și calcarele de Guttenstein. Complexul șistos argilo-grezos din bază seamănă foarte

Institutul Geologic al României

bine cu Schitianul (Strate de Campile) din Munții Perșani și Munții Apuseni, iar calcarele bituminoase diaclazate puternic și reticular sînt identice cu calcarele de Guttenstein cunoscute în aceleași catene muntoase.

Ele corespund zonei de tranziție între Schitian și Virglorian, care se întîlnește bine dezvoltată și pe suprafețe întinse în Munții Perșani (36). Aci, în regiunea Comana—Lupșa se constată trecerea gradată de la complexul șistos schitian la calcarele bituminoase virgloriene. Complexul șistos este bogat fosilifer, pe cînd calcarele sînt afosilifere, iar zona de tranziție este de asemenea lipsită de fosile.

Poziția geometrică a depozitelor triasic-inferioare-medii în P. Cailor este interesantă, lămurindu-ne probleme de stratigrafie și tectonică (fig. 10). Înclinările lor spre est sînt conforme cu stratele permiene din bază. Poziția superioară față de zona permiană și înclinarea estică arată o succesiune stratigrafică normală. Distanța de cca 20 m între ultimele iviri ale stratelor cu Radiolari și cariera din P. Cailor este tocmai spațiul util pentru dezvoltarea Stratelor de Werfen, mascate de vegetație.

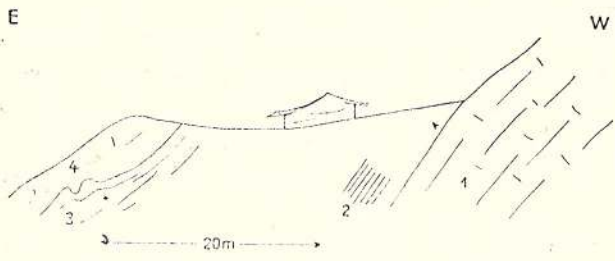


Fig. 10. — Profil geologic în Pîrîul Cailor.
1, dolomite; 2, jaspuri permiene; 3, Schitian; 4, Virglorian.

Schitian-Virglorianul din P. Cailor reprezintă depozite triasice care și-au păstrat poziția în loc; nu pot fi înglobate în categoria klippelor stratigrafice antrenate de apele marine sau a klippelor deplasate tectonic.

Succesiunea normală conglomerate—dolomite—jaspuri—Schitian-Virglorian demonstrează vîrsta permiană a complexului sedimentar din baza zonei de subsidență Rarău—Breaza și exclude interpretarea tectonică ce s-a dat de unii autori.

Al treilea afloriment important de Strate de Werfen este situat la « Troița Stînelor » (SW Rarău) și reprezentat prin șisturi calcaro-grezoase nefosilifere cu aspect lenticular, cutate și puternic diaclazate. Acestea se întîlnesc ca plăci groase de 5 mm —2 cm, răspîndite la suprafața solului, asociate cu depozite permiene și jurasice și acoperite discordant de Cretacicul superior.

Deschiderile Schitianului menționate demonstrează extinderea Triasicului inferior pe toată suprafața cercetată. Resturile organice determinate precizează apartenența la Stratele de Campile (Schitian superior). În regiunea Tulgheș, I. Atanasiu a identificat Stratele de Seis în prezența conglomeratelor verrucanice bazat pe fauna de la Azodul Mare (6). În Tatra, Triasicul inferior începe în adevăr prin conglomerate și gresii cuarțitice transgresive situate în baza Stratelor de Werfen. Acolo, însă, se constată treceri insensibile, marcate printr-o alternanță de gresii cuarțitice și șisturi argilo-grezoase. O astfel de continuitate

Institutul Geologic al României

de sedimentare, care înglobează Stratele de Seis și Stratele de Campile, nu este cunoscută în regiunea noastră ca și în restul catenei. Conglomeratele și gresiile cuarțitice sînt separate de Schitianul din P. Cailor și V. Seacă prin dolomite și strate cu Radiolari, care au o grosime apreciabilă.

În fine, de prezența depozitelor schitiene este legată apariția rocelor eruptive bazice sub formă de diabaze, serpentine, porfirite diabazice și melafire. Relațiile dintre Schitian și acest eruptiv se observă în Munții Perșani (V. Lupșa) și au servit la precizarea vîrstei triasice a manifestărilor magmatice. O parte din blocurile formate din diabaze, serpentine, porfirite ar putea aparține Schitianului sau Cretacicului inferior.

b) TRIASIC MEDIU (VIRGLORIAN)

Triasicul mediu se întîlnește sub faciesul calcarelor de Guttenstein în P. Cailor și la N Sadova, pe P. Plaiul Ioanei. În ultimul punct apare ca manifestarea nordică a flancului de răsărit al zonei de sedimentare Rarău – Breaza. Calcarele de Guttenstein se dezvoltă pe malul stîng al văii și sînt asociate cu șisturi cristaline, complexul detritic inferior și dolomitele permiene. Se dezvoltă în bancuri puternice sau sînt compacte; în spărtură proaspătă au coloarea cenușie-negricioasă, iar pe fețele expuse albă-cenușie. Sînt străbătute de numeroase diaclaze umplute cu calcită și cu aspect reticular. Prin lovire exală mirosul caracteristic bitumenelor; se întrebuințează la fabricarea varului și sînt preferate de localnici prin faptul că arderea în cuptoare este ajutată de prezența substanței bituminoase.

Dovezi paleontologice pentru vîrsta acestor calcare nu avem, de altfel în calcarele de Guttenstein nu se găsesc în mod obișnuit resturi organice. Poziția net superioară față de dolomite pledează pentru vîrsta permiană a complexului dolomitic.

A doua ivire de calcare de Guttenstein se află pe malul stîng al Pîrîului Cailor. Aci, după cum am arătat mai sus, ele prezintă în bază treceri la Stratele de Werfen. Legătura directă cu Schitianul și, prin intermediul acestuia, cu banda permiană de vest constituie argumente pentru demonstrarea existenței Permianului superior în partea bazală a zonei sedimentare Rarău. Legătura intimă a calcarelor bituminoase cu Stratele de Werfen pledează pentru apartenența lor la Virglorian.

Calcarele virgloriene de la N Sadova și P. Cailor se găsesc pe același paralel și sînt legate de flancurile zonei de subsidență. Ele dovedesc că marea triasic-medie a invadat această zonă cel puțin pînă în dreptul acestor iviri, înregistrînd o retragere față de marea triasic-inferioară. În restul catenei carpatice se constată același facies al calcarelor de Guttenstein, precum și asociația cu Stratele de Werfen. Triasicul inferior-mediu fiind considerat de majoritatea cercetătorilor ca un facies sincron heteropic cu dolomitele a fost utilizat ca

Institutul Geologic al României

argument pentru demonstrarea existenței pînzelor de șariaj. În P. Cailor avem de-a face însă cu o suprapunere normală a depozitelor de vîrstă și natură diferită.

Succesiunea stratigrafică stabilită de noi în lucrarea prezentă nu mai poate servi ca bază justificării unor fenomene mecanice de amploarea șariajelor la mari distanțe.

c) TRIASIC SUPERIOR
Carnian

Triasicul superior este reprezentat sub formă de blocuri izolate, înecate sau remaniate în depozitele cretacice. Din această cauză nu are o importanță cartografică egală cu a celorlalte subdiviziuni geologice, ci prezintă numai un interes paleontologic; faunele pe care le conțin dovedesc continuarea sedimentației în timpul Carnianului, Norianului și chiar a Rhetianului.

Carnianul a fost identificat de V. UHLIG și descris sub faciesul calcarelor roșii de Halstatt. Acest autor a deosebit următoarele tipuri de roce în V. Mare

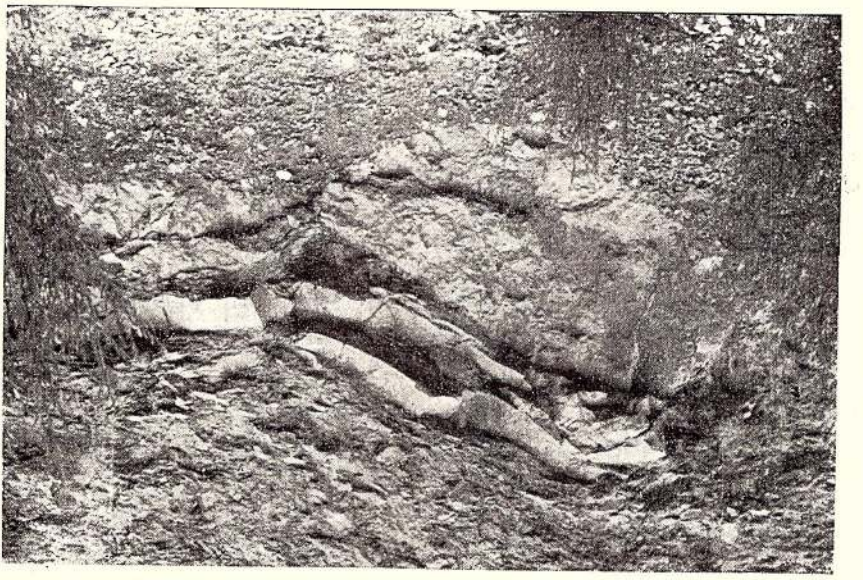


Fig. 11. — Clipă de calcare coraligene triasice la Pojorîta (Foto KRÄUTNER.)

(Cîmpulung) și P. Cailor: calcare recifale cu *Halobia austriaca* și Brachiopode, precum și calcare roșii cu *Trachyceras aon.*

În timpul cercetărilor noastre, am identificat calcare roșii de Halstatt în P. Cailor și la N Pojorîta. Pe P. Cailor, ele se întîlnesc ca blocuri mai mici de 1 m³; sînt de coloare roșie-cărămizie cu pete albe, care fac impresia unor resturi organice; au spărtura așchioasă și sînt rezistente. La microscop, se prezintă ca un calcar fin, recristalizat, străbătut de diaclaze umplute cu calcită și cu

Institutul Geologic al României

rare grăunțe de cuarț detritic (2%). Reprezintă o klippă sedimentară rezultată din remanierea Triasicului în timpul Cretacicului superior; în prezent nu arată nici un fel de legătură cu depozitele înconjurătoare.

La N Pojorîta, pe malul stîng al Moldovei, se află un alt afloriment de calcare de Halstatt (fig. 11), care însă este acoperit de sedimentele eocretacice. Se deosebesc: calcare roșii compacte dure, cu spărtura concoidal-așchioasă și care prezintă Coralieri, fragmente de Echinide și Lamellibranchiate puternic diagenizate; calcare brecioase și calcare albe la partea superioară.

La microscop, calcarul organogen roșu se prezintă ușor recristalizat, cu plaje de calcită cu irizații și grăunțe foarte rare de cuarț detritic (1%). Ca resturi organice se recunosc Coralieri și Foraminifere tapetate în interior cu pulbere limonitică; din cauza diagenezei puternice formele nu se pot determina.

Norian

Tot sub formă de klippe sedimentare apare și Norianul identificat în P. Cailor. PAUL (61) a separat pe baza faunelor următoarele două orizonturi:

Orizontul inferior, comparabil cu Stratele de Wengen și identificat pe baza formelor:

Posidonomia wengensis WISSM.
Daonella lömelli WISSM.
Trachyceras archelaus LAUBE
Sageceras walteri MOJS.
Lytoceras wengense WISSM.
Arcestes sp. ind.

Orizontul superior, comparat cu calcarele de Füred și care cuprinde Lamellibranchiatele: *Daonella reticulata* MOJS., *Daonella piebleri* GÜMB., *Daonella pauli* MOJS., *Pecten* n. sp.

V. UHLIG descriind Norianul din Rarău a menționat după PAUL fauna cu *Trachyceras* (Stratele de Wengen și Füred), precum și calcarele de Halstatt din V. Mesteacănului.

Calcarele noriene ca și cele carniene se întîlnesc sub formă de klippe sedimentare, ca produs al acțiunii apelor mării cretacice. «Klippele» fără poziție geometrică clară au suferit și o interpretare tectonică, blocurile triasice fiind considerate ca mărturii ale unor pînze de șariaj. Nicăieri nu se observă însă o suprapunere de faciesuri sincrone heteropice, după cum nu se constată nici o etajare normală a depozitelor triasic-superioare.

Rhetian

Existența Rhetianului în regiunea cercetată a fost afirmată numai pe baza faunelor colectate în blocurile componente ale conglomeratelor cretacice aflate în regiunea Pojorîta—Sadova. UHLIG a recunoscut Rhetianul în P. Cailor ca

Institutul Geologic al României

fiind reprezentat prin calcare cu Brachiopode. S. ATHANASIU a determinat specia *Terebratula gregaria* SUESS, caracteristică Rhetianului.

Într-un bloc de calcar găsit în conglomeratele cretacice din vecinătatea orașului Cîmpulung, MERHARDT (51) a determinat fauna următoare:

Spiriferina uncita SCHLT. *(kössenensis)*
Spiriferina suessi WINKL.
Amphiclina cfr. *intermedia* BITT.
Rhynchonella fissicostata SUESS
Rhynchonella cfr. *fissicostata* (SUESS) GEYER
Koninckina cfr. *elegantula* (ZUGM.) BITTN.
Koninckina sp.
Oxytoma inaequivalve SOW. var. *intermedia* EMM.

Tot în acest bloc de calcar remaniat s-au determinat și genurile *Thecidium*, *Terebratula*, *Waldheimia*, *Rhynchonella* și *Spiripherina*. În conglomeratele cretacice de la Măgura Pojorîta sînt cunoscute speciile: *Terebratula gregaria* SUESS, *Terebratula piriformis* SUESS, *Rhynchonella cornigera*. În colecția S. ATHANASIU se află speciile *Spiriferina* cfr. *timida* QUENST. și *Terebratula vicinalis* QUENST., colectate în calcarele norice din V. Seacă și considerate liasice. Dovada despre existența Rhetianului pe teritoriul localității Sadova este prezența speciei *Ostrea haidingeri* EMM.

Zona subsidentă Rarău—Breaza este delimitată în prezent de banda depozitelor permiene; sedimentația a început sub un nivel scăzut al apelor, dovedit de natura depozitelor de tip epicontinental. Litogeneza permiană nu se încheie cu un facies lagunar tipic, ci ea înregistrează un facies radiolaritic, care nu poate fi atribuit însă unei zone abisale. Și-a păstrat un caracter unitar și continuu, dovedit prin banda solidară a celor trei complexe componente.

La începutul Triasicului intervine un joc al nivelului marin. Apele marine înregistrează o retragere temporară care corespunde timpului de sedimentare al Stratelor de Seis. Revenirea a avut loc în jumătatea superioară a Schitianului, cînd apele împrumută caracterul marin alpino-mediteraneean. Acest caracter se menține în timpul Triasicului și se continuă în Jurasic-Cretacic.

Marea triasic-inferioară nu depășește limitele zonei subsidente din Permian ci indică o ușoară retragere în sectorul sudic. Schitianul este reprezentat printr-un facies șistos neritic, care își păstrează caracterele. Începînd cu Triasicul mediu se desenează cordiliera Cîmpulung — Slătioara. Dispariția locală a Permianului din V. Seacă precum și a Triasicului inferior-mediu poate fi pusă pe seama funcției acestui accident de fund, care va juca un rol important în timpul Cretacicului.

În timpul Triasicului mediu se dezvoltă un facies calcaros-bituminos care demonstrează o schimbare în condițiile batimetrice de sedimentare. Repartiția lui actuală pe paralelul P. Cailor—N Sadova arată aproximativ linia de retra-

Institutul Geologic al României

gere a apelor marine. Triasicul superior marchează o nouă invazie marină. Sedimentația prezintă un caracter marin pur și a fost realizată la o adîncime relativ mare, ținînd seama de prezența Cefalopodelor. Rhetianul situat la limita între două perioade a înregistrat prin calcarele cu Brachiopode o denivelare negativă a apelor marine, pentru a reveni odată cu sedimentarea Liasicului.

3. JURASIC

Începutul Jurasicului corespunde unei schimbări importante în funcțiunea zonei de subsidență Rarău—Breaza. Zona exondată, un interval de timp apreciabil, este acoperită de marea liasică, cu caracter batial.

a) LIASIC

Liasicul din regiunea noastră este menționat sub formă de blocuri înglobate în grupa « klippelor ». V. UHLIG a citat un astfel de bloc în V. Mesteacănului (Cîmpulung).

Cercetările făcute de noi arată extinderea Liasicului pînă la extremitatea sudică a zonei sedimentare. Aci îl întîlnim nu sub formă de blocuri izolate sau remaniate în Cretacic, ci ca o fîșie bine dezvoltată și cu poziție stratigrafică definită. La sud de Pietrele Doamnei se găsesc marne roșii cărămizii, care fac pastă în prezența apei și alunecă cu ușurință pe pantă, precum și calcare marnoase roșii cu pete verzui, străbătute de diaclaze umplute cu calcită albă-roză. Acestea din urmă cuprind fragmente de Ammoniți, din care am determinat forma *Schlotheimia* sp. La microscop se prezintă ca un calcar cu structura organogenă, care conține fragmente de calcar alb-cenușiu, cuarț detritic (4—6%) și lamele de muscovită (7%) ușor orientate. Resturile organice sînt numeroase și reprezentate prin Foraminifere *(Lagena, Nodosaria, Textularia)*. Radiolari sferici cu spini ascuțiți, avînd conturul silicios și interiorul calcifiat, precum și cochilii de Moluște.

Aceste roce sînt așezate la partea superioară a stratelor cu jaspuri din zona permiană principală și suportă Doggerul. Poziția geometrică a marno-calcarelor liasice demonstrează situația lor în loc și totodată extinderea pe tot cuprinsul zonei de sedimentare.

Faciesul sub care se dezvoltă aparține zonei batiale și se caracterizează prin marno-calcarele roșii de Adneth cu Cefalopode. Este identificat în restul Carpaților orientali pînă în Munții Perșani. Caracterul litologic ca și prezența Ammoniților au înlesnit determinarea faciesului de Adneth chiar de primii cercetători. HERBICH (24) și VADÁSZ (91) au precizat vîrsta liasic-inferioară a acestui facies pe baza identificării formelor din zona cu *Arietites bucklandi* și *Schlotheimia marmorea*. De curînd GR. RĂILEANU a demonstrat și existența Liasicului mediu (70).

Institutul Geologic al României

Extensiunea faciesului de Adneth este delimitată în partea sudică a Carpaților orientali prin apariția unei cordiliere localizată în Cristalinul Perșanilor de sud. Aci, Liasicul se dezvoltă sub faciesul de Hierlatz, reprezentat prin dolomite, calcare, calcare oolitice, marne și gresii fosilifere (36).

Dincolo de această barieră se cunoaște faciesul de Gresten din Depresiunea Bîrsei, în care s-au recunoscut cele trei subdiviziuni liasice. Din punct de vedere paleogeografic corespunde unei schimbări batimetrice importante; marea de tip geosinclinal s-a transformat într-o mare de tip epicontinental, în care au sedimentat roce detritice purtătoare de cărbuni și cu faună de mare puțin adîncă.

În regiunea Rarău—Pojorîta, D. PREDA (69) a pus problema existenței faciesului de Gresten, pe care l-a descris astfel: « Elementul fundamental al acestei formațiuni este reprezentat printr-o serie cu aspectul flișoid, alcătuit din șisturi cuarțitice, gresii cuarțitice, șisturi ardeziene, șisturi grafitoase, șisturi argilo-marnoase, gresii micacee cu hieroglife, etc., care prezintă în ansamblul lor o coloare neagră ».

Acest facies a fost considerat ca fiind asociat cu klippele triasico-jurasice și cu blocurile de diabaze, serpentine și porfire cu oligoclaz. A fost denumit « Seria neagră » și i s-a precizat vîrsta liasic-inferioară.

Necesitatea existenței lui este de ordin tectonic; Seria neagră, cu klippele sale triasico-liasice, ar fi fost antrenate din vest. Faciesul de Adneth și faciesul de Gresten aflîndu-se în condiții de suprapunere tectonică, existența pînzelor ar fi astfel demonstrată și în conformitate cu presupusele raporturi tectonice dintre faciesurile Triasicului.

În cazul Triasicului, faciesul marin est-alpin ar fi fost suprapus faciesului variat al autohtonului (detritic-dolomitic-jaspuri); adică faciesul de adîncime antrenat de pe Cristalin s-ar fi deplasat sub forma unei pînze tectonice peste faciesul complex al autohtonului. Arătînd vîrsta permiană a presupusului Triasic autohton interpretarea tectonică nu mai poate fi susținută.

În cazul Liasicului se poate observa că Seria neagră reprezintă de fapt un complex cretacic dispus transgresiv peste formațiile mai vechi (Cristalin, Permian, Triasic, Jurasic). Caracterele litologice arată oarecare afinități cu faciesul de Gresten, însă resturile organice abundente dovedesc cu prisosință vîrsta cretacică.

Și în cazul Seriei negre constatăm că nu ne mai găsim în prezența a două faciesuri sincrone suprapuse tectonic, iar mișcarea tectonică presupusă ar fi transportat din vest un facies mai apropiat de țărm spre deosebire de Triasic, cînd s-a presupus transportul tectonic al faciesurilor mai adînci față de cele ale autohtonului.

Demonstrarea existenței faciesului de Gresten în regiunea Rarău—Pojorîta a fost necesară pentru susținerea unui șariaj chimerian, bazat pe suprapunerea faciesurilor sincrone heteropice. Lipsa unor raporturi tectonice vizibile și a dovezilor paleontologice pentru existența unui facies de Gresten ne determină să păstrăm o rezervă față de șariajele chimerice în regiunea cercetată.

Institutul Geologic al României

b) DOGGER

Prin răspîndirea lui actuală și raporturile stratigrafice față de celelalte formațiuni Doggerul arată o transgresiune netă. V. UHLIG l-a menționat la Pojorîta, unde a descris specia *Pseudomonotis alpina*, și la Izvorul Alb, citînd genul *Sphaeroceras*. A precizat că rocele purtătoare ale acestor fosile aparțin Bajocian-Bathonianului. Necunoscînd exact punctele unde au fost colectate nu se poate preciza dacă au fost găsite în loc sau remaniate.

S. ATHANASIU (7) a amintit gresiile dure cu Belemniți așezate discordant pe șisturile cristaline, sub calcarele de la Piatra Zimbrului. Au fost repartizate Jurasicului sau Neocomianului (?). De asemenea S. ATHANASIU a citat un Belemnit la Rîpa Todirescului.

HERBICH (24) a considerat gresiile doggeriene de la Lacul Roșu ca făcînd parte din « gresia carpatică », apoi pe baza lui *Monotis salinaria*, determinat de MOJSISOVICS, le-a repartizat Triasicului superior. E. VADÁSZ a identificat în gresiile din Hășmașul Mare specia *Posidonomya* aff. *alpina*, care pledează pentru vîrsta bajociană. TH. KRÄUTNER (42) a considerat ca Dogger (?) gresiile de la Adam—W D. Prașca și de la P. Călugărului—Mînăstirea Rarău, cartîndu-le sub forma a două fîșii paralele cu banda dolomitelor și în contact direct.

La N Pojorîta, în D. Peciștea, Doggerul apare sub forma unei fîșii de mai multe zeci de metri lungime, cuprinsă între jaspuri și Malm. Este reprezentat prin gresii albe-gălbui, fin micacee, ruginii pe suprafețele expuse, descompus în blocuri de mărimi diferite, iar prin alterație întreaga masă devine feruginoasă și friabilă.

La microscop prezintă cuarț echigranular, cu conturul detritic, rareori rotunjit (2—4 pe secțiune); muscovită (4%) în lamele neorientate și asociată cu cuarțul; pigmenți limonitici (8—10%) frecvenți din cauza procesului de alterare suferit de rocă; feldspatul lipsește, iar cimentul este calcaros.

La S Pietrele Doamnei, începînd de la « Troița Stînelor » spre sud, se dezvoltă a doua bandă de gresii doggeriene în asociație cu o fîșie îngustă permiană și suportînd calcarele jurasic-superioare. Gresia albă-gălbuie este dură și cu spărtură așchioasă.

În fine, cea de a treia bandă de Dogger este situată la sud de Pietrele Doamnei—Piatra Zimbrului. Spre deosebire de primele două, orientate NW—SE, aceasta este dirijată E—W. Gresiile sînt cuprinse între calcarele de Adneth în bază și calcarele jurasic-superioare la partea superioară. Se prezintă în bancuri rezistente, colorate în cenușiu-albicios, cu o patină cenușie feruginoasă, spărtură așchioasă și o pulbere neagră cafenie pe fisuri.

La microscop se observă numeroase grăunțe de cuarț (90%) cu conturul detritic, dințate, cu extincția onduloasă, neseriate, fracturate și lipsite de orientare; feldspat plagioclaz maclat, proaspăt, în grăunțe rare (2—3 pe secțiune); muscovită (2%) cu lamele slab orientate, indicînd o ușoară stratificație; pigmenți limonitici,

Institutul Geologic al României

aglomerați în jurul granulelor de cuarț; filite cuarțitice cu grăunțele fracturate și cu infiltrații de CO_3Ca pe fisuri, ca singurele elemente remaniate; ciment calcaros în cantitate redusă (4%).

În afară de puținele resturi organice arătate mai sus, poziția stratigrafică și litofaciesul servesc la precizarea vîrstei acestor gresii. La N Pojorîta gresiile albe sînt situate între jaspuri și calcarele jurasic-superioare. Durata mare în timp a formațiilor înconjurătoare nu contribuie la o bună determinare cronologică.

La S Pietrele Doamnei, gresiile ocupă o poziție stratigrafică precisă și anume sînt cuprinse între calcarele de Adneth și baza Malmului. Această poziție amintește pe aceea a gresiilor doggeriene de la Cristian, încadrate între Liasicul de Gresten în bază și Malm la partea superioară.

Comparațiile de litofacies cu gresiile doggeriene din Depresiunea Bîrsei (Cristian), din Munții Perșani și Bihor (Gîrda de Sus) ne conduc la precizarea vîrstei doggeriene a gresiilor de la N Pojorîta și regiunea Pietrele Doamnei—P. Zimbrului.

Natura litologică a Doggerului arată instalarea unei mări cu caracter neritic. Faciesul psamitic este general pentru regiunea noastră, Carpații orientali (Perșani), Munții Bihor, și indică o transgresiune evidentă. După sedimentația vazoasă-batială din timpul Liasicului a urmat faciesul neritic al Doggerului. Suprapunerea gresiilor doggeriene peste cele trei faciesuri diferite ale Liasicului dovedește uniformizarea fundului marin în timpul Jurasicului mediu.

Din momentul descoperirii Doggerului în Rarău, el a fost implicat în tectonica regională. Fiind descris ca gresii cu dezvoltare redusă, autorii l-au considerat în grupa klippelor tectonice. Intercalarea stratigrafică descifrată de noi pledează pentru poziția în loc a Doggerului, care nu mai poate fi considerat ca blocuri exotice deplasate tectonic. Gresia doggeriană, tip de rocă cu răspîndire mare, are un volum stratigrafic redus și o poziție normală în complexul jurasic.

c) MALM

În timpul Jurasicului superior faciesurile se schimbă din nou, în bază Malmul corespunde unei zone batimetrice mai adînci, iar la partea superioară trece în faciesul recifal. Față de celelalte subdiviziuni mesozoice mai vechi, este bine dezvoltat în extremitatea sudică a zonei de sedimentare, fiind reprezentat prin calcare care pot fi repartizate la Oxfordian-Callovian, Kimmeridgian și Portlandian.

Oxfordian-Callovian

Sub influența identificării Oxfordian-Callovianului în Hășmașul Mare de către E. Vadász și în Bucegi de E. Jekelius (39), Th. Kräutner l-a descris prima dată în Rarău; jaspurile de la partea superioară a bandei permiene de pe

Institutul Geologic al României

drumul Cabana Rarău—Izvorul Alb le-a considerat în baza Malmului. De asemenea, a figurat o fîșie îngustă înconjurată de Cretacic și situată în partea sudică a Rarăului, care în adevăr corespunde Oxfordian-Callovianului. La Slătioara sînt figurate trei fîșii înguste, care ca și în primul caz aparțin complexului cu Radiolari din benzile permiene de la extremitatea sud-estică a regiunii. La baza calcarelor de la Piatra Zimbrului și în colțul de NE al masivului Rarău se întîlnesc depozitele oxfordian-calloviene. Sînt reprezentate prin calcare silicifiate, bine stratificate și cutate, de coloare cenușie, cenușie-negricioasă și asociate în parte cu jaspuri galbene-portocalii. Prezintă spărtură așchioasă, sînt dure și cu greutatea specifică ridicată. Stratigrafic se situează între Dogger și calcarele portlandiene, fiind reprezentate prin următoarele varietăți: calcare cenușii-negricioase cu nodule de silex negru de forme diferite, calcare cenușii cu străturețe de silex groase de 5 mm—1 cm și silexuri negre și cafenii, cu spărtura așchioasă, care se dezagregă ușor din cauza diaclazelor fine.

Cercetate la microscop, se constată că silexurile provin din calcare comune prin procesul diagenetic de silicifiere progresivă. Depunerea silicei criptocristaline și a cuarțului cristalizat acicular pe diaclazele fine arată fenomenul de silicifiere. Într-o fază mai înaintată a diagenezei apar romboedri de carbonat de calciu de dimensiuni reduse. Organismele calcifiate au furnizat acest carbonat. Silicifierea s-a realizat ulterior prin substituirea CO_3Ca. Resturile organice au dispărut din cauza acestei diageneze duble. Părțile slab diagenizate prezintă în masa fundamentală cu structura microcristalină-criptocristalină schelete de Radiolari *(Cenosphaera)* umplute cu calcedonie, în parte înlocuită prin calcită.

Calcarele silicifiate sînt asociate la SE de masivul Rarău cu jaspuri roșii-portocalii cu spărtură concoidală. La microscop, masa rocei arată înlocuirea opalului prin calcedonie. În jurul granulelor de cuarț se îngrămădesc oxizi de fer, împrumutînd un caracter deosebitor față de celelalte jaspuri. Resturile organice lipsesc.

Vîrsta calcarelor silicifiate a fost considerată la început ca triasică, deoarece erau asociate cu dolomitele. Cînd s-au identificat radiolaritele jurasice în Bucegi și Hășmașul Mare s-a pus și în Rarău problema existenței Oxfordian-Callovianului. Astăzi se face distincție netă între jaspurile permiene și radiolaritele sau calcarele silicifiate din baza Malmului.

Afinitățile litologice, în lipsa faunelor, servesc la paralelizările depozitelor. Calcarele silicifiate și radiolaritele jurasic-superioare din Rarău prezentînd asemănări petrografice cu cele din restul Carpaților orientali, Carpații meridionali și Munții Metaliferi, pot fi considerate de vîrstă oxfordian-callovian. Raporturile stratigrafice ale calcarelor silicifiate de la Piatra Zimbrului arătînd o poziție normală în succesiunea depozitelor jurasice, vin în sprijinul acestei vîrste. În Bucegi, ca și în Perșani, Oxfordian-Callovianul este cuprins între gresiile silicioase ale Doggerului și calcarele albe ale Malmului. Din punct de vedere tectonic nu i s-a acordat o interpretare specială.

Institutul Geologic al României

Kimmeridgian

Fr. Herbich (24) a recunoscut Kimmeridgianul în Carpații orientali în prezența calcarelor roșii noduloase purtătoare de Cefalopode și situate în baza calcarelor numite tithonice. Sînt cunoscute sub numele de Strate cu *Aspidoceras acanthicum* și au fost identificate de acest autor la Lacul Roșu (Cheile Bicazului).

Prezența speciilor *Phylloceras tortisulcatum* d'Orb., *Phylloceras ptychoicum* Quenst., *Phylloceras polyplocum* Benecke și a calcarelor roșii noduloase a contribuit la identificarea Kimmeridgianului în Carpații orientali și Munții Metaliferi (24).

În lipsa fosilelor și în prezența acțiunilor tectonice este greu de precizat existența acestei subdiviziuni a Malmului, ținînd seamă numai de caracterele litologice. În Rarău, pînă în prezent, nu se cunosc fosile caracteristice sau tipuri de roce asemenea celor din Kimmeridgian. Cum însă calcarele jurasic-superioare de la Piatra Zimbrului, cu excepția calcarelor silicifiate din bază, sînt uniforme și prezintă o continuitate de sedimentare, am putea considera Kimmeridgianul ca existent și ocupînd o poziție imediat superioară Oxfordian-Callovianului.

Portlandian

Faciesul recifal al Portlandianului, cunoscut sub numele de calcare de Stramberg, fiind ușor de recunoscut, a fost identificat de primii cercetători în Carpații orientali (Hauer, Stache, Herbich). Uniformitatea de facies și sărăcia în fosile sînt însușirile acestor calcare, descrise în bibliografia geologică existentă ca Tithonic (Herbich, S. Athanasiu, Th. Kräutner).

Răspîndirea calcarelor portlandiene este legată de extremitatea sudică a zonei de subsidență Rarău. Aci se întîlnesc ca mase puternice sau ca petece cu aspecte ruiniforme. Rarăul este format din calcarele portlandiene cele mai întinse în suprafață și cu volumul cel mai important. Prezintă un contur oval alungit și orientat NW—SE. Partea superioară este un platou slab ondulat, iar contactul cu depozitele cretacice se face după abrupturi mari și cu aglomerări puternice de grohotișuri în bază.

Masa calcaroasă Rarău (fig. 12) este încadrată simetric de un șirag de calcare portlandiene orientate NW—SE și care descresc în altitudine de la sud spre nord. Calcarele de la « Troița Stînelor », Hăgimiș, Pietrele Sparte și Pietrele Albe flanchează partea de vest a masivului Rarău, iar șiragul de calcare cuprinse între Todirescu și Popii Rarăului jalonează la o distanță apreciabilă partea de răsărit a Rarăului.

Extremitatea de SE a platoului calcaros este prevăzută cu un mic contrafort calcaros situat în apropierea potecii Todirescu—Preluca—Izvorul Alb. Muntele Todirescu se caracterizează prin apariția a două—trei polițe de calcare portlandiene acoperite în parte de depozite cretacice. Prezintă o dezvoltare simetrică față de culmea muntoasă și sînt dispuse în semicerc cu o desfășurare crescîndă spre

Institutul Geologic al României

SE. La Piatra Zimbrului apare o bandă importantă de calcare jurasic-superioare care se prelungește efilîndu-se la sud de Pietrele Albe.

Sub formă de blocuri surpate, calcarele portlandiene se întîlnesc frecvent pînă în V. Izvorul Alb. În nordul regiunii, Portlandianul se întîlnește numai în D. Peciștea (N Pojorîta) sub forma unei fîșii asociată și dispusă paralel cu banda permiană de vest.

Calcarele de Stramberg, cu repartiția arătată, sînt reprezentate prin următoarele varietăți de roce: calcare cenușii-negricioase cu patină albă-cenușie, calcare

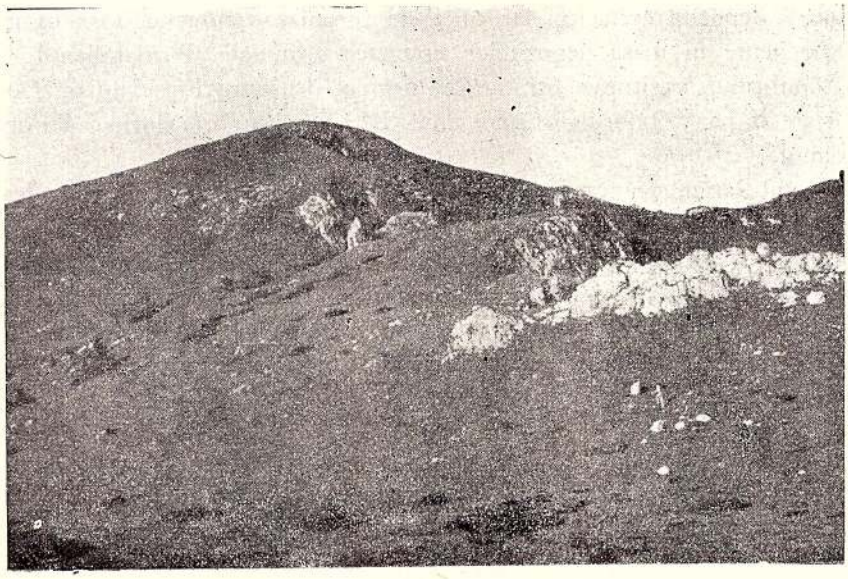


Fig. 12. — Platoul de calcare jurasice Rarău (Foto KRÄUTNER).

albe, patinate în alb-lăptos, calcare roze și brecii calcaroase cu masa cimentului colorată în roșu prin oxizi de fer, iar elementele componente albe. Se prezintă masive, cu rare indicații de stratificație și fără o distincție netă, utilizabilă în cartare.

POZIȚIA STRATIGRAFICĂ ȘI VÎRSTA

V. UHLIG a menționat sub numele de Tithon-Neocomian calcarele cu Caprotine, Belemniți și Ammoniți de la Rarău. GR. ȘTEFĂNESCU (76) a determinat în Rarău următoarele specii: *Desmoceras dupianianum*, *Desmoceras luptaviense* și *Desmoceras matheroni*.

Cartarea detaliată a maselor și blocurilor de calcare din regiunea Rarău o datorăm lui TH. KRÄUTNER (42), care le-a înglobat la « klippele apțiene », pe baza legăturii strînse cu depozitele cretacice. « Tithonicul » este figurat numai sub forma unei fîșii situată la partea superioară a zonei permiene.

Institutul Geologic al României

Orizontarea Apțianului, după modelul Ceahlăului (48), a condus la considerarea calcarelor portlandiene în grupa klippelor apțiene, adică calcare recifale cretacice intercalate în Apțian.

Problema klippelor prezintă o latură stratigrafică și una tectonică. Din punct de vedere stratigrafic, ele cuprind calcare de vîrstă diferită și anume calcare de Stramberg, calcare urgo-apțiene și calcare turonian-senoniene. Fiecare din aceste categorii prezintă însușiri deosebite. Petecele de calcare cu dimensiunile cele mai mari aparțin Portlandianului și apar sub forma unor insule înecate în depozitele cretacic-superioare. Calcarele urgoniene au fundamentul jurasic și sînt acoperite de aceleași depozite cretacice, iar calcarele turonian-senoniene apar ca intercalații frecvente în masa depozitelor cretacice terminale. Portlandianul de la Piatra Zimbrului se situează stratigrafic normal deasupra Liasicului și Doggerului și are în bază Oxfordian-Callovianul. Deasupra suportă normal Turonian-Senonianul.

Masivul Rarău, alcătuit din calcare portlandiene, prezintă în baza sa calcarele silicifiate oxfordian-calloviene, ceea ce dovedește legătura intimă cu Jurasicul. Nu pot fi considerate ca intercalații în depozitele cretacice, deoarece acestea îl înconjoară ca pe o insulă existentă în timpul sedimentației cretacice sau îl acoperă discordant. Raporturile stratigrafice dovedesc vîrsta jurasic-superioară, iar caracterul de « klippă » în sensul unor intercalații stratigrafice în masa cretacică nu poate fi susținut.

FACIES ȘI TECTONICĂ

În Rarău, ca și în restul Carpaților orientali, Jurasicul superior se dezvoltă sub faciesul calcarelor recifale ale Portlandianului. Uniformitatea faciesului și poziția stratigrafică normală au contribuit la identificarea lui chiar de primii cercetători.

Zona de subsidență Rarău își încheie activitatea în Jurasic prin sedimentarea faciesului recifal al Portlandianului. Eroziunea a îndepărtat cea mai mare parte din pătura calcarelor recifale. Conservarea lor se datorește ridicării axiale de la extremitatea sudică a zonei de subsidență. În restul regiunii, calcarele portlandiene s-au păstrat asociate cu Doggerul în D. Peciștea sub forma unei benzi suportată de zona permiană de vest. Aceste date de observație dovedesc uniformitatea de facies pentru întreaga regiune.

Necesitatea tectonică a impus existența unor faciesuri sincrone și heteropice în condiții de suprapunere anormală pentru toate formațiile mesozoice. Am arătat mai sus că existența faciesurilor duble cu raporturi tectonice între ele nu poate fi argumentată. Aceeași problemă s-a pus și pentru calcarele portlandiene. Stratele cu *Aptychus* din V. Moldovei fiind repartizate de unii autori Tithonicului, s-ar fi putut susține existența a două faciesuri depuse în condiții batimetrice cu totul diferite: faciesul recifal al calcarelor albe de tip Rarău (Portlandian) și faciesul șistos roșu cu *Aptychus* și *Pygope* (Tithonic).

Institutul Geologic al României

Faciesul batial cu *Pygope* nu a fost recunoscut în Rarău și în regiunile mesozoice vecine; existența lui se bazează numai pe afinități litologice. Vom arăta mai jos că Stratele cu *Aptychus* din V. Moldovei aparțin Neocomianului.

În lucrările cu conținut tectonic calcarele jurasic-superioare sînt considerate ca participante la structura în pînză a Rarăului, așa cum s-a constatat în Munții Metaliferi și Perșani.

În Metaliferi, am identificat o lamă puternică de calcare portlandiene desprinsă de pe masa cristalină Bihor—Gilău și antrenată peste Flișul cretacic-inferior din geosinclinalul de pe amplasamentul actual al Munților Metaliferi. Eroziunea a îmbucătățit lama inițială într-o serie de petece de acoperire de dimensiuni variate, care apar sub forma de sinclinale pe culmile și cotele cele mai înalte, fiind suportate de Cretacicul inferior. Calcarele portlandiene din Rarău se află în succesiune normală față de restul depozitelor permo-mesozoice și nu arată raporturi tectonice față de Cretacicul inferior. Turonian-Senonianul, raportat pînă acum Apțianului, îneacă petecele de Portlandian sau se dispune discordant la partea lor superioară.

D. PREDA (69) a precizat că Seria neagră ar suporta în discordanță tectonică Jurasic-Neocomianul din Rarău, Pietrele Doamnei și Piatra Zimbrului sub forma unei pînze. Pentru ca acest șariaj să fie demonstrat ar trebui să se identifice existența și intercalarea tectonică a Seriei negre. De asemenea a considerat Tithonicul asociat cu Stratele de Werfen și calcarele de Guttenstein ca reprezentînd mărturia unui petec de acoperire în sensul celor constatate în Munții Perșani. Succesiunea Schitian-Virglorian-Portlandian alcătuiește în această catenă o unitate tectonică suportată de Cretacicul inferior, dovedită printr-o serie de petece de acoperire și ferestre tectonice. Portlandianul din Rarău nu este asociat nicăieri cu Schitian-Virglorianul și suprapus depozitelor cretacice sau liasice. În concluzie, calcarele din Rarău, Piatra Zimbrului și D. Peciștea aparțin Portlandianului și se deosebesc de celelalte calcare considerate în grupa « klippelor apțiene ». Ele formează o succesiune normală împreună cu Doggerul și Liasicul. Depozitele cretacice se reazemă discordant pe întreg Mesozoicul și nu manifestă raporturi tectonice față de diferitele lui subdiviziuni.

Cu depozitarea Portlandianului se încheie un alt ciclu de sedimentare al zonei subsidente Rarău—Breaza. Odată cu începutul Cretacicului litogeneza își schimbă total natura, luînd legături strînse cu geosinclinalul Flișului cretacic.

4. CRETACIC

Descifrarea stratigrafiei a întîmpinat mari dificultăți din cauza prezenței sub formă de blocuri a Triaso-Jurasicului și determinării complexului permian ca triasic. În orizontarea Cretacicului, s-au întîmpinat aceleași greutăți. Zona

Institutul Geologic al României

de subsidență a prezentat tot timpul legături cu geosinclinalul Flișului carpatic, dar aplicîndu-se depozitelor cretacice din zona Rarău—Breaza modelul din geosinclinal, nu s-au obținut rezultate satisfăcătoare în orizontarea lor.

Cunoscînd depozitele cretacice din regiunile conexe geosinclinalului carpatic am reușit să descifrăm toate subdiviziunile Cretacicului din zona de subsidență a Bucovinei. Rezultatele obținute vor putea fi utilizate și în restul zonei cretacice a Flișului din Carpații orientali.

Datele bibliografice oferă informații restrînse privind descrierea subdiviziunilor cretacice din regiunea noastră. PAUL (61) a menționat, între Pojorîta și Muncel, calcare marnoase cenușii, uneori roșietice și marne calcaroase cu fragmente de *Aptychus*, precum și o formă mare pe care nu a putut să o identifice. A considerat aceste depozite de vîrstă neocomiană. Conglomeratele cuarțitice de Muncel, considerate în alternanță cu Șisturile cu *Aptychus*, au fost înglobate de asemenea la Neocomian.

În V. Mesteacănului, PAUL a găsit o gresie calcaroasă fosiliferă pe care a considerat-o tot de vîrstă neocomiană, bazat pe specia *Rhynchonella lata*, caracteristică calcarelor cu *Spatangus*. În fine, în V. Izvorul Alb a identificat specia *Aptychus didayi*, colectată din gresiile calcaroase dure. V. UHLIG a înglobat depozitele cretacice la Tithon-Neocomian, S. ATHANASIU a menționat fauna urgo-apțiană de la Pietrele Doamnei, VOLTZ (98) a determinat o faună de Coralieri din Cretacicul Bucovinei, iar VETTERS a citat șisturile argiloase cenușii și roșii cu *Aptychus imbricatus* de la Cîmpulungul Bucovinei.

TH. KRÄUTNER (42) a deosebit o zonă vestică cu orizontul inferior al Stratelor de Sinaia (Valanginian-Hauterivian) și o zonă estică a Stratelor de Sinaia, unitară, în dreptul orașului Cîmpulung și cu trei ramificații în partea de sud (Hîlga—Grămadă, Cucora—Pietrele Arse, Izvorul Alb—Slătioara). De asemenea a deosebit șisturile negre barremiene și Apțianul cu nivelele de klippe calcaroase și intercalațiile de melafire și diabaze. L. KOBER (40) a considerat Stratele cu *Aptychus* de pe calea ferată Cîmpulung—Pojorîta ca faciesul radiolaritic bucovinean de vîrstă calloviană.

a) CRETACIC INFERIOR

Valanginian-Hauterivian

Cele mai vechi depozite cretacice aparțin Valanginian-Hauterivianului, care formează o zonă orientată NW—SE, ușor arcuită. Ele înregistrează schimbări sensibile de facies datorită poziției paleogeografice în care s-au sedimentat. Am deosebit faciesul Stratelor cu *Aptychus*, faciesul calcarelor cu *Calpionella*, faciesul Stratelor de Sinaia și faciesul intermediar mixt. Pentru ușurința expunerii vom trata acest capitol pe faciesuri.

Institutul Geologic al României

FACIESUL STRATELOR CU APTYCHUS

Sinonimie:

Aptychenschiefer, K. M. Paul, 1876.
Neocomaptychus - Mergel, Fr. Herbich, 1878.
Hauterivian (Strate cu *Aptychus)*, D. Preda și I. Atanasiu, 1925.
Marne cu Aptychus (Neocomian), I. P. - Voiteşti, 1929.
Valanginian - Hauterivian (Strate cu *Aptychus)*, Mircea Ilie, 1930.
Callovian (Faciesul radiolaritic al Bucovinei), L. Kober, 1931.
Tithonic, I. Băncilă, 1940.

Faciesul Stratelor cu *Aptychus* a fost cercetat de noi în Munții Trascăului (25), Munții Metaliferi (33) și Munții Perșani (37). Este alcătuit din șisturi marnoase cenușii și violacee, calcare marnoase și slabe intercalații de gresii și conglomerate. Speciile de *Aptychus* și Cefalopode au servit la determinarea vîrstei valanginian-hauteriviene. La partea inferioară sînt dispuse discordant față de formațiile mai vechi, inclusiv Jurasicul superior, pe cînd la partea superioară arată treceri la Barremianul cu facies de Fliș. În Bucovina, Stratele cu *Aptychus* se dezvoltă în V. Moldovei (între Pojorîta și Cîmpulung), V. Seacă și la Izvorul Alb. În V. Moldovei sînt bine deschise pe malul drept între Cariera Pojorîta și intersecția căii ferate cu șoseaua Cîmpulung—Vatra Dornei. Aci formează cîteva cute dirijate spre vest și acoperite discordant de Cenomanianul de la Piatra Străjii. De asemenea ele se dezvoltă în V. Seacă, între cele două apariții de șisturi cristaline.

Descriem mai jos tipurile de roce caracteristice.

Microconglomeratele apar ca intercalații slabe și sînt alcătuite din elemente remaniate și cimentate printr-un material argilo-calcaros și feruginos. Elementele rulate sînt reprezentate prin cuarțite de 2 mm diametru, alcătuite din grăunțe de cuarț cu conturul detritic, extincție onduloasă și cu incluziuni; șisturi cuarțitice avînd cuarțul în grăunțe echigranulare și structura în mozaic; șisturi sericitoase precum și filite cuarțitice, prinse într-un ciment argilo-calcaros, în parte recristalizat. Pigmenții limonitici sînt grupați în jurul cuarțului sau răspîndiți în masa cimentului.

Gresiile micacee grosiere sînt de coloare cenușie sau verzuie și prezintă resturi de plante incarbonizate pe suprafețele de stratificație și mecanoglife pe ambele părți ale stratelor. Sînt străbătute de diaclaze de calcită și se prezintă ca intercalații groase de 10—50 cm. La microscop arată următoarea compoziție:

Materialul detritic este datorit numeroaselor grăunțe de cuarț cu extincție onduloasă, izolate în masa cimentului, sau asociate în fragmente de cuarțite. Muscovita, biotita și mai puțin clorita apar ca lamele ondulate și ușor orientate. Se intîlnesc deasemenea fragmente de calcare în parte recristalizate sau cu structură pseudo-oolitică. Mineralele autigene sînt reprezentate prin aglome-

Institutul Geologic al României

rații globulare de pirită și limonită. Resturile organice prinse, ca și materialul detritic, în cimentul argilo-calcaros sînt datorite Foraminiferelor, Echinodermelor și Briozoarelor.

Brecia calcaroasă, de coloare cenușie, prezintă în relief pe fețele expuse materialul clastic și organogen. Sub microscop, în masa calcaroasă brună, se observă grăunțe izolate de cuarț detritic sau ușor șlefuit, cu extincție onduloasă, fisurat și umplut cu CO_3Ca. Ca fragmente de roce remaniate se recunosc cuarțite și șisturi cuarțito-sericitoase, iar ca resturi organice se disting Alge calcaroase, Echinide cu aspectul reticulat caracteristic și alte forme nedeterminabile.

Marnele calcaroase cenușii-negricioase, cenușii-verzui prin expunere, sînt fin diaclazate, avînd părțile mai calcaroase sau nodurile diaclazelor scoase în relief. La microscop, în masa amorfă argilo-calcaroasă, străbătută de diaclaze umplute cu calcită cristalizată, se observă numeroase schelete de Radiolari calcifiați și elemente detritice sub formă de fragmente foarte fine și izolate de cuarț și muscovită.

Marnele calcaroase, de coloare roșie-violacee, șistoase sau în plăci groase de 1—4 cm, arată la microscop următoarea constituție: în masa argilo-calcaroasă se observă grăunțe de cuarț (6%) inegal repartizate, lamele rare de muscovită (2%), diaclaze fine și rare umplute cu calcită, oxizi de fer care colorează în violaceu masa rocei. Ca resturi organice se întîlnesc Radiolari sferici cu scheletul reticulat și umplut cu CO_3Ca.

Calcarele marnoase albe-cenușii sînt străbătute de diaclaze umplute cu calcită albă-roză. Pe suprafețele de stratificație apar elemente detritice în grosime de 1 mm — 1 cm. În masa rocei cenușie-cafenie se constată la microscop grăunțe fine de cuarț (2%) și lamele rare de muscovită (1%).

Calcarele cu nodule de silex cuprind numeroase resturi organice (Radiolari, Calpionelle). Întreaga masă a rocei este străbătută de diaclaze foarte fine, paralele și întretăiate de altele mai groase și rare sau grupate în fascicul ușor ondulat. Silicifierea s-a produs diagenetic pe seama calcitei; se observă limita tranșantă între calcare și silice. Roca este un « chaille » tipic, diagenizat incomplet. Calcarele cu pături silicifiate în grosime de 1 mm — 1 cm sînt de coloare cenușie-negricioasă cu dungi feruginoase prin expunere. La microscop, prezintă structura granulară sau pseudo-oolitică și conține elemente detritice (cuarț 4—6% și muscovită 1%), precum și numeroase resturi de Radiolari și Spongieri calcifiați. Părțile silicifiate diagenetic cuprind petece de CO_3Ca granular sau criptocristalin, precum și schelete de Radiolari umpluți cu calcedonie. De asemenea se mai întîlnesc calcare albe la fel cu cele de Stramberg și calcare microconglomeratice cu elemente remaniate de șisturi cristaline.

Întreg complexul de roce este puternic cutat și diaclazat. Diaclazele sînt lungi, fin reticulate, cele izolate au aspect cuneiform. Calcita diaclazelor este roză sau albă, prin solvire roca împrumută un aspect caracteristic. Stratele sînt în grosime

Institutul Geologic al României

de 1 cm — 1 dm; cele mai frecvente pot ajunge la 5 dm și conțin resturi de Belemniți și *Lamellaptychus*. În V. Seacă se întîlnesc deschideri importante în Stratele cu *Aptychus*, care îmbracă șarniera anticlinalului de șisturi cristaline și se dezvoltă pînă la a doua apariție de șisturi cristaline însoțite de complexul permian. Desenează o cută larg dezvoltată și deformată, cu înclinări estice; anticlinalul este dirijat spre interiorul zonei de sedimentare Rarău. În alcătuirea acestor strate iau parte microconglomerate alcătuite din elemente de șisturi cristaline, resturi de plante și fragmente de Echinide; gresii calcaroase cenușii-cafenii diaclazate; gresii micacee cu urme de plante incarbonizate; grești cu mecanoglife sau larg curbicorticale; marne calcaroase cenușii-negricioase, cenușii-verzui sau roșii-violacee cu *Lamellaptychus* și calcare cu *Calpionella*, groase de 2—4 cm. Marnele calcaroase cenușii-verzui și roșii-violacee, împreună cu calcarele cu *Calpionella*, sînt rocele caracteristice ale Stratelor cu *Aptychus*. Observate la microscop marnele șistoase arată în masa argilo-calcaroasă străbătută de rare vinișoare de calcită, grăunțe de cuarț detritic cu dimensiuni variate și în cantitate de 15%, lamele de muscovită foarte rare (1%), structura pseudo-oolitică cu oxizi de fer în jurul oolitelor și frecvente resturi organice (*Nodosaria*, *Textularia*, spicule de Spongieri calcifiați și schelete de Radiolari în parte diagenizați).

Calcarele marnoase sînt roce de coloare cenușie-negricioasă sau cafenie cu patină albă-cenușie, străbătute de numeroase vinișoare de calcită și formează bancuri groase de 1 dm — 2 m. La microscop, în masa cenușie, fină, de argilă și carbonați se constată grăunțe de cuarț (5%) fine (0,01 mm) și diaclaze subțiri care se întretaie ortogonal. Cuprind secțiuni variate de *Calpionella* și forme sferice sau ovale de Radiolari calcifiați.

În V. Izvorul Alb, pe malul drept, în apropiere de confluență, Stratele cu *Aptychus* se dezvoltă în șarniera unui mic anticlinal. Sînt reprezentate prin marne calcaroase cenușii-verzui sau violacee și acoperite de depozite barremiene.

FACIESUL CALCARELOR CU CALPIONELLA

Acest facies are o dezvoltare restrînsă și se întîlnește în V. Mesteacănului (NW Cîmpulung). Calcarele cu *Calpionella* intervin ca intercalații în Stratele cu *Aptychus* și stratele de Sinaia, însă în V. Seacă prezintă un caracter predominant, așa cum am observat în regiunea Almașul Mare (27). Roca este fin pelitică, compactă, dură, cu spărtură concoidală aschioasă. Coloarea cenușie-gălbuie sau cafenie devine prin expunere albă-cenușie. Se întîlnesc în strate de 2 cm—2 dm, sînt străbătute de o rețea de diaclaze fine, umplute cu calcită albă și conțin uneori bioglife, cunoscute sub numele de « fucoide ». La microscop, se observă material detritic, slab rulat și reprezentat prin grăunțe fine de cuarț și resturi organice (*Calpionella alpina* Lor., Radiolari) prinse în cimentul argilo-calcaros.

Institutul Geologic al României

FACIESUL STRATELOR DE SINAIA

Sinonomie:

Karpathensandstein, HAUER şi STACHE, 1863.
Neocomer Karpathensandstein, HERBICH, 1878.
Neocomer Karpathensandstein, PAUL şi TIETZE, 1879.
Neocom, UHLIG, 1889.
Neocomer Karpathensandstein, UHLIG, 1903.
Strate de Sinaia, W. TEISSEYRE, 1905.
Strate de Sinaia, (Valanginian-Hauterivian) MRAZEC şi VOITEŞTI, 1914.
Valanginian-Hauterivian, MACOVEI şi I. ATANASIU, 1925.
Cretacic inf. Hauterivian-Valanginian, Strate de Sinaia, TH. KRÄUTNER, 1929.
Valanginian-Hauterivian, (Strate de Sinaia). G. CERNEA, 1952.

Stratele de Sinaia reprezintă un facies neocomian bine dezvoltat în partea de vest a zonei interne a Flişului din Carpaţii orientali. În regiunea noastră se dezvoltă pe teritoriul localităţii Slătioara, prezentînd o dispoziţie zonară orientată NNW — SSE şi cu lărgimea maximă în V. Slătioarei (1 km). Zona Stratelor de Sinaia se subţiază treptat în nord, unde faciesul se amestecă; pe toată întinderea suportă încălecarea şisturilor cristaline.

În V. Slătioarei Stratele de Sinaia sînt reprezentate prin următoarele tipuri de roce:

Microconglomerate alcătuite din elemente de cuarţite şi şisturi cristaline slab rulate şi cu dimensiuni cuprinse între 1—6 mm; se prezintă în bancuri groase de 5—10 dm. Pe suprafaţa lor ondulată se prind marne şi gresii şistoase cu aspect curbicortical.

Gresii micacee cenuşii-negricioase cu suprafeţele de stratificaţie plane. La microscop, cimentul argilo-calcaros cuprinde material detritic (grăunţe de cuarţ cu incluziuni şi extincţie onduloasă, lamele de muscovită şi biotită uneori cloritizată, fragmente de calcare, cuarţite şi şisturi sericito-cloritoase). Minerale autigene (limonită, pirită) şi resturi organice.

Gresii calcaroase cenuşii negricioase, dure, diaclazate, cu calcită solvită iar marginile diaclazelor desfăcute şi denivelate; prezintă de obicei mecanoglife. Împreună cu calcarele cu *Calpionella* reprezintă rocele caracteristice Stratelor de Sinaia;

Marne calcaroase cenuşii-albăstrui, albicioase pe feţele expuse, fără diaclaze şi care se desfac în plăci după feţe curbicorticale; se întîlnesc rar.

Calcare marnoase cenuşii-negricioase, în bancuri de 1 cm — 5 dm, asociate cu gresii calcaroase. Examinate în secţiune subţire, masa cimentului de natură argilo-calcaroasă cuprinde grăunţe mărunte de cuarţ detritic (0,01 mm în diametru) şi resturi organice (*Calpionella alpina* şi Radiolari calcifiaţi sau piritizaţi).

Calcare cu *Calpionella* albe-cenuşii sau gălbui, compacte, dure, străbătute de diaclaze fine, după care se fac spărturile aşchioase. Modul de prezentare la microscop este la fel ca la cele din V. Mesteacănului. G. CERNEA (15) descrie

Institutul Geologic al României

următoarele tipuri de roce cuprinse în Stratele de Sinaia de la sudul regiunii noastre: calcare marnoase, gresii calcaroase, calcare recifale, calcare nisipoase cu structura grunjoasă, conglomerate și gresii cu *Aptychus*.

FACIESUL INTERMEDIAR MIXT

Acesta reprezintă un amestec al celor trei faciesuri descrise mai sus și ocupă o poziție intermediară lor. Toate faciesurile Neocomianului din regiune prezintă tranziții și se pot separa greu între ele lateral sau pe verticală.

CARACTERE PALEONTOLOGICE

Stratele cu *Aptychus* din V. Moldovei au furnizat primele resturi organice pentru determinarea Neocomianului; K. PAUL (61) a citat aici *Aptychus didayi* COQ.

Noi am identificat în acest complex, dezvoltat în V. Moldovei și V. Seacă, următoarele specii de *Aptychus: Lamellaptychus didayi* COQ., V. Seacă, *Lamellaptychus beyrichi* (OPP.) TRAUTH J. tip după OOSTER, V. Moldovei, *Lamellaptychus* COQ. var. *longa* OOSTER, V. Seacă, *Lamellaptychus angulocostatus* (PET.) var. *symphisyocostata* TRAUTH, V. Seacă. Toate aceste forme aparțin Neocomianului; numai *Lamellaptychus beyrichi* (OPP.) TRAUTH trece și în Tithonic.

Faciesul calcarelor cu *Calpionella* se caracterizează prin prezența speciei *Calpionella alpina* LOR. care de altfel se întîlnește și în Stratele cu *Aptychus* și în Stratele de Sinaia. În zona internă a Flișului s-a identificat o faună redusă ca număr, însă suficientă pentru determinarea vîrstei Stratelor de Sinaia.

HERBICH (24) a citat *Aptychus didayi* COQ. pe P. Görbe, în bazinul de recepție al Trotușului, *Peregrinella multicarinata* LMK. la Vărghiș (Munții Perșani) și Zizin, de asemenea pe *Haploceras grassianum* D'ORB. la Bancfalău pe P. Meneșag. V. UHLIG (1899) a menționat *Aptychus didayi* în V. Bicazului, iar G. CERNEA (15) a identificat în Stratele de Sinaia, cuprinse între V. Bistriței și V. Moldovei, speciile *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CAD. și *Calpionella carpatica* MURG. și FILIP.

DISCUȚII ASUPRA VÎRSTEI

Stratele cu *Aptychus* au fost identificate de noi în Munții Trascăului (25) și Munții Metaliferi (33, 35). Speciile de *Lamellaptychus* și de Ammoniți au demonstrat vîrsta valanginian-hauteriviană. In Cheile Turzii sînt așezate discordant peste calcarele portlandiene; pretutindeni arată aceeași poziție față de fundament.

In Bucovina, speciile de *Lamellaptychus* aparțin Neocomianului și se situează în baza lui. Aci, complexul Statelor cu *Aptychus* s-a instalat deci ceva mai devreme, înglobînd și Infravalanginianul. Lipsa unei tranziții la Ju-

Institutul Geologic al României

rasicul superior și prezența Portlandianului ne determină să nu includem și Malmul în Stratele cu *Aptychus*. In Hășmașul Mare, I. BĂNCILĂ (11) a identificat formele *Lamellaptychus lamellosus* PARK. și *Lamellaptychus seranonis* COQ. Cum prima este o specie exclusiv jurasică, iar a doua neocomiană, TH. KRÄUTNER (42) și G. CERNEA (15) au admis că Stratele cu *Aptychus* reprezintă o tranziție Jurasic-Neocomian.

Prin identificarea Stratelor de Azuga (I. P.-VOITEȘTI) în baza Stratelor de Sinaia s-au considerat Stratele cu *Aptychus* din V. Moldovei echivalente acestui complex, căruia i s-a atribuit vîrsta tithonică. Relativ la această chestiune observăm următoarele:

Stratele cu *Aptychus* roșii-violacee din V. Moldovei nu ocupă o poziție inferioară complexului cenușiu-verzui, ci manifestă treceri gradate laterale sau sînt așezate în succesiune inversă. Ambele complexe conțin aceleași forme neocomiene de *Lamellaptychus*.

Din punct de vedere litologic, se deosebesc de Stratele de Azuga prin lipsa metamorfismului incipient, a aspectului satinat, a infiltrațiilor de roce bazice, precum și a volumului stratigrafic mai redus. Coloratia roșie singură apropie Stratele cu *Aptychus* din V. Moldovei de Stratele de Azuga din V. Prahovei, însă această însușire nu este suficientă pentru echivalarea a două complexe situate la distanțe apreciabile.

Depozite jurasic-superioare cu *Aptychus* și *Pygope* (Tithonic) se cunosc în Banat și nordul Transilvaniei. În Munții Lăpușului (Poiana Botizei) au o dezvoltare locală și sînt reprezentate prin calcare roșii fosilifere, repartizate klippelor pieninice. SEVER ANTON (4) a făcut studiul petrografic al calcarelor albe-roșietice și calcarelor roșietice de la Poiana Botizei, iar fragmentele de *Aptychus* au fost determinate de F. TRAUTH. Majoritatea speciilor sînt localizate în Malm, unele coborînd pînă în Kimmeridgian, și sînt reprezentate prin speciile:

Laevaptychus latus (PARK.) var. *vermipora* TRAUTH
Lamellaptychus beyichi (OPPEL) em. TRAUTH
Lamellaptychus conf. *studeri* (OOST.) em. TRAUTH
Lamellaptychus thoro (OPP.) tip formă tînără TRAUTH
Lamellaptychus thoro (OPP.) var. *gracilicostata* TRAUTH

Materialul paleontologic colectat de I. DUMITRESCU din klippa de la Poiana Botizei nu poate fi analogat cu cel din Stratele cu *Aptychus* din Bucovina iar formele de *Aptychus* diferă de cele cunoscute în V. Moldovei și V. Seacă. *Lamellaptychus* var. *fractocostata* TRAUTH este cunoscută în Tithonic, Tithon-Neocomian, iar *Lamellaptychus sparsilamellosus* GUEMB. este o formă kimmeridgiană.

Stratele cu *Aptychus* din regiunea noastră se reazemă direct peste șisturile cristaline din V. Seacă. Prezintă trei specii de *Lamellaptychus* caracteristice Neocomianului și conțin intercalații de calcare cu *Calpionella alpina*. Partea lor bazală nu este reprezentată prin stratele roșii-violacee și nu intervin depozite

Institutul Geologic al României

ce ar putea fi repartizate Jurasicului superior. Depozitele violacee se întîlnesc în sinclinalul dezvoltat între cele două iviri de șisturi cristaline din V. Seacă, iar în V. Moldovei șarniera anticlinalelor formate din depozitele violacee sînt alcătuite din roce colorate în cenușiu-verzui. Prezența aceloraşi specii neocomiene de *Lamellaptychus* în ambele complexe sedimentare colorate diferit, ca și raporturile stratigrafice dintre ele, sînt dovezi că Stratele cu *Aptychus* violacee din V. Moldovei aparțin Neocomianului.

Am arătat mai sus că afinitățile petrografice nu sînt suficiente pentru determinarea vîrstei geologice a stratelor, deosebind complexele neocomiene de cele jurasice.

În Munții Apuseni, marnele calcaroase cenușii-verzui și violacee sînt cuprinse în aceeași unitate stratigrafică și nu aparțin la orizonturi diferite. Fauna de Cefalopode a precizat vîrsta valanginian-hauteriviană. În Bucovina Stratele cu *Aptychus* au fost considerate de vîrstă calloviană și jurasic-neocomiană. Asemănările litologice ne conduc la aceeași vîrstă valanginian-hauteriviană a Stratelor cu *Aptychus* din Apuseni. Ținînd seamă de speciile de *Lamellaptychus* cu tendința de localizare în baza Neocomianului (Berriasian) putem îngloba în acest complex și Infravalanginianul.

Vîrsta calloviană atribuită de L. Kober (40) Stratelor cu *Aptychus* dintre Pojorîta și Cîmpulung nu poate fi justificată pe baze stratigrafice, ci numai pe oarecare afinități litologice. Vîrsta jurasic-neocomiană a fost bazată pe asociația a două specii de *Lamellaptychus*, una jurasică și alta cretacic-inferioară, colectate în Masivul Hășmașul Mare (11). Ea implică o tranziție între un Jurasic batial (Tithonic) și depozite neocomiene, fapt ce nu se observă în Bucovina.

Faciesul calcarelor cu *Calpionella*, bine dezvoltat în V. Mesteacănului, cuprinde numeroase exemplare de *Calpionella*. Speciile de *Calpionella* sînt cunoscute atît în Stratele cu *Aptychus* cît și în Stratele de Sinaia. Din repartiția lor în timp se știe că se dezvoltă din Tithonic pînă în Barremian. Localizarea lor este legată în Carpații romîni de Valanginian-Hauterivian, Infravalanginian, Tithonic și Barremian (G. Cernea).

În Bucovina, calcarele cu *Calpionella* sînt frecvente în faciesul ce le poartă numele, în Stratele cu *Aptychus* din V. Moldovei și V. Seacă, în Stratele de Sinaia din zona internă a Flișului cretacic (Slătioara), precum și în faciesul mixt. *Calpionella* este identificată de asemenea în calcarele Malmului de la Poiana Botizei. În regiunea Rarău—Pojorîta, Jurasicul superior nu prezintă această formă, deoarece calcarele portlandiene de tip recifal exclud existența Calpionellelor, organisme recunoscute ca tipuri batiale.

Fauna Stratelor de Sinaia este alcătuită, în afară de *Peregrinella multicarinata* și *Aptychus didayi*, din trei specii de Cefalopode. Repartiția stratigrafică a acestor Ammoniți demonstrează vîrsta valanginian-hauteriviană a Stratelor de Sinaia. Trebuie să remarcăm de asemenea că asupra determinării precise sau asupra locului de proveniență a primelor două specii autorii au făcut rezerve.

Institutul Geologic al României

Neocomianul din regiunea noastră formează o bandă estică pornind de la marginea Cristalinului și care invadează zona de subsidență Rarău—Pojorîta, acoperind succesiv ivirile de șisturi cristaline și Permian. Este reprezentat prin faciesuri distincte cu tranziții între ele în sens longitudinal. Faciesul Stratelor cu *Aptychus* apare în nord (V. Moldovei), iar cel al Stratelor de Sinaia se dezvoltă din regiunea Slătioara spre sud.

Din cauza variației de facies a diferitelor complexe de roce li s-au atribuit valoarea de orizonturi, de unde a rezultat vîrsta calloviană, jurasic-neocomiană sau tithonică pentru șisturile roșii cu *Aptychus* din V. Moldovei.

Prezența Stratelor cu *Aptychus*, ca și în Munții Metaliferi, este legată de obstacole submarine; în Bucovina ele au relații strînse cu Cordiliera Cîmpulung. Interiorul zonei Rarău—Pojorîta nu conține Strate cu *Aptychus*, care se opresc pe flancul ei răsăritean în dreptul aparițiilor cristalino-permiene cele mai interne.

Banda de Strate de Sinaia (orizontul bazal) dintre Muntele Adam și Vf. Pietrele Albe, care însoțește zona permiană de vest (Th. Kräutner), corespunde Stratelor cu Radiolari. Manifestările de fundament din interiorul zonei de subsidență nu indică prezența Neocomianului. Zona Stratelor de Sinaia se dezvoltă la marginea Cristalinului. A fost invadată de un material detritic grosier mai abundent, datorită reliefului ridicat pe care-l avea în apropiere.

Din aceste constatări, putem face următoarele precizări de ordin paleogeografic:

Zona de subsidență Breaza—Rarău își continuă activitatea și în timpul Cretacicului. În timpul Neocomianului, litogeneza nu s-a dezvoltat pe toată întinderea acestei zone, ci s-a restrîns în dreptul cordilierei, întinzîndu-se în schimb în zona internă a Flișului. Natura sedimentației ne dezvăluie unitățile paleogeografice existente în timpul Neocomianului.

Zona de sedimentare subsidentă Rarău—Pojorîta—Breaza și-a continuat funcția litogenetică din Permian pînă în Jurasic, cu slabe întreruperi separatoare de cicluri sedimentare majore.

Cordiliera Cîmpulung, un obstacol de fund de natură cristalino-permo-triasică, a jucat un rol important în repartiția subdiviziunilor și faciesurilor cretacice.

Eroziunea ante-cretacică a îndepărtat în bună parte învelișul sedimentar al cordilierei. Sedimentele neocomiene depuse sub o pătură groasă de ape marine s-au dispus astfel direct pe șisturile cristaline.

Geosinclinalul Flișului cretacic își începe activitatea cu Neocomianul. Abundența materialului detritic, grosimea stratelor, diagenizarea puternică și cutarea intensă sînt caracteristicile depozitelor de geosinclinal cretacic-paleogen.

Barremian — Apțian

În Carpații orientali, problema Barremian-Apțianului din zona internă a fost larg dezbătută de diferiți autori. Faciesul de Fliș al acestui complex a întîmpinat dificultăți la separarea lui de restul depozitelor cretacice din cauza variațiilor

Institutul Geologic al României

de facies în dublu sens. În regiunea cercetată, condițiile de sedimentare față de geosinclinalul Flișului au dat naștere următoarelor faciesuri barremian-apțiene:

FACIESUL CALCARELOR URGO-APȚIENE

Acestea se dezvoltă la extremitatea sudică a zonei Rarău—Pojorîta și anume la Pietrele Doamnei și W Fîntîna Rece. Calcarele urgoniene sînt redresate la



Fig. 13. — Calcarele urgo-apțiene și Turon-Senonianul de la Fîntîna Rece (în ultimul plan masivul cristalin Pietrosul). (Foto KRÄUTNER).

verticală, se reazemă pe calcarele portlandiene și suportă Turonian-Senonianul, care le împarte în două petece prin pătrunderea în spărtura de la Fîntîna Rece (fig. 13). Prezintă aspect ruiniform, ceea ce îi împrumută pitorescul. Formele de turnuri se datoresc diaclazelor puternice și verticale. În jurul Pietrelor Doamnei sînt îngrămădite blocuri de dimensiuni mari, care sînt risipite pe suprafețe ntinse și anume pe partea accentuată a versantului sudic. Se deosebesc calcare semicristaline albe, calcare albe cu pete roze și patina albă-cenușie și calcare coraligene albe cu patină albă-lăptoasă. Analizate la microscop se prezintă ca un calcar grunjos organogen, cu plaje de calcită cristalină și străbătute de diaclaze de calcită. Cuarțul detritic (2%) apare sub formă de granule izolate în masa rocei. Ca resturi organice se deosebesc Coralieri, Foraminifere *(Textularia)* și Alge calcaroase *(Diplopora)*. Genul *Diplopora* apare cu aspectul stelat ușor de recunoscut în secțiune subțire și datorit canalului axial și ramificațiilor sale radiale.

Institutul Geologic al României

Este caracteristic faciesului urgo-apțian și a fost identificat de noi și în Munții Metaliferi alături de specii de *Orbitolina*. S. ATHANASIU (7) a repartizat calcarele de la Pietrele Doamnei (fig. 14) Urgo-Apțianului, bazîndu-se pe forme de *Requienia carinata* MATHERON, *Requienia (Toucasia) gryphoides* MATH., *Requienia ammonia* GOLDF., *Rhynchonella asteriana* D'ORB., *Discoidea* sp., *Thamnastrea* sp.

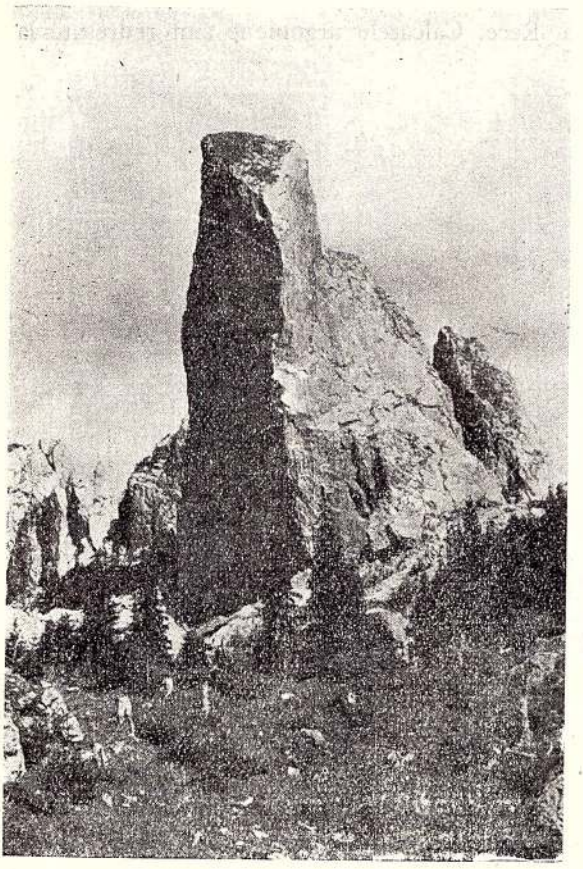


Fig. 14. — Calcarele urgo-apțiene de la Pietrele Doamnei. (Foto KRÄUTNER).

La W Fîntîna Rece am colectat în calcarele deosebite prin aspectul mega- și microscopic de celelalte calcare, resturi de *Thamnastrea*, iar la N Pietrele Doamnei, genul *Stromatopora*. Fiind cuprinse între depozitele jurasice și cele cretacic-superioare, situația geometrică vine în sprijinul vîrstei cretacic-inferioare. Faciesul recifal demonstrează poziția țărmului în timpul Barremian-Apțianului și ne face să-i presupunem existența și în restul zonei subsidente. Speciile *Orbitolina lenticularis* D'ORB. și *Orbitolina conoidea* GROSS., cunoscute la Pietrele Albe și V. Seacă, dovedesc repartiția faciesului urgonian și în interiorul zonei Rarău.

FACIESUL SATINAT

Faciesul satinat este localizat între V. Mesteacănului și V. Izvorul Alb, se află în legătură cu cordiliera cea mai internă și delimitează la vest banda valanginian-hauteriviană. Litologic este reprezentat prin șisturi argiloase satinate și gresii fin micacee, satinate, colorate în verzui sau cenușiu-verzui.

La microscop, șisturile satinate arată o masă argilo-marnoasă, cu material detritic fin (0,01 mm) și în cantități reduse (2—4%). Cuarțul echigranular, în grăunțe mici, prezintă conturul detritic și se observă alături de lamele fine de muscovită, oxizi de fer și substanțe cărbunoase. Gresiile fin micacee, satinate, de coloare cenușie-verzuie sau cenușie-negricioasă, se desfac ușor în plăci groase

Institutul Geologic al României

de 1—2 cm, au suprafețele de stratificație plane sau ușor învălurate, cuprind resturi de plante incarbonizate și devin feruginoase prin alterație. Analizate la microscop, se observă grăunțe de cuarț foarte fine și uniforme (40%), lamele de muscovită (6%), iar cimentul formează 50% din masa rocei. Stratificația paralelă este evidențiată de alternanța ciment — granule de cuarț. Pulberea de pigmenți negri este uniform repartizată.

Deschiderile cele mai interesante ale acestui facies se întîlnesc în V. Seacă, pe ambii versanți, în dreptul celei de a doua apariții de Cristalin-Permian; de asemenea, în cursul inferior al Văii Izvorul Alb, în asociație cu lama internă de Permian aflată pe versantul stîng. Un facies asemănător se cunoaște în baza Barremianului din Munții Metaliferi (N Zlatna), care a fost considerat ca rezultat al dinamometamorfismului. Corespunzînd din punct de vedere paleogeografic zonei de maximă subsidență, l-am atribuit unui metamorfism de geosinclinal incipient (27). TH. KRÄUTNER a cartat Barremian-Aptianul în faciesul satinat împreună cu Stratele de Sinaia (42).

FACIESUL DE FLIȘ

Acest facies se dezvoltă la exteriorul zonei de Cristalin-Mesozoic, însoțind banda Stratelor de Sinaia. Primele apariții de Barremian-Aptian se întîlnesc în V. Izvorul Alb, iar cele mai sudice se află pe V. Slătioara. Se prezintă sub forma unui complex detritic cenușiu-negricios uniform, în opoziție cu restul zonei interne a Flișului cretacic, unde se constată o variație sensibilă de faciesuri, care a creeat dificultăți la precizarea vîrstei.

HERBICH (1878) le-a înglobat la Cretacicul inferior, GR. ȘTEFĂNESCU și BOTEA (1888) le-au repartizat Eocenului, în ideea lui HAUER și STACHE (1863) asupra gresiei carpatice. V. UHLIG (1889), în urma cercetărilor din bazinul Văii Bistriței Aurii, le-a asociat gresiei masive (Massiger Sandstein) și Cretacicului superior. S. ATHANASIU (1905) a descris Barremian-Aptianul sub denumirea de « Strate de Babșa ».

I. P. -VOITEȘTI (1910) a menționat depozite similare în V. Prahovei sub numele de Strate de Comarnic. G. MACOVEI și I. ATANASIU (1934) au deosebit Barremianul vest-intern și Aptianul reprezentat prin trei orizonturi diferite litologic. Recent, G. CERNEA (1952) a identificat Barremian-Aptianul inferior (Strate de Bistra) și Aptianul care cuprinde orizontul marnos și orizontul gresos. Acestui autor dispărut dintre noi în plină dezvoltare a forțelor de cercetător al Flișului cretacic îi datorăm, pe lîngă orizontarea precisă a depozitelor cretacice, și descrierea petrografică a tipurilor de roce barremian-aptiene: gresii calcaroase, calcare marnoase, conglomerate, marne șistoase, gresii fin micacee, argile nisipoase, gresii micacee calcaroase, calcare nisipoase și gresii conglomeratice.

Barremian-Aptianul sub faciesul de Fliș se prezintă ca o bandă continuă, care începe din V. Izvorul Alb pe o lățime de 100 m, iar de aci spre sud se dezvoltă

Institutul Geologic al României

din ce în ce mai mult. În V. Izvorul Alb este reprezentat printr-un complex detritic, cu afinități litologice față de Stratele de Sinaia. Calcarele litografice cu *Calpionella* sînt reduse. Gresiile cuprind numeroase urme de plante incarbonizate și au suprafețele de stratificație plane. Sînt situate geometric între Stratele cu *Aptychus* din V. Seacă și șisturile albiene dezvoltate în apropierea confluenței Văii Izvorul Alb. La vest suportă încălecarea dolomitelor redresate la verticală, apoi formează un anticlinal cu șarniera alcătuită din marne valanginian-hauteriviene și în fine la est suportă depozitele albiene.

Tipurile de roce întîlnite în Barremian — Apțianul din partea inferioară a Văii Izvorul Alb sînt descrise mai jos.

Gresiile calcaroase cenușii negricioase, străbătute de diaclaze umplute cu calcită, cu mecanoglife pe partea inferioară a stratelor, prezintă mari afinități litologice cu gresiile din Stratele de Sinaia.

La microscop, roca este alcătuită din grăunțe de cuarț detritic (25%), lamele de muscovită (4%), elemente remaniate de șisturi cuarțitice și radiolarite colorate în roșu cu schelete de Radiolari calcifiați; se observă de asemenea rare cochilii de Foraminifere *(Textullaria)*. Totul este prins într-un ciment calcaros abundent.

Gresiile micacee de coloare cenușie, verzuie sau neagră formează bancuri groase de 1 dm — 2 m. Se desfac în plăci sau cînd sînt silicioase devin compacte și rezistente; se pot confunda cu gresiile silicioase din complexul albian. Sub microscop se observă cuarț detritic neseriat, lamele de muscovită lungi de 0,5—2 mm, fragmente de feldspat plagioclaz, biotită în parte cloritizată și grăunțe de oxizi de fer.

În V. Slătioara, Barremian -Apțianul prezintă în bază treceri la Stratele de Sinaia, iar la partea superioară suportă Albianul. Se întîlnesc următoarele tipuri de roce:

Gresii micacee cenușii-negricioase, cu suprafețele de stratificație plane, care se desfac ușor prin lovire, în plăci groase de cîțiva mm grosime;

Gresii micacee cu numeroase urme de plante incarbonizate;

Gresii calcaroase cenușii-negricioase, cu mecanoglife și calcită solvită pe diaclaze;

Marne calcaroase în plăci de 5—10 cm, colorate în cenușiu închis, conținînd resturi de *Calpionella* și seamănă cu cele întîlnite în Stratele de Sinaia;

Marno-argile șistoase de coloare albă-cenușie sau cenușie negricioasă.

Depozitele descrise mai sus aparțin faciesului de Fliș al Barremian-Apțianului și sînt reprezentate printr-un complex detritic puternic cutat și diaclazat. În partea bazală prezintă tranziția la Valanginian-Hauterivian, marcată prin tipuri de roce comune și prin resturi organice. În partea de nord apar Radiolarii caracteristici Stratelor cu *Aptychus*, iar în sud (Slătioara) intervin marno-calcarele cu *Calpionella* Lor. Prezența Radiolarilor este remarcată și în zona de tranziție Strate cu *Aptychus* — Barremian, din Munții Metaliferi.

Institutul Geologic al României

Limita Strate de Sinaia — Barremian întîmpină dificultăți de cartare în Carpații orientali. G. CERNEA a considerat ca strat-reper gresiile cu *Aptychus* de la partea superioară a Stratelor de Sinaia. În lipsa acestor gresii, limita se trasează arbitrar în punctele unde calcarele litografice cu *Calpionella* se răresc pînă la dispariție.

La partea superioară Barremian-Apțianul suportă șisturile albiene, față de care prezintă afinități petrografice observate în V. Izvorul Alb. Poziția geometrică arată clar că acest complex este localizat între Valanginian-Hauterivian și Albian, de unde rezultă vîrsta sa barremian-apțiană. În Munții Metaliferi, Barremian-Apțianul este cuprins stratigrafic de asemenea între Stratele cu *Aptychus* și șisturile negre albiene. Se dezvoltă cu aceleași caractere petrografice ca și în restul Carpaților orientali. În Perșani, Barremian-Apțianul se întîlnește tot ca un complex detritic cu caracter de Fliș, cuprins între Valanginian-Hauterivian și conglomeratele cenomaniene puternic discordante.

Dovezile paleontologice care pledează pentru vîrsta barremian-apțiană sînt reduse, însă suficiente.

G. CERNEA (15) a identificat pe P. Munceleanul forma *Acanthoplites aschiltaensis* ANTHULA, dovedind existența Apțianului inferior. Speciile *Orbitolina lenticularis* LAM. și *Orbitolina conoidea* GROSS., cunoscute în Carpații orientali, indică prezența Apțianului la partea superioară a complexului cretacic-inferior. Poziția stratigrafică, asemănările petrografice, resturile de Ammoniți și calcarele cu Orbitoline demonstrează suficient vîrsta barremian-apțiană a complexului detritic de Fliș.

b) CRETACIC MEDIU

Albian

Seria sedimentară cretacică, reprezentată prin toți termenii săi, se întrerupe în anumite momente și pe zone diferite. Astfel mișcările orogenice post-apțiene se trădează printr-o încetare temporară a sedimentației. Începînd cu Albianul se dezvoltă o nouă succesiune stratigrafică, ce manifestă o independență netă față de Cretacicul inferior. Pe seama acestor mișcări a fost pusă nașterea pînzelor de șariaj de către V. UHLIG (88,89), I. P.-VOITEȘTI (95—97) și L. KOBER (40).

Albianul din regiunea cercetată are o dispoziție discordantă față de Cretacicul inferior și arată o diferență sensibilă de sedimentație. Cu începutul Cretacicului mediu geosinclinalul carpatic a suferit o deplasare către est; sedimentația pelitică este bogată în oxizi de mangan și fer.

Depozitele albiene formează o zonă largă în V. Moldovei, dezvoltîndu-se pe malul stîng între Sadova și Prisaca Dornei. Pe versantul drept ele încep de la confluența Văii Izvorul Alb și se întind spre sud, alcătuind o zonă largă cunoscută

Institutul Geologic al României

sub numele de « zona șisturilor negre ». În interiorul « Cuvetei Rarău », Albianul nu este cunoscut în jumătatea de sud; începînd din nordul localității Sadova o invadează, depășind ultimele mărturii ale flancului estic.

DESCRIEREA PETROGRAFICĂ

Litologic, depozitele albiene formează o unitate recunoscută de primii cercetători din cauza tipurilor de roce caracteristice. Pe teritoriul localității Sadova, șoseaua Cîmpulung—Rădăuți oferă deschideri bune în complexul albian alcătuit dintr-o alternanță de strate formate din:

Șisturi argiloase negre, în plăci, care prin expunere se desfac în foi și capătă aspect disodiliform, iar pe fețele expuse devin feruginoase;

Șisturi argiloase fin micacee, cu suprafețele ușor și des învălurate;

Șisturi argilo-marnoase ardeziene;

Șisturi marnoase albe-cenușii cu bioglife rare;

Marne calcaroase cenușii-negricioase cu o pojghiță de alterație de coloare ruginie sau roșie-violacee și străbătute de diaclaze umplute cu calcită;

Gresii fin micacee, cu suprafețele învălurate;

Gresii calcaroase negre-cafenii, dure, feruginoase prin expunere;

Gresii silicioase negre.

Albianul de la Sadova desenează un anticlinal larg, care suportă Cenomanianul pe flancul de vest. Pe P. Cartățap (N Cîmpulung), Albianul este bine descoperit, iar pe versanți solul capătă un aspect deosebit datorit rocelor șistoase. În alcătuirea lui iau parte următoarele tipuri de roce:

Șisturi argilo-marnoase, uneori fin micacee, de coloare neagră, cu patină cenușie sau feruginoasă. Suprafețele fin învălurate sînt acoperite de eflorescențe; se fărîmițează prin expunere în fragmente de 1 cm și împrumută aspectul șisturilor disodilice oligocene; la contactul cu marnele calcaroase devin din ce în ce mai compacte;

Marne albe-cenușii în plăci, cu afinități față de marnele senoniene; se întîlnesc rareori ca intercalații slabe;

Calcare marnoase negre, dure, cu spărtura concoidală, diaclaze fine, rare, umplute cu calcită, formînd bancuri groase de 1 cm — 1 dm, reliefate de eroziune; se prezintă în alternanțe egale cu șisturile argilo-marnoase; prin expunere devin cenușii-albicioase, iar prin îmbogățire în oxizi de fer se colorează în roșu-cărămiziu;

Gresii micacee, calcaroase, de coloare cenușie-negricioasă cu mecanoglife pe fața inferioară a stratelor și cu suprafețe curbicorticale pe partea superioară; prezintă bioglife serpentiniforme și diaclaze rare, lungi și rectilinii care ajută la desfacerea în blocuri a rocei.

În V. Deia (N Cîmpulung) Albianul se dezvoltă sub aceeași alternanță de șisturi și gresii:

Institutul Geologic al României

Șisturi argilo-marnoase fin micacee cu aspect de ardezie;

Gresii calcaroase cenușii-negricioase, cu patină feruginoasă, mecanoglife, urme de plante incarbonizate și rare vinișoare de calcită (0,5—1 cm); grosimea stratelor variază între 1 cm — 5 dm, cele mai obișnuite fiind cuprinse între 1—2 dm;

Marne calcaroase sub formă de concrețiuni sideritice colorate în roșu-cărămiziu.

În apropierea confluenței Văii Izvorul Alb se întîlnește de asemenea alternanța de șisturi argilo-marnoase negre și gresii. Șisturile argilo-marnoase negre, cenușii-albicioase cu pete feruginoase pe fețele expuse, se prezintă ca șisturi foioase, slab micacee, răspîndite la suprafața solului sau în bancuri, care prin lovire se desfac ușor în șisturi. Gresiile negre cu mecanoglife sînt dure, cu spărtura concoidal-așchioasă; prin expunere se desfac în prisme lungi de 1—2 dm și apoi se transformă în fragmente colțuroase de 1—2 cm. Aceste depozite înclină spre E (35°—45°) și ocupă o poziție superioară față de Barremian-Apțianul din amonte.

Pe șoseaua Cîmpulung — Slătioara depozitele albiene se întîlnesc bine descoperite și sînt constituite din șisturi argiloase fin micacee negre, șisturi marnoase bituminoase cu aspect disodilic, calcare marnoase, marne silicifiate și gresii silicioase cenușii-negricioase. Ele se dezvoltă paralel cu zona cretacic-inferioară.

Analizate la microscop, rocele complexului albian prezintă următoarele caractere:

Șisturile argiloase fin micacee, ardeziene, sînt constituite dintr-o masă argiloasă cu pete de substanțe bituminoase, cuprinde material detritic (cuarț, muscovită) de dimensiuni foarte reduse, pirită și pete verzi de glauconită, iar ca resturi organice Globigerine și Radiolari calcifiați.

Marnele silicifiate au rezultat prin aportul de silice provenit din scheletul organismelor silicioase. Masa rocei conține carbonat de calciu, romboedri de calcită, pete argiloase brune și silice criptocristalină, care formează cimentul de substituție.

Calcarele marnoase negre au masa alcătuită din material argilo-calcaros fără elemente detritice și resturi organice și seamănă cu cele din Cretacicul inferior.

Gresiile micacee cenușii-negricioase sînt alcătuite în cea mai mare parte din grăunțe de cuarț clastic cu extincție onduloasă, lamele de muscovită și ciment argilos-calcaros. Prin îmbogățirea în carbonat de calciu, suferită de masa cimentului, roca trece în gresii calcaroase.

Gresiile silicioase negre, dure, cu spărtura concoidal-sticloasă, formează împreună cu șisturile ardeziene caracterul complexului albian. Masa rocei este constituită din silice criptocristalină, romboedri de calcită și pete de carbonat de calciu; cuprinde material detritic, cuarț echigranular, iar resturile organice lipsesc.

Institutul Geologic al României

DISCUȚII ASUPRA VÎRSTEI

Precizarea vîrstei complexului albian a întîmpinat mari dificultăți din următoarele motive: lipsa unei orizontări a Cretacicului inferior datorită confuziei între faciesuri și înglobarea subdiviziunilor sale la Valanginian-Hauterivian (Strate de Sinaia); determinarea greșită a vîrstei conglomeratelor de Muncel prin raportarea lor la Barremian, sau, împreună cu Turonian-Senonianul, la Apțian; confuziile între orizonturile și faciesurile Barremianului și Senonianului și nerecunoașterea situațiilor tectonice care au condus la inversarea ordinei stratigrafice.

Din aceste cauze bibliografia geologică cuprinde o serie de lucrări în care s-a dezbătut vîrsta complexului șistos negru, care a fost atribuit unei scări stratigrafice largi cuprinsă între Neocomian și Paleogen.

K. Paul (1876) a descris pe malul stîng al Moldovei, în dreptul orașului Cîmpulung, « Strate de Ropianka tipice », constituite dintr-o alternanță de « șisturi închise sau albăstrui, cu bancuri subțiri de gresii tari, calcaroase, bogate în mică, de coloare cenușie-albăstruie, care au întotdeauna fețele stratelor acoperite cu numeroase desene în relief, numite hieroglife. Ele conțin strate de siderit argilos, cu frumoase fucoide și cu petrol în mai multe puncte ». Acest autor le-a descris de asemenea și sub numele de Strate de Șipote, înglobîndu-le la « gresia carpatică superioară ». Fr. Herbich (1878) a repartizat Șisturile negre (Sphaerosideritzüge) la Cretacicul inferior, bazat pe două specii de Ammoniți *(Neocomites neocomiensis* d'Orb., *Leopoldia castellanensis* d'Orb.), a căror determinare a fost pusă la îndoială de către autorii mai recenți.

Afinitățile litologice ale Șisturilor negre față de șisturile menilito-disodilice din Oligocen au determinat pe V. Uhlig (1903) să le acorde vîrsta paleogenă. S. Athanasiu, în timpul studiilor sale asupra Flișului carpatic, a acordat Șisturilor negre vîrste deosebite. Astfel, în 1905, consideră aceste șisturi ca o variație locală a disodilelor oligocene, în 1907 le atribuie Bartonianului, iar în 1909 cercetînd regiunea noastră consideră Stratele de Audia sinonime cu Stratele de Șipote și le repartizează Cretacicului inferior. G. Macovei și I. Atanasiu (1925) au considerat Șisturile negre de Audia ca reprezentînd faciesul extern pelitic al Barremianului, adică faciesul sincron și heteropic al Stratelor de Bistra (facies vest-intern, neritico-litoral). D. Preda și I. Băncilă (1934) au considerat Șisturile negre ca un facies sincron-heteropic al Senonianului, iar D. Ștefănescu (1935) ca reprezentînd Gaultul sau Cenomanianul din Bucovina. M. Filipescu (1937) a precizat că oxizii de mangan și nu substanța bituminoasă colorează Șisturile negre, iar caracterul silicios se datorește micro-organismelor, apoi în anul 1940 le-a considerat de vîrstă senoniană după specia *Globotruncana stuarti* J. de Lapp., colectată la Covasna. C. Olteanu (1941) a atribuit Șisturilor negre din V. Bistriței vîrsta senoniană, bazat pe intercalațiile din complexul senonian. I. Băncilă (1948) a arătat importanța tectonică a Șisturilor negre senoniene prin participarea lor la formarea unei pînze de decolare și antrenare.

Institutul Geologic al României

G. CERNEA (1952) a analizat părerile diferiților autori romîni și polonezi care s-au ocupat cu problema Șisturilor negre, ajungînd la concluzia că « Șisturile negre trebuie privite ca depuneri pelitice ale unei mări de mai mare adîncime. Șisturile negre sînt de vîrsta Stratelor de Gosau, adică Turonian-Senonian inferior. Șisturile negre nu reprezintă în întregime Senonianul, deoarece, atît Senonianul roșu, cît și cel cu Inocerami, sînt străpunse de Șisturile negre și pe V. Uzului între Șisturile negre și Tarcău apare Senonianul cu Inocerami » (15). De asemenea a observat trecerea gradată între Șisturile negre și Apțianul superior.

În anul 1950, M. FILIPESCU, I. DRĂGHINDĂ și V. MUTIHAC (17) au urmărit problema Șisturilor negre între V. Buzăului și V. Covasnei, ajungînd la concluzia că ele aparțin Hauterivian-Senonianului. M. FILIPESCU în 1952 a deosebit trei complexe în Șisturile negre: complexul sferosideritic cu *Hoplites (Neocomites) angulicostatus* D'ORB. (Hauterivian superior-Barremian), complexul șistos cu *Neohibolites strombecki*, *Neohibolites aptiensis* (Apțian superior — Albian inferior) și complexul gresiilor glauconitice silicioase cu *Neohibolites minor* și *Neohibolites minimus* (Albian superior — Cenomanian).

Pentru lămurirea vîrstei Șisturilor negre, geologii romîni au făcut apel la rezultatul cercetărilor întreprinse de geologii polonezi și cehi. VACEK (1881) le-a descris ca Strate de Spas, considerîndu-le, pe baze paleontologice, ca turonian—senonian-inferioare. T. WISNIOWSKI (101) a descris Stratele de Dobromil, la interval scurt, cînd barremiene, cînd cretacic-superioare.

M. STIRNALOWNA (1925) a stabilit identitatea dintre Stratele de Spas și Stratele de Dobromil, deducînd necesitatea unei revizuiri a faunelor respective. I. NOVAK a purtat Șisturile negre din Oligocen în Eocen inferior și Cretacic superior, așa cum au procedat și B. SWIDERSKI, ZB. SUJKOVSKI și H. SWIDZINSKI. În anul 1949, B. KOKOSZINSKA a repartizat Stratele de Spas la Barremian-Apțian.

În Cehoslovacia, A. MATEJKA și I. ZELÉNKA au găsit echivalentul Stratelor de Audia în Stratele de Smilno, atribuindu-le vîrsta cretacic-inferioară, bazați numai pe poziția lor stratigrafică, greu de stabilit din cauza deformărilor tectonice. Albianul din V. Vah (3) și V. Orava aflat în vecinătatea klippelor tatrice înalte este constituit din marne cenușii-negricioase cu dispoziție transgresivă față de Cretacicul inferior, suportă conglomeratele cenomaniene și cuprinde intercalații care devin gresoase la partea superioară. Lateral se dezvoltă marne cu sferosiderite care conțin Cefalopodele *Neohibolites minimus* LIST., *Puzosia sharpei* SPATH, *Puzosia* gr. *mayoriana* D'ORB.

Baza Albianului din V. Orava (3) se caracterizează prin prezența următoarelor specii: *Neohibolites minimus* LIST., *Phylloceras velledae* D'ORB., *Hoplites (Leymeriella) tardefurcatus* D'ORB., *Douvilléiceras mamillatum* D'ORB.

Din cele expuse mai sus se constată că din cauza afinităților litologice Șisturile negre au fost purtate din Neocomian pînă în Oligocen, iar în ultimul timp au fost restrînse între Neocomian și Senonian.

Institutul Geologic al României

Să cercetăm acum criteriul litologic aplicat la precizarea vîrstei Șisturilor negre. Hauterivianul în faciesul Stratelor cu *Aptychus* sau al Stratelor de Sinaia conține depozite șistoase negre, care se deosebesc însă de Șisturile negre prin îmbogățirea în carbonat de calciu, cutarea intensă și prezența Radiolarilor. Barremian-Apțianul cuprinde de asemenea șisturi argilo-marnoase negre avînd afinități litologice mari cu Șisturile negre, dar care conține următoarele forme de Cefalopode:

Neocomites neocomiensis D'ORB.
Leopoldia castellanensis D'ORB.
Acanthoceras albrechti austriae UHL.
Crioceras emerici LEV.
Ammonites pulcherinum D'ORB. vel. *tabarelli* AST.
Hamites lorioli UHL.

La alcătuirea Cenomanianului iau parte și șisturi argilo-marnoase cenușii-negricioase, dar care sînt slab diagenizate și asociate cu conglomerate poligene.

Șisturile negre au fost atribuite în ultimul timp de majoritatea cercetătorilor Senonianului, din cauza intervenției Șisturilor negre cu *Globotruncana* sub forma de intercalații în depozitele senoniene. De asemenea șisturile argilo-nisipoase din Turonian-Senonianul zonei Rarău—Pojorîta au contribuit la deplasarea ascendentă a șisturilor ardeziene cu sferosiderite.

O consecință a afinităților litologice a fost și ideea seriilor sedimentare comprehensive. La început, ele au ocupat intervale de timp restrînse: Barremian-Apțian, Albian-Cenomanian, Turonian-Senonian. M. FILIPESCU (17) a afirmat recent existența unei serii comprehensive Hauterivian-Senonian. Ținînd seamă de faptul că această serie a fost identificată într-o zonă de maximă subsidență a geosinclinalului ea poate să corespundă unei realități. S-ar putea de asemenea ca intervențiile tectonice să fi apropiat între ele faciesuri heterocrone.

În regiunea noastră, însă ideea seriei comprehensive nu poate fi susținută, deoarece ne aflăm într-o porțiune de geosinclinal, caracterizată prin înregistrarea tuturor variațiilor de țărm ale mărilor cretacice.

Datele paleontologice au produs confuzii în loc să constituie argumentul hotărîtor în determinarea cronologică. În Stratele de Dobromil, sinonime cu Stratele de Spas, s-a identificat fauna barremiană citată mai sus, alături de următoarele specii cunoscute în faciesul de Gosau al Turonian-Senonianului: *Amaltheus requieni* D'ORB., *Psammobia* cf. *impar* ZITT., *Panopea* cf. *frequens* ZITT.

Situația stratigrafică a Șisturilor negre nu a putut contribui nici ea la lămurirea vîrstei, deoarece sistemul de cute strînse, laminările și deversările în dublu sens au creeat dificultăți mari la stabilirea poziției în spațiu a complexului șistos negru.

Institutul Geologic al României

Atenuarea deformărilor tectonice și aspectele paleogeografice deosebite din regiunea noastră ne-au pus în situația de a ajunge la precizarea vîrstei Șisturilor negre, valabilă cel puțin pentru zona Flișului cretacic din Bucovina. Între Izvorul Alb și V. Slătioara, complexul Șisturilor negre se dezvoltă la partea superioară a Barremian-Apțianului. Acest complex reprezintă un orizont distinct și nu poate fi considerat ca un facies de adîncime al Barremianului detritic grosolan prin faptul că lipsesc îndințările caracteristice porțiunii de tranziție dintre faciesuri sincrone și heteropice. În sprijinul acestei idei vine observația făcută de G. CERNEA (15) asupra tranziției de la Apțian la Șisturi negre: « pe o întindere de peste 50 km, se constată o trecere gradată între Șisturile negre și marnele apțiene, ceea ce, în practică, dă loc la greutăți în trasarea limitei dintre aceste două formațiuni ».

În regiunea noastră această tranziție nu se observă, Șisturile negre fiind dispuse discordant față de Barremian-Apțian. Dispoziția transgresivă față de Cretacicul inferior dovedește că aceste șisturi nu pot fi mai vechi decît Albianul.

La partea superioară, Șisturile negre sînt acoperite, în aceleași condiții de discordanță, de către Eocen. Această situație ar putea veni în sprijinul unei serii comprehensive Apțian superior—Senonian superior. Însă, pe teritoriul localității Sadova, la nord de V. Moldovei, Șisturile negre suportă conglomeratele cenomaniene. Delimitarea stratigrafică a complexului după aceste observații de teren ne conduce la atribuirea vîrstei albiene pentru complexul Șisturilor negre.

Condițiile speciale în care se dezvoltă Cretacicul din bazinul Moldovei au contribuit la identificarea Albianului. D. ȘTEFĂNESCU (75) cercetînd această regiune a afirmat vîrsta albian-cenomiană pentru Șisturile negre, înregistrînd o notă originală în seria lucrărilor privind stratigrafia Flișului cretacic.

Albianul se prezintă ca o unitate stratigrafică bine definită și cuprinsă între Apțian și Cenomanian. Se caracterizează prin volumul stratigrafic important și constituit din șisturi argilo-marnoase cu aspect de ardezie, gresii silicioase, calcare marnoase silicifiate și concrețiuni sferosideritice. Se deosebește de Cretacicul inferior prin cantitatea redusă de carbonat de calciu, silicifierea avansată, prezența oxizilor de fer și mangan, diaclazarea și cutarea slabă. Față de Cretacicul superior se distinge prin lipsa calcarelor organogene și a materialului detritic grosier.

Depozitele albiene din Bucovina prezintă afinități litologice cu cele din Munții Metaliferi (Bucium — V. Dosului — Buninginea), unde apare același complex șistos ardeziform cu intercalații de gresii silicioase, slab diaclazat și larg ondulat. Volumul stratigrafic impozant este cuprins de asemenea între Barremian—Apțian la partea inferioară și Cenomanian la partea superioară.

Institutul Geologic al României

Dovezi paleontologice albiene se cunosc în Munții Metaliferi la Zam și Tăuți. În Carpații orientali, M. FILIPESCU (17) a menționat în Șisturile negre următoarele specii de Belemniți:

Neohibolites strombecki G. MÜLL.
Neohibolites aff. *strombecki* G. MÜLL.
Neohibolites aptiensis KILL. var. *strombeckiformis* STOLL.
Neohibolites minor STOLL.
Neohibolites minimus LISTER

În rezumat, complexul Șisturilor negre din zona Flișului cretacic, cu volum stratigrafic important, încadrat între Apțian și Cenomanian, corespunde Albianului. Afinitățile litologice cu depozitele albiene din Munții Metaliferi (33) și fauna de Belemniți identificată în regiunea Covasna—V. Buzăului (17) pledează pentru existența Albianului în Flișul carpatic.

Cenomanian

Sinonimie:

Cretacic superior, H. ZAPALOWICZ, 1886.
Barremian, GR. COBĂLCESCU și E. TEODORESCU, 1888.
Paleogen, Gresia de Măgura. V. UHLIG, 1899.
Cenomanian, S. ATHANASIU, 1899.
Albian, GR. COBĂLCESCU, 1903.
Cretacic superior, V. UHLIG, 1903.
Apțian, G. MACOVEI și I. ATANASIU, 1925.
Apțian, TH. KRÄUTNER, 1929.
Cenomanian, I. BĂNCILĂ, 1941.
Albian-Cenomanian, G. CERNEA, 1949.

Depozitele cenomaniene apar în următoarele regiuni: D. Muncelul—Măgura Pojorîtei, D. Prașca și D. Peciștea.

În D. Muncelul—Măgura Pojorîtei formează banda cea mai importantă, care marchează flancul estic al zonei Rarău—Pojorîta—Breaza și este traversată de V. Moldovei, oferind deschiderile cele mai importante și împrospătate de carierele instalate pe ambii versanți. Partea axială a zonei de sedimentare este ocupată de Cenomanian numai în D. Prașca de la Fundul Pojorîtei. Pe flancul vestic, am identificat Cenomanianul în D. Peciștea.

DESCRIEREA PETROGRAFICĂ

Tipurile de roce caracteristice Cenomanianului sînt: conglomerate poligene, gresii conglomeratice și gresii calcaroase. Este de remarcat absența calcarelor recifale cunoscute în restul catenei.

Conglomeratele poligene sînt constituite din elemente remaniate de cuarțite, filite, marne calcaroase, șisturi roșii, gresii micacee, șisturi argiloase negre și

Institutul Geologic al României

verzui (Neocomian), calcare roșii de Hallstatt, dolomite. Părțile cu elemente mai mari conțin multă argilă din care cauză se dezagregă ușor, iar prin spălare devin cavernoase. Formează bancuri groase de 10 cm — 1 m și sînt înclinate puternic pînă la verticală; diaclaze puternice străbat masa conglomeratelor.

Gresiile conglomeratice, alcătuite mai ales din elemente cuarțitice, șisturi cristaline și roce neocomiene, rezultă din micșorarea dimensiunilor elementelor componente și prin îmbogățirea cimentului.

Gresiile calcaroase cenușii-cafenii, dure, cu spărtura concoidală și așchioasă prezintă la microscop compoziția următoare:

Masa cimentului calcaros (60%) are structura organogenă grunjoasă și cuprinde plaje de calcită, grăunțe de cuarț (25%) detritic, inechigranular, cu extincție onduloasă, fragmente de cuarțite fine, șisturi cristaline și lamele de muscovită și biotită în parte cloritizată. Resturile organice sînt reprezentate prin



Fig. 15.— Conglomeratele cenomaniene din cheile Văii Moldovei (Foto KRÄUTNER).

Foraminifere, Coralieri și fragmente de Echinide cu structura reticulară caracteristică.

Pe versantul drept al Văii Moldovei, conglomeratele și gresiile cenomaniene de la Piatra Străjii (fig. 15) desenează un anticlinal asimetric larg boltit și dezvoltat pe o lărgime de cca 150 m. Flancul estic are tendința de orizontalitate, pe cînd cel vestic înclină din ce în ce mai puternic ajungînd la 50°—60° și este acoperit de Cretacicul superior. La est se dezvoltă, pe o distanță de 80—100 m, al doilea anticlinal cenomanian, asimetric, recutat puternic și înclinat spre vest.

Institutul Geologic al României

Flancul de răsărit se reazemă pe Stratele cu *Aptychus*, are tendința de ridicare și apoi dispare sub efectul eroziunii normale. Pe malul stîng, Cenomanianul desenează două sinclinale separate între ele prin Neocomianul din V. Caselor. Seria greso-conglomeratică de la Fundul Pojorîtei desenează un anticlinal flancat de Cretacicul superior, iar în D. Peciștea căderile estice demonstrează extinderea ei pînă pe flancul de apus al zonei de sedimentație Rarău—Pojorîta.

DISCUȚII ASUPRA VÎRSTEI

Din examinarea bibliografiei se constată că părerile asupra vîrstei conglomeratelor au oscilat între Barremian și Paleogen. Avînd ca model stratigrafia Ceahlăului, TH. KRÄUTNER (42) le-a repartizat orizontului inferior al Apțianului, asociindu-le cu depozitele cretacic-superioare care formează umplutura zonei de subsidență.

În timpul cercetărilor făcute în Munții Metaliferi (33) și Perșani (36—37) am constatat că Cenomanianul este reprezentat prin faciesul conglomeratic, care prezintă aceleași caractere litologice și aceeași poziție geometrică. Regiunea Abrud (35) se caracterizează prin conglomerate poligene care în bază trec la gresii albe cuarțitice cu *Puzosia mayoriana* și apoi la complexul șistos albian.

În Perșani se întîlnesc cele două orizonturi distincte, iar în baza conglomeratelor poligene de la Gîrbova am identificat o faună caracteristică Cenomanianului. La alcătuirea ambelor catene participă Cenomanianul ca o unitate stratigrafică bine individualizată și caracterizată printr-un volum impozant, încadrat între Albian și Turonian-Senonian și care se prezintă cu un facies uniform, pe întinderi mari. Conglomeratele de la Muncel—Măgura îndeplinind aceste condiții, le-am repartizat Cenomanianului. În adevăr, ele sînt suportate la N de V. Moldovei de către depozitele albiene, iar la partea superioară sînt acoperite de depozitele fosilifere ale Turonian-Senonianului. Vîrsta cenomaniană a conglomeratelor de Muncel a fost precizată prima dată de S. ATHANASIU (1899), însă nu a fost susținută de autorii următori, pe motivul că transgresiunea cenomaniană fiind prezentă pe platformă, nu putea fi acceptată în geosinclinalul învecinat. Cum depozitele cenomaniene fosilifere există pe Cristalin ele trebuiau să-și găsească corespondentul în geosinclinalul carpatic. Astfel I. BĂNCILĂ (11) a atribuit Cenomanianului conglomeratele poligene din zona Hășmașul Mare, iar D. PREDA (1939) și G. CERNEA (15) au considerat depozite similare situate în zona Flișului cretacic ca aparținînd Albian-Cenomanianului.

Cercetările mai noi au arătat că depozitele cenomaniene au o răspîndire generală în catenele carpatice și prezintă un caracter transgresiv. În regiunea noastră, marea cenomaniană a depășit cordiliera Cîmpulung și a pătruns în zona subsidentă pe toată lărgimea ei, cel puțin pînă la nivelul Văii Seacă. Faciesul conglomeratic cu un caracter neritic de mică adîncime se datorește unui relief tînăr. Cordiliera ca și masa cristalină s-au exondat în faza mișcărilor alpine

Institutul Geologic al României

antecenomaniene, furnizînd zonelor de sedimentație materialul psefitic. Relieful puternic și sedimentația violentă din timpul Cenomanianului contrastează cu procesele de litogeneză petrecute în Albian.

Pentru a satisface legea transgresiunilor depozitele cenomaniene au fost excluse din geosinclinalul carpatic. Petecele conglomeratice de pe Cristalin dovedind totuși existența transgresiunii cenomaniene, au fost interpretate ca mărturiile unei mări cenomaniene izolate în Transilvania și fără putere de invazie în geosinclinalul carpatic. Recunoscîndu-se în ultimul timp depozite cenomaniene în depresiunile de pe zona Cristalin-Mesozoic, s-a trecut la identificarea lor în plin geosinclinal. Zona de subsidență s-a adîncit treptat în timpul Cenomanianului, iar apoi marea turonian-senoniană a înregistrat o ingresiune puternică.

c) CRETACIC SUPERIOR (TURONIAN – SENONIAN)

Sinonimie

Apțian, Th. Krăutner, 1929.
Gault-Cenomanian, D. Ștefănescu, 1935.
Turonian-Senonian (Facies Gosau), D. Preda și M. Ilie, 1939.
Turonian-Senonian și șisturi negre liasice, D. Preda, 1939.
Șisturile negre, Turonian-Senonian, G. Cernea, 1949.

Umplutura fosei de subsidență Rarău—Pojorîta—Breaza este alcătuită în cea mai mare parte din depozite turonian-senoniene. La vest, aceste depozite se reazemă direct pe banda permiană, la est ia contact succesiv cu conglomeratele de Muncel—Măgura și cu Valanginian—Hauterivianul, iar la sud depășește zona mesozoică Rarău—Pietrele Doamnei, precum și zona permiană Runcița, și atinge în partea cea mai avansată șisturile cristaline de la Mînăstirea Rarău.

DESCRIEREA PETROGRAFICĂ

La P. Cailor, Turonian-Senonianul este reprezentat printr-o alternanță de:

Șisturi argilo-marnoase, uneori nisipoase, de coloare cenușie-negricioasă, brecifiate și cu blocuri remaniate de jaspuri roșii. La microscop, jaspurile arată o masă amorfă, fin diaclazată, în care se disting grăunțe fine de cuarț detritic, lamele de muscovită și numeroase (25%) schelete de Radiolari în parte calcifiați;

Gresii micacee cenușii-negricioase, cu diaclaze rare și numeroși fluturași de muscovită pe suprafețele de stratificație;

Gresii calcaroase, cenușii-negricioase, care prin alterație prind o patină feruginoasă. La microscop, roca este formată din grăunțe de cuarț detritic (70%), echigranular și cu dispoziția în mozaic, muscovita sub forma de lamele (2%); cimentul calcaros formează 25% din masa rocei;

Institutul Geologic al României

Gresii silicioase negre-cenușii, cu spărtura concoidală și care se prezintă în bancuri puternice de 2—6 m grosime. Malul stîng al Văii Moldovei oferă în dreptul localității Pojorîta (fig. 16) deschideri interesante în Turonian-Senonianul reprezentat în apropierea flancului de vest prin gresii conglomeratice, gresii micacee, gresii calcaroase cenușii, dure, marne nisipoase cu elemente de pietrișuri și calcare marnoase, cenușii sau albicioase pe fețele expuse. Depozitele prezintă aspectul haotic litoral cu blocuri mari argilo-nisipoase. În aval

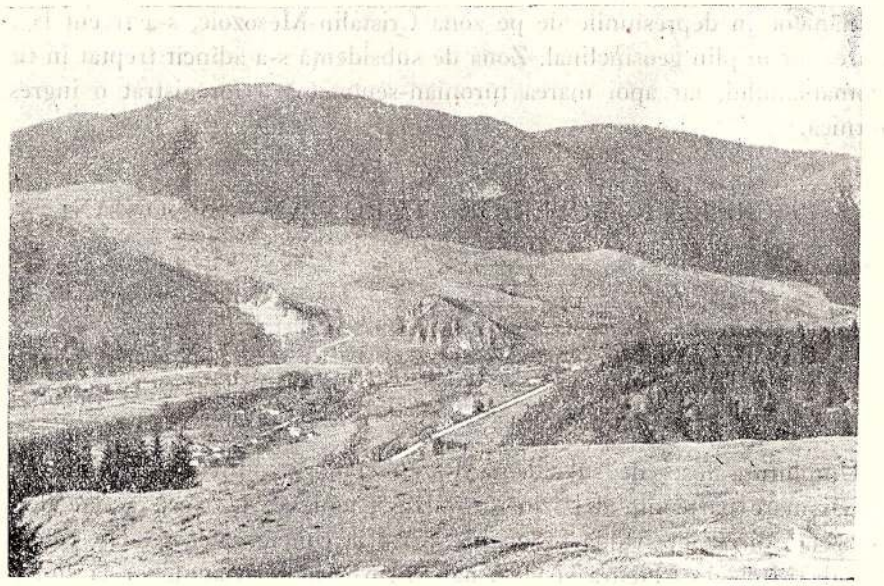


Fig. 16. — Depozitele turon-senoniene și cenomaniene de la Pojorîta (Foto KRÄUTNER).

la o distanță de 200—300 m se întîlnesc conglomerate mărunte, gresii cu mecanoglife diaclazate și tectonizate, gresii glauconitice verzui, marne roșii fin micacee, în bancuri de 2—6 cm și calcare marnoase diaclazate.

La Fundul Pojorîtei, Turonian-Senonianul se dezvoltă cu aceleași caractere detritice, cu deosebirea intercalațiilor de calcare cenușii dezvoltate mai ales pe culmea D. Prașca—D. Obcinei. Calcarele se prezintă în bancuri repetate de 2—3 ori de o parte și de alta a anticlinalului de conglomerate cenomaniene, prind o patină cenușie-închisă și se desfac în blocuri de mărimea pumnului. Bancurile de calcare își pierd continuitatea din cauza cutărilor, care le transformă în lentile, sau alunecărilor de teren frecvente pe versanții văilor și pîraielor. Ele împrumută aspectul unor căpițe de fîn, care formează unul din aspectele pitorești ale regiunii.

Turonian-Senonianul din D. Prașca—D. Obcinei formează două sinclinale separate între ele prin anticlinalul cenomanian de la Fundul Pojorîtei. V. Seacă

Institutul Geologic al României

traversînd depresiunea ocupată de Turonian-Senonian descoperă depozitele următoare:

Argile nisipoase cenușii-negricioase;

Gresii micacee, diaclazate, care prezintă afinități cu cele aflate în Cretacicul inferior;

Gresii silicioase negre în strate de 4—6 cm, dure, cu fețele de stratificație plane, fin diaclazate și care se desfac în plăci aşchioase;

Conglomerate poligene formate din elemente remaniate de calcare, dolomite, șisturi cristaline și conținînd resturi de *Cyclolites*, *Hippurites* și *Actaeonella*. Apar clar interstratificate în complexul argilo-grezos și desenează un sinclinal înclinat spre est;

Calcare conglomeratice constituite din gresii și marne neocomiene, dolomite și conglomerate permiene precum și șisturi cristaline;

Calcare cu oncoide, ale căror elemente detritice rare și izolate în masa calcarului sînt reprezentate prin cuarțite și șisturi cristaline;

Calcare albe-cenușii cu patină cenușie-negricioasă și care se dezagregă în blocuri de mărimea pumnului.

În V. Izvorul Alb, alternanța de argile, marne, gresii și calcare cu căderi uniforme la vest este bine deschisă, fosiliferă și reprezentată prin următoarele tipuri de roce:

Argile și marne nisipoase, fin micacee;

Marne cenușii-negricioase șistoase și cu patina cenușie-verzuie, fosilifere și avînd afinități cu marnele cu *Cyclolites* de la Bălătruc (33);

Marne cu oncoide reprezentate prin pietrișuri plate, calcare sau gresii, cu nodule feruginoase și conținînd în special radiole și Coralieri;

Microconglomeratele au fragmente de Lamellibranchiate și elemente cuarțitice pînă la 1 mm în diametru. La microscop apar constituite din grăunțe de cuarț detritic neseriat, elemente rulate de gresii (formate din cuarț, muscovită și cimentul calcaros), elemente de calcare colorate pe margini în negru-cafeniu, precum și șisturi organice (Coralieri, fragmente de Lamellibranchiate și Echinide) și conglomerate cu elemente cuarțitice bine rulate;

Gresii micacee cenușii-verzui sau cenușii-negricioase, cu suprafețele plane, diaclazate sau ușor ondulate;

Calcare gresoase cenușii-negricioase și cafenii care, la microscop, în masa calcaroasă cuprinde grăunțe izolate de cuarț detritic (6—8%), bucăți rulate de calcar și fragmente de Coralieri, Echinide, Briozoare și Lamellibranchiate;

Calcare coraligene albe cu intercalații de marne cenușii, și care prin alterație se desfac în blocuri sferoidale. La microscop se observă structura organogenă datorită fragmentelor de Coralieri și resturilor de cochilii nedeterminabile. Ca elemente detritice apar grăunțe de cuarț (4%) cu contur detritic și dimensiuni variate;

Institutul Geologic al României

Calcare cu radiole cenușii-negricioase cu pete marnoase verzui prezintă radiole întregi de *Cidaris* (fig. 17).

Calcarele se întîlnesc ca bancuri groase de 1—10 metri, dezvoltate pe distanțe de cîteva zeci sau sute de metri ca intercalații în complexul argilo-gresos. Se observă clar în V. Izvorul Alb, iar pe versanți se dezvoltă ca blocuri de cîteva zeci de metri cubi, înșirîndu-se pe anumite aliniamente.

La extremitatea sudică a zonei de subsidență, Turonian-Senonianul se dezvoltă sub faciesul conglomeratic susținut direct de calcarele mesozoice. În apropierea bifurcării drumului Cabana Rarău către D. Colbului se întîlnesc conglomerate formate din calcare cenușii jurasice, calcare cu nodule de silex și jaspuri permiene, conglomerate grezoase și calcare conglomeratice cu elemente cuarțitice înfipte în masa rocei.

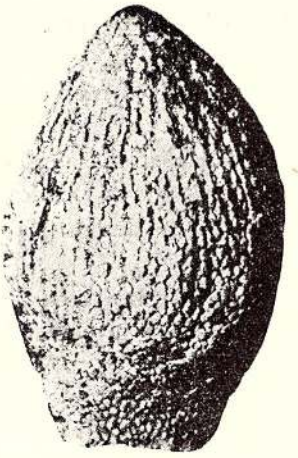


Fig. 17. — Radiolă de *Cidaris* sp., (Turonian-Senonian, Valea Izvorul Alb).

La extremitatea sud-estică a calcarelor portlandiene din Rarău, în punctul de ramificare a drumurilor Todirescu—Cabana Rarău—Izvorul Alb, se observă conglomerate poligene formate din calcare mesozoice albe, cenușii sau roșii, gresii, șisturi cristaline, roce bazice și mai ales cuarțite. Blocurile de calcare rulate conțin pe suprafața lor elemente cuarțitice mărunte, care apar în relief.

În fine, la Pietrele Albe am întîlnit marne nisipoase cenușii-negricioase cu Orbitoline, care prezintă sub microscop cuarț detritic de dimensiuni variate (6%) izolate sau asociate în cuarțite, bucăți de calcar cenușiu și resturi organice de Foraminifere *(Textularia, Orbitolina)*, Coralieri, Briozoare și Lamellibranchiate.

CARACTERE PALEONTOLOGICE

Turonian-Senonianul din zona de subsidență Rarău—Pojorîta, deși este bogat fosilifer, nu a fost determinat decît după un lung înconjur. PAUL a citat în șisturile moi, o formă mică de *Actaeonella* neidentificabilă, care ar pleda pentru o vîrstă cretacic-medie sau superioară. În colecția S. ATHANASIU se află cîteva radiole de *Cidaris* colectate de M. REINHARD, în anul 1910.

Resturile organice fosilizate apar în calcare, de unde se extrag cu greutate, și în șisturile argilo-marnoase, din care se colectează ușor. Calcarele conțin Moluște cu cochilia groasă, Echinide și Coralieri, iar șisturile cuprind Belemniți, Lamellibranchiate cu cochilia subțire conservată, Gasteropode, Coralieri și radiole de *Cidaris*.

Institutul Geologic al României

Punctele fosilifere cele mai importante se găsesc în V. Seacă și V. Izvorul Alb; ele ne-au furnizat următorul material paleontologic:

Cyclolites elliptica LAM.
Trochosmilia granifera HAIME
Pseudocoenia elegans D'ORB.
Ostrocoenia decaphylla E. H.
Coelosmilia laxa E. H.
Dimorphastrea parallela REUSS
Latimaeandra sp.
Cidaris sp. (radiole)
Terebratula sp.
Opis sp.
Psammobia sp.
Ostraea cypraea D'ORB.
Inoceramus sp. (fragmente)
Pecten sp.
Hippurites sp.
Omphalia kefersteini ZEK.
Turitella columna ZEK.
Actaeonella sp.
Belemnites sp.

Speciile de Coralieri și asociația de Moluște sînt caracteristice Turonian-Senonianului sub facies de Gosau.

FACIESURI ȘI PALEOGEOGRAFIE

Ținînd seama de natura litologică a depozitelor și de caracterele paleontologice se deosebesc următoarele faciesuri:

Faciesul litoral detritic, reprezentat prin conglomerate născute în imediata apropiere a țărmului în prezența falezelor formate din calcarele mesozoice;

Faciesul litoral recifal indicat de calcarele cu *Hippurites*, Coralieri și Echinide. S-a dezvoltat pe toată lărgimea zonei de sedimentare și de preferință în porțiunea ei sudică dincolo de V. Moldovei;

Faciesul neritic, constituit din șisturi argilo-marnoase și gresii negre și care a determinat pe unii autori să-l echivaleze cu complexul albian. Coloratia neagră se datorește oxizilor de mangan. Erupțiile diabazice îmbogățind apele mării în silicați s-a dezvoltat o floră bogată de bacterii manganifere, care au provocat precipitarea catalitică a oxizilor de mangan și fer. Dispoziția oblică a depozitelor cretacice față de marginea Cristalinului s-a manifestat mai intens în Cretacicul mediu și superior și marchează discontinuități accentuate între diferitele subdiviziuni geologice.

Institutul Geologic al României

Discordanțele separînd complexele stratigrafice ne-au servit la identificarea vîrstei. Lipsa continuităților stratigrafice elimină ideea seriilor comprehensive, pe cînd discontinuitățile în timp ale sedimentației ajută la delimitarea unităților stratigrafice.

Depozitele cretacice formează cuverturi succesive care se dispun diferit unele față de altele, avînd aspecte variate față de obstacolul de fund principal.

Transgresiunile mărilor cretacice se înscriu ușor în zona de subsidență Rarău—Pojorîta—Breaza. Cretacicul inferior se menține în apropierea flancului estic în dreptul Cîmpulungului. Albianul se dezvoltă larg în cuprinsul geosinclinalului și pătrunde în zona de subsidență de-abia la N Sadova. Cenomanianul a invadat întreg fundamentul zonei de subsidență pe parcursul actual al Văii Moldovei.

Turonian-Senonianul prezintă un caracter transgresiv puternic; în timpul acesta apele mării pătrund în lungul zonei Rarău, acoperind întregul ei fundament. Formează umplutura acestei zone în dimensiunile ei paleozoice, iar la extremitatea sudică o depășește intrînd în domeniul Cristalinului.

Începutul ingresiunii neocretacice a avut loc în Turonian. Variații importante în adîncimea apelor nu se constată; depozitele sînt neritice și dezvoltate uniform. Pe margini intervine materialul psefitic. Fauna și natura sedimentelor ne oferă indicele de proximitate a țărmului. Longitudinal sedimentele variază arătînd o tendință către materialul pelitic. În partea sudică a zonei Rarău se dezvoltă conglomeratele mari, apoi calcarele conglomeratice și recifale, iar în partea de nord predomină materialul psefito-pelitic.

Invaziunea puternică a mării neocretacice din Rarău este un fenomen general pentru catenele carpatice. Mult timp, Cretacicul superior a fost exclus, deși dovezi paleontologice existau iar conținutul litologic era deosebit față de cele cunoscute în zona Flișului. Din această cauză s-a întîmpinat mari dificultăți la orizontarea Cretacicului.

Turonian-Senonianul dezvoltat pe Cristalin a fost pus pe seama unei mări de tip mediteraneean proprie Transilvaniei, care a dat naștere faciesului de Gosau. Prezența acestui facies excludea — în ideea cercetătorilor anteriori — dezvoltarea faciesului de Fliș, motiv pentru care nu a fost acceptat în zona Rarău—Breaza, iar depozitele corespunzătoare au fost repartizate Cretacicului inferior și mediu.

Cercetările noastre în Munții Apuseni (25) au arătat că faciesul de Gosau și faciesul de Fliș nu s-au depus în mări cu climate diferite ci în aceeași mare, însă în alte condiții batimetrice. Faciesul de Gosau este un facies litoral sau de cordilieră, bogat fosilifer, care corespunde faciesului neritic de adîncimi diferite cunoscut sub numele de facies de Fliș.

Faciesul de Gosau, rămas ca mărturii de eroziune pe Cristalin împreună cu cel din zona Rarău — Breaza, aparține aceleiași mări în care s-a depus și faciesul de Fliș al Cretacicului superior.

Institutul Geologic al României

Diferențele de facies sînt legate strîns de orografia fundului marin. Pe zona cristalină s-a depus faciesul litoral-recifal, caracterizat prin depozite clastice grosolane, fosilifere, iar în zona Flișului faciesul heteropic și sincron este alcătuit din depozite pelitice sărace în macrofaună. Regiunea cercetată

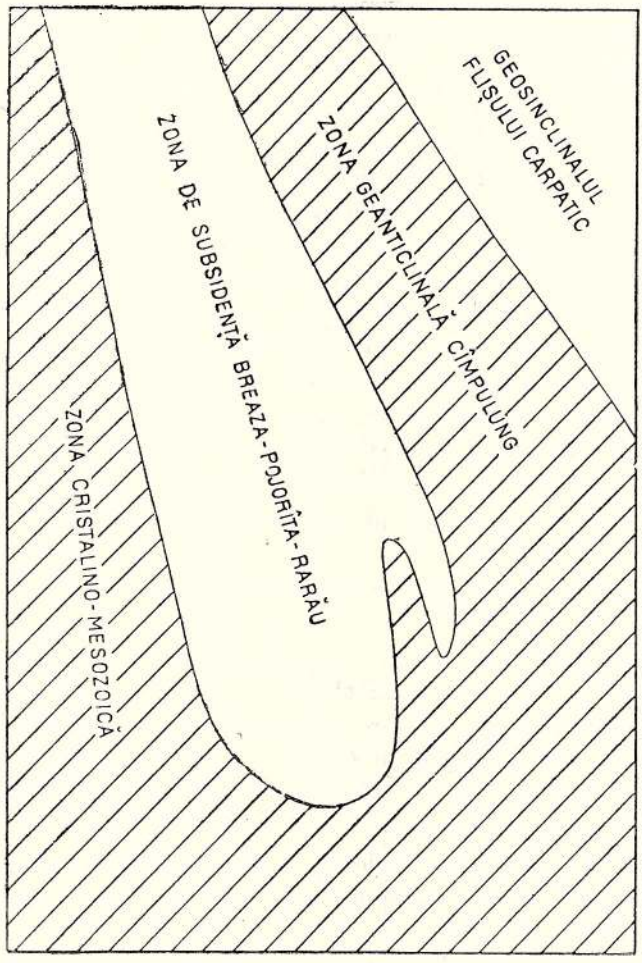


Fig. 18. — Aspecte paleogeografice în timpul Turonian-Senonianului

de noi reprezintă o zonă de subsidență situată pe fundament cristalin, care a funcționat din Permian pînă la sfîrșitul Cretacicului, înregistrînd cîteva cicluri de sedimentație. S-a instalat pe un sinclinal de la marginea zonei cristaline, care a suferit toate invaziile mărilor permo-mesozoice, iar odată cu finele Senonianului și-a încheiat rostul funcțional.

Ritmul zonei subsidente reiese din urmărirea ciclurilor majore și minore ale litogenezei. Raporturile sedimentelor față de geanticlinal, în special ale celor

Institutul Geologic al României

cretacice, arată puterea invaziilor marine dinspre geosinclinal. Suprafața zonei subsidente s-a păstrat din Permian, jocurile ei axiale au variat însă tot timpul în sensuri diferite. În timpul Cretacicului, coborîrile axiale indică maxime în timpul Barremian-Apțianului și al Turonian-Senonianului. Sedimentația în timpul Cenomanianului este interesantă; se efectuează pe toată lărgimea zonei subsidente însă s-a oprit la o distanță apreciabilă de extremitatea sudică. Materialul grosolan se datorește existenței unui relief tînăr produs de mișcările tectonice alpine mesocretacice. Ingresiunea mării neocretacice a produs umplerea zonei subsidente Rarău — Breaza, iar sub sedimentele ei s-au conservat datele necesare reconstituirii evoluției geologice. Apele acestei mări au pătruns prin nordul zonei de subsidență și în lungul ei, formînd un golf adînc, bine încadrat prin bariera datorită conglomeratelor cenomaniene (fig. 18).

Partea estică a zonei subsidente a fost separată tot timpul de 2—3 cordiliere, vizibile în sectorul sud-estic. Apele au depășit aceste obstacole, pătrunzînd în zona de sedimentare Rarău. Prin consolidarea ei cu depozitele cenomaniene capătă aspectul unui geanticlinal puternic, care au forțat apele mării neocretacice să formeze un golf important și cu litogeneză proprie. După umplerea zonei de subsidență, a urmat exondarea care a interesat și zona internă a Flișului. Apele mării paleogene s-au depărtat simțitor de marginea Cristalinului, iar acțiunea de sedimentare nu s-a mai desfășurat niciodată în interiorul zonei Rarău.

În timpul Cretacicului superior se disting următoarele zone de sedimentație :

Avant-fosa transilvană, în care s-au dezvoltat împreună faciesul litoral-recifal (Gosau) și faciesul neritic (Fliș);

Geanticlinalul cristalin pe care s-au conservat petece din faciesul detritic, fosilifer, asemănător faciesului de Gosau;

Fosa de subsidență cu un facies mixt, care prezintă afinități cu faciesul de Gosau și cu faciesul de Fliș;

Geosinclinalul carpatic cu faciesul de Fliș, caracterizat prin uniformitatea sa pe distanțe mari, volum stratigrafic important, lipsa macrofaunelor, diagenizare și tectonizare puternică.

Cretacicul superior din Bucovina prezintă o similitudine litologică și o independență mare față de subdiviziunile Cretacicului și chiar față de Cenomanian, fapte care au creeat dificultăți la identificarea lui.

5. PALEOGEN (EOCEN)

Zona de sedimentare a migrat spre est în timpul Paleogenului; îndepărtarea apelor marine față de marginea Cristalinului a fost provocată de ridicarea zonei interne sub forma unui bombament larg. Marea paleogenă nu a putut depăși acest obstacol pentru a ajunge în zona de subsidență Rarău. Depozitele

Institutul Geologic al României

paleogene delimitează partea de răsărit a șisturilor albiene și se observă bine pe V. Moldovei (W Prisaca Dornei), unde sînt reprezentate prin următoarele tipuri de roce:

Conglomerate mari bazale, alcătuite din elemente remaniate de gresii silicioase dure, sferosiderite, silexuri albe-cenușii, formînd un banc gros de 2 m; cimentul este gresos-micaceu; dimensiunile elementelor variază între 1—10 cm;

Argile șistoase negre, asemenea celor albiene, în grosime de 0,5 m;

Gresii calcaroase micacee, de coloare albă-cenușie cu patină cenușie-negricioasă, masive, în strate groase de 3 m, la partea superioară trecînd într-o gresie stratificată (1—2 dm);

Gresii micacee șistoase, ușor alterabile, cu patină ruginie, în grosime de 1 m.

Gresia masivă revine prin intervenția unei mici falii. Se repetă apoi conglomeratele bazale cu elementele mai bine rulate, care ajung pînă la 1 m în diametru, conținînd enclave de șisturi negre albiene. De asemenea revine și gresia masivă stratificată, care este ușor răsturnată. În cariera veche se dezvoltă următoarele tipuri de roce:

Gresii micacee cenușii, avînd afinități cu gresia de Tarcău;

Gresii calcaroase albe-cenușii, gresii conglomeratice cu elemente cuarțitice de 2—4 mm în diametru, microconglomerate formate din elemente de cuarțite albe, gresii cu mecanoglife, curbicorticale, sau cu urme de plante incarbonizate. Aceste varietăți de gresii se prezintă în bancuri groase de 1—15 dm și conțin enclave de argile cenușii, care prin solvire lasă goluri caracteristice.

Observate la microscop ele prezintă caractere uniforme. Cuarțul cu conturul detritic, zgîriat, se prezintă în grăunțe cu extincție onduloasă, izolate în masa cimentului sau grupate în fragmente de cuarțite filitice (85%); feldspatul plagioclaz, maclat, proaspăt (4%); muscovită în lamele și biotită cloritizată însumează 5% din masa rocei; cimentul calcaros (5%) se prezintă aglomerat în anumite puncte. Această gresie am numit-o « Gresia de Feredeu »; ea se situează discordant pe Albian și marchează o lacună stratigrafică importantă.

Depozitele paleogene aparțin unei mări puțin profunde, al cărei țărm intern se rezema pe zona internă cutată. Variațiile de facies fac să se deosebească următoarele zone de sedimentare în timpul Eocenului: zona de vest, caracterizată prin depozitele descrise mai sus, avînd ca tip gresia de Feredeu și dispuse transgresiv pe zona cretacică cutată; zona mediană, în care Eocenul prezintă tranziții la Senonian; zona externă cu Lutețianul transgresiv și recunoscut ca elemente în conglomeratele mai tinere.

Din punct de vedere litologic, Eocenul zonei Flișului carpatic se deosebește de cel aflat în nordul Transilvaniei. Cutările postpaleogene au avut efecte diferite la exteriorul și interiorul Carpaților.

Paleogenul zonei transilvane se prezintă cutat în ondulații de mică importanță sau de intensitate slabă; cute largi cu variații axiale. În regiunile depresionare apar insule de roce mesozoice, care formează nucleul unor cute disimetrice,

Institutul Geologic al României

cunoscute sub numele de « klippe pieninice ». Munții Lăpușului oferă exemple frumoase ale fenomenelor de acest gen la Băiuț și Poiana Botizei (4).

Zona Flișului paleogen a fost supusă unui regim de cute strînse, a căror direcție este bine cunoscută. Axul cutelor conține Senonianul, însă lipsesc elementele tectonice anterioare. Cutele paleogene prezintă caracteristicile următoare: sînt deversate în dublu sens, suportă încălecări pe direcții oblice și compartimentări prin intervenția faliilor. Schimbarea sensului de deversare către interiorul catenei a fost pusă pe seama subîmpingerilor sau pe atracția exercitată de depresiunile din spatele cutelor. Depozitele paleogene au dat naștere cutelor-solzi și pînzelor de decolare (I. BĂNCILĂ, TH. JOJA).

Din punct de vedere tectonic, Flișul paleogen se împarte în sectorul cel mai dezvoltat în următoarele zone: zona autohtonă, zona tectonică mediană și zona tectonică internă.

C) ROCE ERUPTIVE

În legătură cu Permo-Mesozoicul din Carpații orientali se cunosc o serie de tipuri de roce eruptive cu modul de zăcămînt variat și de vîrste diferite. HERBICH (24) a înglobat diabazele, melafirele și serpentinele în grupa rocelor eruptive mesozoice. PAUL (61) și UHLIG (88) au considerat serpentinele de la Breaza de vîrstă triasic-superioară. L. MRAZEC și I. P.-VOITEȘTI au menționat prezența rocelor bazice legate de șariajul pînzelor mesocretacice. I. ATANASIU (6) a considerat serpentinele și oficalcitele din regiunea Tulgheș de vîrstă aptiană. TH. KRÄUTNER (42) a raportat melafirele și diabazele din Cuveta Bucovinei Aptianului, considerîndu-le ca lave interstratificate pe distanțe mari și figurîndu-le sub forma a două benzi paralele cu zona permiană. I. BĂNCILĂ (11) a repartizat rocele efusive bazice și Cenomanianului.

DESCRIEREA LITOLOGICĂ

Rocele eruptive din regiunea cercetată se găsesc sub forma de blocuri cu dimensiuni de cîteva zeci de metri cubi și prinse în Cretacicul superior. Sînt localizate în partea mijlocie a zonei de subsidență și nu respectă aliniamente precise. Au fost considerate fie în grupa « klippelor » și avînd un rol tectonic important, fie ca simple lave interstratificate. Vîrsta lor a variat între Triasic și Cretacic. Tipurile de roce eruptive întîlnite în zona Rarău—Pojorîta sînt: porfire feldspatice, diabaze, piroclastite diabazice și serpentine.

Porfirele feldspatice apar pe malul stîng al Văii Seacă, în apropierea limitei de est a Turonian-Senonianului, precum și pe versantul stîng al Văii Moldovei (NE Pojorîta). Se prezintă masive și de coloare cenușie-verzuie cu pete albe datorite feldspaților; sînt înconjurate de depozitele cretacic-superioare.

Institutul Geologic al României

Roca cu structura porfirică este alcătuită din fenoelemente izolate, prinse într-o masă microcristalină. La microscop, fenoelementele cu contururi idiomorfe și hipidiomorfe au dimensiuni pînă la 2 mm și sînt reprezentate prin: feldspat potasic albitizat, albit, biotită cloritizată, magnetită în grăunțe mici și minerale accesorii (apatita). Pasta reprezintă 4/5 din masa rocei și este constituită din feldspat de dimensiuni reduse, magnetită și minerale secundare (cuarț, calcită, clorită).

Diabazele sînt rocele eruptive cel mai frecvent întîlnite. Se deosebesc prin coloratia verde închisă sau pătată, care devine brun-roșcată prin îmbogățirea în oxizi de fer. Structura lor este intersertală, ofitică, cu plagioclazii grupați divergent sau arborescent. Uneori împrumută caracterul diabaz-vacuolar (P. Albe), avînd vacuolele umplute cu minerale de neoformație. Prezintă caracterul de pillow-lava (D. Cailor) și sînt afectate de fenomene de autometamorfism. Prin cloritizare roca se colorează puternic în verde.

Cercetate la microscop, se observă următoarele minerale: feldspat plagioclaz în cristale idiomorfe lungi pînă la 1 mm, dispoziție divergentă sau arborescentă; augită în grăunțe mici înconjurate de grăunțe de magnetită și umplînd spațiile dintre feldspați; olivină ca fragmente de cristale cloritizate și calcifiate, iar contururile accentuate prin pigmenți limonitici.

Pe diaclaze apare calcită, iar pe fisuri se dezvoltă limonită.

Varietatea de diabaze amigdaloide se caracterizează prin vacuole sferice sau ușor deformate, cu diametrul de 1—5 mm, umplute în întregime cu clorită sau calcită în centru și numai cu clorită la periferie. În D. Cailor sînt cunoscute diabaze asociate cu radiolarite roșii permiene. K. Paul (61) și Bruno Walter (100) le-au semnalat pentru mineralizațiile pe care le cuprind. Doelter le-a numit melafire sărace în augită. Procesul de cloritizare este avansat, augita a dispărut complet iar olivina și-a păstrat numai conturul cristalografic.

La NE Pojorîta apar în apropierea porfirelor feldspatice două blocuri de diabaze, iar la Fundul Pojorîtei se întîlnesc trei iviri de diabaze. Între V. Izvorul Alb și Rarău se dezvoltă numeroase blocuri diabazice dintre care o bună parte au suferit deranjări. Între Pietrele Doamnei — Rarău și Todirescu se observă lentile de diabaze, unele însoțite de jaspuri, altele de piroclastite (NW Cabana Rarău, SE Piatra Zimbrului, La Popi, Bîtca lui Mîndrilă).

Piroclastitele diabazice sînt formate din bucăți de lavă bazică, colțuroase sau ușor rotunjite, în diametru de 1 mm — 1 dm, și prinse într-un ciment vitros microcristalin. Materialul psefitic este reprezentat prin roce eruptive feldspatice cu hornblendă calcitizată sau cu roce cloritizate puternic. Masa cimentului este formată din sticlă și cristale mărunte de feldspat și clorită.

Serpentinele sînt cunoscute la Breaza; în regiunea noastră apar ca blocuri izolate în umplutura zonei subsidente și anume le-am întîlnit la Fundul Pojorîtei sub forma a două lentile.

Institutul Geologic al României

MODUL DE ZĂCĂMÎNT

În general, rocele bazice mesozoice au dat naștere la discuții asupra modului de zăcămînt și vîrstei lor din cauza raporturilor variate cu depozitele înconjurătoare precum și a influențelor tectonice. Formele sferoidale ale diabazelor cunoscute sub numele de pillow-lava și asociația lor cu radiolaritele, jaspurile și piroclastitele pledează pentru existența unor efuziuni submarine. M. SAVUL (1930) a identificat diabazele submarine cu pillow-lava și intercalații de calcare triasice din Dobrogea de NE, iar V. PAPIU (1953) a observat în Munții Drocea, curgeri de diabaze, a căror vîrstă s-ar ridica cel puțin pînă în baza Cretacicului inferior.

Forma de filoane este recunoscută cu ușurință la rocele lamprofirice și diorit-porfiritele cretacice. Diabazele împrumută aspecte filoniene în Munții Metaliferi și Perșani; aflîndu-se în regiuni afectate de tectonică ele pot însă reprezenta lame intercalate tectonic.

Tipul lacolitic de profunzime l-am identificat în Munții Trascăului (25), unde este intrus în masa șisturilor cristaline și are forma ovală alungită. Rocele diabazice care au luat parte activă în tectonică sînt cunoscute sub denumirea de ofiolite. MRAZEC, VOITEȘTI și MURGOCI au constatat rolul tectonic al ofiolitelor în Carpații meridionali și orientali. În Munții Metaliferi (33) ofiolitele apar ca lame intercalate tectonic între depozitele cretacice din autohton și lama de șariaj a calcarelor jurasice. Interpretarea tectonică se bazează pe dezvoltarea de preferință a lamelor ofiolitice pe culmile înalte, pe forma sinclinală a benzilor mai puternice și pe apariția lor în fața masivului ofiolitic de semi-profunzime. În cazul unor lave interstratificate ar fi trebuit să se dezvolte pe întreg teritoriul catenei și în aceeași poziție stratigrafică, iar în cazul unor pătrunderi de filoane ar fi urmat ca frecvența lor să fie mai mare în văile adînci și să se restrîngă pe culmi. Ofiolitele din Munții Metaliferi se prezintă sub forma unei importante zone de rabotaj, produsă de lama de șariaj a calcarelor jurasice, în deplasarea ei peste corpul intrusiv din axul catenei, încastrat în masa șisturilor cristaline și deformat în tectonica mesocretacică.

În Munții Perșani (36,37) diabazele se întîlnesc sub formă de lame asociate în special cu Cretacicul inferior. Ținînd seama de prezența corpurilor mesoeruptive din fundament și de fenomenele tectonice la care a fost supusă întreaga regiune, ele pot fi considerate ca lame smulse din fundament și care au jucat rol de parautohton.

Cunoscînd aceste moduri de zăcămînt ale rocelor diabazice din catenele carpatice putem face următoarele precizări asupra regiunii noastre: prezența formelor de pillow-lava din masa diabazelor, precum și asociația cu jaspurile și piroclastitele, pledează pentru existența unor curgeri de lave diabazice în D. Cailor, la Fundul Pojorîtei, Izvorul Alb, NW Cabana Rarău.

Blocurile de diabaze aflate împreună cu serpentinele și dispuse pe anumite linii tectonice marcate prin formații de fundament pot fi considerate în grupa

Institutul Geologic al României

klippelor ca rezultat al manifestațiilor de profunzime. În fine, în a treia categorie de apariții diabazice intră lavele recente care s-au intercalat în depozitele cretacic-superioare. D. PREDA (69) a făcut observații noi asupra rocelor eruptive din Rarău, precizînd rolul tectonic al maselor ofiolitice care au fost puse în loc în timpul șariajelor. În afară de rocele ofiolitice sintectonice a precizat existența diabazelor, serpentinelor și porfirelor cu oligoclaz, care prezentîndu-se, după autor, sub forma de klippe dezrădăcinate au fost înglobate klippelor de facies alpin.

DISCUȚII ASUPRA VÎRSTEI

Rocele eruptive bazice au fost repartizate Triasicului chiar de primii cercetători, prin comparație cu cele din Triasicul alpin. HAUER, STACHE (19), PAUL (61) și HERBICH (24) au considerat aceste roce din Carpații orientali ca triasice.

Raporturile diabazelor cu depozitele triasice constituie argumentul care a îndreptățit pe autori să le repartizeze Triasicului. În Munții Perșani, HERBICH (24) a observat diabazele și serpentinele din Stratele de Werfen în V. Lupșa, iar D. PREDA a întîlnit în Defileul Oltului un bloc de calcar roșu de Halstatt, străbătut de diabaze amigdaloide. Pentru restul Carpaților orientali prezența diabazelor în apropierea dolomitelor și jaspurilor a hotărît vîrsta triasică a rocelor eruptive bazice. În Munții Apuseni, TSCHERMACK, POŠEPNY, INKEY, SZONTAGH, LÓCZY, L. R. TELEGD, SZENTPÉTERY au considerat seria diabazelor de vîrstă triasică. K. PAPP, VADÁSZ au observat, pe lîngă seria eruptivă veche, și una cretacică. Recent, V. PAPIU (59) a precizat că faza efusivă bazică ar fi de vîrstă jurasică și că s-a extins cel puțin pînă la baza Cretacicului inferior. Vîrsta jurasică se bazează pe poziția superioară a calcarelor de Stramberg (Portlandian) față de masa rocelor diabazice. VADÁSZ a precizat pentru Perșani și Hășmașul Mare existența diabazelor în Cretacicul inferior. I. ATANASIU (5) a menționat în regiunea Tulgheș serpentine cu fenomene de contact în Cretacicul superior, iar TH. KRÄUTNER (42) a considerat diabazele și melafirele din Cuveta Bucovinei de vîrstă apțiană.

Raporturile acestor roce eruptive bazice cu depozitele cretacice nu sînt suficiente pentru determinarea vîrstei, deoarece trebuie să se țină seama de deformările tectonice. Am arătat mai sus că în Perșani (36, 37) diabazele și serpentinele apar și în Cretacicul inferior, însă ca manifestări ale fundamentului provocate tectonic.

În Munții Metaliferi, autorii indicați mai sus au sezisat existența a două faze de manifestări diabazice (triasică și cretacică). Diabazele triasice sînt remaniate în Cretacicul inferior și suportă depozite jurasice în condiții normale, pe cînd rocele bazice noi străbat depozitele cretacice sub formă de filoane sau apar ca lave interstratificate. În Carpații meridionali, ofiolitele sînt considerate ca sintectonice și aparțin Cretacicului mediu. D. PREDA a făcut noi considerații asupra rocelor meso-eruptive bazice, distingînd în Carpații orientali pe de o parte diabaze, melafire și serpentine cu vîrsta cuprinsă între Triasicul de Halstatt și

Institutul Geologic al României

Liasicul de Adneth, iar pe de altă parte ofiolitele mai tinere a căror punere în loc s-a manifestat în timpul șariajului chimeric.

Revenind la vîrsta rocelor eruptive din regiunea Rarău—Pojorîta putem face următoarele constatări:

Rocele efusive bazice cele mai vechi aparțin Permianului, deoarece sînt asociate cu dolomitele și jaspurile cu Radiolari. Diabazele din D. Cailor oferă relațiile cele mai clare față de orizontul șistos al Permianului. Din categoria paleo-eruptivului poate să mai facă parte și diabazele aflate în raporturi strînse cu depozitele permiene de la Troița Stînelor din Rarău. Eroziunea și diferitele transgresiuni au contribuit în general la distrugerea raporturilor clare dintre eruptiv și rocele sedimentare înconjurătoare. În V. Tisei sînt menționate diabaze în alternanță cu dolomite și șisturi roșii permiene.

Manifestările diabazice legate de masa șisturilor cristaline pot fi considerate în legătură cu punerea în loc a intrusiunilor granodioritice.

Porfirele feldspatice, diabazele și serpentinele din V. Moldovei, a căror socia ție se cunoaște în complexul eruptiv triasic din Munții Metaliferi și Perșani, le repartizăm meso-eruptivului manifestat în timpul Triasicului. Aspectul de klippe asemenea blocurilor triasice și apariția pe linii de dislocații legate de fundament (Fundul Moldovei) vin în sprijinul unor erupții bazice de vîrstă triasică.

Diabazele și piroclastitele diabazice cuprinse între P. Zimbrului—Todirescu—V. Izvorul Alb sînt de vîrstă turonian-senoniană. Ele apar ca lentile interstratificate și nu sub formă de benzi lungi de mai mulți km. Prezența diabazelor infiltrate în masa calcarelor organogene din Cretacicul superior de la NW de Rarău pledează pentru vîrsta turonian-senoniană. Poziția aproape orizontală a diabazelor de la Piatra Zimbrului—Rarău, situate în Cretacicul superior netectonizat, constituie o dovadă în favoarea vîrstei neocretacice a acestor diabaze. Diabazele senoniene mai sînt cunoscute în Munții Metaliferi (Abrud—Cărpiniș) și în regiunea Tulgheș.

Prezența ofiolitelor cu caractere tectonice bine definite, participînd la formarea pînzelor ca manifestații sinorogenetice sau ca lame de rabotaj, nu este cunoscută în regiunea Rarău—Pojorîta.

II. EVOLUȚIA PALEOGEOGRAFICĂ ȘI TECTONICĂ

A) ZONA DE SUBSIDENȚĂ RARĂU—POJORÎTA—BREAZA

Cutările hercinice au produs la exteriorul lor o regiune de depresiune flancată la vest de un anticlinorium datorit punerii în loc a ortognaiselor oculare. Această depresiune s-a schițat sub forma unui sinclinal de fund și a funcționat ca zonă de sedimentație subsidentă din timpul Permianului și pînă la sfîrșitul Cretacicului. Fazele majore de litogeneză manifestate în interiorul zonei Rarău—

Institutul Geologic al României

Breaza arată evoluția zonei subsidente. Seria sedimentară cuprinde patru cicluri. Primului ciclu sedimentar îi aparține Permianul superior, ciclul al doilea s-a extins asupra întregului Triasic, ciclul al treilea înglobează Jurasicul, iar ciclului al patrulea îi aparține Cretacicul.

Natura sedimentelor, curba sedimentografică și discordanțele unghiulare ne furnizează date prețioase privind mersul sedimentației subsidente. În Paleozoic, zona Rarău—Breaza a înregistrat transgresiunea mării permian-superioare. Existența dolomitelor cuprifere ne poate conduce la afirmarea prezenței unei invaziuni marine de tip german. Faciesul radiolaritic și lipsa faunelor de facies german pledează pentru extinderea unei mări de tip epicontinental instalată imediat după orogeneza hercinică. Avem a face deci cu convergențe de facies dezvoltate în regiuni diferite. În timpul Permianului, sedimentația s-a realizat într-un ritm lent dovedit prin conglomeratul bazal de volum redus. Uniformitatea sedimentelor este dovedită de lipsa variațiilor de facies în limitele aceluiași orizont. Diferențele de sedimentare arată o variație batimetrică în sens pozitiv; depozitele marine epicontinentale au evoluat în scurt timp la depozite de tip geosinclinal.

După o retragere temporară a apelor marine, se constată o transgresiune puternică, aparținînd Schitianului superior. Triasicul din Carpații occidentali a fost calificat de « mixt » pe baza existenței unui amestec al faciesului german cu cel alpin. În regiunea noastră, Triasicul se caracterizează prin faciesuri de geosinclinal neritico-batiale, întîlnite în toate subdiviziunile cunoscute în Alpi Lipsa unei succesiuni complete a depozitelor triasice constituie o piedică în stabilirea fazelor secundare ale litogenezei primului ciclu de sedimentare mesozoică.

Caracterul de geosinclinal alpin este demonstrat de următoarele complexe sedimentare: Strate de Werfen, calcare de Guttenstein și calcare de Hallstatt.

La începutul Jurasicului se dezvoltă cel de-al treilea ciclu major de sedimentație, marcat de transgresiunea mării liasice. Calcarele de Adneth, dezvoltate în succesiune normală, arată menținerea sedimentației de geosinclinal alpin. Faciesul calcarelor roșii ammonitice corespunde adîncimii maxime a zonei de sedimentație Rarău. Variațiile batimetrice în timpul Jurasicului au urmat o scară descendentă. În timpul Doggerului, marea a trecut la un regim neritic, sedimentînd gresiile albe cu o răspîndire generală pentru întreaga catenă. În fine, Jurasicul superior se caracterizează prin faciesul calcaros-recifal, care încheie sedimentația ciclului III.

Ciclurile secundare corespund celor trei subdiviziuni jurasice și sînt delimitate de discordanțe stratigrafice și lipsa unor tranziții între sedimente de natură diferită. Mersul sedimentației în marea jurasică a înregistrat importante variații de facies în timp.

Transgresiunea mării neocomiene marchează ultimul ciclu major de sedimentare. În acest timp aspectul paleogeografic se completează prin dezvoltarea cordilierelor născute din evoluarea marginii răsăritene a zonei de subsidență

Institutul Geologic al României

Rarău, pe care le-am numit « cordilierele Cîmpulung ». Aceste obstacole de fund au jucat un rol important în timpul Cretacicului și separau zona subsidentă de geosinclinalul Flișului carpatic, a cărui funcționare a început cu Neocomianul și s-a încheiat la sfîrșitul Paleogenului. Diferențierele sensibile de facies constatate în timpul Cretacicului se datoresc reliefului de fund al apelor marine.

Valangian-Hauterivianul a trecut din geosinclinal în zona de sedimentație Rarău, depășind obstacolele din regiunea Cîmpulung. Apele mării neocomiene nu au afectat flancul de vest al zonei subsidente și nici extremitatea ei sudică. Dezvoltarea faciesului vazos și frecvența calcarelor cu *Calpionella* arată condiții batimetrice de sedimentare corespunzătoare zonei pelagice.

Instalarea mării Flișului propriu-zisă a avut loc la începutul Barremianului, cînd sedimentația s-a realizat într-un regim neritic, care a continuat cu variații litologice pînă la sfîrșitul Cretacicului. Faciesul calcaros-recifal urgo-apțian s-a localizat în regiunea de țărm de la extremitatea sudică a zonei Rarău — Pojorîta. În timpul Albianului marea cretacică a înregistrat o retragere simțitoare din această zonă datorită unei exondări puternice. Transgresiunea cenomaniană este marcată prin depozitele psefitice aflate pe flancul de vest și în centrul bazinului de subsidență. Depozitele turonian-senoniene corespund celei mai intense invaziuni a apelor cretacice, care a depășit extremitatea sudică a bandei paleozoice. Ele constituie umplutura principală, reprezentînd totdeodată și ultimele dovezi ale litogenezei subsidante.

Din cele arătate mai sus reiese că în timpul Cretacicului, sedimentograma a înregistrat următoarele patru cicluri de sedimentare secundare, separate între ele prin discordanțe unghiulare vizibile: Valanginian-Apțian, Albian; Cenomanian și Turonian-Senonian.

B) MIȘCĂRI TECTONICE

După expunerea referitoare la evoluția zonei de sedimentație subsidentă, vom examina mișcările tectonice la care a fost supusă această zonă, precum și regiunile vecine. Mișcările orogenice s-au manifestat în fazele caledoniene, hercinice și alpine; zona Rarău-Pojorîta a înregistrat o serie de oscilații pe verticală în sensuri diferite.

Faza chimerică, ce înglobează mișcările de la începutul Mesozoicului pînă în Neocomian, s-a manifestat prin mișcări atenuate, pe cînd celelalte corespund unor cutări foarte intense, care au avut ca rezultat formarea de catene. Mărturiile catenei celei mai vechi se află sub amplasamentul zonei muntoase a Flișului. Este situată în fața Platformei moldovenești și alungită în sensul carpatic. La alcătuirea sa participă o serie de cordiliere formate din șisturi verzi dobrogene. Vîrsta Șisturilor verzi fiind considerată siluriană, catena a fost repartizată orogenului hercinic. Identificarea șisturilor negre cu Graptoliți, făcută de noi în sondajul din sud-estul Dobrogei (Moșneni), demonstrează o vechime mai mare a

Institutul Geologic al României

Șisturilor verzi, care atrage după sine și repartizarea catenei rezultate la o fază orogenică de vîrstă caledoniană.

Liniile tectonice ante-siluriene sînt ascunse sub masa Flișului și localizate între unități tectonice de vîrste diferite: platforma veche, cu rol de « avant-pays », la est și catena carpatică la vest. În regiunea centrală sau internă a Carpaților nu se cunosc dovezi despre existența cutărilor ante-hercinice.

Spațiul ocupat de Cristalinul Carpaților orientali a fost afectat de paroxismele hercinice. Caracterul discordant al conglomeratelor permiene dovedește că cele mai importante deformări tectonice ale Cristalinului s-au produs înaintea Permianului superior. Lipsa sedimentelor face să nu putem determina riguros vîrsta paroxismelor hercinice. Mișcările antepermiene au fost însoțite de o intensă activitate magmatică de profunzime, manifestată prin intrusiunea ortognaiselor cu importante fenomene de metamorfism.

Conturul masivului hercinic este incomplet cunoscut din cauza cuverturii sedimentare sau a produselor vulcanilor neogeni. Pe suprafața sa se constată o corespondență vizibilă între cutele hercinice și cutele depozitelor permo-mezozoice de acoperiș. Paralelismul general între cele două sisteme de cute nu se păstrează în zona de afundare a zonei hercinice sub Sedimentar, unde orientarea tectonică veche formează un unghi de discordanță față de liniile tectonice alpine. Fenomenul de interferență apare din întretăierea zonelor Flișului cu direcția klippelor externe eșalonate pe linia Izvorul Alb—N Sadova.

Între orogeneza hercinică și cea alpină, zona Rarău—Breaza a funcționat ca un bazin de subsidență. Transgresiunile și regresiunile marine înscrise în acest bazin servesc la reconstrucțiile paleogeografice și demonstrează predominarea mișcărilor oscilatorii în acest interval de timp. Raporturile dintre complexele sedimentare nu ne oferă posibilitatea de a descifra intervenția unor faze de cutare. Lacunele stratigrafice nu marchează prezența mișcărilor orogenice, ci numai retrageri temporare ale apelor marine și instalarea eroziunilor puternice. Considerîndu-le ca marcînd faze de cutare, ar urma să admitem un număr important de mișcări orogenice, care ar fi influențat zona de sedimentație remarcabilă prin succesiunea stratigrafică uniformă și calmă.

Prezența cutărilor chimerice în Rarău a fost susținută de D. Preda (69), care a precizat existența unei structuri în pînză, formată anterior Jurasicului superior. Pentru a demonstra existența unei orogeneze de vîrstă chimerică este necesar să se identifice pe baze paleontologice Liasicul sub faciesul Stratelor de Gresten, să se reprezinte suprafețele de șariaj și să se indice zonele cu Dogger transgresive pe elementele pînzei chimerice. Aceste probleme sînt în curs de examinare pe întreaga catenă. După noi, în timpul corespunzător fazei chimerice, zona Rarău a înregistrat numai simple variații ale nivelului marin și nu a suportat deformări tectonice importante.

Cutările alpine mesocretacice au influențat puternic catenele carpatice, dînd naștere unor pînze tectonice în Carpații orientali, Munții Apuseni și Carpații

Institutul Geologic al României

meridionali. În zona subsidentă Rarău s-au făcut o serie de ipoteze asupra structurii în pînză, pe care le vom discuta mai jos.

Depozitele mesozoice se găsesc în superpoziții normale, iar Cretacicul inferior nu suportă lame de șariaj alcătuite din formațiuni mai vechi. Prima fază de cutare alpină este localizată înaintea Albianului. Diferența de cutare a depozitelor cretacic-inferioare față de cele albiene demonstrează existența acestor prime faze din orogeneza alpină. În Cretacicul inferior se dezvoltă cute strînse și puternic recutate, pe cînd Albianul cuprinde ondulații largi cu flancurile plane pe suprafețe întinse. Discordanța unghiulară din baza complexului albian nu este jalonată de resturile unei eventuale pînze mesocretacice, fapt ce pledează contra desfășurării în regiune a unor deformări tectonice superioare. Discordanțele stratigrafice constatate de noi între Albian—Cenomanian și Cenomanian—Cretacic superior nu marchează momentele unor cutări, ci oscilațiile nivelului marin, importante din punct de vedere paleogeografic.

Mișcările laramice identificate în Carpații noștri corespund fazei terminale a pînzelor tectonice. În regiunea Rarău nu se poate preciza existența acestor mișcări, se constată numai o discordanță netă a Cretacicului superior față de Cretacicul mediu și inferior.

Aspectul actual al zonei de sedimentare cercetată este rezultatul cutărilor post-senoniene (laramico-pireniene). Relațiile între elementele structurale cretacice aparținînd la unități geologice diferite arată o legătură de continuitate. Faptul se constată în nordul regiunii noastre, unde flancul vestic de Cristalin-Permo-Triasic dispărînd prin afundare, depozitele cretacice din zona Flișului intern se leagă strîns cu cele din zona Rarău—Breaza.

Stilul tectonic al Sedimentarului din această zonă diferă însă de cel al regiunilor ocupate de Fliș. El formează un larg sinclinal, în mijlocul căruia se desenează un anticlinal normal, pe cînd în zona Flișului se deosebesc cute-falii și șariaje. Formarea klippelor permo-triasice este de asemenea rezultatul mișcărilor post-senoniene.

Transgresiunea paleogenă nu a afectat zona Rarău—Breaza, pe cînd la exterior se constată o continuitate de sedimentare între Cretacic și Paleogen. Ultima înfățișare a regiunii cercetate se datorește cu siguranță mișcărilor post-paleogene și este prezentată în capitolul următor.

C) DESCRIEREA DETALIATĂ A ELEMENTELOR STRUCTURALE

Ansamblul depozitelor permo-mesozoice din regiunea Rarău—Pojorîta—Breaza se reazemă direct pe Cristalin și formează un sinclinal larg orientat NW—SE. În partea de vest este încadrat de marginea zonei cristaline, la est îl delimitează cîteva creste de Cristalin-Permian care se scufundă treptat spre nord, lăsînd

Institutul Geologic al României

locul zonei interne a Flișului. Caracterul sinclinal se menține pînă la N Cîmpulung, de unde delimitarea devine dificilă din cauza deplasării insulelor de Cristalin-Permian pe sub amplasamentul zonei Flișului.

Succesiunea stratigrafică dezvoltată în zona de sedimentație subsidentă începe cu Permianul superior și se continuă pînă în Cretacicul superior inclusiv.

Din punct de vedere geomorfologic, zona de sedimentație Rarău se înfățișează, din cauza diferenței de rezistență la eroziune, ca o depresiune longitudinală simplă. Pentru examinarea detaliată a structurii vom face expunerea pe sectoare, urmărind flancul intern, flancul extern, terminațiile și umplutura zonei subsidente.

1. FLANCUL INTERN

Sedimentarul flancului intern începe cu conglomeratele permiene dispuse transgresiv pe Cristalin și asociate cu dolomitele și Stratele cu Radiolari. Formează o bandă aproape continuă, trădată de relief; stratele componente au direcția NW și înclinările variind între 30°—40°, putînd ajunge pînă la 60°—80°. Se reazemă normal pe Șisturile cristaline; pozițiile anormale sînt excepții locale. Cristalinul nu prezintă redresări la verticală sau deversări estice cu tendința de încălecare a Sedimentarului, din care cauză laminările lipsesc.

Permianul superior se prezintă cu un caracter monoclinal pe toată întinderea flancului intern și nu este afectat de anticlinale puse în evidență de șarniere proprii sau datorite șisturilor cristaline. Th. Kräutner (42) a considerat un astfel de anticlinal la Săhăstrie—Izvorul Alb, unde șisturile cristaline figurate în ax reprezintă de fapt fundamentul care participă la structura monoclinală, caracteristică întregului flanc intern.

La partea superioară, banda permiană suportă Triasicul cu apariții sporadice. În P. Cailor, Stratele de Werfen și calcarele de Guttenstein se află în imediată vecinătate a Permianului, ocupînd o poziție geometrică superioară. În bazinul de recepție al Văii Seacă șisturile werfeniene se află în apropierea flancului intern, însă fiind înecate în depozitele cretacice, nu i se mai recunoaște aderența la fîșia permiană din vest.

Triasicul superior este redus la blocuri fără însemnătate și în raporturi dubioase față de formațiunile înconjurătoare. Blocul de calcare de Halstatt de la Pancovici (N Pojorîta) se află în poziția cea mai interesantă, anume în apropierea bandei de Permian superior și sub cuvertura de depozite cretacice.

Liasicul nu a fost semnalat pe flancul intern, în schimb Doggerul și Portlandianul sînt bine dezvoltate și ocupă o poziție stratigrafică clară, fiind suportate normal de Permianul din D. Peciștea (N Pojorîta).

Cretacicul flancului intern este alcătuit din depozite cenomaniene și turonian-senoniene. Cenomanianul afectează flancul intern într-un singur punct la N Pojorîta, pe cînd Turonian-Senonianul urmărește în permanență flancul intern, situîndu-se la partea superioară.

Institutul Geologic al României

Constituția stratigrafică a flancului intern include numai trei faze de litogeneză, arătate în fig. 19.

La N de V. Moldovei, flancul intern a suportat influențe tectonice variate. Între D. Răchitei și D. Cailor se observă o decalare a dolomitelor de cca 300 m, ceea ce corespunde unei falii transversale. Compartimentul nordic din D. Răchiței este inferior celui de la D. Cailor, din care cauză zona turonian-senoniană se îngustează. Compartimentul sudic din D. Cailor este ridicat și fragmentat. Influența corpului ortognaisic localizat în imediată apropiere a provocat denivelarea importantă precum și cele două dislocații transversale situate la N și S de D. Cailor. Unitatea compartimentului sudic este deranjată prin intervenția acestor dislocații, care au dat naștere la trei blocuri distincte. Blocul nordic se dezvoltă între V. Tunsului și D. Cailor, blocul mijlociu ocupă D. Cailor, iar cel sudic se întinde simetric pe versanții Pîrîului Cailor. Acestor blocuri tectonice le corespunde lărgirea zonei turonian-senoniană.

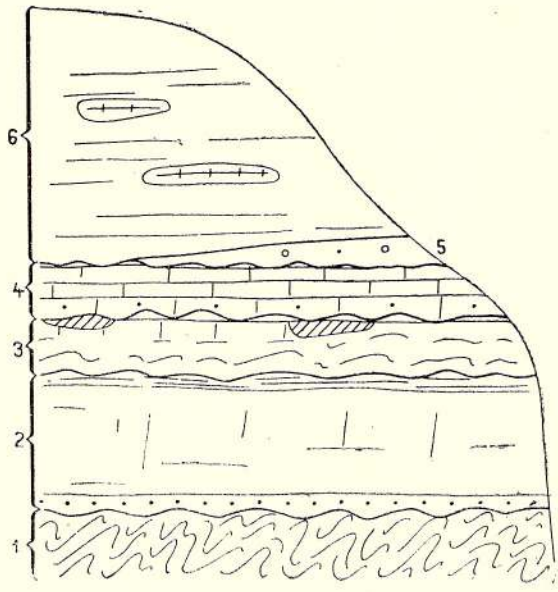


Fig. 19. — Profilul schematic al flancului intern.
1, șisturi cristaline; 2, Permian superior; 3, Triasic; 4, Jurasic; 5, Cenomanian; 6, Turonian-Senonian.

La sud de Bîtca Tăpșanilor, se termină compartimentul D. Cailor și apar patru blocuri tectonice cu suprafețe reduse dar cu raporturi tectonice interesante. Cota cea mai înaltă de la Iavița este ocupată de un bloc triunghiular delimitat la nord de o falie transversală și care se ascute la extremitatea sudică. Pe culmea Iavița, la cca 100 m, se dezvoltă al doilea bloc tectonic înconjurat de depozite cretacice. Modul curios de apariție se datorește unei ruperi din flancul intern și împingerii spre axul zonei sedimentare. Acest fenomen de decroșare se întîlnește numai în legătură cu flancul intern.

Blocul din D. Peciștea are conturul triunghiular ca și primul bloc, de care este separat tectonic și distanțat cu cca 200 m. În acest spațiu separator continuitatea flancului intern este asigurată de orizontul radiolaritic consolidat în mod excepțional prin depozite jurasice. La sud de P. Peciștea apar ultimele două blocuri cu aspecte tectonice diferite. Blocul din aval ocupă poziția normală, marcînd flancul intern, pe cînd cel din amonte reprezintă o dublură a acestui flanc. Ultimul

Institutul Geologic al României

bloc dezvoltat pe versantul stîng al Pîrîului Peciștea se prezintă în condiții tectonice deosebite și anume sub forma unui sinclinal sugrumat în porțiunea axială și cu flancurile ușor răsfrînte spre exterior. Forma sinclinală a dolomitelor susținute de jaspuri pledează pentru intervenția unui diapirism, fenomen cunoscut în regiunile cu depozite calcaroase. Pentru regiunea cercetată, P. Peciștea este singurul loc unde apare diapirizarea dolomitelor. Blocurile tectonice cuprinse între Bîtca Tăpșanilor și V. Moldovei reprezintă fragmentarea flancului intern prin coborîrea în trepte către V. Moldovei. Ele prezintă fenomene particulare ca decroșări și diapirisme.

La sud de V. Moldovei, flancul intern este jalonat de aceeași bandă paleozoică consolidată prin corpurile ortognaisice de la Bîtca Hohenilor și D. Muncelului. Zona paleozoică se dezvoltă între Adam-Eva și D. Colbului și prezintă o structură monoclinală separată în trei sectoare distincte.

Sectorul nordic se dezvoltă la vestul Văii Străjerului și cuprinde Muntele Adam și Eva. Extremitatea nordică începe din satul Pojorîta și se întîlnește în cariera deschisă sub depozitele de terasă ale Văii Moldovei. Muntele Eva reprezintă un compartiment faliat și decroșat, desprins din flancul nordic al Muntelui Adam, care se continuă spre SE, subțiindu-se pînă la dispariție. De la extremitatea sudică a primului sector pînă în P. Comunei flancul intern este lipsit de banda paleozoică; Cretacicul superior ia contact direct cu Șisturile cristaline.

Sectorul median se dezvoltă între P. Comunei și V. Seacă, orientîndu-se N—S în opoziție cu sectoarele vecine. Toate deformările tectonice ale acestor sectoare ca decroșări, schimbări de direcție, falieri, le considerăm provocate de manifestările corpului ortognaisic din Bîtca Hohenilor.

Sectorul sudic este cel mai dezvoltat și revine la orientarea NW—SE, recunoscută în primul sector. Este delimitat prin două falii transversale și se prezintă ca o bandă continuă cu grosimi variate produse de acțiunea eroziunii normale. Partea îngustă a acestui sector corespunde bazinului de recepție al Văii Izvorul Alb, unde acțiunea de eroziune a pîraielor este mai puternică.

2. FLANCUL EXTERN

Spre deosebire de flancul intern, el apare dublat și cu continuitatea deranjată prin variații axiale. Se întinde între Slătioara, Todirescu și Cîmpulung. Pe teritoriul localității Sadova apar ultimele mărturii. Se poate deosebi flancul extern estic, dezvoltat între Vf. Mare și V. Izvorul Alb, și flancul extern vestic, care începe de la Arșița Rea și se întinde pînă la V. Seacă. Între aceste două ramificații ale flancului extern se dezvoltă sinclinalul senonian de la Bîtca Prelucei, suportat de Cretacicul inferior.

La alcătuirea flancului extern (fig. 20) participă în general Permianul și Cristalinul, reprezentate prin ortognaise oculare roze de tip D. Muncelului, și

Institutul Geologic al României

șisturi sericito-cloritoase afectate în parte de un metamorfism de contact. În mod excepțional intervin calcarele virgloriene de la N Sadova. Flancul extern estic începe din V. Slătioarei și se continuă pînă la Izvorul Alb. Se dezvoltă la început sub forma unei cute-falii cu șisturi cristaline în ax, care încalecă marginea de vest a zonei interne a Flișului. Este orientat NW—SE și își menține unitatea pînă la Pietrele Arse. De aci spre nord se dedublează, dînd naștere la doi solzi secundari. Solzul N Pietrele Arse—Izvorul Alb este cel mai extern și se poate urmări cu ușurință pe rețeaua de văi transversale (V. Caselor, Izvorul Malului, Izvorul Alb) afluente ale Moldovei.

Între V. Caselor și V. Izvorul Alb dispare sub cuvertura cretacică și apoi este din nou descoperit de eroziune în V. Seacă și V. Izvorului Alb.

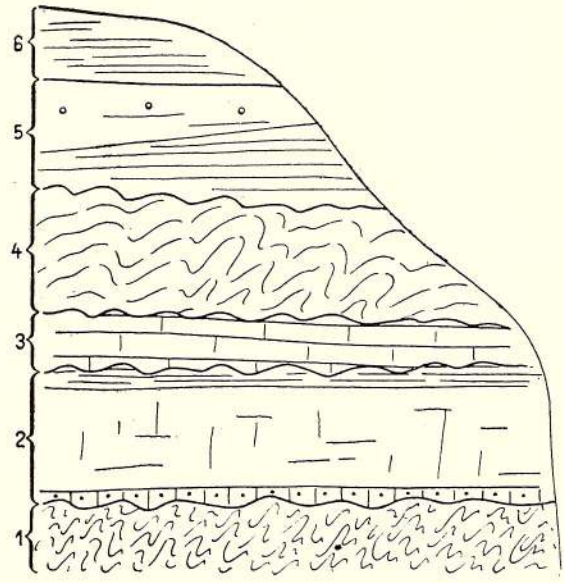


Fig. 20. — Profilul schematic al flancului extern.
1, șisturi cristaline; 2, Permian superior; 3, Triasic mediu; 4, Cretacic inferior; 5, Cretacic mediu; 6, Cretacic superior.

Solzul Pietrele Arse—Cucora se desprinde de solzul Pietrele Arse—Izvorul Alb din dreptul vîrfului principal al Pietrelor Arse și se dezvoltă strîns legat de vecinul său pînă pe malul stîng al Văii Izvorul Malului.

Flancul extern vestic se prezintă sub forma unei cute-falii cu tendința de afundare sub depozitele cretacic-inferioare; dispare la același nivel cu solzul N Pietrele Arse—Izvorul Alb. În legătură cu flancul extern se întîlnesc următoarele accidente tectonice:

La capătul nordic al celor doi solzi constituenți ai flancului extern se observă în V. Izvorul Alb trei iviri dolomitice de dimensiuni diferite. Prima apariție de dolomite, situată la E de Izvorul Alb, reprezintă cu siguranță prelungirea nordică a solzului N Pietrele Arse—Izvorul Alb. Se desenează sub forma unei boltiri largi anticlinale. Imediat la vest urmează o lamă dolomitică asociată cu jaspurile, care pătrunde tectonic învelișul cretacic. Se află în prelungirea solzului Pietrele Arse—Cucora. În fine, a treia ivire de dolomite descrie șarniera unui anticlinal, situată în apropierea talvegului și acoperită de Cretacicul inferior.

În V. Seacă, pe versantul drept din apropierea confluenții, se întîlnesc șisturi cristaline cu aspectul unui anticlinal deversat la vest. Cutele « à rebours »

Institutul Geologic al României

se întîlnesc rar în regiunea noastră și sînt datorite apelului exercitat de zona subsidentă. Cutele Stratelor cu *Aptychus* din V. Moldovei, situate în prelungirea anticlinalului deversat de șisturi cristaline din V. Seacă, au suferit de asemenea influența golului depresionar.

Al doilea accident tectonic din V. Seacă este despărțit de primul printr-un sinclinal larg de Neocomian. Este alcătuit din Cristalin-Permian și desenează un anticlinal normal, însoțit în partea sa nordică de o ușoară boltire, la alcătuirea căreia participă numai dolomitele. Reprezintă prelungirea nordică a flancului extern vestic.

Pe teritoriul localității Sadova se întîlnesc klippe situate în mijlocul depozitelor cretacice și care jalonează flancul extern, fără a putea preciza cărui solz îi corespund. Între cei doi solzi, pe P. Caselor intervin apariții de dolomite cu raporturi tectonice diferite față de formațiile adiacente. Dolomitele de la Obcina Arșiței sînt încastrate cu extremitatea nordică în șisturile cristaline. Urmează a doua lamă dolomitică, mult mai îngustă ca prima și localizată la partea superioară a Șisturilor cristaline. A treia lamă constituită din șisturi cristaline, dolomite și conglomerate permiene a străbătut tectonic depozitele cretacice. În fine, cea de a patra lamă, formată numai din dolomite, este de asemenea izolată în mijlocul Cretacicului.

Importanța tectonică a accidentelor din P. Caselor este gradată și anume ea se atenuează către axul zonei cretacice cuprinsă între cei doi solzi. Aceeași gradare tectonică se constată și în cazul ivirilor de dolomite de la Izvorul Alb.

În fine, pentru a încheia observațiile referitoare la tectonica flancului extern, trebuie să amintim că structura sa în solzi se complică uneori prin intervenția unor anticlinale. Așa este cazul în V. Ciurgăului, unde masa dolomitelor este întreruptă de două apariții de șisturi cristaline din fundament, ce reprezintă două șarniere anticlinale.

Comparînd deformările tectonice suportate de cele două flancuri ale zone Rarău—Pojorîta—Breaza constatăm următoarele:

Flancul intern se dezvoltă pe o întindere mare, urmărind marginea răsăriteană a Cristalinului și prezintă o structură monoclinală fracturată și compartimentată.

Flancul extern este discontinuu și are o întindere redusă din cauza scufundărilor axiale rapide. Structura sa este reprezentată printr-o serie de solzi culcați spre est; cel mai exterior încalecă zona Flișului cretacic. Suprafețele de încălecare ale solzilor de Cristalin-Paleozoic au un caracter ezitant. Se constată de asemenea încălecări în sens contrar precum și cute « à rebours ». Fundamentul se manifestă sub forma de butoniere și lame scurte înconjurate de depozite cretacice. În fine, flancul extern a jucat rolul de obstacol pe fundul mărilor care au acoperit regiunea începînd cu Neocomianul.

Institutul Geologic al României

3. TERMINAȚIILE ZONEI DE SEDIMENTARE RARĂU—BREAZA

Regiunea Pietrele Doamnei—Rarău—Todirescu—Bîtca Neagră (Slătioara) reprezintă extremitatea sudică a zonei Rarău—Breaza. Din cauza ridicării axiale maxime, terminația sudică se înfățișează cu caracter perisinclinal, are o componență stratigrafică completă și o structură în solzi complicată.

Seria sedimentară este constituită din Permian superior, Triasic inferior, Liasic sub facies de Adneth, Dogger, Malm, Urgo-Apțian și Turonian-Senonian. Lipsește Triasicul mediu și superior, Valanginian-Hauterivianul și Cretacicul mediu (fig. 21).

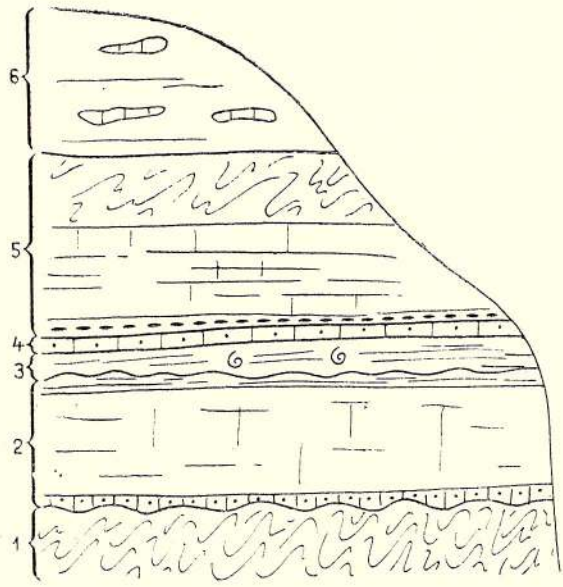


Fig. 21. — Profilul schematic al terminației sudice. 1, Șisturi cristaline; 2, Permian superior; 3, Liasic; 4, Dogger; 5, Malm-Neocomian; 6, Turonian-Senonian.

Din punct de vedere structural deosebim banda paleozoică limitrofă cu caracter monoclinal și o serie de solzi interiori. Paleozoicul de la Fîntîna Rece—Bîtca Runcițica—Bîtca Neagră stabilește periclinal legătura dintre flancul intern și flancul extern. În partea de vest se racordează cu cel din D. Colbului, de care este separat printr-o falie transversală. Banda paleozoică sudică se îngustează mult și își păstrează continuitatea pînă în P. Călugărului. Între acest pîrîu și Bîtca Neagră a fost distrusă și acoperită de transgresiunea turonian-senoniană, rămînînd o singură mărturie la Bîtca—Runcițica.

Pe teritoriul localității Slătioara, banda paleozoică atinge maximum de grosime cunoscut, din cauza unei structuri în solzi suprapuși. La Bîtca Neagră se cunosc patru solzi descifrați pe baza repetării conglomeratelor permiene și intervenției depozitelor cretacice. Ei se află strîns legați de flancul extern care reprezintă tot un solz lung de 7,5 km, afundat cu extremitatea nordică în acoperișul cretacic.

Zona tectonică Fîntîna Rece—P. Zimbrului reprezintă o structură în solzi compartimentată. La Fîntîna Rece ia contact cu banda permiană periferică și este alcătuită din succesiunea Liasic sub facies de Adneth, Dogger, Portlandian și Urgo-Apțianul de la Pietrele Doamnei (fig. 22). Acest prim compartiment se subțiază la vest și se învecinează cu dolomitele din D. Colbului, de care este

Institutul Geologic al României

separat printr-o falie transversală. La SW de Pietrele Doamnei suportă un petec transgresiv de Cretacic superior.

Compartimentul de la sud de P. Doamnei se distanțează sensibil de banda permiană și este constituit la fel ca și cel de la Fîntîna Rece. Compartimentul de la Groapa Zimbrului este adiacent celui de la P. Doamnei și delimitat la N și S de Turonian-Senonian. La alcătuirea sa participă doi solzi suprapuși. Solzul inferior este format din Dogger și Malm, iar cel superior din dolomite, jaspuri și gresii doggeriene. La Piatra Zimbrului, zona tectonică se menține la aceeași



Fig. 22. — Compartimentul tectonic de la Pietrele Doamnei (Foto KRÄUTNER).

altitudine, urmărind direcția ENE—WSW, și are același caracter de compartimentare. Alcătuirea sa este simplă: Dogger-Malm. În partea estică se dezvoltă ultimul compartiment tectonic, format numai din Malm și este alungit pînă în drumul de culme Rarău—Todirescu. În partea de N se întîlnesc încă doi solzi paraleli cu zona tectonică descrisă. Primul situat la nord de P. Doamnei, este alcătuit din calcare portlandiene, iar la al doilea solz participă și jaspurile permiene.

Culmea Todirescu este ocupată de 12—14 lame de calcare portlandiene cu înfățișarea de lame tectonice. Reprezintă masa jurasic-superioară solzificată și acoperită de depozitele transgresive ale Turonian-Senonianului. Sistemul de solzi de la Todirescu ocupă o poziție intermediară între zona compartimentată Fîntîna Rece—Piatra Zimbrului și zona paleozoică solzificată de la Bîtca Neagră. Între Vf. Todirescu și La Popi (fig. 23) se dezvoltă un șir de solzi jurasici orientați NW—SE, compartimentați prin falieri transversale și pe alocuri cu dispoziție dublă. Calcarele portlandiene din Masivul Rarău, ca și cele din vecinătate, fac parte

Institutul Geologic al României

din grupa structurilor orientate NW—SE și cu dispoziție ortogonală față de zona tectonică compartimentată Fîntîna Rece—P. Zimbrului. Ele prezintă o formă amigdaloidă, delimitată jur împrejur de Cretacicul superior. Raporturile dintre calcare și depozitele cretacice sînt deosebite; în partea sudică ele au un caracter normal, pe cînd la nord abrupturile puternice pledează pentru intervenția unor plane de falli. La SE Rarău apar din mijlocul depozitelor cretacice două lame de calcare jurasice alungite NW—SE și dispuse paralel. Dezvoltarea jaspurilor în baza primei lame arată că avem a face cu doi solzi dirijați către E. Latura

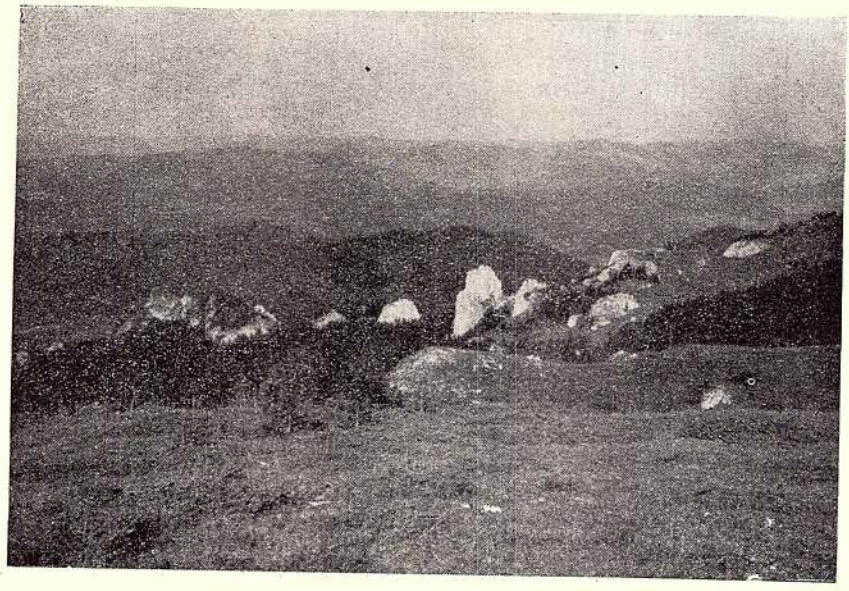


Fig. 23. — Calcarele jurasice de la Popii Rarăului (Foto KRÄUTNER).

de vest a calcarelor din Rarău este însoțită de calcarele jurasice de la Hăgimiș—Pietrele Sparte—Pietrele Albe, care manifestă de asemenea o dispoziție lamelară cu caracter tectonic. Gresiile doggeriene de la S Hăgimiș, situate în baza calcarelor jurasice, pledează pentru existența unei structuri în solzi dirijată spre vest.

În fine, la Troița Stînelor se observă cîțiva solzi de proporții reduse și cu o constituție care amintește pe cei de la Groapa Zimbrului. Sînt orientați NW—SE, se află în continuarea solzului Hăgimiș—Pietrele Albe și reprezintă racordarea cu cei din zona Fîntîna Rece—P. Zimbrului.

Extremitatea sudică a regiunii Rarău—Breaza se caracterizează deci prin: zona paleozoică limitrofă subțiată și compartimentată în vest, distrusă de eroziune și acoperită discordant în partea mijlocie și îngroșată în est printr-o acumulare de cute-solzi; zona tectonică Fîntîna Rece—Piatra Zimbrului; zona de solzi Todirescu —La Popi și sistemul de solzi Rarău dispuși ortogonal față de cei de la Piatra Zimbrului și paralel cu cei de la Popii Rarăului.

Institutul Geologic al României

Solzificarea caracteristică extremității sudice a zonei sedimentare Rarău—Breaza s-a format în faza cutărilor mesocretacice. Terminația nordică se caracterizează printr-o scufundare axială puternică, utilizată de invaziunile marine cele mai extinse. Fenomenul de scufundare s-a realizat într-un ritm mai vioi pe flancul estic, care a dispărut din dreptul Cîmpulungului sub învelișul cretacic. De aci spre N existența lui este dovedită numai prin prezența sub formă de klippe descoperite de eroziune. Mulțumită acestei scufundări asimetrice transgresiunile marine au putut să invadeze cu ușurință zona subsidentă internă a Rarăului.

4. UMPLUTURA ZONEI SEDIMENTARE

Depozitele mesozoice cuprinse între flancul intern și flancul extern alcătuiesc umplutura zonei de sedimentare. La extremitatea sudică ele depășesc banda paleozoică și se reazemă direct pe Șisturile cristaline, atingînd o lărgime de 4,5 km. În V. Moldovei zona se îngustează, astfel că suprafața ocupată de Turonian—Senonian ajunge la 1 km.

La N de Cîmpulung, prin scufundarea flancului extern, depozitele cretacic-inferioare și medii participă la îngroșarea depozitelor de umplutură. Turonian—Senonianul formează cea mai mare parte din umplutură. Se menține permanent pe flancul intern, acoperă discordant zonele de solzi permo-jurasici, iar la est ia contact succesiv cu diferitele subdiviziuni cretacice mai vechi. Structura umpluturii este redată de deformările depozitelor turonian-senoniene. Se prezintă sub forma unui larg sinclinal subdivizat prin intervenția anticlinalului Fundul Pojorîtei—D. Prașca—Izvorul Alb, în axul căruia apar conglomeratele din D. Prașca. Între cei doi solzi ai flancului extern se desenează cel de-al treilea sinclinal de depozite cretacice-superioare: Bîtca Prelucii—Bîtca Mărcușan.

Stratele cu *Aptychus*, Barremianul și Cenomanianul contribuie cu un volum important la umplutura zonei sedimentare în sectorul de NE. Structura acestor depozite se caracterizează prin cute strînse și deversate la vest (V. Seacă, V. Moldovei) datorite Valanginian-Hauterivianului, precum și prin cute largi formate din Cenomanian și suprapuse în completă discordanță față de primele. În general, depozitele cretacice de umplutură se caracterizează printr-o triplă succesiune de cute în disarmonie și cu intensitatea din ce în ce mai sporită la depozitele mai vechi. Cretacicul cuprinde numeroase blocuri triasico-jurasice cunoscute sub numele de klippe.

D) PROBLEMA PÎNZELOR TECTONICE

În prima fază a cercetărilor geologice efectuate în Masivul Rarău și regiunile învecinate s-a urmărit descifrarea succesiunii stratigrafice iar tectonica a fost considerată ca avînd caracterul unei structuri normale. PAUL (1876) și TH. KRÄUTNER (1929) au susținut prezența unor fenomene tectonice simple, care

Institutul Geologic al României

nu au ajuns la gradul unor pînze unice sau suprapuse. TH. KRÄUTNER a descris structura în solzi a flancului extern al « Cuvetei marginale mesozoice a Bucovinei » și a demonstrat caracterul de sinclinale simple al umpluturii. Klippelor de calcare mesozoice le-a dat o interpretare stratigrafică, considerîndu-le în cea mai mare parte ca intercalații în Apțian. Ivirile de mesoeruptiv au fost considerate ca lave intercalate de asemenea în Apțian.

Aceeași structură normală a regiunii Rarău a fost susținută și de noi (34) în anul 1942 cu ocazia discuțiilor referitoare la legenda hărții geologice a Romîniei la scara 1: 500.000. În prezentul studiu, stabilind succesiunea stratigrafică, am demonstrat existența unei superpoziții normale a diferitelor formațiuni și am descris detaliat formele structurale simple lipsite de intervenția pînzelor tectonice.

V. UHLIG a fost primul cercetător care a pus problema existenței structurii în pînză în Carpații orientali (87—89). Lui i se datoresc următoarele considerații stratigrafice și tectonice, care interesează și regiunea noastră:

Cristalinul Carpaților orientali separă două zone de sedimentație diferită și anume, geosinclinalul Flișului la est și Bazinul intracarpatic la vest. Cretacicul mediu-superior precum și Eocenul reprezintă depozite transgresive care au afectat și zona Șisturilor cristaline. A deosebit faciesul extracarpatic al Mesozoicului, situat pe Cristalinul Carpaților orientali și avînd afinități cu cel din Munții Apuseni și Dobrogea.

Din punct de vedere tectonic, în zona cristalino-mesozoică UHLIG a separat două pînze suprapuse: pînza bucovinică și pînza transilvană, deosebite prin natura depozitelor constituente.

Pînza transilvană, în sensul lui UHLIG, este reprezentată prin Strate de Werfen Muschelkalk (?), calcare de Wengen, calcare carniene, calcare de Hallstatt calcare de Adneth, Malm-Neocomian și mesoeruptiv. La alcătuirea pînzei bucovinice participă gnaisele oculare roșii, conglomeratele și gresiile permiene, dolomitele, jaspurile (Triasic mediu) precum și Jurasicul mediu și superior.

VOITEȘTI (95—97) reluînd problema pînzelor în Carpații orientali a adus următoarele contribuții privind unitățile structurale identificate de V. UHLIG:

Pînza transilvană în ideea VOITEȘTI este cea mai veche pînză mesocretacică alcătuită din Cristalin, Permian, Triasic de tip ostalpin (calcare de Hallstatt, calcare de Guttenstein), Liasic de tip Adneth, Dogger-Malm-Neocomian și petece discordante de vîrstă cretacic-superioară (tip Gosau). Zona de rădăcină a acestei pînze a fost localizată în Depresiunea panonică și ocupă amplasamentul actual al Munților Apuseni cu excepția Munților Gilău și Trascău. În regiunile Rarău, Tulgheș, Hășmașul Mare a fost identificată în prezența Cristalinului de tip mesozonal, a Permianului, a Mesozoicului de tip ost-alpin și a mesoeruptivului bazic.

Pînza bucovinică (VOITEȘTI) prezintă zona de rădăcină în regiunea Turda—Trascău, ocupă cea mai mare parte din Cristalinul Carpaților orientali și este formată din seria epizonală (filite, șisturi sericitoase, cuarțite negre, calcare cri-

Institutul Geologic al României

staline). Deosebirea față de pînza bucovinică concepută de UHLIG constă în faptul că ea cuprinde întreg Cristalinul Carpaților orientali împreună cu jumătatea inferioară a Sedimentarului pînzei transilvane.

L. KOBER (40), în expunerea sa referitoare la tectonica Carpaților orientali, a deosebit următoarele faciesuri pe care și-a întemeiat construcția tectonică a Masivului Rarău și a regiunilor vecine:

Faciesul bucovinic, constituit din gnaise oculare, micașisturi, Verrucano, Strate de Werfen roșii, dolomite triasice, Strate cu jaspuri (Keuper) gresii liasice și doggeriene, calcare coraligene (Jurasic superior) și gresiile apțiene care închid seria sedimentară;

Faciesul de Hallstatt, reprezentat prin Strate de Werfen, calcare de Hallstat, calcare de Adneth, Strate de Klaus, Strate cu *Aspidoceras*, Radiolarite, Tithon-Neocomian, gresii apțiene problematice și conglomerate de tip Gosau. Acest facies fiind identificat și în regiunea Turda—Lippa (Munții Apuseni) această regiune s-a considerat ca zona de rădăcină a pînzei ostalpine, care s-ar fi extins spre E pînă în Rarău și Hășmașul Mare.

În profilul sintetic al Rarăului, KOBER a figurat în fundament pînza bucovinică înglobată în primele sale două « Centralide », iar la partea superioară pînza de Hallstatt (pînza transilvană, UHLIG), caracterizată printr-un facies de mare adîncă și reprezentînd pe cea de a treia « Centralidă ».

În anul 1939, D. PREDA și M. ILIE (68) au încercat să aplice în Rarău rezultatele tectonice obținute în Munții Perșani, făcînd următoarele observații:

Autohtonul din « Cuveta bucovinică » ar fi alcătuit din șisturi cristaline, Verrucano, dolomite și jaspuri triasice. Parautohtonul identificat în Perșani fiind antrenat pînă în Rarău ar fi dat naștere unei pînze alcătuite din mesoeruptiv, calcare de Hallstatt, calcare de Adneth, Neocomian (« seria neagră »). Pînza Stratelor de Werfen, formată din Strate de Werfen, calcare de Guttenstein și seria jurasico-neocomiană, ocupă o poziție superioară și prezintă o întindere mare, fiind transportată din spatele Perșanilor; a antrenat în baza ei parautohtonul transformat în pînza calcarelor de Hallstatt.

Această sinteză tectonică se deosebește de aceea datorită lui UHLIG prin faptul că pînza bucovinică este considerată ca autohton, iar pînza transilvană înglobează două unități tectonice suprapuse: pînza calcarelor de Hallstatt și pînza Stratelor de Werfen.

La un scurt interval după expunerea acestei structuri în pînză a Rarăului, efectuată în faza alpină mesocretacică, D. PREDA (69) a precizat existența unor pînze chimmerice în Carpații orientali, a căror punere în loc s-a manifestat între depunerea jaspurilor triasice și Dogger. În componența acestor pînze ar intra Triasicul de facies ost-alpin, considerat ca sincron cu dolomitele și jaspurilor din seria autohtonă; Liasicul sub facies de Adneth ca și blocurile triasice și mesoeruptive înglobate într-o masă flișoidă, denumită « seria neagră », atribuită Liasicului inferior și care ar fi fost transportată din W pe cale tectonică.

Institutul Geologic al României

Din datele bibliografice existente reiese că în Rarău a fost pusă problema pînzelor de șariaj de geosinclinal (UHLIG, VOITEȘTI) și problema pînzelor de decolare și antrenare (D. PREDA, M. ILIE); problema pînzelor frontale nu a fost dezbătută deoarece klippele de care sînt legate au o poziție normală vizibilă.

Pînzele de geosinclinal sînt cunoscute în catenele Carpaților noștri; în Carpații meridionali sînt evidențiate de suprapunerea tectonică a seriilor metamorfice și intercalarea unui Mesozoic dinamometamorfozat (Pînza getică, G. MURGOCI). În Carpații orientali superpoziția anormală a seriilor metamorfice a format baza construcției tectonice datorită lui UHLIG și I. P.-VOITEȘTI. Lipsa Mesozoicului intercalat tectonic între grupele de șisturi cristaline cu metamorfism diferit a determinat pe I. ATANASIU (5) să nu admită prezența pînzelor de șariaj în zona cristalino-mesozoică Tulgheș. Aparența nucleului cristalin al Carpaților orientali la pînzele de fund nu a putut fi dovedită în mod indiscutabil pînă în prezent, deoarece nu s-au conturat elementele componente ca petece de acoperire, ferestre tectonice sau mărturii frontale.

V. UHLIG și I. P.-VOITEȘTI au considerat existența pînzelor de fund bazați pe raporturile tectonice dintre grupele de șisturi cristaline și pe suprapunerea faciesurilor sincrone și heteropice ale Triaso-Jurasicului. Vîrsta șariajului a fost localizată în Cretacicul mediu. L. KOBER și-a întemeiat « Centralidele » din Rarău numai pe baza faciesurilor mesozoice. Din cercetările noastre rezultă că în zona subsidentă Rarău avem a face cu o succesiune stratigrafică normală și completă de la Permianul inferior la Senonian. Nicăieri nu se observă o suprapunere a două faciesuri de aceeași vîrstă și de natură diferită.

Pînzele de decolare și antrenare formează particularitatea Carpaților romîni. În Munții Apuseni, depozitele geosinclinalului cretacic al Metaliferilor suportă o lamă puternică alcătuită din calcare jurasic-superioare desprinsă din zona triaso-jurasică a Bihorului și antrenată gravitațional către zonele joase ale geosinclinalului învecinat. Fenomenul a avut loc în faza alpină ante-albiană și se poate urmări prin numeroasele petece de acoperire conservate în regiunile mai înalte ale reliefului (25, 33, 35). În Carpații orientali (Perșani) pînzele de antrenare au fost recunoscute prin etajarea geometrică a unui autohton Cristalin-Cretacic inferior, pînza mesocretacică alcătuită din Strate de Werfen, calcare de Guttenstein și Jurasic superior și pătura discordantă, post-tectonică, Cretacic mediu-Pliocen (36, 37).

În regiunea Rarău, D. PREDA (69) a susținut prezența unor fenomene de șariaj prin antrenarea petrecută în faza cutărilor chimerice și bazate pe existența unei formațiuni noi de vîrstă liasică (Facies de Gresten) și pe klippele triasico-jurasice. Mișcările chimerice au jucat un rol redus în tectonica Lanțului carpatic, iar prezența lamelor de șariaj sau a mărturiilor unor pînze tectonice nu a fost semnalată. De asemenea seria fundamentală a pînzei chimerice din Rarău atribuită Liasicului nu prezintă dovezi lito- sau biofaciale. Seria stratigrafică permo-mesozoică din Rarău, fără faciesuri distincte care să permită susținerea unor

Institutul Geologic al României

unități tectonice suprapuse, nu poate servi ca argument în sprijinul pînzelor chimerice.

Problema pînzelor de front născute din evoluția tectonică a geanticlinalelor nu a fost considerată în regiunea Rarău, deși argumente în sprijinul lor ar fi existat. Încălecarea evidentă între Cristalin — Permian — Mesozoic și Cretacicul zonei interne a Flișului ca și apariția klippelor de la N Cîmpulungul Moldovei ar putea constitui o bază de susținere a unor pînze de front.

Fenomenul de încălecare suportat de partea vestică a zonei cretacice este general și prezintă caracterul unui contact ezitant și nu al unei suprafețe de șariaj. Cordiliera Cîmpulung arată o structură în solzi ce aparține fundamentului Cristalin — Permian, față de care arată legături de continuitate.

Din cele expuse mai sus se constată că zona cristalină prezintă un caracter autohton și nu manifestă urmele unor șariaje ante-albiene. Eroziunea puternică ar putea fi considerată ca o cauză a îndepărtării unor eventuale pînze de șariaj. Pentru zona subsidentă Rarău argumentul nu este valabil deoarece aci s-au conservat toți termenii permo-mesozoici în succesiune normală. Structura în pînză a Carpaților orientali s-a sprijinit pe argumente furnizate de Munții Apuseni și pe depozitele constatate în zona de sedimentație Rarău. Banda dolomitică a fost considerată de majoritatea cercetătorilor ca aparținînd autohtonului și că ar reprezenta un facies de pasaj al Triasicului, iar ivirile izolate de calcare triasico-jurasice cu relații neclare față de fundament — cunoscute sub numele de klippe — au fost considerate de tectonicieni ca mărturiile unor pînze tectonice.

Existența structurii în pînză a Rarăului se reduce deci la problema klippelor. Ce reprezintă aceste klippe? Studiul lor detaliat ne-a permis să distingem două categorii de klippe: sedimentare și tectonice.

În grupa klippelor sedimentare sînt cuprinse blocuri de dimensiuni variabile, cele mai frecvente avînd cîțiva metri cubi, și care se găsesc remaniate în conglomeratele cenomaniene sau învăluite în depozitele turonian-senoniane. Blocurile aflate în Cretacicul superior pot reprezenta intercalațiile de calcare organogene divizate prin eroziune și alunecări de teren sau blocuri de calcare triasice antrenate de apele marine și acoperite de sedimentele lor (klippa Paș-covici).

Grupa klippelor tectonice înglobează aparițiile de cristalin, mesoeruptiv și sedimentar întîlnite în interiorul zonei Rarău sau în continuarea nordică a flancului extern. Ivirile de diabaze și porfire feldspatice de la Pojorîta — Fundul Moldovei — V. Seacă le-am repartizat acestei grupe de klippe. Ele aparțin fundamentului iar situația actuală se datorește unor influențe tectonice.

Dolomitele de la Fundul Pojorîtei, izolate în mijlocul depozitelor cretacice, se înfățișează ca o manifestare a fundamentului sub forma de anticlinal.

În legătură cu prelungirea flancului extern apar în V. Izvorul Alb, V. Seacă și V. Plaiul Ioanei o serie de klippe orientate oblic față de zonele Flișului. La alcătuirea lor participă Șisturile cristaline, Permianul și calcarele de Gutten-

Institutul Geologic al României

stein și se desenează sub forma de anticlinale sau cute-solzi înclinate în dublu sens. Aceste klippe au o tectonică normală reprezentînd o manifestare a fundamentului vechi în mijlocul depozitelor cretacice, explicată prin supraridicările axiale ale flancului intern și eroziunea activă a văilor.

Klippele tectonice din regiunea noastră nu arată raporturi de suprapunere inversă între ele sau față de depozitele cretacice și deci nu pot servi ca bază în construirea pînzelor de șariaj. După poziția lor în spațiu putem deosebi klippele externe legate de flancul extern, klippele intermediare dezvoltate în interiorul zonei de sedimentare Rarău și klippele interne situate în prelungirea flancului intern spre nord, la distanță apreciabilă față de regiunea studiată.

Structura zonei Rarău — Breaza este rezultatul mișcărilor alpine. Tectonica ante-albiană a dat naștere la deformări de slabă importanță care, fiind reluate ulterior, nu li se mai poate recunoaște caracterul inițial. Deformările plicative arată o diferență netă între Cretacicul inferior și Albian, care nu se mai cunoaște în restul formațiunilor geologice. Această discordanță puternică corespunde mișcărilor orogenice alpine ante-albiene.

Aspectul structural actual se datorește mișcărilor post-senoniane.

Primit: ianuarie 1955.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. ALTH A. Ein Ausflug in die Marmaroscher Karpathen. *Mitt. d. k. k. geogr. Ges.* 1858.
2. ANDRIAN F. Aufnahmen im westlichen Teil der Bukowina und im Kolomeer Kreise. *Jahrb. d. geol. R.-A.* Wien, 1860.
3. ANDRUSOV D. et MATEJKA A. Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. *Guide des excursions dans les Carpathes occidentales.* Praha, 1931.
4. ANTON SEVER. Sur la présence de klippes piénines dans le nord de la Transylvanie. *Bul. Acad. Rom.* Tom. XXV. Bucureşti, 1943.
5. ATANASIU I. La masse cristalline et les dépôts mésozoïques des Monts Hăghimaş. *Guide des excursions (Assoc. pour l'avancement de la géologie des Carpathes).* Bucureşti, 1927.
6. — Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII. Bucureşti, 1928.
7. ATHANASIU S. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1899.
8. — Morphologische Skizze der moldauischen Karpathen. *Bul. Soc. Ştiinţe Bucureşti,* An. VIII. Bucureşti, 1899.
9. — Über die Stratigraphie des Stânişoara Berges in der Nord-Moldau. *Bul. Soc. Ştiinţe.* An. XIV. Bucureşti, 1905.
10. — Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina. *Rap. activ. Inst. Geol. Rom. în 1908—1909.* Bucureşti, 1913.
11. BĂNCILĂ I. Geologia Munţilor Hăghimaş — Ciuc. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXI. Bucureşti, 1940.
12. — et PREDA D. L'âge des schistes noirs dans le bassin du Trotuş. *Bul. Soc. Rom, Geol.* Vol. III. Bucureşti, 1937.
13. BEUDANT F. S. Voyage minéralogique en Hongrie pendant l'année 1812. Paris. 1822.
14. BIELZ A. Karte der geognostischen Verhältnisse des Grossfürstenthums Siebenbürgen. *Verh. u. Mitt. d. Siebend. Vereins f. Naturwiss.* Bd. V, Sibiu, 1854.
15. CERNEA G. Zona internă a Flişului dintre Valea Moldovei şi Valea Bistriţei. *An. Comit. Geol.* Vol. XXIV. Bucureşti, 1952.
16. COTTA. B. Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Bd. VI. Wien, 1855.
17. FILIPESCU M., DRĂGHINDĂ I. şi MUTIHAC V. Contribuţiuni la orizontarea şi stabilirea vîrstei şisturilor negre din zona mediană a Flişului Carpaţilor orientali. *Bul. de comunicări al Acad.* Tom. II. Bucureşti, 1952.

Institutul Geologic al României

18. Fischer Ed. Geologischer Bau der Bukowina. *Edit. H. Pardini*, 1899.
19. Hauer Fr. und Stache G. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
20. Hauer und Richthofen. Bericht über die geol. Übersichtsaufnahme im nordöstl. Ungarn. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1859.
21. Herbich Fr. Neue Beobachtungen in den ostsiebenbürgischen Karpathen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1873.
22. — Über die Einteilung der Eruptivgesteine in Siebenbürgen. *Jahrb. d. siebenb. Mus.-Verh.* 1873.
23. — Zur Verbreitung der Eruptivgesteine in Siebenbürgen. Cluj, 1873.
24. — Das Széklerland. *Mitt. a. d. Jahrbuch d. k. ung. geol. Anst.* Budapest, 1878.
25. Ilie Mircea D. Recherches géologiques dans les Monts du Trăscău et dans le bassin de l'Arieş. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII. Bucureşti, 1935.
26. — Die Aptychus Schichten in den Munţii Apuseni. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. II. Bucureşti, 1934.
27. — Structure géologique de la région aurifère de Zlatna (Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XX. Bucureşti, 1940.
28. — Masivul Rarăului. *Natura*, Vol. XXXII. Bucureşti, 1943.
29. — Problema jaspurilor şi radiolaritele din Carpaţii Romîniei. *Bul. Soc. Nat. Rom.* Nr. 15. Bucureşti, 1941.
30. — Contributions à la connaissance de la structure géologique des Carpathes roumaines. *Bull. de l' École Polyt. Bucarest.* XIV-ème année. Bucureşti, 1944.
31. — Phénomènes tectoniques dans les Subcarpathes roumaines. *Ibid.* XII. Bucureşti, 1942.
32. — Vues nouvelles sur la structure des Carpathes orientales. *Ibid.* XVI. Bucureşti, 1945.
33. — Recherches géologiques entre la V. Stremţului et la V. Ampoiului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXII. Bucureşti, 1950.
34. — Discuţiuni asupra legendei hărţii geologice a Romîniei (1: 500.000). II. Problemele geologice din Masivul Rarăului. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXI. Bucureşti, 1951.
35. — Structura geologică a depresiunii Abrud. *An. Comit. Geol.* Vol. XXV. Bucureşti, 1953.
36. — Structura geologică a Munţilor Perşani. I. Regiunea Cuciulata—Lupşa—Comana—Veneţia. *An. Comit. Geol.* Vol. XXVI. Bucureşti, 1953.
37. — Structura geologică a Munţilor Perşani. II. Defileul Oltului. *Ibid.*
38. Ilieş Gr. şi Ilieş M. Contribuţie la cunoaşterea cuvetei de la Pojorîta. *Natura*, Anul V, nr. 6. Bucureşti, 1953.
39. Jekelius E. Der mittlere und obere Jura im Gebiet des Hăghimaşul Mare in Siebenbürgen. *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.* Vol. III (1920—1921).
40. Kober L. Das alpine Europa. Wien, 1931.
41. Koch A. Mineral-petrographische Notizen aus Siebenbürgen. *Tschermack's M. P. M.* 1877.
42. Kräutner Th. Cercetări geologice în cuveta marginală mesozoică a Bucovinei cu privire specială în regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV. Bucureşti, 1929.
43. — L'extrémité sud de la cuvette marginale mésozoïque de la Bucovine. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIX, Bucureşti, 1933.
44. Kaiser M. Lehrbuch der Geologie. III. Band. Stuttgart, 1923.
45. Lill de Lillienbach. Journal d'un voyage géologique en Bukovine, en Transylvanie et dans le Marmarosch. *Mém. de la Soc. Géol. de France.* Tome I. Paris, 1834.

Institutul Geologic al României

46. LÓCZY L. jun. Daten zur. Kenntniss der Gosau- und Flyschbildungen des Aranyostales. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A. für* 1916. Budapest, 1917.
47. LÓCZY L., TELEKI P. şi PAPP K. Harta geologică a Ungariei şi a părţilor limitrofe ale ţărilor vecine (1: 900.000). Budapesta, 1922.
48. MACOVEI G. şi ATANASIU I. Structura geologică a Văii Bistriţei între Pîngăraţi şi Bistricioara. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII. Bucureşti, 1925.
49. — et ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI. Bucureşti, 1934.
50. — Aperçu géologique sur les Carpates orientales. *Assoc. prour l'avanc. de la géologie des Carpates, deuxième réunion. Guide des excursions.* Bucureşti, 1927.
51. MERHARDT G. Neue Funde aus der Trias der Bukowina. *Mitt. d. Geol. Gesellsch. in Wien.* Bd. III, 1910.
52. MOGILNICKI R. Manganerzlagerstätten in den kristallinischen Schiefer der bukowinischen Waldkarpathen. *Archiv für Lagerstätten der südl. Bukowina. Berg.-u. Hüttenmmänn. Jahrb. d. k. geol. R.-A.* Wien, 1917.
53. MOJSISOVICS. E. Über norische Bildungen in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1873.
54. MRAZEC L. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpathes roumaines. Prague, 1931.
55. — şi VOITEŞTI I. P. Contributions à la connaissance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V. Bucureşti, 1911.
56. NICOLAU TH. Gneisul de la Rarău. *Arch. Soc. Ştiinţe.* Iaşi, 1905.
57. — Masivul cristalin de la Broşteni. *An. Acad. Rom. Mem. Secţ. Ştiinţ.* Seria II-a, Tom. XXXVIII. Bucureşti, 1916.
58. OLTEANU C. Revizuiri geologice la sud de Valea Bistriţei. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXVII. Bucureşti, 1953.
59. PAPIU C. V. Cercetări geologice în masivul Drocea (Munţii Apuseni). *Bul. ştiinţific. Secţiunea Geologie-Geografie.* Tom. V. Nr. 1. Bucureşti, 1953.
60. PAUCĂ M. Recherches géologiques dans les Monts du Codru et de Muma. *An. Inst. Geol. Rom.* Tom. XXI. Bucureşti, 1941.
61. PAUL K. M. Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1876.
62. — und TIETZE E. Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Bd. XXIX. Wien, 1879.
63. PILIDE C. Untersuchung eines Melaphyres von Pareu Kailor. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1876.
64. PONI P. Cercetări asupra mineralelor din masivul cristalin de la Broşteni. *An. Ac. Rom.* Tom. V. Bucureşti, 1882.
65. — Masivul cristalin de la Broşteni. *Ibid.*
66. PREDA D. Le problème des schistes noirs dans les Carpathes orientales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII. Bucureşti, 1936.
67. — et BĂNCILĂ I. L'âge des schistes noirs dans le bassin du Trotuş. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III. Bucureşti, 1937.
68. PREDA D. et ILIE MIRCEA. Nouvelles contributions à la Géologie de la cuvette externe des Carpathes de Bucovine. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXIV. Bucureşti, 1940.
69. — Sur la présence d'une tectonique cimmérienne dans les Carpathes orientales. *Ibid.*
70. — et RĂILEANU GR. Contribuţiuni la cunoaşterea Liasicului din Perşani. *An. Comit. Geol.* Vol. XXVI. Bucureşti, 1953.

Institutul Geologic al României

71. Primics G. Diabasporphyrite und Melaphyre aus Siebenbürgen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1860.
72. Schröckinger I. Ein neues fossiles Harz aus der Bukowina. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1875.
73. Sevastos R. Asupra zonei de gres carpatic din Jud. Suceava şi Neamţ. *Asoc. Rom. p. înaint. şi răsp. ştiinţei*, 1903. Bucureşti, 1908.
74. Simionescu I. Sur la présence du Verrucano dans les Carpathes Moldaves. *An. Sc. de l'Univ. Iassy*. Tome II. Iaşi, 1903.
75. Ştefănescu D. La zone du Flysch carpathique en Bucovine entre Păltinoasa et Cîmpulung de Moldavie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III. Bucureşti, 1937.
76. Ştefănescu Gr. Relaţiune sumară despre lucrările Biroului geologic în judeţele Bacău, Tecuci, Neamţ, Suceava şi Dorohoi. *An. Bir. Geol.* Anul III, 1885. Bucureşti, 1888.
77. Stirnalowna M. Relations des schistes de Spas et des couches de Wernsdorf de la région de Dobromil. *Kosmos*. Vol. 50, 1925.
78. Sujkowschi Zb. Les séries de Szipot dans les Carpathes polonaises orientales. *Travaux du Serv. Géol. de Pologne*. Vol. III, 1938.
79. Szádeczky I. Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. *Földt. Közl.* XXII. Budapesta 1892.
80. Szajnocha L. Über eine cenomane Fauna aus den Karpathen der Bukowina. *Verh. d. k. k. geol. R.-A. f. 1890*. Wien.
81. Swiderski R. Sur quelques problèmes de la géologie des Carpathes orientales polono-roumaines. *Mém. de la I-ère réunion de l'Assoc. carp. en Pologne*. Warszawa, 1926.
82. Swiderski H. Remarques sur la structure des Carpathes flyscheuses. *Bull. du Serv. Géol. de Pologne*. Tome VIII. Warszawa, 1934.
83. Tschermack G. Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien, 1869.
84. Trauth F. Ein Beitrag zur Kenntnis des ostkarpatischen Grundbodens. *Mitt. d. geol. Gesellsch.* III. Wien, 1910.
85. Uhlig V. Über die Beziehung der südlichen Klippenzüge zu den Ostkarpathen. *Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss. Naturw. Kl.* B. 106. Wien, 1897.
86. — Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der Goldenen Bistritz. *Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wis. Naturw. Kl.* B. 98. Wien, 1897.
87. — Über die Klippen der Karpathen. *Congr. internat. de Géologie*. IX. Wien, 1903.
88. — Bau und Bild der Karpathen. Wien u. Leipzig, 1903.
89. — Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. d. k. Ak. ad. Wissmash. naturw. Kl.* B. 116. Wien, 1907.
90. — Das Vorkommen der Werfener Schichten bei Kîmpulung in der Bukowina. *Mitt. d. geol. Gesellsch. in Wien*. Bd. III. 1910.
91. Vadász E. Über die Fauna der unterliasischen Schichten von Alsórákos, Persanyergebirge. *Földt. Közl.* XXXVII. Budapest, 1907.
92. — Petrefakten der Barrême-Stufe aus Erdely. *Centralbl. f. Min., Geol. u. Palaeont.* Stuttgart, 1911.
93. Veters H. Kleine Beiträge zur Geologie der Bukovina. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1905.
94. Voiteşti I. P. Le Nummulitique gétique. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. Bucureşti, 1910.
95. — Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol.-Min. Univ. Cluj*, Vol. III, 1929.
96. — Evoluţia geologico-paleogeografică a pămîntului romînesc. *Ibid.* Vol V, 1935.

Institutul Geologic al României

97. VOITEȘTI I. P. Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. V. București, 1942.
98. VOLTZ U. Über eine Korallenfauna aus dem Neocom der Bukowina. *Beiträge zur Geologie und Paläontologie Österreich-Ungarns.* Bd. XV. Wien, 1903.
99. ZUBER. R. Die krystallinischen Gesteine vom Quellengebiet der Czeremosz. *Tschermack's M.P.M.* VII. 1885.
100. WALTER B. Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1876.
101. WISNIOWSKI T. Über die Fauna der Spasser Schiefer und das Alter des massigen Sandsteins in den Ostkarpathen Galiziens. *Bull. Ac. Sc. Cracovie*, 1906.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

MIRCEA D. ILIE

SCHIȚA TECTONICĂ A REGIUNII RARĂU-POJORÎTA

0 500 1000 1500 m.

Gura Sadovei

V. Moldovei

CÎMPULUNG-MOLDOVENESC

Pojorîta

ZONA DEPRESIUNII SISTURILOR CRISTALINE

SUBSIDENTA BREAZA - RARĂU

FLANCUL EXTERN VESTIC

FLANCUL EXTERN ESTIC

Rarău

Todirescu

Slătioara

LEGENDA

- Compartiment tectonic paleozoic
- Compartiment tectonic mesozoic
- Zona clipelor Todirescu
- Linii de încălecare
- Ax de sinclinal
- Ax de anticlinal
- Clipe permo-mesozoice
- I——I Direcția profilelor

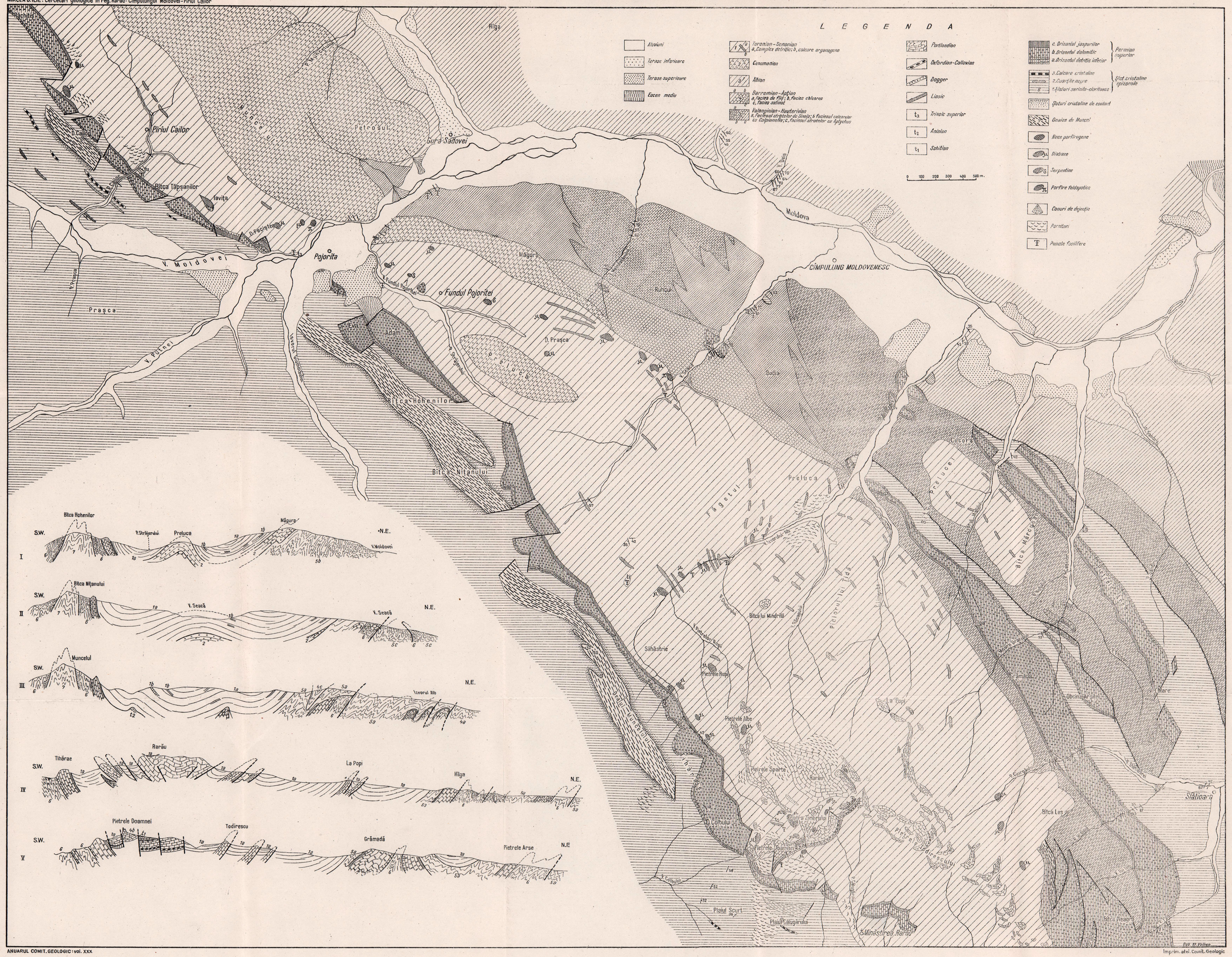
Imprim. stei. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

MIRCEA D. ILIE

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNEI RARĂU-CÎMPULUNG MOLDOVENESC-POJORÎTA

MIRCEA D. ILIE: Cercetări geologice în reg. Rarău-Cîmpulungul Moldovei-Pîrîul Cailor



ANUARUL COMIT. GEOLOGIC: vol. XXX

Imprim. atel. Comit. Geologic

GEOLOGIA CÎMPIEI GETICE MERIDIONALE DINTRE JIU ȘI OLT

DE

E. LITEANU ȘI T. BANDRABUR

CUPRINSUL

Pag.

Introducere 213
I. Neogenul 214
1. Sarmațianul 214
2. Meoțianul 216
3. Ponțianul 216
4. Dacianul 217
5. Levantinul 219
II. Cuaternarul 224
1. Pleistocenul 224
a) Pleistocenul inferior 224
b) Pleistocenul mediu 229
c) Pleistocenul superior 231
2. Holocenul 233
Concluzii 235
Bibliografie 236

INTRODUCERE

Studiile noastre asupra geologiei regiunii s-au întemeiat pe aflorimentele din dreapta Jiului și din stînga Oltului și pe un număr relativ restrîns de deschideri de pe interfluviul Jiu—Olt. De asemenea rezultatele unui număr însemnat de foraje ne-au permis să obținem elemente concrete asupra fundamentului neogen al Cîmpiei Getice.

Institutul Geologic al României

Indicații importante au mai fost obținute prin studiul faunei de Mamifere fosile aflate la muzeele: Craiova, Slatina și Caracal, cît și prin cercetarea amplasamentelor în care această faună a fost găsită.

Studiile geologice întreprinse în trecut de R. PORUMBARU, S. ȘTEFĂNESCU, GH. MURGOCI, I. P. IONESCU-ARGETOAIA, EM. PROTOPOPESCU-PACHE, N. ONCESCU, V. DRAGOȘ și I. MOTAȘ, au constituit un prețios sprijin în munca noastră.

Regiunea studiată se mărginește la N cu linia ferată Craiova—Slatina, la W cu interfluviul Desnățui—Jiu, la E cu interfluviul Olt—Călmățui, iar la S cu Dunărea.

La alcătuirea geologică a acestei regiuni iau parte depozite cretacice, miocene, pliocene și cuaternare. Datele în legătură cu depozitele cretacice din această parte a Depresiunii Getice au făcut obiectul unei comunicări separate (34). În ceea ce privește existența formațiunilor paleogene și miocene inferioare în fundamentul Cîmpiei Getice meridionale, această problemă urmează să fie lămurită în viitor, atunci cînd se vor executa foraje suficient de adînci.

În cele ce urmează prezentăm numai descrierea următoarelor formațiuni: Sarmațian, Pliocen și Cuaternar.

I. NEOGENUL

1. SARMAȚIANUL

În cuprinsul regiunii studiate, Sarmațianul nu apare la zi. Acest etaj a fost întîlnit numai în forajele executate la Celaru, localitate situată la cca 22 km WSW de Caracal, și la Islaz.

În forajul de la Celaru (cota 131 m) Sarmațianul a fost întîlnit la adîncimea de 201,70 m, talpa forajului rămînînd la adîncimea de 291 m, în nivelele inferioare ale acestui etaj.

În partea inferioară, între adîncimile de 260 și 281 m, Sarmațianul este reprezentat printr-o alternanță de gresii calcaroase, cenușii, cu intercalații de nisipuri fine și mijlocii, argile nisipoase și argile compacte. Între adîncimile de 282—285 m, într-un banc subțire de nisip fin, cenușiu, am găsit o intercalație de cărbune și argilă cărbunoasă, groasă de 0,30 m.

Din această succesiune de gresii, nisipuri și argile, am identificat următoarele forme:

Ervilia trigonula SOKOLOV
Ervilia dissita EICHWALD
Ervilia podolica EICHWALD (?)
Modiolus sarmaticus GAT.
Modiolus sp.
Mactra cf. *naviculata* BAILY

Institutul Geologic al României

Mactra sp.
Hydrobia acuta DRAPARNAUD
Hydrobia sp.
Cerithium mitrale EICHWALD
Cerithium sp.
Cardium sp.

Conținutul paleontologic al depozitelor cuprinse între adîncimile de 260—291 m este concludent pentru atribuirea lor Volhynianului. Totuși frecvența în mod precumpănitor a formelor de *Ervilia trigonula* din pachetul de gresii calcaroase dintre adîncimile de 270—291 m, ar pleda pentru raportarea acestuia unui interval stratigrafic de tranziție între Buglovian și Volhynian.

Între adîncimile de 235,25 m și 260 m se dezvoltă un complex de nisipuri fine și mijlocii, cenușii-vinete, uneori verzui, glauconitice, cu faună diagenetizată, cu rare intercalații de gresii calcaroase, marne și argile; la bază gresia devine oolitică.

Din acest complex de nisipuri am recoltat și identificat următoarele forme:

Mactra orbiculata MACAROVICI
Mactra supernaviculata MACAROVICI
Mactra orbiculata, var. *tumida* MACAROVICI
Mactra sp.

Către partea superioară, între adîncimile de 201,70 m și 235,25 m, Sarmațianul este reprezentat prin nisipuri mijlocii, cenușii, cu intercalații de marne calcaroase cenușii-vinete, în alternanță cu gresii calcaroase cenușii. Seria Sarmațianului se încheie prin calcare organogene de coloare gălbui-deschise.

Din intervalul 201,70 m pînă la 235,25 m, am identificat următoarele forme:

Mactra bulgarica TOULA
Mactra bulgarica var. *elongata* MACAROVICI
Mactra caspia EICHWALD
Mactra dobrogiaca SIMIONESCU și BARBU
Mactra cf. *tapesoides* SINZOV, var. *ovata* MACAROVICI
Mactra cf. *tapesoides* SINZOV
Mactra sp.

Asociația de forme recoltată din intervalul 201,70—260 m caracterizează Kersonianul.

Menționăm că în calcarele organogene de la partea superioară a Kersonianului s-au constatat fenomene de carst, puse în evidență prin prezența unor goluri, semnalate prin scăpările garniturii de sapă și în care, cu ocazia forajului, s-a pierdut mult noroi.

Față de cele expuse, reiese că prezența Basarabianului la Celaru nu poate fi dovedită pe criterii paleontologice sigure.

Institutul Geologic al României

Depozitele sarmațiene au mai fost întîlnite sub pietrișuri holocene într-un foraj amplasat pe lunca Oltului, lîngă Islaz (cota + 27 m). Între adîncimile de 19,20 m și 23,65 m am găsit o argilă vînătă-verzuie, slab nisipoasă, cu concrețiuni calcaroase, depusă peste calcare cretoase, albe, de vîrstă cretacică. Argilele conțin o faună reprezentată prin numeroase exemplare rulate de *Cerithium mitrale* EICHWALD și de *Cardium* sp. (mulaje).

Analiza micropaleontologică a acestor argile a pus în evidență următoarea microfaună:

Rotalia beccarii (LINNÉ)
Nonion granosum (D'ORBIGNY)
Elphidium macellum FICHTEL și MOLL
Ostracodae

Conținutul macro- și micropaleontologic al argilelor de la Islaz nu este concludent pentru atribuirea lor unuia din etajele Sarmațianului. Pînă la găsirea unor forme cu valoare stratigrafică certă, noi înclinăm să raportăm aceste argile bazei Kersonianului.

2. MEOȚIANUL

Meoțianul nu a fost citat pînă în prezent în ținuturile meridionale din Cîmpia Getică.

În forajul de la Celaru, între adîncimile de 198,00 m — 201,70 m se găsește un material constituit dintr-o marnă cenușie, cu intercalații subțiri de gresii calcaroase cu bobul mare. Din aceste gresii s-a putut identifica următoarea faună:

Modiolus incrassatus minor ANDRUSOV
Ervilia cf. *minuta* SINZ.
Congeria sp.
Dosinia sp.
Hydrobia sp.

Față de această asociație de forme, raportăm acest interval Meoțianului inferior, în faciesul cu Dosinii.

3. PONȚIANUL

În regiunea studiată, Pontianul nu apare la zi. Acest etaj a fost însă semnalat în ținutul de la W de Jiu, de: SABBA ȘTEFĂNESCU (72), GH. MURGOCI (47), I. P. IONESCU-ARGETOAIA (21), N. ONCESCU și T. JOJA (54).

După acești autori, Pontianul este reprezentat printr-un orizont inferior alcătuit din marne vinete mai mult sau mai puțin compacte și printr-un orizont superior format din nisipuri cu intercalații de marne nisipoase sau gresii friabile.

Institutul Geologic al României

Pentru orizontul inferior, autorii citați consideră ca fosile conducătoare formele *Paradacna abichi* și *Congeria rhomboidea.*

Pentru orizontul superior fosilele caracteristice sînt: *Didacna subcarinata subcarinata, Phyllicardium planum planum, Viviparus achatinoides* și *Dreissenomya* sp.

După autorii menționați, Pontianul din Depresiunea T. Severin se afundă treptat de la W la E și mai apare în dreptul Calafatului.

În forajul de la Celaru, Pontianul a fost întîlnit între adîncimile de 183,00 — 198,00 m, reprezentat prin marne compacte, vinete, cu intercalații nisipoase, care conțin fragmente de *Monodacna* sp. și *Didacna* sp.

Față de faptul că nu am găsit forme care să permită o determinare specifică, problema orizontării acestor depozite ponțiene rămîne încă nelămurită.

4. DACIANUL

Prezența Dacianului în regiunile situate la S de orașul Craiova a fost menționată de I. P. ARGETOAIA (21) dintr-un foraj executat lîngă com. Băilești, între adîncimile de 120—150 m. Pe acest interval Dacianul este reprezentat prin nisipuri cu *Prosodacna rumana* FONTANNES, *Prosodacna stenopleura* SABBA și *Prosodacna* sp.

În urma cercetărilor întreprinse de E. LITEANU pe malul drept al Jiului, din zona Comoșteni — Zăvalu, unde terasa inferioară a fost puternic erodată, s-a stabilit următoarea succesiune de sus în jos (33):

Depozite proluviale gălbui-roșietice, prăfoase, nisipoase, cu concrețiuni calcaroase de dimensiuni variabile și cu pietrișuri dispersate neregulat (5 m).

Acumulările terasei inferioare, reprezentate prin nisipuri cu pietrișuri constituite din cuarțite, gnaise, micașisturi, etc. (4 m).

Banc de nisipuri mărunte, galbene-ruginii, cu numeroase concrețiuni calcaroase mari (9 m).

Acest profil poate fi urmărit începînd de la cca 300 m S de com. Comoșteni, în aval pînă aproximativ la marginea sudică a com. Zăvalu. În zona de racordare a teraselor Jiului cu ale Dunării, depozitele proluviale capătă o dezvoltare din ce în ce mai puternică, atingînd o grosime de cca 15 metri. Aici aceste depozite se găsesc depuse în mod nemijlocit peste nisipurile daciene care mai apar la baza terasei cu cîțiva centimetri peste nivelul apelor Jiului.

Din bancul de nisipuri de sub acumulările de terasă s-a colectat următoarea faună:

Unio rumanus TOURNOUER
Pisidium amnicum MÜLLER
Dreissena rostriformis DESHAYES
Dreissena polymorpha PALLAS
Dreissena rimestiensis FONTANNES

Institutul Geologic al României

Prosodacna (Prosodacna) haueri haueri COBĂLCESCU
Prosodacna (Prosodacna) munieri SABBA
Prosodacna (Prosodacna) serena SABBA
Prosodacna (Stylodacna) orientalis SABBA
Prosodacna (Stylodacna) rumana FONTANNES
Prosodacna (Stylodacna) cf. *heberti* COBĂLCESCU
Horiodacna rumana SABBA
Horiodacna sp.
Valvata piscinalis MÜLLER
Valvata sp.
Hydrobia grandis COBĂLCESCU
Hydrobia sp.
Prososthenia radmanesti FUCHS
Bulimus spoliatus SABBA
Lithoglyphus amplus BRUSINA
Lithoglyphus acutus acutus COBĂLCESCU
Gyraulus (Gyraulus) rumanus WENZ
Viviparus sp.
Melanopsis sp.

Numeric, predomină Hydrobiile și apoi Prosodacnele. Formele cele mai rare sînt Viviparele, care dealtfel nu sînt determinabile specific.

Față de orizontarea Pliocenului din regiunile petrolifere, făcută de W. WENZ (80), se poate afirma că bancul de nisipuri care aflorează între Comoșteni și Zăvalu nu poate fi raportat unui anumit orizont al Dacianului. Într-adevăr, pe intervalul de 9 m care a fost cercetat, apar la diferite nivele atît *Prosodacna serena* și *Prosodacna munieri*, care în Subcarpați sînt caracteristice pentru Dacianul inferior, cît și speciile: *Hydrobia grandis*, *Prososthenia radmanesti*, *Lithoglyphus amplus*, *Bulimus spoliatus*, *Gyraulus rumanus*, care sînt caracteristice pentru Dacianul superior (33).

În cuprinsul regiunii studiate, prezența Dacianului a fost stabilită și prin forajul de la Celaru, între adîncimile de 131,30—183,80 m, fiind reprezentat prin nisipuri fine cenușii, albicioase, micacee, necoesive, din care am recoltat fauna din tabela 1.

În raport cu orizontările făcute de W. WENZ asupra Dacianului, observăm că intervalul dintre 131—158 m ar putea fi atribuit Dacianului superior. Totuși, intervalul dintre 158—183 m conține un amestec de forme, din care, după același autor, unele caracterizează Dacianul superior *(Lithoglyphus amplus, Gyraulus rumanus)*, iar altele caracterizează Dacianul inferior și Pontianul superior *(Lithoglyphus rumanus* și *Hydrobia pontilitoris)*.

Prin urmare, datele obținute prin acest foraj vin să confirme concluzia la care a ajuns E. LITEANU la Zăvalu (33), în sensul că orizontarea Dacianului din

Institutul Geologic al României

TABELA 1

Adîncimi	Forme recoltate
131,30 – 153,60 m	Sfărîmături de cochilii de Cardiacee
153,60 – 158,16 m	*Valvata piscinalis* MÜLLER *Prosodacna* sp. *Lithoglyphus* sp. *Hydrobia grandis* COBĂLCESCU
171,00 – 176,00 m	*Hydrobia pontilitoris* WENZ *Hydrobia* sp. *Lithoglyphus amplus* BRUSINA *Valvata (Cincinna) piscinalis* MÜLLER *Valvata* sp.
176,00 – 183,80 m	*Gyraulus (Gyraulus) rumanus* WENZ *Lithoglyphus amplus* BRUSINA *Lithoglyphus rumanus* SABBA *Didacna* sp.

Cîmpia Getică meridională nu este posibilă pe baza criteriilor stratigrafice preconizate de W. WENZ.

5. LEVANTINUL

Levantinul din Depresiunea Getică a fost studiat de R. PORUMBARU (59), SABBA ȘTEFĂNESCU (69), GH. MURGOCI (47), I. P. IONESCU-ARGETOAIA (21) și N. ONCESCU și T. JOJA (54).

La NE de regiunea studiată de noi, prezența Levantinului a fost semnalată pe marginea de W a Platformei Cotmeana de N. ONCESCU, I. MOTAȘ și V. DRAGOȘ (55).

Din toate aceste studii a rezultat că depozitele levantine sînt larg răspîndite în Cîmpia Getică, fiind cercetate mai ales pe dreapta Jiului și stînga Oltului, unde eroziunea acestor versanți a pus la zi diferitele nivele ale acestui etaj.

Din studiul profilelor din malul drept al Jiului de la Crețești, Bucovăț, Bîzdîna, etc., s-a stabilit prezența a trei orizonturi litologice (69). Orizontul inferior este reprezentat prin marne vinete, mai mult sau mai puțin compacte, iar orizontul mediu prin nisipuri mărunte, uneori cu intercalații de pietrișuri mărunte, în general fosilifere. Orizontul superior este de asemenea constituit din marne fosilifere, uneori cu lentile de lignit slab dezvoltate.

Institutul Geologic al României

Depozitele levantine sînt acoperite de un puternic depozit de prundişuri grosolane fluviatile, cuaternar-inferioare, şi apoi de nisipuri şi argile nisipoase roşii.

Raporturile dintre Levantin şi Cuaternar permit să se afirme că depozitele levantine au fost parţial erodate de paleofluviul care a depus aceste prundişuri grosolane.

Într-adevăr, începînd de la S de Bucovăţ orizontul superior al Levantinului se subţiază treptat pînă la completa dispariţie, astfel încît pietrişurile cuaternare ajung să ia contact nemijlocit cu nisipurile orizontului mediu al Levantinului. În continuare spre sud, procesul de eroziune al depozitelor levantine apare mai evident. Astfel, în aval de V. Stanciului, pietrişurile cuaternare se găsesc depuse peste marnele orizontului inferior (21).

După cercetările noastre, şi orizontul inferior al Levantinului dispare prin eroziune, probabil imediat la N de com. Gîngiova, pe Jiu.

În forajul de la Celaru, Levantinul a fost întîlnit între adîncimile de 38,40—131,40 m, unde de asemenea este reprezentat prin cele trei orizonturi litologice menţionate mai înainte. Astfel, între adîncimile de 131,30 m şi 80,60 m se dezvoltă orizontul inferior, constituit din argile şi marne cu intercalaţii subţiri de nisipuri argiloase. Între adîncimile de 80,60—64,70 m urmează orizontul mediu, constituit dintr-un banc de nisipuri fine, cenuşii, necoesive, cu fragmente de Unionide şi Valvate. Orizontul superior se dezvoltă între adîncimile de 64,70—38,70 m şi este constituit din argile şi marne cu intercalaţii de nisipuri.

Pe Valea Oltului, Levantinul a fost studiat de noi, începînd de la Slatina în aval. Astfel, în dreptul oraşului Slatina, sub acumulările terasei înalte, Levantinul este reprezentat printr-o alternanţă de marne şi argile cu slabe intercalaţii de nisipuri fine cenuşii, ce stau peste un banc gros de nisipuri. N. Oncescu, I. Motaş şi V. Dragoş (55), întemeindu-se pe fauna colectată, au raportat aceste depozite bazei Levantinului superior.

Din intercalaţiile de nisipuri fine, noi am identificat următoarele forme:

Bulimus (Bulimus) vukotinovici Brusina
Melanopsis (Melanopsis) esperioides Sabba
Melanopsis (Melanopsis) bergeroni Sabba
Theodoxus semiplicatus Müller
Lithoglyphus acutus decipiens Brusina
Viviparus mammatus Sabba
Viviparus sp.
Valvata (Cincinna) piscinalis Müller
Valvata (Cincinna) crusitensis Fontannes
Emmericia candida Neumayr
Pisidium clessini Neumayr
Pisidium amnicum Müller
Psilunio sp.

Institutul Geologic al României

La S de Slatina, la Prooroci, în aflorimentele care apar sub acumulările terasei înalte (t_1), am găsit următoarea succesiune: nisipuri mijlocii, micacee, cenușii, ruginii, cu intercalații subțiri de argile vinete-cenușii, sub care urmează o argilă neagră plastică cu aspect cărbunos (2—3 m), ce stă peste o argilă cenușie-albăstruie, foarte nisipoasă.

Din nisipurile cu intercalații argiloase am recoltat următoarele forme:

Valvata (Cincinna) piscinalis MÜLLER
Valvata (Valvata) sulekiana BRUSINA
Bulimus (Bulimus) vukotinovici BRUSINA
Melanopsis (Melanopsis) esperioides SABBA
Lithoglyphus acutus decipiens BRUSINA
Pisidium amnicum MÜLLER
Viviparus sp.
Psilunio sp.

În aval de Prooroci, în punctele în care Oltul erodează terasa inferioară (t_3) apare în fundamentul acesteia o argilă neagră cărbunoasă.

În dreptul com. Ipotești-Stejaru, la confluența Văii Oboga, sub acumulările de terasă, argila neagră cărbunoasă capătă o dezvoltare mai mare, prezentînd în acest punct lentile subțiri de lignit. Din argile am colectat următoarele forme:

Valvata (Cincinna) piscinalis MÜLLER
Valvata (Valvata) sulekiana BRUSINA
Melanopsis (Melanopsis) esperioides SABBA
Melanopsis (Canthidomus) porumbarui BRUSINA
Melanopsis (Melanopsis) alutensis SABBA
Hydrobia sp.
Emmericia candida NEUMAYR
Lithoglyphus acutus decipiens BRUSINA
Pisidium amnicum MÜLLER
Dreissena polymorpha PALLAS
Psilunio sp.

Între Malul Roșu și Viișoara, Levantinul apare de sub acumulările terasei joase (t_4) a Oltului și este reprezentat prin nisipuri fine, vinete, sub care se dezvoltă un pachet de marne vinete cu:

Viviparus mammatus SABBA
Lithoglyphus acutus decipiens BRUSINA
Unio sp.
Pisidium amnicum MÜLLER
Valvata (Cincinna) sibinensis NEUMAYR
Valvata (Valvata) sulekiana BRUSINA

Institutul Geologic al României

Succesiunea se încheie la bază printr-o argilă plastică neagră.

În aval de Viișoara, depozitele levantine nu mai apar la zi.

Forajele executate pe terasele și lunca din dreapta Oltului, începînd de la S de confluența Olteț—Olt au arătat prezența Levantinului la mică adîncime sub acumulările aluvionare ale Oltului, fiind reprezentat prin marne cu intercalații de nisipuri fine și uneori cu slabe lentile de lignit. În nisipuri s-au găsit fragmente numeroase de *Psilunio* sp. și exemplare de *Viviparus mammatus* SABBA.

Din coordonarea datelor de foraj pe baza nivelelor de lignit am ajuns la concluzia că distribuția lentilelor de lignit este neregulată, încît ele nu pot constitui elemente-reper pentru orizontarea locală a depozitelor levantine.

Forajele mai adînci, executate pe terasa superioară (t_2) a Oltului, pentru alimentarea cu apă a orașului Caracal, precum și forajele executate pe terasa joasă (t_4) a Oltului, din zona situată imediat la SE de acest oraș, au dovedit că sub orizontul superior marnos al Levantinului apare un banc puternic de nisipuri cu fragmente de faună levantină, care poate fi considerat că reprezintă orizontul mediu al Levantinului.

Forajele executate pe terasa joasă (t_4) a Oltului, la W de zona Gostavăț—Babiciu, au întîlnit sub acumulările fluviale un pachet de argile, gros de cca 10 m, care reprezintă orizontul superior al Levantinului. Patul argilelor este alcătuit dintr-un banc de nisipuri acvifere, în care forajele au fost oprite. Acest banc de nisipuri a fost de asemenea raportat de noi orizontului mediu al Levantinului.

Forajul executat la Moldoveni, amplasat la cca 30 km S de Gostavăț—Babiciu, a pus în evidență, sub depozitele de terasă (de la adîncimea de cca 18 m), prezența unui pachet de argile, gros de cca 30 m, complet lipsit de faună. Față de constatările făcute în zona Jiului inferior, unde orizontul superior și cel mediu au fost îndepărtate prin eroziune pe măsura înaintării spre S, noi am atribuit acest pachet de argile orizontului inferior al Levantinului. Sub aceste argile urmează un banc de pietrișuri și bolovănișuri, gros de cca 6 m, constituit din roce metamorfice rulate și calcare cretoase rulate.

Alcătuirea petrografică a acestui banc de pietrișuri a cărui prezență nu a mai fost semnalată în partea de N și NW a regiunii studiate, amintește aspectul nivelului inferior al Levantinului din zona orașului Giurgiu (31).

* * *

Din studiul depozitelor mio-pliocene dintre Dunăre și latitudinea orașului Craiova, reiese că acestea au o tendință de afundare de la S spre N. Din coroborarea datelor stabilite de noi cu limitele geologice înscrise în harta geologică 1 : 500.000 (forajul Craiova), am întocmit tabela 2.

Institutul Geologic al României

TABELA 2

Amplasamente	Zona Dunăreană (Islaz-Zăvalu)		Zona de Cîmpie meridională. (Celaru)		Zona de cîmpie centrală (Craiova)	
Formaţiune	Acoperiş Cota m	Pat Cota m	Acoperiş Cota m	Pat Cota m	Acoperiş Cota m	Pat Cota m
Levantin	(Islaz) +23	+12	+93	0	Peste +150	−30
Dacian	(Zăvalu) +42	+19	0	−53	−30	−125
Ponţian	(Zăvalu) ?	?	−53	−67	−125	sub −200
Meoţian	(Islaz) absent		−67	−70	sub −200	sub −200
Sarmaţian	(Islaz) + 7	+ 3	−70	sub −160	sub −200	sub −200

TABELA 3

Foraj Celaru (cota 131 m)		Foraj Alexandria (cota 43 m)	
Acoperiş cota m	Pat Cota m	Acoperiş Cota m	Pat Cota m
0	−53	−71	−123

Institutul Geologic al României

Din tabela prezentată rezultă în mod evident tendința de afundare de la S spre N a depozitelor mio-pliocene. Această tendință de afundare se diminuiază treptat de la formațiunile mai vechi către cele mai noi, fapt care permite

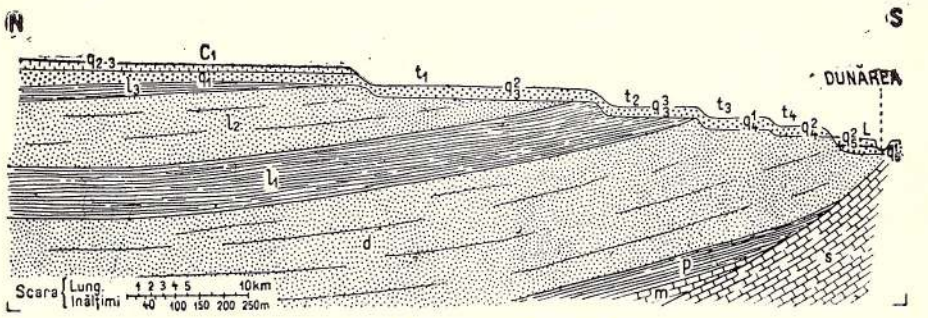


Fig. 1. — Profil schematic Bucovăț-Zăvalul.

L. lunca; t_1, Terasa înaltă; t_2, Terasa superioară; t_3, Terasa Inferioară; t_4, Terasa joasă; C_1, Cîmpul Jiu-Desnățui; q_5^2, nivelul înalt al Holocenului superior; q_5, baza Holocenului superior; q_4^2, partea superioară a Holocenului inferior; q_4^1, baza Holocenului inferior; q_3^2, nivelul înalt al Pleistocenului superior; q_3^2, nivelul mediu al Pleistocenului superior; q_2—q_3, strate de tranziție dintre Pleistocenul mediu și Pleistocenul superior; q_1, Pleistocen inferior; l_3, Levantin superior; l_2, Levantin mediu; l_1, Levantin inferior; d, Dacian; p, Ponțian; m, Meoțian; s, Sarmațian.

să se afirme existența unui proces de subsidență, care s-a manifestat în cuprinsul regiunii studiate cel puțin începînd din Sarmațian și pînă în Levantin (fig. 1).

De asemeni mai remarcăm că depozitele pliocene prezintă și o tendință de afundare de la W la E. Mărimea acestei afundări poate fi apreciată după

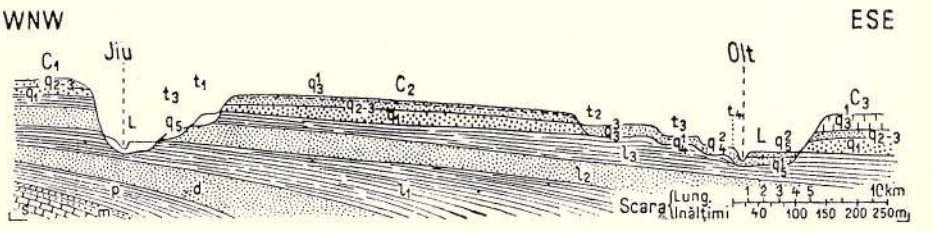


Fig. 2. — Profil schematic Bucovăț-Drăgănești.

L, lunca; t_1, terasa înaltă; t_2, terasa superioară; t_3, terasa inferioară; t_4, terasa joasă; C_1, Cîmpul Jiu-Desnățui; C_2, Cîmpul Jiu-Olt; C_3, Cîmpul Olt-Călmățui; q_5^2, nivelul înalt al Holocenului superior; q_5^1, baza Holocenului superior; q_4^2, partea superioară a Holocenului inferior; q_4^1, baza Holocenului inferior; q_3^2, nivelul înalt al Pleistocenului superior; q_3^1, baza Pleistocenului superior; q_2—q_3, strate de tranziție dintre Pleistocenul mediu și Pleistocenul superior; q_1, Pleistocenul inferior; l_3, Levantin superior; l_2, Levantin mediu; l_1, Levantin inferior; d, Dacian; p, Ponțian; m, Meoțian; s, Sarmațian.

poziția depozitelor daciene în forajul Celaru și în forajul Alexandria (harta C. G. 1 : 500.000), localități situate aproximativ pe aceeași latitudine (tabela 3 și fig. 2).

În consecință trebuie să admitem că în cuprinsul regiunii studiate depozitele mio-pliocene se afundă de la SSW către NNE.

Institutul Geologic al României

II. CUATERNARUL

1. PLEISTOCENUL

a) *Pleistocenul inferior.* În cadrul regiunii studiate se dezvoltă întreaga succesiune a formațiunilor cuaternare, cu seria orizonturilor separate de E. LITEANU în bazinul inferior al Argeșului (31).

Cele mai vechi depozite cuaternare care iau parte la alcătuirea regiunii sînt Pietrișurile de Cîndești. Aceste pietrișuri, de vîrstă villafranchiană, reprezintă acumulări piemontane pe zona contactelor morfologice dintre ținuturile cu o energie de relief pronunțată și ținuturile cu o energie de relief slabă, din epoca de tranziție dintre Terțiar și Cuaternar. Aceste depozite piemontane se găsesc larg extinse în Cîmpia Getică, după o bandă care în general urmărește arcul Carpaților meridionali. Pietrișurile de Cîndești trec lateral, spre interiorul cîmpiei, la depozite nisipoase, la bază cu lentile mari de pietrișuri, denumite « Strate de Frătești », care au fost atribuite Saint-Prestianului.

Separarea unui nivel mai nou de depozite psefitice, denumit Strate de Frătești, a fost făcută în regiunile studiate de noi pe baza faunei de Proboscidieni fosili. Astfel, pietrișurile din zonele dinspre W și N, unde s-a semnalat prezența asociației de *Mastodon* sp. cu *Elephas (Archidiskodon) planifrons-meridionalis*, au fost raportate Pietrișurilor de Cîndești. Spre E și S formele de *Mastodon* sp. încetează și se constată prezența exclusivă a formelor de *Elephas (Archidiskodon) planifrons-meridionalis*, care caracterizează Stratele de Frătești.

Limita cartografică între Pietrișurile de Cîndești și Stratele de Frătești nu este posibil de trasat. Totuși, pe baza criteriilor paleontologice menționate mai sus, se poate admite existența unei zone de tranziție între aceste două orizonturi. În partea de W a regiunii studiate zona de tranziție se află situată pe interfluviul Jiu—Desnățui, unde are forma unei benzi orientată de la S la N, aproximativ pînă în dreptul orașului Craiova (planșa I).

Direcția S—N a zonei de trecere dintre Pietrișurile de Cîndești și Stratele de Frătești pe interfluviul Desnățui—Jiu, potrivit hărții prezentate, trebuie pusă în legătură cu apariția la zi a formațiunilor din ce în ce mai vechi, pe măsura înaintării către W spre regiunea colinelor. În cîmpia meridională getică, zona cea mai apropiată de coline se găsește plasată spre W, direcție în care apar succesiv la zi: Stratele de Frătești, Pietrișurile de Cîndești, Levantinul și Pontianul.

În partea de N a regiunii studiate, potrivit acelorași considerații, zona de tranziție dintre Pietrișurile de Cîndești și Stratele de Frătești trebuie să prezinte o direcție paralelă lanțului carpatic. În consecință, zona de tranziție menționată ia un traseu care ocolește pe la nord orașul Craiova și se îndreaptă spre est către orașul Slatina, după cum reiese din harta distribuției geografice a formelor de *Mastodon* sp. și *Elephas* sp.

Stratele de Frătești acoperă depozitele levantine din interfluviile: Jiu—Olt și Olt—Călmățui.

Institutul Geologic al României

Urmărind aflorimentele de pe versantul cîmpului din dreapta Jiului, dintre Bucovăț și Padea, am stabilit că Stratele de Frătești încep la bază printr-un nivel de pietrișuri, uneori bolovănișuri, gros de 3—6 m, constituit din cuarțite, gnaisgranite, micașisturi, etc. Pietrișurile trec gradat către partea superioară la nisipuri cu granulometrii diferite, între nisipuri grăunțoase și nisipuri fine și mijlocii. Grosimea acestor nisipuri este variabilă, uneori depășind chiar 20 m. Acest complex pleistocen inferior se găsește acoperit de depozite mai tinere.

Pe stînga Jiului, datorită dezvoltării continue a teraselor, nu a fost posibil să se urmărească aceste strate.

Pe interfluviul Jiu—Olt, Stratele de Frătești au fost semnalate în forajele executate la Leu, Dioști, Apele Vii, Celaru, NW Caracal, Redea și Rotunda, arătînd o succesiune analoagă cu cea descrisă mai înainte. Aparițiile la zi a Stratelor de Frătești de pe acest interfluviu sînt relativ rare și se găsesc pe văile mai adînci, cum ar fi V. Giorocului, afluent al Jiului, precum și pe văile Vlădila și Grădinilor, afluente ale Oltului. Pe V. Tesluiului, la E de com. Corlătești, în fundamentul terasei joase aflorează un depozit de nisipuri cu pietrișuri aparținînd Stratelor de Frătești, care se deosebește net de acumulările terasei. În acest depozit s-au găsit exemplare rulate de *Psilunio* sp. Numeroase cariere exploatează nisipurile și pietrișurile din acest orizont, la Dobrești, Caracal, etc.

Versantul din stînga Oltului, în aval de Dăneasa, prezintă către partea inferioară a taluzului un aliniament de izvoare, care apar dintr-un nivel de pietrișuri acoperit cu nisipuri. Aceste depozite alcătuiesc un complex care în trecut a fost raportat Stratelor de Frătești (31).

Între Dăneasa și Gara Drăgănești se constată, la partea inferioară a nisipurilor, două intercalații lenticulare de marne nisipoase, din care s-au recoltat formele:

Planorbis planorbis LINNÉ
Planorbis (Tropodiscus) umbilicatus MÜLLER
Valvata (Valvata) sulekiana MÜLLER
Valvata (Cincinna) piscinalis MÜLLER
Bulimus (Bulimus) vukotinovici BRUSINA
Pisidium amnicum MÜLLER
Sphaerium rivicola LEACH

Asociația de Moluște fosile menționată nu are valoare stratigrafică; totuși prezența formei *Sphaerium rivicola*, care apare din Post-Pliocen, caracterizează Cuaternarul.

În intercalațiile subțiri de pietrișuri mărunte, care apar deasupra lentilelor marnoase, s-a găsit o faună levantină remaniată, reprezentată prin forme rulate de:

Psilunio sp.
Dreissena polymorpha PALLAS
Bulimus (Bulimus) vukotinovici BRUSINA
Valvata sp.
Planorbis sp.

Institutul Geologic al României

În continuare, spre S, Stratele de Frătești apar la zi la Zănoaga, Sprîncenata, Beciu și Uda Paciurea.

Pe interfluviul Olt—Călmățui, Stratele de Frătești pot fi urmărite în aflorimentele care apar pe versanții văilor: Urluiu, Călmățui și pe afluenții lor.

Fauna de Mamifere fosile pleistocen-inferioare găsită în regiunea studiată, este reprezentată prin următoarele forme de Proboscidieni, citate de diverși autori, precum și forme găsite de noi la Muzeele Craiova, Slatina și Caracal:

Mastodon (Zygolophodon) borsoni HAYS

Balota — Raionul T.Severin	(2)
Vladimiru — Raionul Gilort	(2)
Tăndălești — Raionul Gilort	(2)
Bărbătești — Raionul Gilort	(2)
Vladuleni — Raionul T. Jiu	(2)
Curtea de Argeș — Raionul Curtea de Argeș	(2)
Salcia — Raionul Cujmir	(2)
Sălcuța — Raionul Cujmir	(2)
Cernătești — Raionul Filiași	(2)
Veleni — Raionul Plenița	(Muzeul Craiova)
Stoina — Raionul Amaradia	(Muzeul Craiova)
Deleni — Raionul Slatina	(2)

Mastodon (Anancus) arvernensis CROIZET et JOBERT

Argetoaia — Raionul Filiași	(3)
Meteu — Raionul Filiași	(Muzeul Craiova)
Stoina — Raionul Amaradia	(3)
Godeni — Raionul Amaradia	(3)
Cornița — Raionul Filiași	(3)
Bucovăț W — Raionul Craiova	(3)
Vladimir — Raionul Amaradia	(3)
Aninoasa — Raionul Filiași	(3)
Turburea — Raionul Filiași	(3)
Băilești — Raionul Băilești	(3)
Strehaia — Raionul Strehaia	(3)
Broșteni — Raionul Strehaia	(3)
Ghelmegioaia — Raionul T. Severin	(3)
Hurezani — Raionul Amaradia	(3)
Tirioiu — Raionul Strehaia	(3)
Veleni — Raionul Plenița	(Muzeul Craiova)
Corlate — Raionul Plenița	(Muzeul Craiova)

Elephas (Archidiskodon) planifrons FALCONER

Orodelu — Raionul Plenița	(4)

Institutul Geologic al României

Elephas (Archidiskodon) planifrons-meridionalis

Bulzeşti — Raionul Olteţ	(Muzeul Craiova)
Milcovu de Jos — Raionul Slatina	(Muzeul Slatina)
Şerbăneşti — Raionul Slatina	(Muzeul Craiova)
Ciutura — Raionul Craiova	(Muzeul Craiova)
Dobromira — Raionul Craiova	(Muzeul Craiova)
Rudari — Raionul Plenița	(Muzeul Craiova)
Caracal — Raionul Caracal	(Muzeul Caracal)
Bogdana — Raionul Alexandria	(56)
Buzeşti — Raionul Alexandria	(56)
Putineiu — Raionul Roşiori	(31)
Piatra — Raionul Zimnicea	(31)
Padea — Raionul Craiova	(Muzeul Craiova)
Frăteşti — Raionul Giurgiu	(31)
Daia — Raionul Giurgiu	(31)
Dăiţa — Raionul Giurgiu	(31)
Bălănoaia — Raionul Giurgiu	(31)
Ghizdaru — Raionul Giurgiu	(31)
Băneasa — Raionul Giurgiu	(31)
V. Diului — Raionul Giurgiu	(31)
Oncești — Raionul Giurgiu	(31)
Crucea de Piatră — Raionul Giurgiu	(31)
Tangîrul — Raionul Giurgiu	(31)
Feteşti — Raionul Feteşti	(31)

Distribuţia geografică a acestor Proboscidieni fosili a constituit criteriul după care am trasat zona de tranziţie dintre Pietrişurile de Cîndeşti şi Stratele de Frăteşti (planşa I).

Din punct de vedere structural se remarcă o concordanţă deplină între panta morfologică a cîmpului înalt de la E de Desnăţui, care înclină spre Dunăre, cu înclinarea tot spre S a Stratelor de Frăteşti. Această concordanţă reiese din urmărirea stratelor menţionate în aflorimentele de pe versantul din dreapta Jiului, după direcţia: Leamna—Bucovăţ—Padea. Pe acest aliniament bancul de pietrişuri de la baza Stratelor de Frăteşti se găseşte la cote din ce în ce mai scoborîte, pe măsura deplasării spre sud, aproximativ după o inclinare echivalentă pantei morfologice a cîmpului înalt.

Astfel limita dintre Stratele de Frăteşti şi depozitele levantine a fost stabilită de noi în dreptul com. Bucovăţ, la cota +150 m, iar la Padea, la cota +100 m.

Pe interfluviul Jiu—Olt, W. H. LINDLEY (29) a executat între Cîrcea (Raionul Craiova) şi Cişmeaua Albă (Raionul Gura Jiului) un profil de foraje dirijat N—S, în scopul studierii apelor subterane, necesare alimentării oraşului Craiova. Forajele executate cu această ocazie au fost săpate pînă la marnele

Institutul Geologic al României

levantine care alcătuiesc patul bancului de pietrișuri și bolovănișuri acvifere ale Stratelor de Frătești. Limita dintre aceste depozite a fost întîlnită la Cîrcea, la cota +128 m, iar la Cișmeaua Albă, la cota +62 m. Pe baza datelor stabilite de acest autor se poate aprecia că Stratele de Frătești sînt înclinate de la N la S cu un unghi de 0°6'20", care are aproximativ aceeași valoare cu înclinarea pantei morfologice a interfluviului Jiu—Olt.

La marginea estică a interfluviului Jiu—Olt forajele executate după un profil N—S în punctele Caracal, Redea și Rotunda au arătat următoarele cote ale limitei dintre Stratele de Frătești și depozitele levantine: Caracal +103 m, Redea +78 m și Rotunda +63 m.

Pe versantul din stînga Oltului, patul Stratelor de Frătești urmărește în general cotele luncii Oltului, între Zănoaga (cota +60 m) și Uda Paciurea (cota +35 m).

Din cele expuse reiese că Stratele de Frătești din ținutul dintre Jiu și Olt înclină de la N la S. În aceeași regiune, depozitele pliocene înclină însă dela S la N, adică în sens invers decît cel al pantei reliefului (tabela 1). Aceste elemente pun în evidență existența unei discordanțe între depozitele pleistocen-inferioare și depozitele pliocene.

Din paralelizarea profilelor: Bucovăț—Padea, Cîrcea—Cișmeaua Albă, Caracal—Redea—Rotunda și Zănoaga—Uda Paciurea, se constată că Stratele de Frătești prezintă o ușoară afundare de la W la E, întocmai ca și depozitele pliocene (tabela 2). Panta W—E a Stratelor de Frătești a fost calculată pe baza datelor de foraj și corespunde unui unghi de 0°3'17".

În consecință trebuie să admitem că Stratele de Frătești sînt înclinate după un plan a cărui linie de cea mai mare pantă are direcția SE, echivalentă cu aceea a cîmpului înalt dintre Jiu și Olt.

b) *Pleistocenul mediu.* Depozitele care acoperă pietrișurile pleistocen-inferioare pe interfluviul Jiu—Olt au fost descrise pentru prima dată de Gh. Murgoci, I. P. Ionescu-Argetoaia și Em. Protopopescu-Pache (52).

În rezumat, s-a precizat că aici Cuaternarul ar fi reprezentat, începînd de la partea superioară, printr-un strat de lut roșcat. Acest depozit se prezintă uneori mai compact, alteori mai nisipos și în general cu concrețiuni calcaroase de diferite mărimi. Autorii au denumit acest depozit «terra rossa», a cărei genetică a fost pusă în legătură cu procese climatice. Sub stratul de terra rossa, după autorii menționați, ar urma un strat de depozite loessoide, nisipoase, care s-ar reduce din ce în ce ca grosime de la S la N. Autorii menționați mai precizează că, spre deosebire de depozitele superficiale de terra rossa, care au o dezvoltare continuă, depozitele loessoide ar fi absente în multe regiuni.

Cercetările noastre au confirmat observațiile referitoare la discontinuitatea nivelului de depozite loessoide. Totuși semnalăm că depozitele loessoide au o dezvoltare mai largă în sectoarele de E ale interfluviului Jiu—Olt.

Institutul Geologic al României

În ceea ce privește extensiunea orizontului de terra rossa, potrivit cercetărilor noastre se confirmă dispariția acestuia pe zona situată la N de linia ferată Craiova—Slatina. Limita sudică a acestui orizont este apreciată de autorii menționați ca fiind situată aproape de zona dunăreană. Noi precizăm că orizontul de terra rossa dispare la cca 10—15 km N de limita sudică a interfluviului Jiu—Olt. În zona meridională a acestui interfluviu apar nisipuri de dune, sub învelișul cărora se întîlnesc nisipuri fine și mijlocii, reprezentînd nivelele superioare ale Stratelor de Frătești.

Menționăm că orizontul de terra rossa prezintă către partea de E a interfluviului Jiu—Olt un caracter mai argilos, după cum rezultă din datele de foraj de la Redea și Rotunda. În partea de W a acestui interfluviu, forajele executate la Apele Vii și Celaru au dovedit predominarea exclusivă a unor nisipuri roșcate, cărămizii, uneori cu intercalații subțiri mai argiloase și cu concrețiuni calcaroase.

Depozitele de terra rossa sînt acoperite pe marginea de E a interfluviului Jiu—Olt, pe o bandă de 3—7 km lărgime, cu o manta de depozite prăfoase-nisipoase, galbene, de tip loessoid, care se subțiază treptat, dispărînd spre W.

Pe cîmpul din stînga Oltului, la Dăneasa, E. LITEANU a descris în acoperișul Stratelor de Frătești o succesiune de depozite, reprezentate la bază prin lehmuri cenușii-vinete, cu treceri laterale în marne cenușii, sau nisipuri argiloase, loessoide-gălbui, cu nivele de concrețiuni calcaroase, uneori groase pînă la 1 m. Acest nivel este acoperit de lehmuri roșcate-cărămizii, uneori cu intercalații de nisipuri prăfoase-loessoide, în care s-a găsit o lentilă de cinerit (sticlă vulcanică) (31). Succesiunea se încheie cu o pătură de nisipuri loessoide-prăfoase, gălbui, cu concrețiuni calcaroase. Orizontul constituit din lehmuri roșcate-cărămizii pare să reprezinte extensiunea spre E a depozitelor de terra rossa de pe interfluviul Jiu—Olt. În aval de Dăneasa, la Sprîncenata, structura cîmpului apare bine descoperită în malul Oltului. Descriem pentru acest punct profilul complet al aflorimentului, situat în malul stîng al Oltului.

Partea inferioară a taluzului este acoperită de deluvii groase, sub care se dezvoltă un depozit de nisipuri și pietrișuri reprezentînd nivelul inferior al Stratelor de Frătești. Din pietrișuri se ivesc numeroase izvoare care au ocazionat depunerea de tufuri calcaroase, mai însemnată în dreptul com. Beciu. Nisipurile cu pietrișuri sînt acoperite de nisipuri grăunțoase, cu pietrișuri mărunte în care s-au găsit numeroase forme rulate de *Psilunio* sp. (1 m grosime). În continuare urmează nisipuri mărunte și grăunțoase, gălbui, cu benzi ruginii, puțin coezive, cu stratificație încrucișată (4 m), care la partea superioară prezintă lentile de argile cenușii compacte cu numeroase crăpături (7 m) și care aparțin deasemenea Stratelor de Frătești. Stratele de Frătești se încheie cu un nisip mijlociu, necoeziv, cu paiete mari de mică, cenușiu cu benzi ruginii, cu stratificație încrucișată (2,50 m). Urmează nisipuri fine argiloase, galbene-roșcate, cu rare intercalații marnoase cenușii și cu numeroase concrețiuni calcaroase (3 m). În continuare nisipurile fine argiloase suportă un depozit de

Institutul Geologic al României

lehm nisipos, roșcat-cărămiziu, la bază cu concrețiuni calcaroase, care pare să alcătuiască un orizont continuu (10 m). Acest orizont poate fi urmărit în aflorimentele versantului din stînga Oltului dintre Dăneasa și Uda Paciurea, fiind uneori divizat în 2—3 benzi, prin intercalații subțiri de material mai gălbui, în general nisipos. Succesiunea depozitelor descrise se încheie printr-o pătură de nisipuri fine, prăfoase-loessoide, gălbui, macroporice, cu mulaje de rădăcini de plante și cu intercalații subțiri prăfoase-argiloase, de coloare gălbuie sau brună-cenușie (10 m).

În acoperișul Stratelor de Frătești nu s-au găsit resturi de Mamifere fosile care să permită stabilirea unei vîrste pe criterii paleontologice. Bazîndu-ne însă pe faptul că în acumulările teraselor superioare s-au găsit resturi de *Elephas (Mammonteus) primigenius*, formațiunile de pe interfluviul care acoperă Stratele de Frătești pot fi atribuite Pleistocenului mediu.

În ceea ce privește vîrsta depozitelor superficiale de tip loessoid, aceasta va putea fi lămurită numai după ce se va cunoaște tipul lor genetic de dezvoltare. Depozitele de tip loessoid ar putea fi eventual raportate unui interval stratigrafic mai larg, începînd de la finele Pleistocenului mediu pînă la baza Holocenului.

Din comparația structurii interfluviului Jiu — Olt cu structura interfluviului Olt — Călmățui, am stabilit mai înainte continuitatea stratelor de Frătești, semnalînd cu această ocazie lenta ridicare a acestora de la E spre W. Este probabil că această dispoziție de ridicare de la E la W să se mențină și pentru orizonturile mai noi decît Stratele de Frătești. Astfel, am semnalat că în interfluviul Olt — Călmățui sînt reprezentate două nivele litologice, cel superior, prin depozite loessoide, nisipoase, gălbui, și cel inferior prin lehmuri roșcate-cărămizii și prin nisipuri fine argiloase, gălbui-roșcate, la bază. La limita estică a interfluviului Jiu—Olt această dispoziție structurală se menține, cu observația că nivelul superior reprezentat prin depozite loessoide este foarte subțire.

Totodată am stabilit, pe baza forajelor menționate, că spre W depozitele loessoide dispar complet, astfel încît stratul superficial de pe interfluviul Jiu—Olt este reprezentat prin lehmuri roșcate.

Apariția la zi spre W a formațiunilor din ce în ce mai vechi, care iau parte la alcătuirea ținutului de cîmpie al Depresiunii Getice, este pusă în evidență prin dispariția treptată, începînd de la Olt spre W, a depozitelor loessoide, apoi a depozitelor de terra rossa și în continuare a depozitelor pleistocen-inferioare, precum și a depozitelor pliocen-superioare. Acest mod de distribuție trebuie pus în legătură cu acțiunea unor procese de eroziune care au avut loc începînd din Pleistocenul superior, probabil odată cu ridicarea treptată a părții de W a Depresiunii Getice.

c) *Pleistocenul superior*. Depozitele pleistocen-superioare sînt reprezentate în regiune prin acumulările teraselor superioare și înalte din bazinele hidrografice ale Jiului și Oltului.

Institutul Geologic al României

Din cercetările făcute în regiune, am stabilit existența a patru nivele de terasă:

Terasa înaltă (t_1) cu o altitudine relativă între 56—58 m.

Terasa superioară (t_2) cu o altitudine relativă între 36—39 m.

Terasa inferioară (t_3) cu o altitudine relativă între 18—21 m.

Terasa joasă (t_4) cu o altitudine relativă între 6—8 m.

Observăm că sistemul de terase al Jiului și Oltului se racordează cu sistemul de terase al Dunării.

Terasa înaltă (t_1) este săpată fie în depozite levantine, fie în depozite cuaternare vechi. Acumulările terasei înalte sînt reprezentate prin nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri, constituite din cuarțite, gnaise, micașisturi și mai rar gresii. Aceste acumulări au o grosime care variază între 4 și 8 m și sînt acoperite de depozite proluviale nisipoase-prăfoase, remaniate de pe cîmp prin acțiunea apelor de șiroire. În acumulările acestei terase din dreptul gării Drăgănești, s-au găsit lentile alcătuite dintr-un amestec de nisipuri mărunte cu material cineritic. Materialul cineritic este reprezentat predominant printr-o sticlă vulcanică sub formă de fragmente caracteristice, alungite, uneori filiforme, striate longitudinal și cu numeroase bule de aer. Analiza petrografică, executată în laboratorul Comitetului Geologic, a pus în evidență prin metoda imersiunii, următoarea compoziție chimică:

SiO_2	65,0%
Fe_2O_3	5,0%
CaO	3,5%
MgO	1,5%
K_2O	3,5%

Indicele de refracție — 1,515.

Potrivit acestei analize, materialul cineritic ar putea fi atribuit unei magme dacitice. Materialul aluvionar este reprezentat prin frecvente cristale de cuarț și sporadice granule de turmalin, zircon și granat.

Acumulările terasei superioare (t_2) prezintă aceeași alcătuire ca și acelea ale terasei înalte (t_1), cu o grosime de 3—6 m, de asemenea acoperite de depozite proluviale.

În ceea ce privește fauna recoltată pînă în prezent din aceste depozite fluviale, arătăm că s-a găsit în terasa înaltă din partea de N a orașului Slatina, un molar de *Elephas (Mammonteus) primigenius* BLUMB., cu frecvența lamelară 9. Acest molar se găsește în colecția Liceului de Băieți din Slatina.

În terasele înalte ale Jiului nu s-au semnalat pînă acum resturi de Mamifere fosile.

În terasa superioară din stînga Jiului, E. PATTE (56) citează la Dobrești—Căciulătești (Raionul Gura Jiului) un molar de *Elephas (Mammonteus) primigenius*, găsit de EM. PROTOPOPESCU-PACHE (60). E. PATTE a atribuit acest

Institutul Geologic al României

molar formei evoluate de *Elephas (Mammonteus) primigenius*, var. *sibiricus*. Acest Proboscidian caracterizează Würmianul, fapt confirmat și prin găsirea unor resturi de *Rhinoceros (Coelodonta) tichorhynus* și *Elephas (Mammonteus) primigenius* var. *sibiricus* (Muzeul Regional Craiova) în acumulările terasei superioare a Jiului, la Malu Mare (Raionul Craiova).

Pe baza acestei faune, noi raportăm terasa înaltă nivelului mediu al Pleistocenului superior, echivalent Riss-Würmianului, iar terasa superioară, Würmianului.

2. HOLOCENUL

Cele mai vechi depozite holocene sînt reprezentate prin acumulările teraselor inferioare (t_3) și joase (t_4).

Atît terasa inferioară (t_3) cît și terasa joasă (t_4) sînt săpate în depozite de fundament, pliocene sau cuaternare. Acumulările acestor terase sînt alcătuite din nisipuri cu pietrișuri cu o grosime de 3—5 m, peste care urmează depozite proluviale nisipoase, prăfoase, galben-roșcate, macroporice. Pînă în prezent nu s-au găsit resturi de Mamifere fosile, care să permită stabilirea vîrstei acestor terase pe baza unor criterii paleontologice certe. În raport cu succesiunea acestor trepte morfologice, noi am raportat terasa inferioară (t_3) bazei Holocenului inferior, iar terasa joasă (t_4) nivelului superior al Holocenului inferior.

În cadrul regiunii studiate, noi am găsit și alte depozite care ar putea să fie raportate bazei Holocenului inferior. Asemenea depozite sînt reprezentate prin acumulările terasei inferioare a Tesluiului, din dreptul satului Cezieni, în punctul Cita, unde aflorează nisipuri cenușii-alburii. Ele se pot urmări atît în amonte cît și în aval de Cezieni pe o distanță de cca 4—5 km și din care am recoltat următoarele forme:

Pisidium amnicum MÜLLER
Pisidium sp.
Sphaerium rivicola LEACH
Valvata (Cincinna) piscinalis MÜLLER
Valvata pulchella STUDER
Valvata naticina MENKE
Bithynia tentaculata LINNÉ
Gyraulus albus MÜLLER
Gyraulus sp.
Planorbis carinatus MÜLLER
Planorbis (Tropodiscus) umbilicatus MÜLLER
Planorbis sp.
Succinea (Amphibina) oblonga DRAPARNAUD
Succinea oblonga var. *elongata* BRAUN
Succinea pfeifferi ROSSMÄSSLER
Succinea sp.

Institutul Geologic al României

Pomatias conicus KLEIN
Pomatias elegans MÜLLER
Cochlicopa lubrica MÜLLER
Vallonia pulchella MÜLLER
Cepaea vindobonensis PFEIFFER
Chondrula (Chondrula) tridens MÜLLER
Oxichilus alliarius MÜLLER
Oxichilus celarrius MÜLLER
Clausilia sp.

În Holocenul superior am separat două nivele: nivelul inferior, reprezentat prin aluviunile vechi ale luncilor constituite din nisipuri cu pietrișuri, avînd o grosime de 3—5 m, și nivelul superior, reprezentat prin aluviunile actuale constituite din nisipuri, uneori fine prăfoase. Grosimea totală a acumulărilor aluvionare din lunci variază în cuprinsul regiunii studiate între 3—12 m.

Noi am atribuit Holocenului și dunele din partea de W a regiunii dintre Jiu și Olt. Aria de răspîndire a dunelor începe de la W de orașul Corabia, de unde ele acoperă terasele Dunării din acest sector. În stînga Jiului dunele acoperă terasele acestui rîu, extinzîndu-se și pe cîmpul înalt. Spre N, aria de răspîndire a dunelor se îngustează treptat, dispărînd la NW de Craiova.

Mare parte din dunele de pe marginea vestică a interfluviului Jiu—Olt au fost fixate prin culturi, în timp ce în zona de terase se constată prezența unor dune active.

În trecut, genetica acestor dune a fost pusă în legătură cu procesul de mobilizare a aluviunilor fine din regiunea de confluență a Jiului cu Dunărea. Considerăm că această explicație nu este satisfăcătoare, întrucît ea nu justifică absența dunelor de pe luncile regiunilor de confluență ale Oltului și ale Argeșului, care sînt mai largi și mai bogate în aluviuni decît lunca Jiului.

Pe de altă parte, absența proceselor eoliene actuale pe malurile Oltului, Vedei și ale Argeșului, care contrastează cu extensiunea dunelor de-a lungul Jiului pînă la distanțe foarte mari de confluența cu Dunărea, de altfel întocmai ca și dunele din dreapta Călmățuiului,[1]) ne permite să afirmăm că dezvoltarea unor atari procese eoliene din Cîmpia Romînă au fost de fapt determinate de particularitățile litologice ale depozitelor unor anumite regiuni. Într-adevăr, forajele executate în stînga Jiului și în dreapta Călmățuiului au întîlnit la mică adîncime bancuri de nisipuri, lipsite de coeziune, groase de 20—30 m. Aceste nisipuri au fost descoperite prin eroziunea păturii superficiale, fiind astfel mobilizate de acțiunea eoliană și transportate lateral la distanțe relativ mici.

Prin săparea teraselor Dunării și ale Jiului au fost dezvelite nisipurile care alcătuiesc nivelul superior al Stratelor de Frătești, creindu-se condițiile generării dunelor din zona dunăreană și de-a lungul marginii vestice a interfluviului Jiu—Olt.

[1]) Ne referim la Călmățuiul dintre R. Ialomița și Buzău.

Institutul Geologic al României

CONCLUZII

1. În Cîmpia meridională getică, cuprinsă între interfluviile Desnățui—Jiu și Olt—Călmățui, am stabilit existența formațiunilor geologice începînd de la Sarmațian pînă la Cuaternar.

2. Formațiunile ante-cuaternare reprezintă în regiunea studiată flancul sudic al unui vast bazin de subsidență.

3. Depozitele pleistocen-inferioare au fost separate pe bază de criterii paleontologice în două orizonturi:

Pietrișurile de Cîndești, atribuite Haprovianului, după V. I. GROMOV, sau Villafranchianului, după E. HAUG;

Stratele de Frătești, raportate Tamanianului, după V. I. GROMOV, sau Saint-Prestianului, după E. HAUG.

Depozitele psefito-psamitice care reprezintă aceste orizonturi sînt în discordanță cu depozitele levantine din Cîmpia Getică meridională.

4. Discordanța dintre depozitele levantine și depozitele pleistocen-inferioare marchează încetarea la finele Pliocenului a procesului de subsidență în regiunea studiată de noi.

5. Începînd de la finele Pleistocenului mediu se manifestă o ridicare regională a părții vestice a Cîmpiei Getice, concomitent cu o scoborîre a zonei de la limita de Est a acestei cîmpii.

Aceste procese sînt puse în evidență prin afundarea spre E a depozitelor pliocene și pleistocen-inferioare, caracter care se reflectă și în morfologia acestei unități structurale.

Primit: februarie 1955.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Andrusov N. Einige Bemerkungen über gegenseitige Verhältnisse der jungtertiären Ablagerungen Russlands, Rumäniens und Oesterr.-Ungarns 1896.
2. Athanasiu Sava. Mamiferele terțiare din Romînia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I (pag. 129–214). București, 1907.
3. — Contribuții la studiul faunei terțiare de mamifere din Romînia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. II, pag. 379–434. 1908.
4. — Elephas planifrons Falconer dans le Pliocène supérieur de Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI, pag. 185–190. București, 1926.
5. — Cîteva observații relative la deplasarea spre Sud a cursului Dunării. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV (1925–1926). București, 1930.
6. Barbu I. Z. Catalogul vertebratelor fosile din Romînia. *Acad. Rom. Mem. Secț. Științif.* S. III, T. VII. București, 1931.
7. Beregov R. Pliocenul din districtul Lom. *St. Boncev, Mélanges.* Sofia, 1940.
8. Bielz A. E. Die Jungtertiären Schichten nächst Krajowa in der Walachei. *Verh. Mit. d Siebenb. Ver. f. Naturwiss. XV*, Sibiu, 1864.
9. Cobălcescu Gr. Studii geologice și paleontologice asupra unor tărâmuri terțiare din unele părți ale Romîniei. *Mem. Geol. Sc. Milit. Iași.* București, 1883.
10. Cvijic S. Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores. *Pet. Mitt.*, Erghft. Nr. 160. Gotha, 1908.
11. Demetrescu Aldem. Al. Die untere Donau zwischen T. Severin und Brăila. Berlin, 1911.
12. — Adevărata problemă a Cîmpiei Romîne. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI (1914–1915). București, 1923.
13. Drăghiceanu M. Studii asupra hidrologiei subterane din Oltenia. București, 1905.
14. Foetterle F. Die Gegend zwischen Turnu Severin, Tîrgu Jiului und Krajowa in der kleinen Walachei. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* Wien, 1870.
15. Fontannes F. Contributions à la faune malacologique des terrains néogènes de la Roumanie. *Arch. du Mus. d'Hist. Nat. de Lyon.* T. IV, 1886.
16. Gromov V. I. Despre limita dintre Terțiar și Cuaternar la al XVIII-lea Congres geologic internațional din anul 1948. *Bul. Com. pentru studiul Cuaternarului. Acad. U.R.S.S.* Nr. 15 din 1950.
17. — Problema limitei dintre Terțiar și Cuaternar. *Bul. Com. pt. studiul Cuaternarului. Acad. U.R.S.S.* Nr. 15 din 1950.
18. — Despre limita inferioară a Cuaternarului. *Bul. Com. pt. studiul Cuaternarului Acad. U.R.S.S.* Nr. 16 din 1951.
19. Iacovlev S. A. Despre limita dintre Pliocen și Pleistocen în partea europeană a U.R.S.S. *Bul. Com. pt. studiul Cuaternarului Acad. U.R.S.S.* Nr. 16 din 1950.

Institutul Geologic al României

20. Ionescu-Argetoaia I. P. Basinul pliocenic din Depresiunea Getică şi legăturile acestuia cu bazinele învecinate. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI (1914—1915). Bucureşti, 1923.
21. — Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII (pag. 300—321). Bucureşti, 1918.
22. — Contribuţiuni la studiul faunei de molusce pliocene din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII. Bucureşti, 1918.
23. Ionescu-Balea M. St. Les dunes de l'Olténie. *Revue de Géogr.* Paris, 1923.
24. Jaranoff D. La Péninsule Balcanique pendant le Quaternaire. Din *St. Boncev. Mélanges.* Sofia, 1940.
25. Jijcenco B. P. Despre limita dintre depozitele terţiare şi cuaternare din regiunile Euxino-Caspice. *Bul. Com. pt. studiul Cuaternarului Acad. U.R.S.S.* Nr. din 16/1951.
26. Kolesnikov V. P. Paläontologie der U.R.S.S. 2 (pag. 347—393). Leningrad, 1935 .
27. Laskarew W. Die Fauna der Buglowa-Schichten in Volhynien. *Mém. du Comité Géol. Russie,* 1903.
28. Lindley W. H. Raport explicativ la studiile şi proiectul general al alimentării oraşului Craiova cu apă. Nr. 63.300 din 14/27 ianuarie 1903. Craiova, 1903.
29. — Raport explicativ la proiectul general al alimentării oraşului Craiova cu apă din izvorul Runcu (pag. 1—22). Nr. 67.950 din 11 iunie 1904. Craiova, 1904.
30. Liteanu E. Geologia zonei oraşului Bucureşti. *Studii Tehnice şi Economice,* Seria E. Nr. 1 (Hidrogeologie), pag. 1—73. Bucureşti, 1952.
31. — Geologia ţinutului de Cîmpie din basinul inferior al Argeşului şi a teraselor Dunării. *Studii Tehnice şi Economice,* Seria E, Nr. 2 (Hidrogeologie), pag. 1—73, Bucureşti, 1953.
32. — Procese morfologice holocene în basinul inferior al Argeşului. *Studii Tehnice şi Economice,* Seria E, Nr. 2 (Hidrogeologie), pag. 73—97. Bucureşti, 1953.
33. — Fauna dacianã de la Zăvalu. *Buletinul ştiinţific al Academiei R.P.R.* Tom. VII Nr. 3. Bucureşti, 1955.
34. — Cîteva observaţii asupra geologiei împrejurimilor localităţii Islaz. *Comunicările Academiei R.P.R.* Tom. V, Nr. 10. 1955.
35. Macarovici N. Les Mactres sarmatiques de l'Est et du Sud de la Roumanie. *An. Sc. de l'Univ. de Iassy,* XXI. 1935.
36. — Recherches géologiques et paléontologiques dans la Bessarabie méridionale. *An. Sc. de l'Univ. de Jassy,* XXXI. 1940.
37. Macovei G. Cîteva observaţiuni asupra hidrogeologiei subterane a Dobrogei de Sud. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. Bucureşti, 1912.
38. Martonne Em. de. Sur les mouvements du sol et la formation des vallées en Valachie. *C. R. Acad. des Sc.* Paris, 1901.
39. — Remarques sur le climat de la période glaciaire dans les Karpathes méridionales. *Bull. Soc. Géol. Fr.,* 4-ème série, T. II. 1902.
40. — La Valachie. Paris, 1902.
41. — Sur les terrasses des rivières karpathiques en Roumanie. *C. R. Acad. Paris,* 1904.
42. — Remarques à propos des observations sur le défilé des Portes de Fer et sur le cours inférieur du Danube, par R. Sevastos. *Bull. Soc. Géol. France.* 4-ème série, Tome IV. Paris, 1905.
43. Mavlianov G. A. Răspîndirea tipurilor genetice de loess şi tasabilitatea lor. Lucrările laboratorului de Hidrogeologie de pe lîngă Academia de Ştiinţe U.R.S.S. Moscova, 1950.
44. Mrazek L. şi Teisseyre W. Esquisse tectonique de la Roumanie. 1907.

Institutul Geologic al României

45. Muratov M. V. Istoria basinului Mării Negre în legătură cu dezvoltarea regiunilor înconjurătoare. *B. Mosc. ob. isp. prisodi. ot. geol.* Nr. 1, 1951.
46. Murgeanu Gh. Ridicări geologice între Valea Ialomiței și Valea Bărbulețului. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XV (1926—1927). București, 1930.
47. Murgoci Gh. Terțiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I (pag. 1—109). București, 1907.
48. — La plaine roumaine et la Balta du Danube. (pag. 1—25). București, 1907.
49. — The climate in Roumania and vicinity in the late quaternary times. Postglaciale Klimaveränderung. *Compte Rendu du XI-e Congr. intern. de Géol.* Stockholm, 1910.
50. — Discuții la comunicarea Aldem: Adevărata problemă a Cîmpiei Romîne. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI (1914—1915). București, 1923.
51. — Protopopescu-Pache E. și Enculescu P. Raport asupra lucrărilor făcute de secția agrogeologică în anul 1906—1907. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I. București, 1907.
52. — Protopopescu-Pache E. și Ionescu-Argetoaia I. P. Cuaternarul din Oltenia. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI (pag. 30—31). București, 1915.
53. Nicolaev N. I. Despre limita inferioară a Cuaternarului după datele analizei neotectonicei. *Bul. Com. pt. studiul Cuaternarului. Acad. U.R.S.S.* Nr. 15 din 1950.
54. Oncescu N. și Joja T. Observații asupra stratigrafiei Pliocenului superior dintre Valea Dunării și Valea Jiului. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXV (1945—1948). pag. 9—15 București, 1952.
55. — Motaș I., Dragoș V. Cercetări geologice în Platforma Cotmeana. Rap. Comit. Geol. 1950.
56. Patte Etienne. Sur les Eléphants fossiles de la Roumanie. *Ac. Rom. Secț. Științ.* Seria III, T. XI (pag. 1—24). 1936.
57. Petrbok S. Zur Kenntnis der quaternären und rezenten Mollusken von Bessarabien und Galatz. *Arhiv. für Molluskenkunde LXII.* 1930.
58. Popescu-Voițești I. Evoluția geologică-paleontologică a pămîntului romînesc. *Rev. Muz. geologic-mineralogic al Univ. Cluj.* 1936.
59. Porumbaru R. Étude géologique des environs de Craiova, parcours Boucovăț—Cretzești (pag. 1—13). Paris, 1881.
60. Protopopescu-Pache E. Găsirea unui craniu de Elephas primigenius în terasa Jiului, *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. II, pag. 86—87. București, 1911.
61. Schüller I. Reise in die Moldau und Walachei. *N. Jahrb. f. Min.* 1836.
62. Sevastos R. Les terrasses du Danube et du Sereth. L'âge du défilé des Portes de Fer. *Bull. Soc. Géol. France.* 4-ème série, Tome III. Paris, 1903.
63. — Observations sur le défilé des Portes de Fer et sur le cours inférieur du Danube. *Bull. Soc. Géol. France,* 4-ème série, Tome IV. Paris, 1904.
64. — Istoria văii Dunării. *Arhiva Soc. lit. științif.* Iași, 1905.
65. — Contribuțiuni la studiul Gasteropodelor pleistocene. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. 1910.
66. Sinzow I. Ueber die paleont. Beziehung der neurussischen Neogenablagerungen zu den gleichen Schichten Oesterr.-Ungarns und Rumäniens. *Zap. Nov. Obst. Estestoviat.* T. XXI. Odessa, 1896.
67. Ștefănescu Gr. Sur le terrain quaternaire de la Roumanie et sur quelques ossements de mamifères tertiaires et quaternaires du même pays. *Bull. Soc. Géol. France.* T. I. Paris, 1873.
68. — La découverte d'une machoire de chameau fossile près de Slatina. *An. Acad. Rom.* XI-ème série, 2-ème partie. București, 1879.

Institutul Geologic al României

69. Ştefănescu Sabba. Studiu geologic asupra împrejurimilor Craiovei. *Rev. ştiinţif.* Seria II, Vol. II, Nr. 13 Bucureşti, 1881.
70. — Memoriu relativ la geologia jud. Dolj. *An. bir. geol.* An. 1882—83, nr. 4. Bucureşti, 1889.
71. — Études sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contributions à l'étude des faunes sarmatiques, pontiques et lévantines. *Mém. Soc. Géol. France*, nr. 15. Paris, 1896.
72. — Études sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contributions à l'étude stratigraphique (pag. 124—178). Lille, 1897.
73. Vâlsan G. Sur l'évolution de la Plaine roumaine entre les rivières Olt et Argeş. *C. R. de l'Acad. des Sciences.* T. 127. Paris, 1913.
74. — Remarques sur les terrasses de la plaine roumaine orientale. *C. R. de l'Acad. des Sciences.* T. 157. Paris, 1913.
75. — Sur la morphologie de l'Olténie. *C. R. du groupe d'études géographiques de la Sorbonne.* Séance 12. Mars 1914.
76. — Urmele unei falii în Cîmpia Romînă. *Anuarul de Geogr. şi Antropogeogr.* Bucureşti, 1914—1915.
77. — Cîmpia Romînă. *Bul. Soc. Rom. Geogr.* Vol. 36. Bucureşti, 1916.
78. — Asupra trecerii Dunării prin Porţile de Fier. *An. Ac. Rom. Mem. Secţ. Şt.* Ser. II, Vol. XXXVIII (1915—1916). Bucureşti, 1916.
79. — Influenţe climatice în morfologia Cîmpiei romîne. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII (1915—1916). Bucureşti, 1917.
80. Wenz W. Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete, pag. 9—11. Frankfurt a/M. 1942.

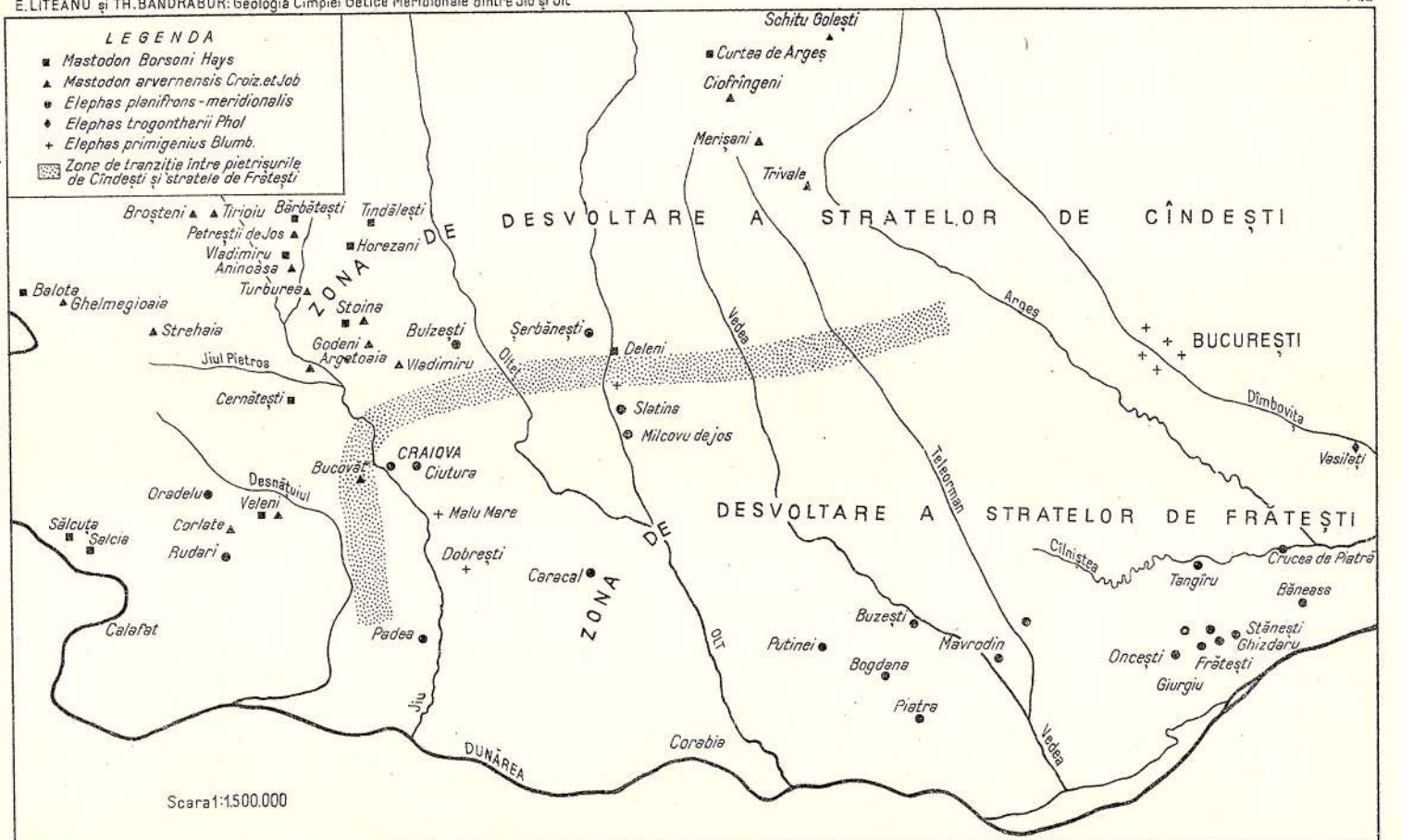
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

DISTRIBUȚIA PROBOSCIDIENILOR FOSILI IN PARTEA VESTICĂ A CÎMPIEI ROMÎNE

E. LITEANU și TH. BANDRABUR: Geologia Cîmpiei Getice Meridionale dintre Jiu și Olt

Pl. I



Imprim. atel. Comit. Geol.

Institutul Geologic al României

SCHIȚA GEOLOGICĂ A CÎMPIEI GETICE MERIDIONALE DINTRE JIU ȘI OLT

SCARA 0 5 10 15km

SLATINA
Prooroci
Stejarul
Piatra Olt
Oltet
Malul Roșu
Viișoara
Drăgănești
Băneasa
Zănoaga
Sprîncenata
Beciu
Uda Paciurea
Vedea
Călmățui
Călmățui
Olt
Stoenești
Gostavățu
CRAIOVA
Leamna
Bucovățu
Circea
Malu mare
Leu
Bîzdîna
Segarcea
Padea
V. Stanciului
Jiu
Gîngiova
Zăvalu
Comoșteni
Apele Vii
Celaru
Dobrești
Căciulătești
Bechetu
Tesluiu
Coriătești
Cezieni
Hotărani
CARACAL
Redea
Rotunda
CORABIA
Moldoveni
TURNU MĂGURELE
Islaz
DUNĂREA

LEGENDA

- Dune active și consolidate
- Lunca { Holocen superior q_5^2 / Holocen superior q_4^2
- Terasă joasă (t_4) Holocen inferior q_4^2
- Terasă inferioară (t_3) Holocen inferior q_4^1
- Terasă superioară (t_2) Pleistocen superior q_3^3
- Terasă înaltă (t_1) Pleistocen superior q_3^2
- Cîmpul dela E. de Olt, Pleistocen superior q_3^1
- Cîmpul dintre Olt și Jiu, Pleistocen superior q_3^1
- Cîmpul dela V. de Jiu, Pleistocen superior q_2-q_3
- Strate de Frătești, Pleistocen inferior q_1
- Levantin p_4
- Dacian p_3

Imprim. atel. Comit. Geol.

Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PETROGRAFIC AL APȚIANULUI DIN DOBROGEA

DE

MIRCEA CHIRIAC

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	242
Relațiile stratigrafice ale Apțianului	243
Faciesurile Apțianului	244
Descrierea profilelor geologice	245
Studiul fiziografic al nisipurilor	253
Studiul mineralogic al nisipurilor	255
1. Fragmente de roce	255
2. Mineralele fracțiunii ușoare	255
Cuarț	255
Feldspați	256
Mice	256
3. Mineralele grele	256
a) Minerale opace	256
Limonit	256
Hematit	257
Magnetit	257
Leucoxen	257
b) Minerale transparente	257
Zircon	257
Turmalină	257
Rutil	258
Granat	258
Disten	258
Epidot	259
Staurolit	259
Anatas	259
Apatit	259
Sfen	259

Institutul Geologic al României

Pag.

Hornblendă 259
Corindon 259
Brookit 259
4. Repartizarea și diferențierea pe orizontală a mineralelor grele 260
Considerații paleogeografice 263
Concluzii 264
Bibliografie 265

INTRODUCERE

Pentru lămurirea unor probleme de sedimentogeneză, pentru descifrarea faciesurilor și valorificarea economică a unor zăcăminte din Cretacicul Dobrogei de S am considerat necesară abordarea unor studii de petrografie care să completeze rezultatele stratigrafice și paleontologice obținute pînă în prezent în această regiune.

Regiunea studiată are ca limită vestică Dunărea. La E ea se întinde pînă la satele Castelu și Cuza-Vodă, la N pînă la o linie care unește marginea meridională a lacurilor Purcărești, Ramadan, Țibrinu cu satele Mircea-Vodă, Satul Nou și Cuza-Vodă, iar la S pînă la o linie care pleacă de la satul Cochirleni și trece pe la S de Medgidia pînă la Castelu (fig. 1).

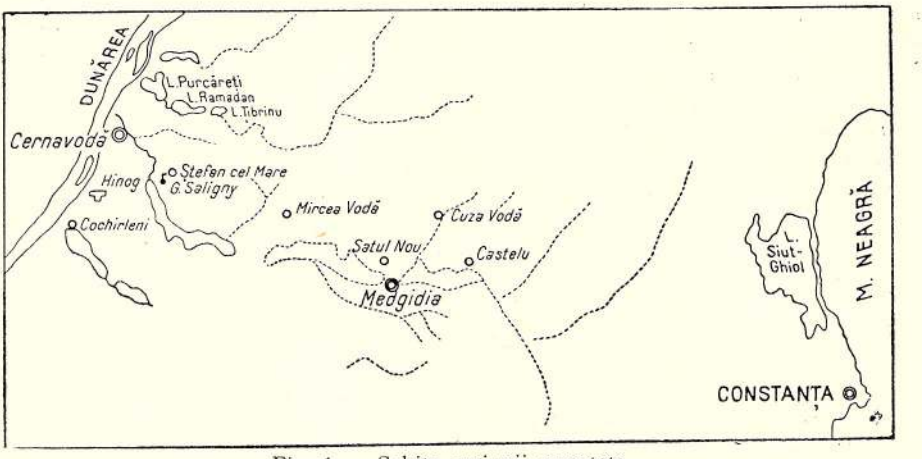


Fig. 1. — Schița regiunii cercetate.

În 1951 am examinat și ridicat o serie de profile în depozitele cretacice din această regiune, colectînd un material relativ bogat în vederea analizei litologice.

Din seria depozitelor cretacice cercetate am început studiul mineralelor grele din nisipurile aptiene, plecînd de la următoarele considerații:

1. O mare parte dintre sedimentele aparținînd acestui etaj fiind lipsite de fosile, aplicarea metodei menționate permite corelații, orizontări, considerații paleogeografice, precum și stabilirea genezei acestor depozite.

Institutul Geologic al României

2. Începînd din Cretacicul inferior, Apțianul este primul etaj ale cărui roce se pretează mai bine unui astfel de studiu.

3. În sfîrșit, Apțianul prezintă cele mai accentuate variații de facies din toată seria cretacică.

Studiul stratigrafic al Apțianului cît și al celorlalte etaje ale Cretacicului a fost făcut de prof. G. MACOVEI și publicat în mai multe lucrări (1911, 1917, 1934); acestea ne-au servit de bază pentru cercetările stratigrafice, paleontologice și petrografice. Lucrările anterioare ale lui K. PETERS (1867), V. ANASTASIU (1898), V. PAQUIER (1901), FR. TOULA (1904), I. SIMIONESCU (1906, 1913, 1926) și R. PASCU (1910) au un caracter mai general sau numai de observații locale.

În Dobrogea depozitele aparținînd Apțianului se dezvoltă spre N pînă la o linie care pleacă de pe malul drept al Dunării la S de Topalu, trece pe la Băltăgești, Dorobanțu, N. Bălcescu, M. Kogălniceanu și ajunge lîngă lacul Siutghiol la Ovidiu. Spre S, acestea se întind cu mult dincolo de frontieră, în Republica Populară Bulgaria.

După modul în care sînt răspîndite depozitele apțiene în regiune, acestea apar cantonate în trei zone:

1. Zona de la N de V. Carasu,
2. Zona Văii Carasu,
3. Zona de la S de V. Carasu.

1. Zona de la N de V. Carasu cuprinde ivirile depozitelor apțiene de pe V. Stupinei, malul drept al Dunării dintre V. Stupinei și satul Dunărea (Boasgic), V. Boasgicului, V. Siliștea, versantul sudic al lacurilor Purcăreți, Ramadan, Țibrinu și în continuare pe V. Defcei pînă aproape de satul N. Bălcescu, V. Tortomanului pînă aproape de Dorobanțu, V. Cesmelei, V. Celibichioi între Mircea-Vodă și Satul Nou, V. Docuzol — Agi Cabul pînă la S de M. Kogălniceanu, V. Castelu, V. Caratai și V. Nazarcea lîngă satul Galeșu.

2. Zona Văii Carasu include aflorimentele localizate atît pe versantul sudic al acestei văi (D. Castelu, între Medgidia și Remus Opreanu, în dreptul satului Saligny, debleul C.F.R. lîngă Cernavoda), cît și pe versantul ei nordic (între satul Saligny și cariera „Ilie Barză" de la confluența Văii Cesmelei cu V. Carasu).

3. Zona de la S de V. Carasu cuprinde ivirile din malul drept al Dunării dintre Cernavodă—Hinog—Cochirleni, Valea Mare de lîngă Medgidia, versantul nordic al Văii Baciului lîngă satul Hațeg, versantul sudic al aceleiași văi lîngă Balta Baciului.

RELAȚIILE STRATIGRAFICE ALE APȚIANULUI

Pe cea mai mare parte a suprafeței Dobrogei de S depozitele apțiene sînt depuse peste calcarele barremiene, cum este cazul la Cernavodă, Saligny, W și S de Medgidia, Balta Baciului, Hațeg, etc. Alteori fundamentul acestei formațiuni îl constituie Jurasicul superior, ca pe V. Stupinei, V. Boasgicului, lîngă satul

Institutul Geologic al României

Dorobanțu, pe V. Dropiei lîngă satul N. Bălcescu, V. Agi Cabul lîngă satul M. Kogălniceanu, sau șisturile verzi, cum este pe V. Carierei lîngă Ovidiu.

Acoperișul depozitelor apțiene îl formează fie Albianul (Hinog, Ștefan cel Mare, W și E de Cuza-Vodă, lîngă Mircea-Vodă, pe mici porțiuni la Gherghina, Țibrinu, V. Ceșmelei, W de Medgidia, Valea Mare, Balta Baciului lîngă Hațeg etc.), fie Cenomanianul (V. Carierei de lîngă Ovidiu), fie Senonianul (Galeșu, V. Caratai, Caragea Dermen, V. Horoslaru, D. Castelu, în forajele de la Constanța, Vasile Roaită, Eforie, etc.) sau Tortonianul (V. Tortomanului), Sarmațianul (V. Celibichioi, V. Defcei, V. Caratai, etc.) sau direct loessul (Cernavodă—Hinog, V. Stupinei, V. Boasgicului, V. Siliștea, Dorobanțu, Saligny, N. Bălcescu, M. Kogălniceanu, în parte pe V. Ceșmelei, V. Agi Cabul între Medgidia și Cuza-Vodă, etc.).

Uneori se constată lipsa depozitelor apțiene, ca la Medgidia, Mircea-Vodă, Remus Opreanu, afluenții văii Peștera, Șipote, etc., unde calcarele barremiene sînt acoperite într-o ușoară discordanță de depozitele albiene.

V. ANASTASIU (1) consideră ca apțiene atît depozitele apțiene propriu-zise cît și cele albiene care aflorează în malul drept al Dunării între Cernavodă și Rasova. Deasemenea el atribuie vîrsta apțiană nisipurilor și gresiilor glauconitice albiene de la Mircea-Vodă. Prof. G. MACOVEI (23) este acela care delimitează pentru prima oară depozitele apțiene din Dobrogea de S pe baze paleontologice, arătînd totodată individualitatea petrografică, poziția stratigrafică și faciesurile acestei formațiuni.

Acest autor determină din sedimentele aparținînd faciesului marin al Apțianului o faună caracteristică cuprinzînd între altele (25):

Orbitolina discoidea GRASS.
Orbitolina conoidea GRASS.
Rhynchonella gibbsiana SOW.
Rhynchonella depressa SOW.
Exogyra conica SOW.
Exogyra tuberculifera KOCH și DUNK.
Toucasia carinata MATH.
Acanthoplites nolani SEUN.

FACIESURILE APȚIANULUI

După prof. G. MACOVEI (23), în Dobrogea de S a existat o fază de sedimentare continuă care a început cu Jurasicul superior și a durat pînă la sfîrșitul Barremianului. În Apțianul inferior are loc o exondare în timpul căreia depozitele mai vechi au fost expuse eroziunii și alterației atmosferice care a dus la formarea unui relief pe suprafața calcarelor barremiene (Cernavodă, Mircea-Vodă). Această fază continentală durează, pentru cea mai mare parte a Dobrogei de S, pînă la

Institutul Geologic al României

sfîrșitul Apțianului. Din cercetările noastre rezultă că pentru regiunea cuprinsă între satul Dunărea, V. Tortomanului, lacul Țibrinu, Saligny, Hinog, Balta Baciului, etc., perioada continentală este întreruptă, probabil în Bedoulianul superior — Gargasianul inferior, de invadarea mării, cînd se depun aici sedimente marine, pentru ca, spre sfîrșitul Apțianului să se producă din nou o exondare, avînd ca urmare revenirea regimului continental-lacustru. În felul acesta, depozitele marine apar ca o intercalație lentiliformă în seria continental-lacustră a Apțianului dobrogean.

Deosebim deci în Apțianul Dobrogei de S două faciesuri: unul marin și altul continental-lacustru.

a) *Faciesul marin.* Faciesul marin este reprezentat prin roce foarte variate: calcare, marno-calcare, marne, argile, nisipuri, etc. Din studiul faunei și al rocelor se deduce că marea în care s-au depus aceste sedimente era puțin adîncă, predominînd faciesul neritic-litoral. Temperatura apei permitea dezvoltarea unei faune abundente de Rudiști, Corali, Echinoderme, etc.

Aportul de material detritic terrigen era frecvent și abundent, ca dovadă că unele depozite calcaroase includ în masa lor mult material detritic, iar trunchiurile de arbori întîlnite în nisipurile marine de la Ramadan, arată că țărmul nu era prea departe.

b) *Faciesul continental-lacustru.* Faciesul continental-lacustru s-a instalat în toată Dobrogea de S chiar de la începutul Apțianului, fiind întrerupt numai în regiunea Dunărea—Tortoman—Saligny—Hinog—Balta Baciului de invadarea temporară a mării. În acest timp s-a instalat o rețea hidrografică cu rîuri care, în regiunea studiată, veneau dinspre N sau NE. Aceste rîuri au depus nisipurile și pietrișurile cu stratificație încrucișată. Trebuie să fi existat o serie de lacuri, bălți, smîrcuri, în care s-au sedimentat argilele caolinice provenite probabil din remanierea unor caolinuri preexistente din Dobrogea de N, sau din descompunerea materialului feldspatic adus de rîuri.

DESCRIEREA PROFILELOR GEOLOGICE

Pentru întocmirea prezentului studiu de minerale grele din Apțian au fost ridicate și analizate nouă profile ce sînt reproduse mai jos. Probele de roce dure din aceste profile au fost studiate în secțiuni subțiri, iar unele orizonturi au fost analizate și din punct de vedere micropaleontologic.

a) *Apțianul dintre Cernavodă—Saligny—Hinog.* Orizontul inferior al Apțianului dintre Cernavodă și Saligny, gros de 3,50 m, este constituit în bază din pietriș silicios care trece în partea superioară într-un nisip mediu și mare cu

Institutul Geologic al României

pietriș (fig. 2, oriz. 5). Acest orizont este suportat aici, ca și la Hinog, de calcare barremiene, a căror suprafață, erodată neregulat, prezintă denivelări mai mult sau mai puțin pronunțate, colmatate cu pietrișuri. Urmărind succesiunea depozitelor apțiene care apar în malul drept al Dunării între Cernavodă și Hinog, se constată următoarele: în profilul dintre Cernavodă și Saligny, în orizontul bazal al acestei formațiuni cantitatea de pietrișuri descrește treptat, cu cît ne deplasăm spre Hinog, crescînd în aceiași măsură cantitatea de nisipuri medii și mari(fig. 3, oriz. 1).

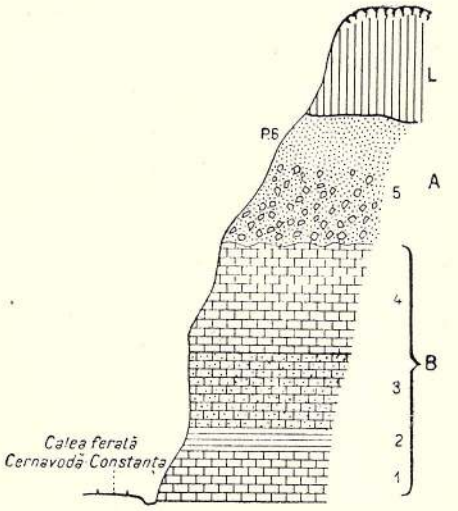


Fig. 2. — Profil prin versantul sudic al Văii Carasu, între Cernavodă și Saligny.
Scara 1:200

B. Barremian; 1, calcar marnos fosilifer gălbui; 2, argilă marnoasă verzuie; 3, calcar nisipos gălbui; 4, calcar oolitic gălbui fosilifer; A. Apțian; 5, pietriș în bază, trecînd pe verticală în nisip mediu și mare cu pietriș; L, loess; P. 6, numărul probei analizate.

Acest orizont suportă, la Hinog, o marnă albăstruie de 4 m grosime (fig. 3, oriz. 2). Peste aceasta urmează un marno-calcar alb cu nuanță gălbuie, de cca 1 m grosime, suportînd un orizont calcaros, foarte fosilifer, din care prof. G. MACOVEI menționează formele: *Serpula socialis* GOLDF., *Waldheimia* cf. *montmoulini* PICT., *Exogyra conica* SOW., *Exogyra tuberculifera* KOCH și DUNK., *Harpagodes pelagi* BRONGN. Acest calcar este acoperit la rîndul său de o argilă cafenie-verzuie (fig. 3, oriz. 4), compactă, cu următoarea microfaună: *Nodosaria* sp., *Rhabdamina* sp., resturi de Echinoderme (plăci și radiole).

Peste aceasta urmează o marnă fosiliferă din care prof. G. MACOVEI a determinat (fig. 3, oriz. 5):

Orbitolina discoidea GRASS.
Orbitolina conoidea GRASS.
Terebratula sella SOW.
Pecten atavus ROM.
Exogyra conica SOW.
Arca (Barbatia) aptiensis PICT. et CAMP.
Astarte subcostata D'ORB.
Cypricardia nucleus COQ.
Panopea gurgitis BRONGN.
Natica sp.
Harpagodes pelagi BRONGN.

Institutul Geologic al României

Această marnă conține și o bogată microfaună, reprezentată prin Foraminifere, Ostracode (circa 85%), spicule de Spongieri și radiole de Echinoderme.

Menționăm din primele două grupe, următoarele forme:

Foraminifere

Anomalina sp.
Planulina sp.

Ostracode

Cytherella sp.
Bairdia sp.
Bairdia simplex
Cytheropteron sp.
Cythere sp.
Cythere scutigera

În afară de orizonturile descrise în profilul ridicat de noi la Hinog, Apțianul mai cuprinde aici, după prof. G. Macovei, încă două orizonturi, superioare marnei cu Orbitoline și anume: un orizont de nisipuri silicioase cu stratificație încrucișată și argile caolinice multicolore (orizontul *e* din profilul dintre Cernavodă și Axiopolis) și un orizont calcaros atribuit tot Apțianului, din care autorul citează:

Exogyra conica Sow.
Rhynchonella gibbsiana Sow.
Rhynchonella depressa Sow.
Acanthoplites nolani Seun.

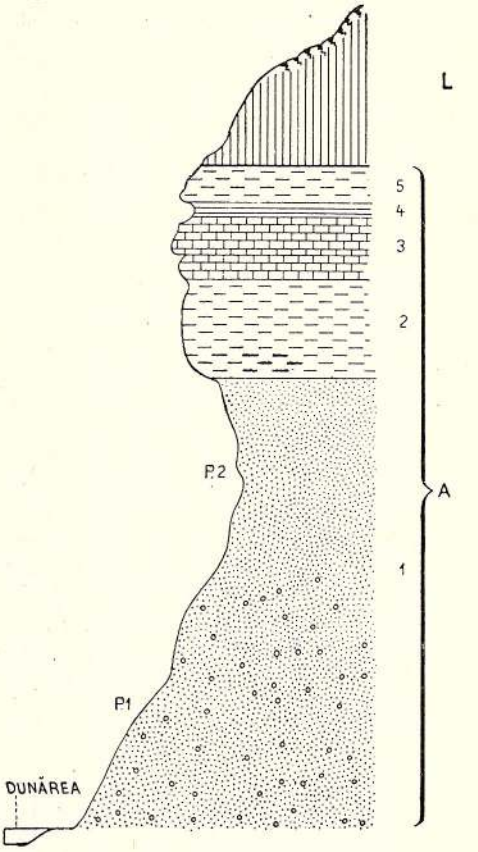


Fig. 3. — Profil prin malul drept al Dunării, la Hinog.
Scara 1:300

A, Apțian; 1, pietriș cu nisip silicios mediu și mare; 2, marnă albastră-verzuie; 3, calcar marnos fosilifer; 4, argilă cafenie-verzuie; 5, marnă cu Orbitoline și Ostracode; L, loess; P_1, P_2, numărul probelor analizate.

b) *Apțianul de pe malul sudic al lacurilor Purcăreți, Ramadan, Țibrinu.* În versantul sudic al acestor lacuri (Purcăreți, Ramadan, Țibrinu), Apțianul apare aproape continuu, fiind reprezentat atît prin faciesul său marin cît și prin cel continental. Din depozitele marine ale acestei formațiuni au fost colectate probe mai ales de nisipuri, pentru a se putea stabili asociația de minerale grele, pentru a face apoi comparație cu cele din formațiunile faciesului continental.

În profilul ridicat în versantul sudic al lacului Ramadan, se observă că orizontul inferior este constituit dintr-o marnă calcaroasă friabilă, cu numeroase Orbitoline care, sub microscop, prezintă și numeroși spiculi de Spongieri și

Institutul Geologic al României

fragmente de Lamellibranchiate (fig. 4, *a.*); peste aceasta urmează o gresie friabilă calcaroasă, de 1,35 m grosime, conținînd numeroase Orbitoline (*b*). Gresia suportă nisipuri fine silicioase de coloare galbenă, cu grosime de 4 m, în care au

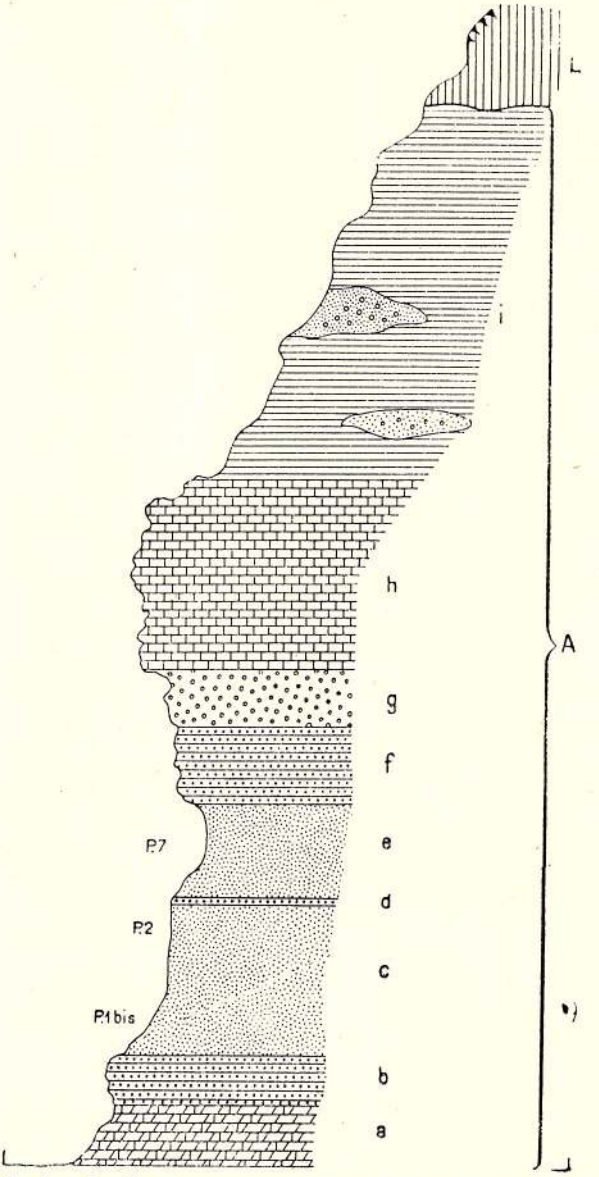


Fig. 4. — Profil prin versantul sudic al Lacului Ramadan.
Scara 1:200

A, Apțian; a, marnă calcaroasă; *b*, gresie cu Orbitoline; *c*, nisip fin silicios; *d*, gresie cu Orbitoline; *e*, nisipf in silicios; *f*, gresie cu Exogyre; *g*, conglomerate; *h*, calcar cu Rudiști; *i*, argile caolinice cu lentile de nisip silicios; L, loess; P_1 bis, P_2, P_7, numărul probelor analizate.

Institutul Geologic al României

fost întîlnite trunchiuri de arbori silicifiați (*c*). Aceste nisipuri conțin următoarea microfaună:

Orbitolina sp.
Spiculi de Spongieri
Radiole de Echinoide

Ostracode

Cytherella sp.
Cythere sp.
Pontocypris sp.

Urmează o gresie calcaroasă friabilă de 0,10 m cu foarte numeroase Orbitoline (*d*) peste care se dispun nisipuri galbene fine silicioase cu o grosime de 2 m conținînd exemplare de trunchiuri de arbori silicifiați (*e*) și în care se întîlnește următoarea microfaună:

Orbitolina sp.
Spiculi de Spongieri
Radiole de Echinoide

Ostracode

Cytherella sp.

Nisipurile suportă o gresie calcaroasă de 2 m grosime, fosiliferă, cu numeroase exemplare de *Exogyra*, *Nerinea*, etc. (*f*).

Urmează un conglomerat mărunt, cu ciment calcaros, gros de 1,50 m, în care se întîlnesc Orbitoline, Exogyre, Nerinei, etc.

Acest orizont prezintă o variație laterală sensibilă de la Purcăreți (fig. 5, *g*), unde elementele detritice sînt foarte numeroase, și pînă la Țibrinu, unde aceste elemente devin din ce în ce mai rare. În același timp variază și grosimea stratului care are peste 2 m la Purcăreți, scade la 1,50 m la Ramadan și se reduce la 0,55 m la Țibrinu. O probă analizată micropaleontologic, provenind de la Ramadan, cuprinde Foraminiferele și Ostracodele menționate mai jos:

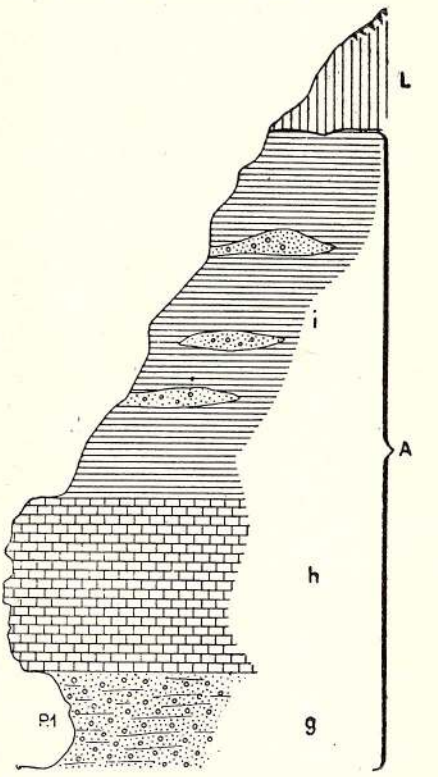


Fig. 5. — Profil prin versantul sudic al Lacului Purcăreți.
Scara 1:200

A, Apțian; *g*, conglomerat puțin cimentat; *h*, calcar cu Rudiști; *i*, argile caolinice cu lentile de nisipuri silicioase; L, loess; P_1, numărul probelor analizate.

Institutul Geologic al României

Foraminifere

Orbitolina sp.
Discorbis sp.
Triloculina sp.
Massilina sp.
Gaudryna sp.
Robulus sp.
Astrorhiza sp.
Ammodiscoides sp.
Marssonella sp.
Marginulina sp.
Spirophtalmidium sp.
Reussella sp.
Trocholina sp.

Ostracode

Cythere sp.
Paracypris sp.
Pontocypris sp.

Studiul fiziografic al acestui conglomerat arată că cimentul, larg dezvoltat, este constituit din calcit recristalizat, în care sînt înglobate elementele detritice și organismele. Alături de acestea se recunoaște prezența limonitului, a hematitului și ochiuri de silicifiere. Elementele detritice sînt constituite din cuarț, fragmente de șisturi verzi, cuarțite metamorfice, etc. Dimensiunile lor sînt cuprinse între 1 — 4 mm.

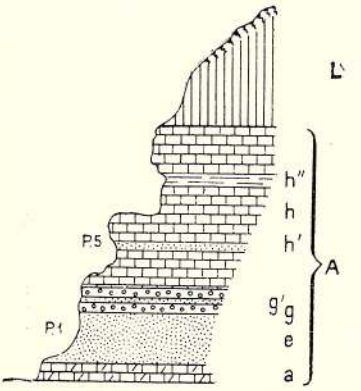


Fig. 6. — Profil prin versantul sudic al Lacului Țibrinu.
Scara 1:200
A, Apțian; *a*, marnocalcar; *e*, nisip silicios fin; *g*, conglomerat; *g'*, nisip silicios fin; *h*, calcar cu Rudiști; *h'*, nisip argilos; *h''*, argile galbene; L, loess; P_1, P_5 numărul probelor analizate.

Organismele întîlnite în secțiuni subțiri sînt: Orbitoline, Miliolide, plăci de Echinoderme, fragmente de cochilii de Lamellibranchiate, Gasteropode, Ostracode. Peste conglomerat urmează un calcar cu Rudiști, care prezintă uneori intercalații subțiri de nisipuri argiloase și argile, cum se vede la Țibrinu (fig. 6 *h'*, *h''*). În secțiune, calcarul arată o masă fundamentală constituită din calcit uneori larg cristalizat, de cele mai multe ori însă, granular sau microgranular.

În probele analizate de la Țibrinu apar sporadic și romboedri de dolomit, ceea ce arată că într-o mică măsură calcarele din această zonă sînt și magneziene. Uneori se observă începuturi de silicifiere,

Institutul Geologic al României

reprezentate prin mici porțiuni dispuse sporadic în masa carbonatului de calciu.

Recristalizări importante au avut loc în special pe locurile ocupate în rocă de resturi de organisme (cochilii, Corali). Elementele detritice sînt puține și reprezentate mai ales prin fragmente de șisturi verzi, cuarțite metamorfice și sedimentare, cuarț.

Se mai observă numeroase resturi organice, în special fragmente de cochilii de Lamellibranchiate și alte organisme:

Miliolide
Textilariide
Rotalide
Spiculi de Spongieri
Plăci și radiole de Echinoderme
Corali
Ostracode

Tot din studiul microscopic se constată o variație în conținutul argilos al calcarului de la Purcăreți, unde acesta este aproape marnos, pînă la Țibrinu unde devine compact și omogen. Orizontul calcarului cu Rudiști încheie seria depozitelor aparținînd faciesului marin al Apțianului, din regiunea Purcăreți—Țibrinu.

Peste acest orizont se dispune un pachet de cca 10 m grosime de argile caolinice multicolore, cu intercalații lenticulare de nisipuri silicioase care aparțin faciesului continental al Apțianului (fig. 4 *i*, fig. 5 *i*).

c) *Apțianul din apropierea Văii Carasu, între Ștefan cel Mare și Medgidia.* În această zonă Apțianul, reprezentat numai prin faciesul său continental, este constituit din nisipuri silicioase, pietrișuri, argile, conglomerate cuarțitice și cuarțite.

Nisipurile apar de cele mai multe ori ca lentile incluse în argile (Cuza-Vodă). Alte ori ele constituie strate cu diferite grosimi (V. Celibichioi, W Cuza-Vodă, S Medgidia).

Din punct de vedere granulometric aceste nisipuri sînt foarte variate, întîlnindu-se mici orizonturi de nisipuri fine care trec lateral la nisipuri medii sau mari (Ștefan cel Mare, W Cuza-Vodă, V. Celibichioi). Stratificația încrucișată este aproape generală (Ștefan cel Mare, W Cuza-Vodă.

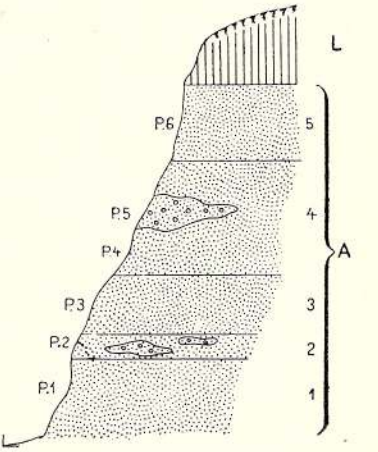


Fig. 7.— Profil prin versantul stîng a văii Celibichioi, la E de satul Mircea Vodă.
Scara 1:200

A, Apțian; 1, nisip fin și mediu silicios; 2, nisip mediu silicios cu lentile de pietriș; 3, nisip fin și mediu silicios și feruginos; 4, nisip mare silicios cu lentile de pietriș; 5, nisip mediu silicios; L, loess.

Institutul Geologic al României

V. Celibichioi). De obicei pietrișurile sînt dispuse în masa nisipurilor; alte ori ele formează lentile sau mici orizonturi neconstante ca lungime sau grosime (fig. 7 și 8).

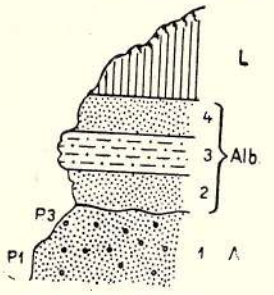


Fig. 8. — Profil prin cariera de nisip de la W de Cuza-Vodă.
Scara 1:200

A, Apțian; 1, nisipuri silicioase medii și mari; Alb, Albian; 2, nisip glauconitic; 3, gresie glauconitică friabilă; 4, nisip glauconitic; L, loess; P_1, P_3, numărul probelor analizate.

Din punct de vedere mineralogic, cuarțul este principalul constituent al nisipurilor (85—92%); oxizii și hidroxizii de fer sînt în cantitate mare, ajungînd uneori pînă la 6—7%. Predomină hematitul, limonitul și ocrul.

Analiza chimică a unei probe de pe V. Celibichioi (Satul Nou), indică și prezența oxizilor de magneziu și calciu:

Pierderi prin calcinare	1,18
SiO_2	93,48
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	2,00
CaO	2,50
MgO	0,47
	99,63

Cuarțitele sedimentare se întîlnesc pe V. Mare, la sud de Medgidia, constituind un strat de cca 1 m grosime așezat peste nisipurile cuarțoase-hematitice aparținînd aceleiași formațiuni (fig. 9).

Deasemeni acestea au mai fost observate pe V. Celibichioi lîngă Satul Nou și, în asociație cu conglomerate cuarțitice, în versantul sudic al Văii Carasu, dela Medgidia și pînă în dreptul Satului Nou.

Argilele alcătuiesc strate groase, pînă la 20—30 m și includ frecvent lentile de nisipuri cuarțoase (fig. 10). Cea mai mare parte dintre ele sînt caolinice, au colori variate. Alteori acestea sau sînt nisipoase, sau conțin cantități mari de oxizi și hidroxizi de fer. O analiză roentgenografică făcută de conf. I. Popescu, de la Universitatea C. I. Parhon a pus în evidență caolinitul predominant și a indicat prezența în cantitate mică a montmorillonitului. Caracterele mineralogice ale acestor argile variază în mod apreciabil atît pe verticală cît și pe orizontală, variație vizibilă în toate exploatările din partea centrală a Dobrogei.

Oxizii și hidroxizii de fer sînt dispuși în masa argilelor, impri-

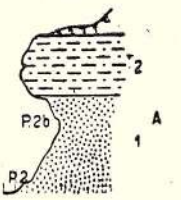


Fig. 9. — Profil prin versantul stîng al Văii Mari la S de Medgidia.
Scara 1:200

A, Apțian; 1, nisipuri silicioase cu hematit fine și medii; 2, cuarțite; P_2, P_2b, numărul probelor analizate.

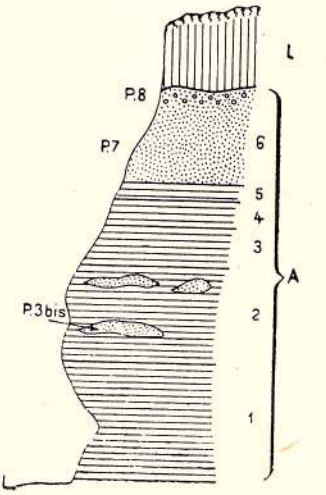


Fig. 10. — Profil prin cariera mare de argilă de la Cuza-Vodă.
Scara 1:200

1, Argilă albă caolinică; 2, argilă roșcată caolinică; 3, argilă cenușie caolinică; 4, argilă cafenie-roșcată caolinică; 5, argilă galbenă nisipoasă; 6, nisipuri silicioase medii și mari cu pietriș în partea superioară; L, loess; P_3 bis P_7, P_8 numărul probelor analizate.

Institutul Geologic al României

mîndu-le diferite colori și nuanțe, sau formează concrețiuni de hematit și limonit de forme mamelonare, țigarete, reniforme, etc. (Cuza-Vodă, V. Celibichioi, Agi Cabul).

STUDIUL FIZIOGRAFIC AL NISIPURILOR

Obiectul principal al acestui studiu l-au constituit nisipurile diferitelor orizonturi ale Apțianului.

Metoda utilizată pentru obținerea și studierea mineralelor grele comportă următoarele operații:

1. Analiza granulometrică;
2. Tratarea cu HCl, spălare, uscare;
3. Separarea cu bromoform;
4. Montarea în preparate.

1. Analiza granulometrică s-a făcut cu ajutorul unei baterii de 7 site cu ochiuri de 2 mm ø, 1,5 mm ø, 1 mm ø, 0,5 mm ø, 0,25 mm ø, 0,1 mm ø și 0,06 mm ø. 100 grame de sediment a fost cernut timp de 20 minute, iar cantitatea rămasă pe fiecare sită a fost cîntărită separat.

2. Nisipurile au fost fierte într-o soluție de 40 % HCl timp de 20 minute, apoi spălate de 8—10 ori cu apă pînă la eliminarea completă a clorurilor formate și a acidului.

3. Separarea cu bromoform s-a făcut într-o pîlnie specială cu două robinete, după metodele obișnuite. Bromoformul utilizat a avut o greutate specifică de 2,90.

4. Mineralele grele obținute prin separare din 20 g sediment au fost montate în balsam de Canada, făcînd unul sau mai multe preparate după cantitatea de minerale grele obținute.

Studiul granulometric. Din punct de vedere granulometric nisipurile apțiene sînt foarte neuniforme, însă se pot observa unele grupări în anumite categorii.

1. O categorie cuprinde nisipuri amestecate cu pietriș, fiind cele mai puțin sortate. Cantitatea de pietriș, adică porțiunea mai mare de 2 mm, este foarte variabilă, oscilînd între 3,98 % pînă la 35,74 %. Nisipul se grupează în trei fracțiuni și anume: 0,1 — 0,25 mm; 0,25 — 0,50 mm; 0,5—1 mm și numai rare ori între 1 — 1,5 mm.

Fracțiunea predominantă este cuprinsă între 0,25 — 0,50 mm, fapt care le situează în grupa nisipurilor medii. În această categorie intră probele P. 1, P. 2 Hinog, P. 6 Saligny, P. 2, P. 3 Ștefan cel Mare, P. 8 Cuza-Vodă—Cariera Mare, P. 3 Cuza-Vodă, P. 6 V. Celibichioi. Curbele granulometrice sînt oblice, prezentînd inflexiunea în jurul dimensiunii de 0,50 mm.

2. A doua categorie include amestecuri de pietriș cu nisipuri medii și mari. Pietrișul este în cantitate mare, variind între 13,38 % și 42,85 %, iar nisipul se grupează în două fracțiuni și anume: 0,25 — 0,50 mm și 0,50 — 1 mm, ceea ce arată că sînt nisipuri medii și mari.

Institutul Geologic al României

În această categorie intră probele P. 2, P. 3 Cuza-Vodă W și P. 2, P. 4, P. 5 V. Celibichioi. Curbele granulometrice sînt oblice și prezintă inflexiunea în jurul dimensiunii de 0,25 mm.

3. A treia categorie cuprinde nisipuri medii și fine cu puțin pietriș. Fracțiunea superioară dimensiunii de 2 mm variază între 0,01 %—1,50 %. Nisipul se grupează în fracțiuni cuprinse între 0,1 — 0,25 mm și 0,25 — 0,50 mm. Cuprinde probele P. 2, P. 2 bis Medgidia Sud, P. 3 bis Cuza-Vodă—Cariera Mare, P. 1, P. 3 V. Celibichioi.

Curbele granulometrice sînt regulate, au un aspect de sinusoid și arată un grad mai accentuat de sortare și uniformitate.

4. Ultima categorie cuprinde nisipuri fine și medii lipsite de pietriș și mult mai uniforme decît celelalte. Includem probele P. 1, P. 5 Țibrinu și P. 1 bis, P. 2, P. 7 Ramadan. Curbele granulometrice arată un grad foarte accentuat de uniformitate.

Pentru a se putea trage unele concluzii de ordin geologic s-au luat în comparație o serie de curbe granulometrice ale unor nisipuri actuale și fosile, fie că acestea erau curbe medii sau individuale, cu scopul de a stabili dacă nisipurile apțiene sînt de origine fluviatilă, marină sau eoliană. S-au utilizat în acest sens curbele medii ale nisipurilor marine de la Midia, Constanța, Mangalia, precum și cîteva curbe ale nisipurilor albiene din Dobrogea, care sînt deasemeni marine.

Ca nisipuri fluviatile s-au luat în considerație curbele medii ale nisipurilor din Dunăre (Cernavodă, Bala), Argeș și Argeșel.

Pentru curbe de tip eolian s-au utilizat rezultatele granulometrice ale unor nisipuri de dună și deșert (Delta Dunării, sudul Olteniei, Sahara, Egipt).

Din diagramele comparative I, II și III (Pl. I) rezultă o apropiere în ceea ce privește modul de sortare a nisipurilor de tip fluviatil cu acelea din categoriile 1, 2 și 3, indicate mai sus.

Nisipurile fluviatile actuale înregistrează o neomogenitate accentuată; numai unele, ca acelea din mijlocul Dunării, sînt mai omogene și se apropie de nisipurile din categ. 3.

În ceea ce privește nisipurile marine, din punct de vedere granulometric, sînt mult mai bine sortate, așa cum rezultă din diagrama comparativă IV (Pl. I). Se observă o înfățișare asemănătoare a nisipurilor albiene analizate cu acele apțiene din categ. 4. Deasemeni există o apropiere și cu acelea din Marea Neagră, numai că acestea sînt ceva mai fine, localizate în jurul dimensiunii de 0,1 mm. Nisipurile eoliene se grupează în general numai în jurul unei fracțiuni (0,25 mm), ceea ce arată gradul cel mai avansat de sortare, și nu se aseamănă cu nici o curbă granulometrică din nisipurile apțiene analizate.

O altă încercare de reprezentare grafică a rezultatelor granulometrice este după metoda Rivière în coordonate polare. Cu toate că nu a existat posibilitatea întrebuințării unui număr asemănător de site cu acela utilizat de acest autor, totuși se pot trage unele concluzii.

Institutul Geologic al României

O serie de diagrame indică heterogenitatea sedimentelor prezentînd maxime în dreptul sitelor de 0,25 mm și de 0,1 mm, după care vectorii diminuiază brusc (Pl. II). Acest tip de diagramă este caracteristic în special pentru nisipurile fluviatile, unde afluxul de material datorit afluenților rîurilor și factorul de eroziune aduc o repartizare neuniformă a materialului. În al doilea tip de diagramă vectorii cresc progresiv, atingînd maxime în dreptul sitelor de 0,1 mm și 0,06 mm; acestea, prin comparație cu diagramele Rivière, ar corespunde nisipurilor marine din apropierea țărmului.

Din toate aceste încercări făcute cu scopul de a vedea mediul de formare a nisipurilor apțiene din regiunea cercetată se poate afirma că acestea se împart în două categorii și anume: nisipuri fluviatile cu mici aporturi de material eolian și nisipuri marine.

STUDIUL MINERALOGIC AL NISIPURILOR

1. FRAGMENTE DE ROCE

Studiind la binocular și la lupă fracțiunea mai mare de 1 mm se întîlnesc numeroase fragmente de roce ale căror dimensiuni variază mult de la 1 mm la 2 cm.

a) Fragmentele de șisturi verzi sînt ușor de recunoscut prin coloarea și factura petrografică. Sînt numeroase în nisipurile de la Hinog, mai rare în acelea de la Saligny, Ștefan cel Mare, V. Celibichioi și Cuza-Vodă.

b) Fragmente și bucăți rotunjite de accidente silicioase se întîlnesc în cantitate mare mai ales în nisipurile și pietrișurile de la Saligny și Hinog, unde ating dimensiuni pînă la 6 cm. În celelalte nisipuri se găsesc în mod constant, însă în număr mai redus. Studiate la microscop, se poate observa formarea accidentului silicios într-o masă calcaroasă în care calcedonita este larg reprezentată, iar resturile de organisme sînt rare și constituite numai din spiculi de Spongieri. Materialul argilos este prezent.

c) Fragmente de șisturi cristaline (micașisturi) au fost întîlnite în nisipurile de la Celibichioi și Ramadan.

d) Bucăți mai rotunjite de cuarțite metamorfice și sedimentare, gresii silicioase, fragmente de porfirite se întîlnesc în probele de la Cuza-Vodă W, Purcăreți, Ștefan cel Mare, V. Celibichioi, fiind identificate și cu ajutorul microscopului în secțiuni subțiri. Dimensiunile lor variază între 1—1,5 mm θ.

2. MINERALELE FRACȚIUNII UȘOARE

C u a r ț. Silicea, sub forma cuarțului detritic, joacă un rol preponderent în nisipurile apțiene, constituind 85 %—92 % din masa acestora. În stare naturală granulele sînt de cele mai multe ori acoperite de o peliculă fină de argilă sau oxizi de fer. La binocular cuarțul apare cu o formă foarte neregulată, unele granule sînt colțuroase, altele rotunjite parțial sau integral, sau numai sub formă

Institutul Geologic al României

de fragmente sticloase cu spărtură concoidală tipică. Numai în cîteva probe am întîlnit cristale de cuarț bipiramidate, perfect transparente.

Studiind forma și variația de mărime a granulelor de cuarț din probele analizate, în special fracțiunea acestora cuprinsă între 0,25—0,50 mm, se observă că acestea se împart în două categorii.

O categorie include majoritatea probelor din regiunea cercetată și anume: acelea de la Hinog, Saligny, V. Celibichioi, Cuza-Vodă și Medgidia S, în care cuarțul este lipsit de preparare mecanică, ceea ce face să subsiste alături granule de dimensiuni foarte variabile, fapt care le face să se deosebească de acelea marine, unde gradul de rotunjire și sortare este mult mai avansat. Forma în general angulară a granulelor și lipsa faunei sînt criterii serioase care ne determină să le clasăm între nisipurile fluviatile. Totodată prezența elementelor perfect rotunjite arată că aporturile de nisip eolian au fost frecvente.

A doua categorie cuprinde nisipurile analizate de la Purcăreți, Ramadan, Țibrinu, caracterizate printr-o preparare mecanică, ce apropie elementele de aceeași mărime. Cu alte cuvinte, ele prezintă o uniformitate a mărimii granulelor, lucru care nu se întîlnește la nisipurile de tip fluviatil. Forma în general angulară a majorității elementelor, prezența a numeroase fragmente de cuarț sticlos cu spărtură concoidală fără urmă de uzură, precum și existența a numeroase resturi fosile, ne arată că aceste nisipuri sînt de origine marină.

La microscop granulele de cuarț au coloare albă-cenușie și numeroase incluziuni de formă foarte neregulată. Studiul lor prezintă un deosebit interes pentru stabilirea rocelor de origine a depozitelor. Majoritatea granulelor cuprind incluziuni solide de rutil, turmalină, zircon, apatit și de o pulbere opacă, probabil materie cărbunoasă sau feruginoasă.

Acestea sînt așezate toate neregulat sau dispers. La puține granule au fost observate incluziuni lichide sau gazoase, dispuse seriat, sau baghete mici aciculare de turmalină.

F e l d s p a ț i i sînt reprezentați în special prin plagioclazi, iar feldspații alcalini sînt rari. Granulele sînt rotunjite și prezintă numeroase macle.

M i c e. Muscovitul este bine reprezentat în aproape toate nisipurile, dar în cantitate mai mare în nisipurile de la Ramadan și Țibrinu. Biotitul este rar și nu se întîlnește decît în puține probe.

3. MINERALELE GRELE

Procentul mineralelor grele în nisipurile apțiene este în general mic, 0,25 % pînă la 0,40 %. Numai în nisipurile de la Purcăreți și Ramadan procentul este mai mare, ajungînd pînă la 1,2 %.

a) *Minerale opace.* L i m o n i t. Prezent aproape în toate probele, mai numeros în separațiile de la Ștefan cel Mare, Hinog, W Cuza-Vodă. Se

Institutul Geologic al României

prezintă în granule cu contur neregulat, avînd în lumină reflectată o coloare galbenă-cenușie. Dimensiuni medii: 0,10—0,22 mm.

H e m a t i t. Frecvent mai ales în separațiile de la Medgidia S și Cuza-Vodă. Granule rotunjite sau ușor sferoidale, avînd în lumină reflectată o coloare brună-roșcată. Dimensiuni medii: 0,12—0,30 mm.

M a g n e t i t. Relativ rar, prezent în separațiile de la Țibrinu. Granule cu luciu metalic de coloare cenușie-argintie.

L e u c o x e n. Rar. Granule cu contururi rotunjite, apar în lumină reflectată cu o coloare gălbuie și cu aspect porțelanos. Dimensiuni medii: 0,08—0,17 mm.

b) *Minerale transparente.* Z i r c o n. Variază mult ca formă. Tipul dominant de granule este incolor, prismatic cu terminațiuni piramidale. Se întîlnesc în mod obișnuit cristale rotunjite, alte ori fragmentare sau angulare, rar izodiametrice și tabulare. Structura zonară este frecventă. În unele preparate se pot observa cristale alipite după axul vertical, cu pătrunderea mai mult sau ma puțin avansată a indivizilor. Incluziunile la cele mai multe dintre cristale sînt solide (rutil, turmalină, apatit, etc.) și dispuse neregulat, iar la altele sînt ordonate liniar și paralele cu lungimea lor.

Zirconul purpuriu, caracterizat printr-un slab pleocroism, a fost întîlnit în toate orizonturile cercetate afară de acelea de la Purcăreți și Ramadan. Dimensiunile granulelor variază între 0,02 — 0,30 mm. Majoritatea au mărimi cuprinse între 0,12 — 0,18 mm.

T u r m a l i n ă. Se prezintă sub formă de cristale prismatice cu terminațiuni diverse: piramidale, bazale, de cele mai multe ori, însă, neregulate, cu capetele rotunjite. Alteori în stare de fragmente de cristale cu contururi foarte neregulate.

Toate granulele sînt intens pleocroice, iar incluziunile de rutil, zircon, apatit, sfen, etc. sînt rare și în general solide. După coloare și pleocroism se disting mai multe varietăți:

Turmalina brună sau galbenă (turmalina magneziană) este cea mai abundentă varietate întîlnită, prezentîndu-se în fragmente de prismă sau cristale perfect rotunjite. Se disting striațiuni verticale neregulate. Pleocroismul intens: n_g = galben-închis; n_p = galben pal; n_g = brun-închis; n_p = galben-închis.

Turmalina brună-închisă (Turmalina feromagneziană) foarte comună, cu habitus prismatic sau lipsită de habitus cristalin, fragmentară, cu striațiuni paralele în lung și spărtura subconcoidală. Pleocroismul intens: n_g = brun foarte închis; n_p = brun.

Turmalina verde, mult mai puțin frecventă ca precedenta, se întîlnește numai în separațiile de la Medgidia Sud (P.2, P.2 bis.), Țibrinu (P.1), Cuza-Vodă — Cariera Mare (P. 3 bis). Se prezintă sub formă de prisme cu capetele rotunjite și pleocroism accentuat: n_g = verde-albăstrui; n_p = verde-gălbui.

Institutul Geologic al României

Turmalina albastră (Indicolit) este foarte rară și nu a fost semnalată decît în nisipurile de la Hinog (P.2) și Ţibrinu (P.1). Se prezintă sub formă de fragmente de cristale cu pleocroism puternic: n_g = albastru-închis; n_p = albastru-deschis.

Dimensiunile granulelor de turmalină variază de la 0,08 la 0,30 mm. Mărimi medii: 0,14—0,18 mm.

R u t i l. În proporții de la 0,20 % pînă la 4,8 %, lipsind complet în probele de la Hinog (1,2) și Saligny (P. 6). Se prezintă sub formă de cristale prismatice rotunjite sau fragmentare. Birefringența foarte ridicată și coloarea sînt criterii principale pentru recunoașterea în preparate.

Cristalele prezintă striațiuni paralele cu axul principal și oblice. Aceste din urmă se datoresc maclelor polisintetice ce sînt paralele cu fața (101). Maclele în genunchi au fost deasemeni observate, la care vîrfurile cristalelor formează un unghi de 114°26'. După coloare se disting două varietăți și anume: rutilul roșu și galben.

Rutilul roșu este răspîndit în diferite orizonturi în proporții sensibil egale cu cel galben. Granulele sînt prismatice rotunjite și rare forme neregulate, colțuroase. Pleocroismul este slab și puțin distinct: n_g = brun-roșcat; n_p = brun-deschis.

Unele cristale prezintă numeroase striațiuni de maclă intersectate în rețe (sagenit), iar alte striațiuni sînt în lung, mai puțin vizibile.

Rutilul galben, în general are granule prismatice, rar bipiramidale rotunjite sau colțuroase de coloare galbenă-aurie, pînă la galbenă-brună. Această varietate este bine reprezentată în probele de la Purcăreți, Ramadan, Ţibrinu. Dimensiuni medii 0,08—0,12 mm.

G r a n a t. Se întîlnește mai ales în zona Purcăreți—Ţibrinu, lipsind complet în separațiile de la Medgidia S și V. Celibichioi.

Granulele în general neregulate cu conturul rotunjit sînt incolore sau ușor colorate, roz-pal. Suprafața lor are un aspect foarte variat prezentînd asperități, adînciturі, urme de coroziune accentuată, pete; structura alveolară sau netedă sticloasă. Incluziunile sînt foarte numeroase, unele opace voluminoase, altele clare, divers colorate de rutil, turmalină, zircon, etc.

Almandinul este predominant. Numai în trei separații (P.1 Ţibrinu, P.1 Purcăreți, P.2 Ramadan) a fost întîlnit grossularul, cu o coloare brună-roșcată. Dimensiuni medii 0,22 — 0,24 mm.

D i s t e n. Se întîlnește în probele analizate în proporție pînă la 2,10 % în special în acelea de la Purcăreți, Ramadan, Ţibrinu; lipsește total în separațiile de la Cuza-Vodă—Cariera Mare, Saligny, Hinog și Medgidia S. Se prezintă în cristale mari, tabulare, incolore, obișnuit rotunjite, la care se observă distinct cele două direcții de clivaj după 001 și 010. Extincția oblică de 30° și clivajul caracteristic sînt principalele criterii de recunoaștere în preparate. Incluziunile sînt puține, în cea mai mare parte opace. Dimensiuni medii între 0,25 — 0,30 mm.

Institutul Geologic al României

E p i d o t. Caracterizează zona Purcăreți, Ramadan, Țibrinu, unde este foarte abundent, ajungînd pînă la 44,6%, lipsește total însă din separațiile de la Cuza-Vodă—Cariera Mare, iar în restul probelor analizate este puțin comun, sau rar.

Granulele sînt în majoritate izodiametrice sau puțin prizmatice, de coloare verde intens cu ușor pleocroism, iar altele, incolore, cu structură cristalină fibroasă.

Este evidentă varietatea pistacit a epidotului prin coloarea intens verzuie în probele analizate. Incluziunile sînt rare, lăsînd de cele mai multe ori o perfectă claritate cristalelor. Dimensiuni medii: 0,10—0,16 mm.

S t a u r o l i t. Rar, ajungînd pînă la 1,5 % în separațiile de la V. Celibichioi, Satul Nou; lipsește în acelea de la Hinog, Saligny, Cuza-Vodă—Cariera Mare, Medgidia S.

În special granulele au contururi foarte neregulate și colțuroase, de coloare galbenă-pală, cu pleocroism moderat: n'_g = galben-auriu, n'_p = galben-pal; sau n'_g = galben-roșcat, n'_p = galben-auriu.

În probele din zona Purcăreți—Țibrinu se întîlnesc cristale tabulare cu pleocroism de la galben-roșcat la galben-auriu, frecvent maclate, deosebite de granulele aceluiași mineral din celelalte separații. Incluziunile sînt numeroase și dispuse neregulat. Se întîlnesc incluziuni de rutil, turmalină, biotit și pulbere opacă. Dimensiuni medii 0,18—0,22 mm.

A n a t a s. Foarte rar, sub 0,50 %. Posedă forme cristaline evidente și se prezintă sub două aspecte: de tablete pătrate sau rectangulare de coloare galbenă cu rare striațiuni, sau octaedri completi și de aceeași coloare. Dimensiuni medii: 0,12—0,18 mm.

A p a t i t. Foarte rar. Deoarece probele au fost fierte în acid clorhidric, puține granule au subsistat în separațiile cu bromoform. Cristale neregulate sau ușor rotunjite, cu relief puternic, colori de birefringență albăstrui și cu frecvente anomalii biaxe. Dimensiuni medii: 0,06—0,08 mm.

S f e n. Foarte rar. Cristale rombice de coloare galbenă-deschisă, cu nuanță verzuie. Incluziunile sînt puțin numeroase, transparente sau opace, indeterminabile. Dimensiuni medii: 0,08—0,10 mm.

H o r n b l e n d ă. Foarte rară. Granule prismatice cu clivaj distinct paralel cu axul principal, de coloare verzuie-deschisă. Marginile cristalelor sînt neregulate datorită clivajului și în parte rotunjite. Dimensiuni medii: 0,10—0,12 mm.

C o r i n d o n. Un singur granul în P. 7 Cuza-Vodă—Cariera Mare, cu aspect neregulat și cu pleocroism slab: n_g = ușor albastru; n_p = incolor. Dimensiuni: 0,12 mm.

B r o o k i t. Un singur granul în P. 1 Cuza-Vodă W, cu formă cristalografică netă, cu clivaj longitudinal evident. Coloarea galbenă-brună și birefringență foarte ridicată. Dimensiuni: 0,16 mm.

Institutul Geologic al României

4. REPARTIZAREA ŞI DIFERENŢIEREA PE ORIZONTALĂ A MINERALELOR GRELE

Pentru determinarea proporţiei fiecărui mineral în diferite orizonturi s-au întrebuinţat cifre de frecvenţă după metoda descrisă de P. EVANS (17), numărînd cu ajutorul masei de integraţie toate granulele din preparate şi stabilind procentajul pentru fiecare mineral în parte. Scara de frecvenţă este apropiată de o progresie geometrică, 4 înseamnă 1/20 sau 5%, 5 înseamnă 10%, astfel fiecare cifră de frecvenţă reprezintă de două ori proporţia totală a precedentului.

În practică se numără toate granulele din unul sau două preparate rezultate dintr-o separaţie cu bromoform, apoi se calculează procentul pentru fiecare mineral în parte. După aceea rezultatul se introduce în scara de mai jos, stabilindu-se uşor factorul de frecvenţă. Procedeul este foarte bun, deoarece uşurează mult posibilitatea de corelaţie a diferitelor strate.

Procentaj	Frecvenţă	Proporţii
%		
90 — 100	8+	Foarte abundent
75 — 89	8	
60 — 74	8—	
45 — 59	7+	Abundent
35 — 44	7	
28 — 34	7—	
23 — 27	6+	Puţin abundent
18 — 22	6	
14 — 17	6—	
7 — 13	5	Foarte comun
4 — 6	4	Comun
2 — 3	3	Puţin comun
1 — 2	2	Destul de rar
0,50 — 1	1	Rar
0,00 — 0,50	1*	Un singur granul

Din studiul asociaţiilor mineralelor grele, al frecvenţei şi al caracterelor morfologice, se observă o anumită repartizare a acestora pe diferite orizonturi (tab. 1). Astfel, orizontul de nisipuri şi pietrişuri de la Saligny suportat de calcarele barremiene se caracterizează printr-o asociaţie de minerale opace [8], zircon [5], turmalină [1], granat [1*] şi epidot [4]. Nisipurile de la Hinog, avînd aceeaşi poziţie stratigrafică şi făcînd parte din acelaşi orizont, prezintă o asociaţie foarte apropiată, compusă din minerale opace [8+], zircon [5], turmalină [1], granat [1*] şi epidot [4].

Deoarece nicăieri în cuprinsul regiunii studiate nu mai apare o astfel de asociaţie, rezultă că acest orizont bazal al Apţianului nu mai apare la zi. Nisipurile de la Ştefan cel Mare, aşezate sub gresiile şi nisipurile glauconitice ale Albianului sînt mai bogate — calitativ şi cantitativ — în minerale grele faţă de acele

Institutul Geologic al României

de la Hinog și Saligny. Sînt caracterizate prin zircon, turmalină, rutil, la care se asociază granat și epidot, apoi o serie de minerale în procente foarte reduse, ca: disten, staurolit, topaz, apatit și hornblendă.

Zirconul purpuriu este slab reprezentat, granatul în granule rotunjite prezintă suprafețe de coroziune, iar distenul are muchiile cristalelor rotunjite, ajungînd pînă la forme izodiametrice. O variație accentuată a asociațiilor mineralelor grele pe verticală este evidentă în nisipurile de pe V. Celibichioi. Totuși unele caractere sînt comune pentru toate orizonturile din această zonă. Predomină zirconul, turmalina și rutilul, iar subordonat disten, epidot și staurolit, întîlnindu-se sporadic anatas, topaz, sfen și hornblendă.

O trăsătură generală este și lipsa granatului în toate preparatele analizate de aci. Nisipurile de la Cuza-Vodă, așezate sub Albian, au zircon [4], rutil [3], turmalină [2], epidot [2, 3] în cantitate mai mare, iar staurolitul [1] și distenul (1) reduse ca procente. A fost întîlnit aici un mineral rar și anume brookitul.

Aceeași frecvență ridicată a zirconului, turmalinei și rutilului a fost observată și la nisipurile de la Cuza-Vodă—Cariera Mare și Medgidia S.

Cu totul alta este asociația mineralelor grele din regiunea Țibrinu, Ramadan, Purcăreți, unde numărul mineralelor opace este puțin mai mic [7+] și constant, iar epidotul este în cantitate mare [7], afară de o singură separație (P. 1 Țibrinu). În același timp turmalina este rară sau absentă, zirconul variabil, iar granatul, distenul și staurolitul sînt bine reprezentați.

Din examinarea rezultatelor frecvenței și a asociațiilor mineralelor grele rezultă că există unele diferențieri pe orizontală. Astfel în regiunea studiată există două zone distincte și anume:

a) O zonă cuprinzînd nisipurile de la Hinog, Saligny, Ștefan cel Mare V. Celibichioi, Cuza-Vodă și Medgidia S, caracterizată prin:

1. Minerale opace cu frecvență mare și puțin variabile de la 7+ la 8+;
2. Zirconul, turmalina și rutilul sînt predominante și se întîlnesc în toate probele analizate, afară de Hinog, Saligny, unde lipsește rutilul;
3. Distenul, granatul, epidotul și staurolitul sînt în procente mici, lipsind total sau parțial în unele probe;
4. Dimensiunile granulelor sînt foarte variate, fie ale unui mineral sau ale asociației dintr-un orizont;
5. Prezența aproape constantă a zirconului purpuriu;
6. Absența cristalelor tabulare de staurolit.

b) A doua zonă cuprinde nisipurile de la Purcăreți, Ramadan, deosebindu-se de prima prin următoarele caractere:

1. Mineralele opace au o frecvență puțin mai redusă însă constantă (7+);
2. Zirconul în cantitate variabilă, în general redusă; turmalina în procente mai mici sau chiar absentă (P. 1 bis, P. 2 Ramadan);

Institutul Geologic al României

3. Epidotul, în cantitate apreciabilă, caracterizează nisipurile din această zonă, afară de P. 1 Țibrinu, unde este mai puțin frecvent, locul lui fiind luat de zircon (7); granatul și distenul sînt bine reprezentați.

4. Dimensiunile granulelor sînt mai uniforme;

5. Zirconul purpuriu este aproape absent, fiind întîlnit numai într-o separație (P. 1 Țibrinu);

6. Staurolitul prezintă cristale tabulare, în general maclate.

În cadrul primei zone se constată o deosebire a asociațiilor de minerale grele provenind din nisipurile de la Sâligny și Hinog, de celelalte. În ceea ce privește nisipurile de la Ștefan cel Mare, V. Celibichioi, Cuza-Vodă W, par a fi înrudite prin numărul speciilor minerale și a frecvenței lor. Nisipurile de la Cuza-Vodă—Cariera Mare se aseamănă în mare parte cu acelea de la Medgidia S, comparînd în special asociațiile probelor 3 bis Cuza-Vodă—Cariera Mare și P. 2 Medgidia S.

Pentru precizarea originei nisipurilor și pietrișurilor aptiene din regiunea studiată este necesar a se îmbina caracteristica diferitelor asociații de minerale grele, cu semnificația fragmentelor de roce asociate. Prezența numeroaselor fragmente de șisturi verzi din sedimentele cercetate, arată o proveniență nordică indiscutabilă a acestora, deoarece nicăieri spre S nu mai apar asemenea roce, ele fiind acoperite de depozitele jurasice și cretacice. Alături de acest argument stă și faptul că în nisipurile și pietrișurile dintre Cernavodă și Hinog, prof. G. Macovei (23) a întîlnit resturi de fosile jurasice, în special *Collyrites elliptica* Desh., formă destul de frecventă în calcarele oxfordiene de la Alah Bair, Hîrșova, Atîrnați, etc.

De asemenea fragmentele de șisturi cristaline, gresii cuarțitice, cuarțite metamorfice, porfirite, arată că sursa materialului trebuie căutată în rocele eruptive, metamorfice și sedimentare ale Dobrogei de N, inclusiv zona șisturilor verzi. Cu alte cuvinte, regiunile distributive ce au furnizat asociațiile de minerale grele și însăși masa sedimentelor în diferitele faze de eroziune, fie ele sincrone, fie situate într-un timp îndelungat, sînt localizate la N de regiunea studiată. Din tabloul alăturat (tab. 2) ,întocmit după lucrările diferiților autori care au cercetat rocele eruptive și metamorfice din Dobrogea, se poate vedea în ce măsură au putut contribui acestea cu minerale grele. Atribuim șisturilor verzi un aport important în formarea sedimentelor aptiene, atît cu minerale ușoare, cum ar fi cuarțul, feldspații și micele, cît și cu minerale grele, ca: zirconul, turmalina, epidotul, rutilul, sfenul, apatitul și mineralele opace. Însă această zonă nu satisface decît parțial asociațiile de minerale grele ale Aptianului.

Șisturile cristaline dintre Baspunar și Ciamurlia de Sus, împreună cu rocele eruptive de la Camena, au putut ceda granatul și hornblenda. Grossularul, întîlnit în diferitele probe analizate, este citat de prof. D. Giușcă în șisturile cristaline din regiunea Bugeag—Orliga și în Masivul Pricopanului.

După habitus și incluziuni, o mare cantitate de zircon ar putea proveni din granite și corneene împreună cu rutilul și turmalina. Epidotul se găsește în

Institutul Geologic al României

cantitate mare în Dobrogea de N fie în șisturi cristaline, fie în granite cu rocele lor conexe. Prezența cuarțului bipiramidat este citată de prof. D. GIUȘCĂ, prof. M. SAVUL și D. ROTMAN, în porfire și porfire cuarțifere; fragmentele de porfirite ar putea să-și aibe originea în Masivul Greci, unde sînt menționate. În mod sigur sedimentele devoniene și permo-carbonifere au fost și ele erodate în timpul Apțianului deoarece unele fragmente de gresii și gresii cuarțitice întîlnite în nisipuri seamănă cu rocele de același tip din aceste formațiuni. De asemenea numeroasele accidente silicioase în nisipurile și pietrișurile apțiene studiate, le considerăm ca provenind din complexul calcarelor jurasice, unde sînt menționate de I. SIMIONESCU în Lusitanianul inferior și mediu, precum și din calcarele triasice.

Nu sînt citate în Dobrogea de N o serie de minerale, ca: distenul, staurolitul, topazul, anatasul, brookitul, corindonul, care se găsesc în asociațiile de minerale grele apțiene.

Se poate presupune fie că acestea ar putea avea o origină mai îndepărtată, fie că s-ar putea găsi tot în rocele eruptive, metamorfice și sedimentare ale Dobrogei, dar că studiile petrografice făcute pînă acum nu au avut ca scop principal determinarea unor asemenea minerale, care de cele mai multe ori sînt secundare și accesorii. Menționăm că din literatura de specialitate consultată (10), prezența în sedimente a anatasului și brookitului ar fi legată de granite hercinice; exemple de acest fel se cunosc în unele sedimente din Franța, Anglia și Germania, formate pe seama unor astfel de granite. Unele zone, cum sînt șisturile verzi, sînt incomplet studiate din punct de vedere petrografic, iar asupra rocelor sedimentare din această regiune nu s-a făcut pînă în prezent nici un studiu de petrografie sedimentară.

CONSIDERAȚII PALEOGEOGRAFICE

Din cercetările făcute rezultă că de la începutul Apțianului a avut loc o exondare, după care s-a stabilit o rețea hidrografică cu rîuri care veneau dinspre N și NE. Eroziunea lor a afectat calcarele jurasice, șisturile verzi, șisturile cristaline, unele granite, probabil pînă la poalele Munților Măcin. Diferența de nivel între bazinul de vărsare și regiunea izvoarelor nu era prea mare, deoarece distenul, care este un bun indicator al vitezei curenților, se întîlnește în probele analizate mai întotdeauna cu muchiile rotunjite ceea ce arată că aceste cursuri de apă nu erau prea repezi. Trebuie să fi existat condiții propice formării dunelor, fiindcă unele din aceste nisipuri fluviatile conțin aporturi de material eolian.

Variațiile importante ale compoziției procentuale mineralogice, pe care le-am menționat, ne arată că transportul mineralelor grele a fost supus unor legi complexe, probabil datorite instabilității regimului fluviatil. Pe de altă parte, aceste variații în compoziția mineralelor grele din diferitele probe analizate se

Institutul Geologic al României

pot explica și prin aportul variabil al mineralelor primite, grație jocului eroziunii pe diferitele unități geologice ale bazinului (Pl. III).

Instalarea mării în regiunea Hinog, Cernavodă, Ţibrinu, a făcut ca materialului terrigen să i se imprime un grad de sortare superior, datorită faptului că forțele mecanice din domeniul marin sînt mai constante și de intensitate mai mare decît cele din domeniul acvatic continental. Datorită faptului că linia țărmului nu era prea departe ne putem explica aporturile continentale de material, prezența trunchiurilor de arbori, ceea ce reiese clar și din analiza faunei sedimentelor marine de aici.

CONCLUZII

Din studiul petrografic al nisipurilor și pietrișurilor apțiene cercetate rezultă:

1. Atît din punct de vedere granulometric cît și din cercetarea microscopică a morfologiei granulelor, nisipurile se pot grupa în două categorii: unele sînt nisipuri fluviatile neuniforme, puțin sortate, iar altele marine uniforme și mai bine sortate.

2. Asociațiile de minerale grele determinate arată o zonă în care predomină epidot, granat, disten, iar alta în care predomină zircon, turmalină și rutil.

3. După mineralele grele și după fragmentele de roce întîlnite, se poate preciza că originea acestor sedimente sînt rocele eruptive, metamorfice și sedimentare ale Dobrogei de N, inclusiv zona șisturilor verzi.

4. Din punct de vedere paleogeografic rezultă că la începutul Apțianului a avut loc o exondare care a permis instalarea unei rețele hidrografice cu rîuri ce veneau dinspre N și NE și care au depus cea mai mare parte din sedimentele aparținînd acestui etaj. O altă parte a sedimentelor s-a format într-un regim marin în regiunea cuprinsă între Ţibrinu—Saligny—Hinog.

Primit: decembrie 1955.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Anastasiu V. Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea. Thèse. Paris, 1898.
2. Bellière M. Contribution à l'étude lithologique de l'Assise de Chokier. *C. R. Congrès Intern. Géol. XIII-ème., session Belgique*, Vol. III, 1926, p. 1201—1229.
3. Berthois L. La séparation des minéraux lourds dans les sables et dans les arènes. *Bull. Soc. Scient. de Bret.* T. XII, fasc. 3 et 4. 1935.
4. — Remarques sur l'origine de la tourmaline dans les roches sédimentaires. *C. R. A.S.T.* 208, p. 207, Paris, 16 janvier 1939.
5. — et M. Filipesco. Sables de la Bistritza et de la Bistricioara. *Bull. Sect. Scient. Acad. Roum.* T. XXI, nr. 9—10, 1939.
6. Boswell P. G. H. The Application of Petrological and Qualitative Methods to Stratigraphy. *Geol. Mag.* 1916, p. 105—163.
7. — Petrography of Cretaceous and Tertiary Outliers, W England Q.J.G.S., LXXIX, 1923, p. 205—230.
8. — On the Distribution of Purple Zircon in British Sedimetary Rocks. *Mineralogical Mag.*, XXI, 1927, p. 310—317.
9. Boucart J. et Malycheff V. Premiers résultats des recherches sur les sables du Sahara. *Bull. Soc. Géol. France.* Sér. IV, vol. XXVI, 1926, p. 191—208.
10. Brammall A. a. Harwood H. F. The occurence of rutile, brookite and anastase on Dar moor. *Mineralogical Mag.* XX, 1923, p. 20.
11. Cayeux L. L'étude pétrographique des roches sédimentaires. Paris, 1916, 2 vol.
12. — Origine éolienne de l'Ergeron des environs de Paris. 1922. *C. R. Congrès Intern. Géol., XIII-ème session. Belgique*, Vol. III, 1926, p. 1231—1234.
13. Déverin L. L'étude lithologique des roches sédimentaires. *Bull. Suisse Min. et Pétrogr.* IV., 1924, p. 29—50.
14. Doyen A. Sur la distribution des éléments lourds dans quelques sédiments anciens. *Ann. Soc. Géol. Belge*, XLIX, 1926, p. 48—49.
15. — Sur la distribution des éléments lourds dans les sables heersiens. *Ann. Soc. Géol. Belge*, XLIX, 1927, p. 187.
16. Evans J. W. An inexpensive Apparatus for Isolation of Minerals by means of Heavy Liquids. *Geol. Mag.* 1891, p. 67—69.
17. Evans P., Hayman and Majeed A. N. The graphical representation of heavy mineral analyses. World Petrol Congress, Proc. 1933 London, p. 251—256.
18. Hanna M. H. Separation of Fossils, etc., by Haevy Liquids, in Oil Geology, *Econ. Geol.* XXII, 1927, p. 14—17.
19. Haelde K. C. Study and Correlation of Sediments by petrographic Metods. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, VIII, 1924, p. 97—98.
20. Leggette M. Preparation of Thin Sections of Friable Rocks. *Journ. Geol.* 1928, p.549—557

Institutul Geologic al României

21. MILNER H. B. Stratigraphical Value of Micro-organisms in Petroleum Exploration (Methods of correlating oil-well samples). *Nature*, CXVIII, 1926, p. 558.
22. — Sedimentary Petrography. London, 1929.
23. MACOVEI G. Sur l'âge de la variation des faciès des terrains sédimentaires de la Dobrogea méridionale. *C. R. Inst. Géol. Roum.* II, Bucureşti, 1911.
24. — Cercetări în podişul prebalcanic din Dobrogea şi Bulgaria. *Rap. activ. Inst. Geol. Rom.* 1915, Bucureşti, 1917.
25. — et I. ATANASIU. L'évolution géologique de la Roumanie. — Crétacé. *An. Inst. Géol. Roum. Vol.* XVI. Bucureşti, 1934.
26. PAQUIER V. Sur la faune et l'âge des calcaires à rudistes de la Dobrogea. *Bull. Soc. Géol. France*, 4-ème série, T. I. Paris, 1901.
27. PASCU R. Die Verbreitung der Grünschiefer, der jurassischen und neocretazischen Schichten in der Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.* III. Bucureşti, 1910.
28. PETERS K. Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobroudscha. *Denkschr. d. k. k. Akad. Wien*, XXVII. Wien, 1867.
29. PETTIJOHN J. F. Manual of sedimentary petrography. New York, 1938.
30. REED R. D. Some methods for Heavy Mineral Investigations. *Econ. Geol.*, XIX, 1924, p. 320—337.
31. RIVIÈRE A. Contribution à l'étude géologique des sédiments sableux. *Ann. Inst. Océan. Monaco.* T. XVII, p. 213—240. Paris, 20 oct. 1937.
32. SAULEA-BOCEC E. La contribution minéralogique du sable alluvial du Pianul de Sus, distr. Alba (Roumanie). *Ann. Sc. Univ. Jassy.* T. XXI, nov. 1935, p. 514—523.
33. SIMIONESCU I. Note sur l'âge des calcaires de Cernavoda (Dobrogea). *Ann. Sc. Univ. Jassy*, IV. Iaşi,, 1906.
34. — Megalosaurus aus der Unterkreide der Dobrogea (Rumänien). *Centralblatt f. Miner., Geol. u. Paläont.* Jahrg. 1913 Stuttgart, 1913.
35. — Sur quelques fossiles rares, dans le Trias et le Crétacé inférieur de Roumanie. *Acad. Roum. Bull. Sec. Sc.* X, 4—5. Bucureşti, 1926.
36. TICKELL F. G. Correlative Value of the Heavy Minerals. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, VIII, 1924, p. 158—168.
37. — The Examination of Fragmental Rocks. *Stanford Univ.* California, 1931.
38. TOULA FR. Geologische Beobachtungen auf einer Reise in der Gegend von Silistra und in der Dobroudscha im Jahre 1892. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.* LIV. Wien, 1904.
39. TWENHOFEL W. H. a. ONS. Researches in sedimentation in 1924. Reps of the Cratte on Sedimentation. *Nat. Research Concil.* Washington, 1925, 1926—1927, 1927—1928.
40. VAUGHAN T. W. Relative Value of Species of Smaller Foraminifera for Recognition of Stratigraphic Zones. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.* VII, 1923, p. 517—531.
41. ZERNDT J. Petrographische Studien über Karpathen-Sandsteine der Umgegend von Ciezkowice. *Bull. Intern. Acad. polon.*, A. 1924, p. 195—218.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 1

Frecvența mineralelor grele

Minerale grele	Localități																							
	Hinog		Saligny-Cernavodă debleu CFR	Ștefan cel Mare		Celibichioi						Cuza-Vodă W		Cuza-Vodă cariera mare			Medgidia S		Purcăreți	Ramadan			Țibrinu	
	P1	P2	P6	P2	P3	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P1	P3	P3	P7	P8	P2	P2b	P1	P1b	P2	P7	P1	P3
Minerale opace .	8+	8−	8	8	8−	8	8+	8	8	8	8	8	8	8−	8	8	8−	7+	7+	7+	7+	7+	7+	7+
Zircon	5	6−	5	5	6	4	3	5	3	3	4	4	4	6	5	5	6	7	5	1	1	3	7	4
Turmalină . . .		1	1	2	2	3	2	3	2	3	2	2	2	4	4	3	5	4	1			1*	3	1*
Rutil				3	3	3	2	3	2	3	2	3	3	3	3	1	3	3	2	1	1*	2	4	2
Granat		1*	1*	2	3							2	2	1*	1				4	3	2	3	1*	2
Disten				1	1		1	1*	1	1*	3	1	1	1*					1	2	2	1	1*	1*
Epidot		4	4	3	2		1*	1*	1*	1*		2	3					1*	7−	7	7	7	3	7
Staurolit				1	1*	1*	1*	1*	1*	1*	2	1	1	1*					1*	1*	1*	1*	1*	3
Anatas						1*	1*			1*							1*						1*	
Topaz				1*	1*		1*															1*		1*
Apatit					1*						1*								1*	1*	1*			
Sfen							1*																1*	
Hornblendă . .					1*			1*									1*							
Corindon														1*										
Brookit												1												

P1, P2, P3, etc. = numărul dat probelor analizate.

Institutul Geologic al României

TABLOUL 2

Mineralele melanocrate, accesorii şi tipomorfe din rocele eruptive şi metamorfice din Dobrogea

Regiunea sau masivul	Alcătuirea petrografică	Minerale melanocrate, accesorii şi tipomorfe	Autori
Porfirul de la Isaccea	Felsit, porfir, porfir cu epidot.	Diopsid, apatit, zircon, hematit, epidot.	M. Savul
Granitul de la Popina Mare şi Popina Mică	Granit, porfir microgranitic.	Magnetit, limonit?	M. Savul
Diabazele dintre Niculiţel şi Isaccea	Diabaze, variolite.	Augit, olivină, ilmenit, leucoxen.	M. Savul Th. Neculau
Granitul de la Măcin	Granit, gnais-granit, separaţiuni pegmatitice, aplitice. Roce filoniene: cuarţ-diabaze, piroxenite, diabaz-porfirite, amfibolito-gnaise, şisturi amfibolice.	Zircon, hornblendă, sfen, apatit, epidot, augit, ilmenit.	D. M. Căderе
Masivul Pricopanului	Granit, filoane de aplite, granodiorite, seria diorit-cuarţiferă, gabbrou, filoane de microgabbrou, corneene. Şisturi cristaline.	Zircon, epidot, sfen, ortit, clinozoizit, apatit, actinot, diallag, hornblendă, zoizit, granat (almandin, grosular), magnetit, rutil, ilmenit, leucoxen, enstatit, diopsid, turmalină.	D. Giuşcă
Masivul Greci	Granit amfibolic, granodiorit, tonalit, gabbrou şi roce conexe, granit nemicaceu, micropegmatit, amfibolit, microgranulit. Roce filoniene: cuarţ filonian, albitite, plagiaplite, diabaz-porfirite, corneene, conglomerate metamorfozate.	Zircon, epidot, hornblendă, magnetit, clinozoizit, zoizit, apatit, diallag, diopsid, rutil, sfen, ilmenit.	D. Rotman
Porfirele cuarţifere de la Meidanchioi—Consul	Porfire cuarţifere, brecii porfirice, spilite.	Zircon, epidot, hornblendă, magnetit, pirită, goetit, oligist, leucoxen.	M. Savul R. Pascu
Regiunea Bugeag—Orliga	Granite, microgranite, corneene, şisturi cristaline.	Zircon, diopsid, hornblendă, sfen, zoizit, granat (almandin, grosular), tremolit, actinot.	D. Giuşcă
Masivul Iacobdea—Piatra Roşie Cîrjelari	Granite alcalice, granitit, sienit alcalic cuarţifer, porfir sienitic, aplite, micropegmatite, granofir, cuarţ filonian, diabaz, microgranit, porfire cuarţifere.	Magnetit, hematit, ilmenit, sfen, zircon, fluorină, riebeckit, egirin, hornblendă, augit, epidot, apatit, pirită, granat (melanit), limonit.	Şt. Cantuniari
Granitul de la Coşlugea	Granit, granit micropegmatitic, granitite, porfire cuarţifere, cuarţite, filite, corneene.	Epidot, zircon, rutil, apatit, fluorină, magnetit, sfen, diopsid, zoizit, hematit, hornblendă, granat,	M. Savul D. Rotman
Granitele de la Ciucurova şi Atmagea	Granite amfibolice.	Hornblendă, zircon, sfen, hematit.	D. M. Căderе
Rocele eruptive de la Camena	Porfire cuarţifere microgranitice, micropegmatitice, granofirice, felsofirice şi vitrofirice. Cuarţit-porfire microgranitice cu biotit, felsofire, brecii filoniene, cuarţ filonian şi pegmatite. Cuarţ, porfire cu calcedonie şi opal. Porfiroizi, amfibolite şi hornblendite.	Magnetit, rutil, zircon, leucoxen, hematit, ilmenit, pirită, ferrit-opacit, hornblendă, sfen, piroxeni.	D. M. Căderе
Şisturile cristaline dintre Başpunar—Ciamurlia de Sus	Gnaisuri biotitice şi biotit muscovitice, gnaisuri amfibolice, cuarţite muscovit-cloritice şi muscovitice.	Epidot, clinozoizit, magnetit, rutil, apatit, turmalină, zircon, granat, ortit, hornblendă, actinolit.	D. Ionescu-Bujor D. M. Căderе C. I. Motaş
Şisturi verzi	Conglomerate metamorfozate, gresii cuarţitice, piroclastice. Şisturi argiloase pînă la filite.	Epidot, clinozoizit, magnetit, sfen, rutil, apatit, turmalină, zircon, pirită, cassiterit.	D. Ionescu-Bujor C. I. Motaş D. M. Căderе

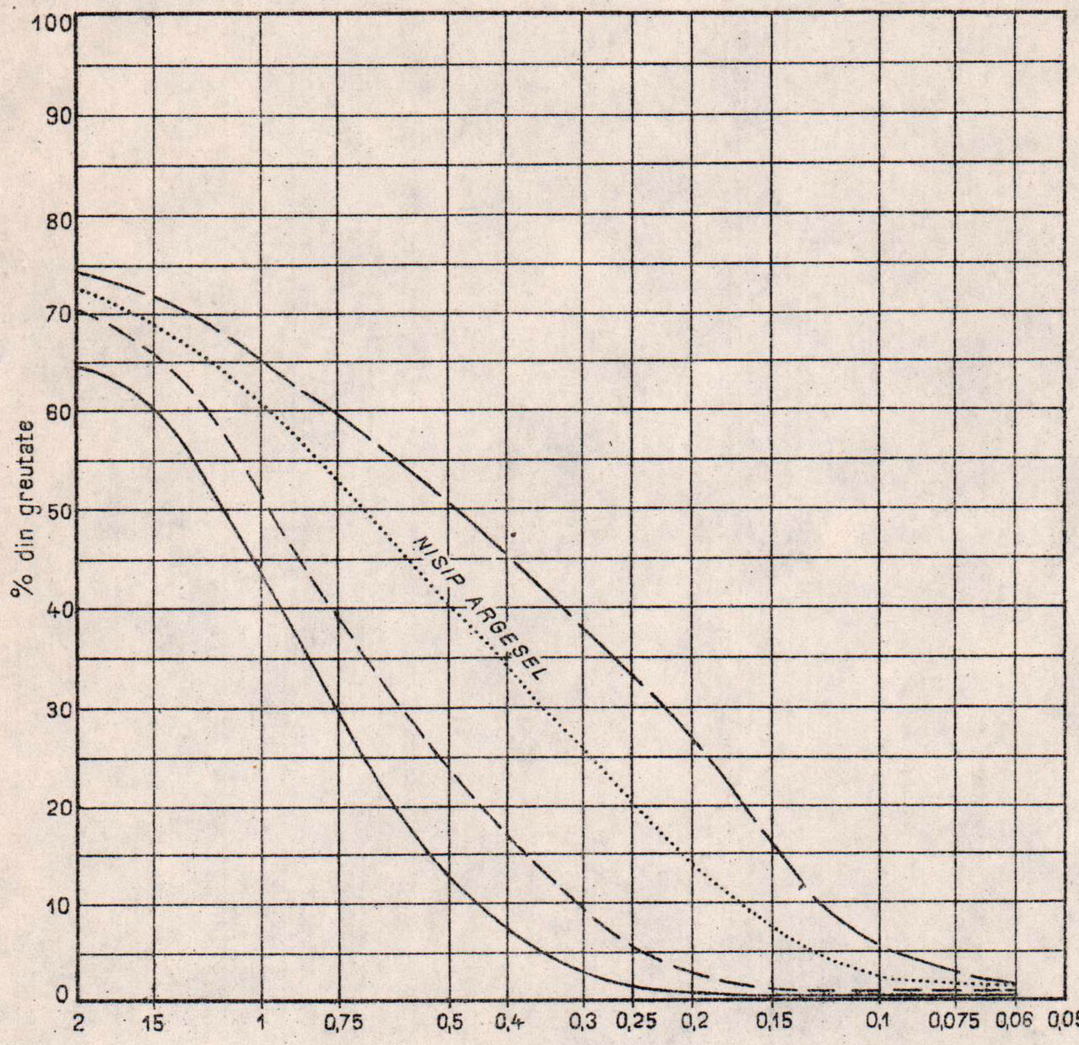
Institutul Geologic al României

DIAGRAME GRANULOMETRICE COMPARATIVE

M.CHIRIAC: Contribuțiuni la studiul petrografic al Apțianului din Dobrogea

Planșa I

I



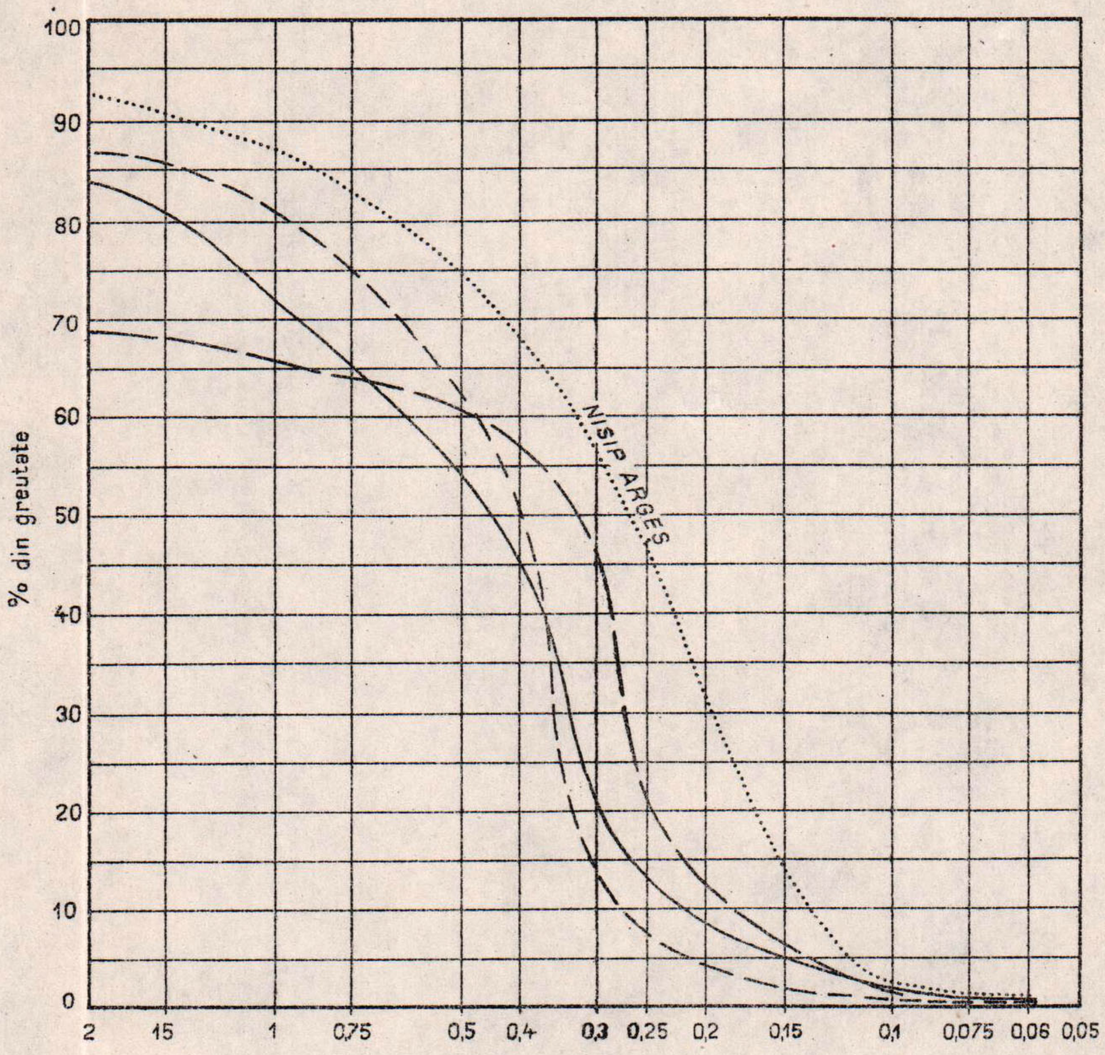
Dimensiunea particulelor în mm.

——— *Proba 1 Hinog*

— — — " *3 Ștefan cel Mare*

— — — — " *6 Saligny C.F.R. Debleu*

II



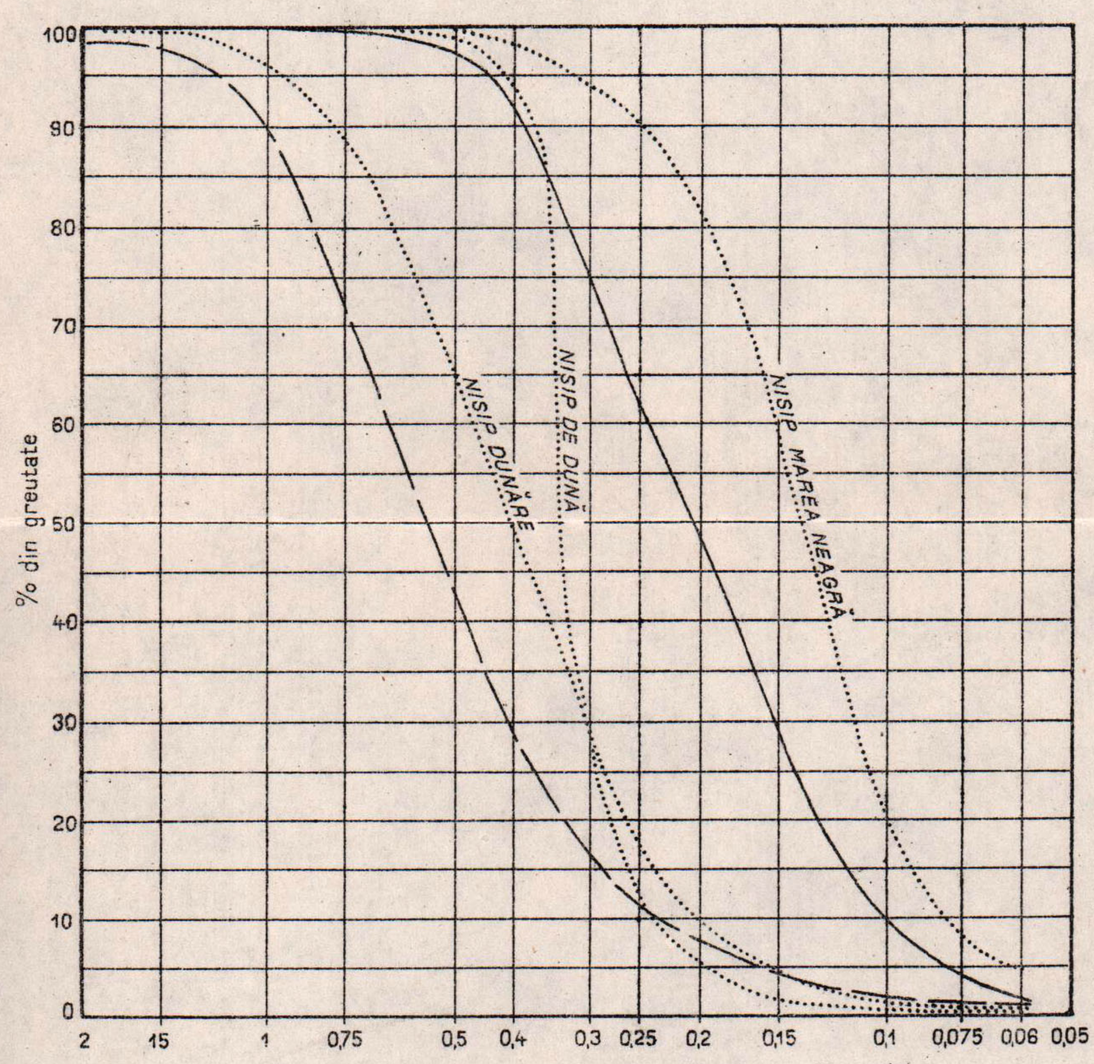
Dimensiunea particulelor în mm.

——— *Proba 1 Cuza Vodă W*

— — — " *2 V. Celibichioi*

— — — — " *3 Cuza Vodă W*

III

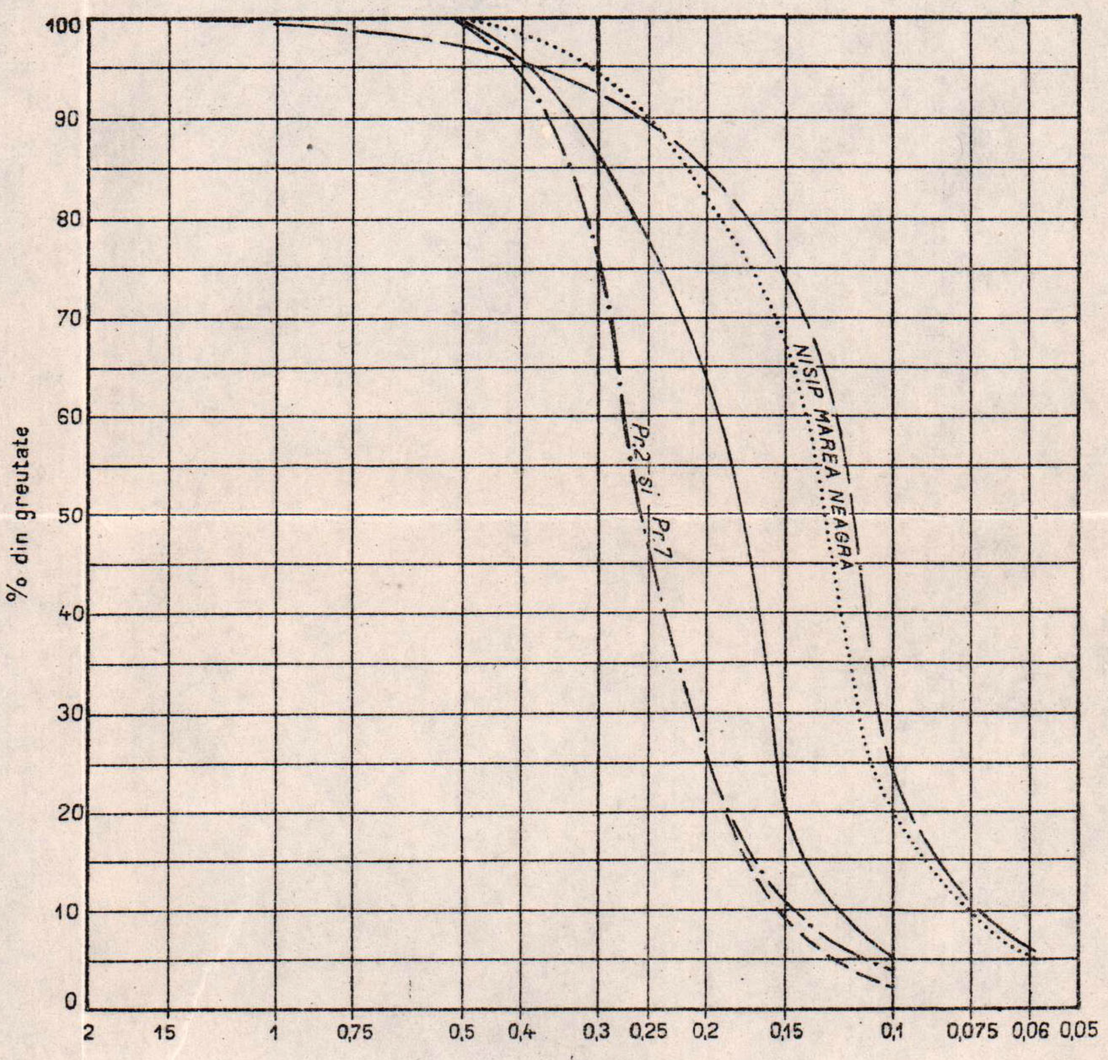


Dimensiunea particulelor în mm.

——— *Proba 2 Medgidia Sud*

— — — " *7 Cuza Vodă Cariera Mare*

IV



Dimensiunea particulelor în mm.

——— *Proba 1 bis Ramadan*

— · — " *2 Ramadan*

— — — " *5 Țibrinu*

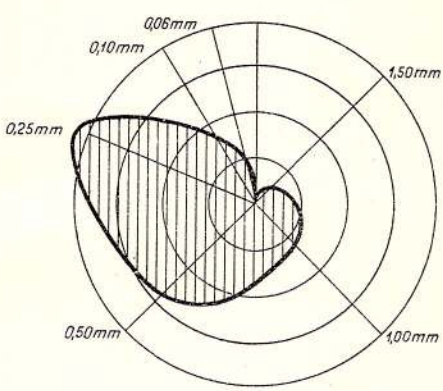
— — — — " *7 Ramadan*

Grad de neuniformitate $N=\frac{d_{60}}{d_{10}}=$

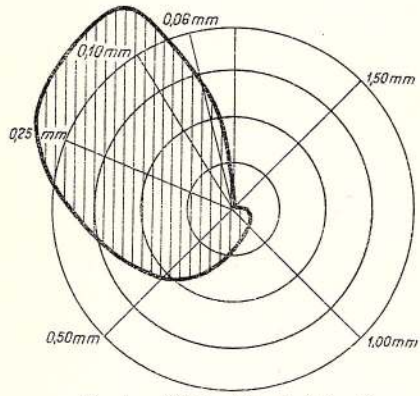
Imprim. atel. Comit. Geol.

Institutul Geologic al României

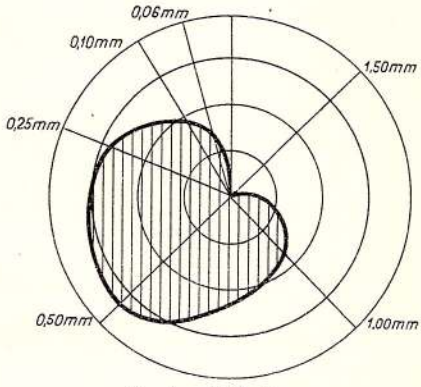
DIAGRAME GRANULOMETRICE DUPĂ METODA RIVIÈRE



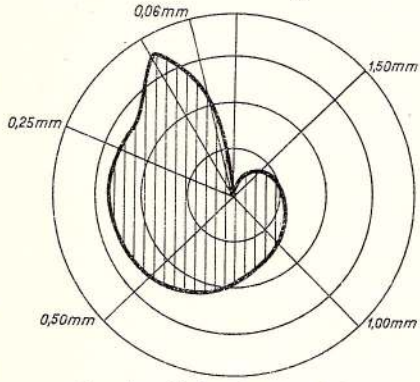
Proba 2 Cuza Vodă W



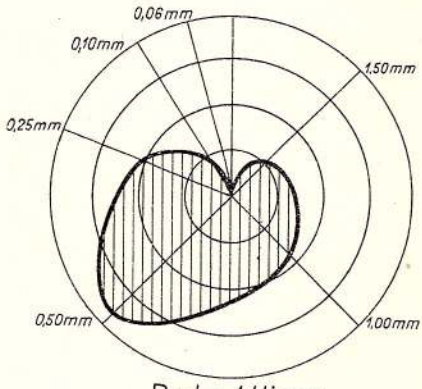
Proba 2bis Medgidia S



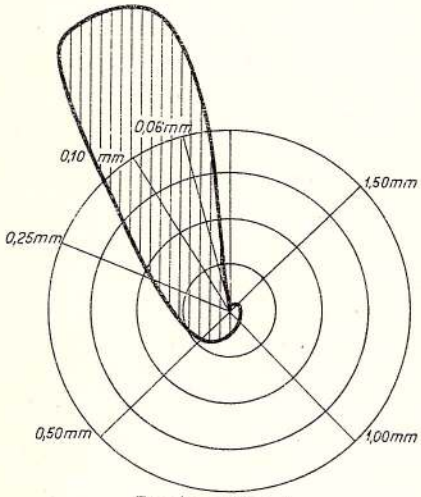
Proba 6 Saligny



Proba 2 Ștefan cel Mare



Proba 1 Hinog

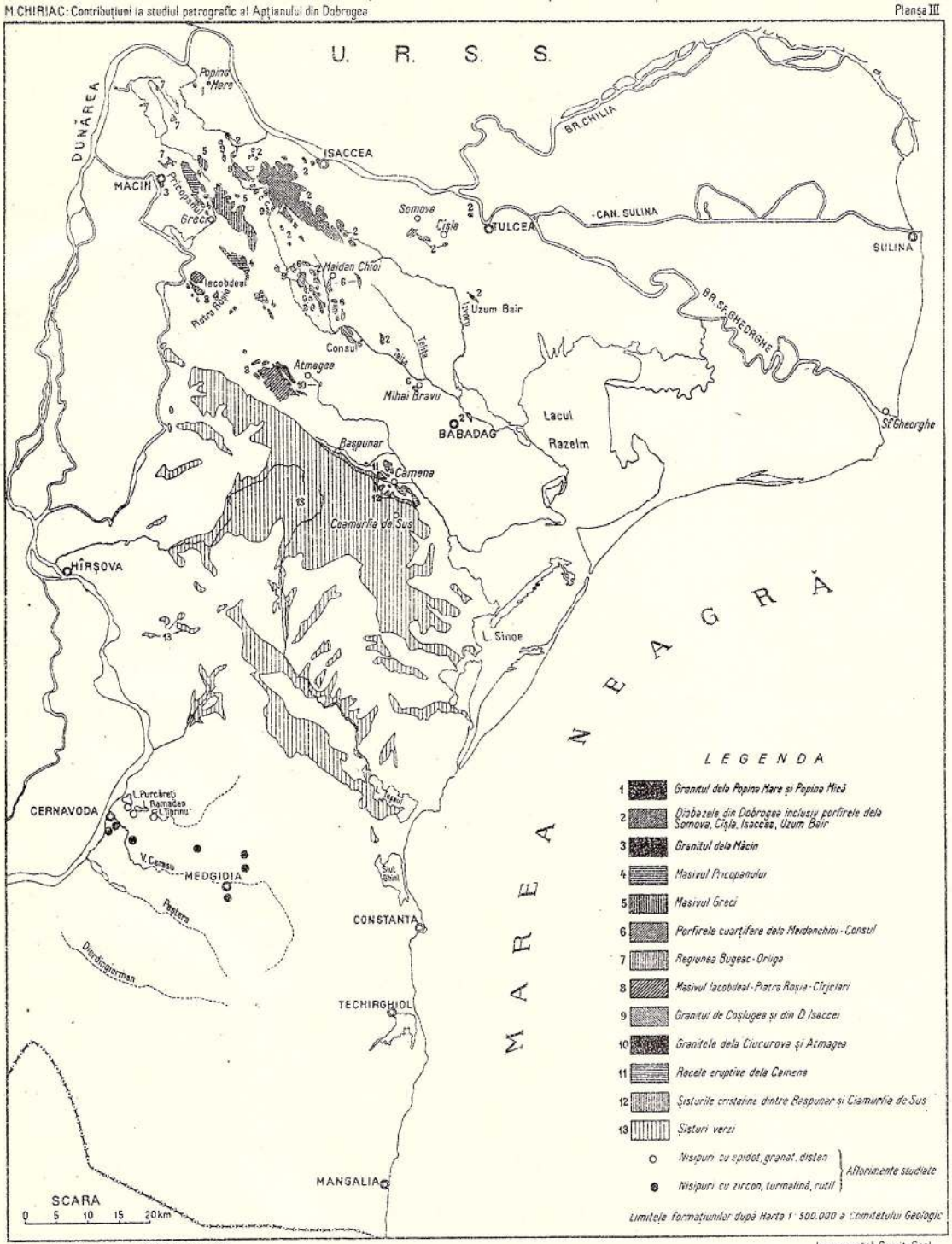


Proba 5 Țibrinu

Imprim. atel. Comit. Geol.

Institutul Geologic al României

AFLORIMENTELE DE NISIPURI APȚIENE STUDIATE ȘI FORMAȚIUNILE LOR DE ORIGINE



Imprim. atel Comit. Geol.

Institutul Geologic al României

PREZENȚA GENULUI PALAEONISCUS ÎN ASOCIAȚIE CU FLORA AUTUNIANĂ ÎN VALEA BERZAVIȚA LA VEST DE REȘIȚA (BANAT)

DE

CORNELIU G. EUFROSIN

În anul 1946 s-au găsit în valea Berzaviței, la sud-vest de Reșița, cîteva resturi de *Palaeoniscus*, pe care l-am determinat utilizînd descrierea de mai jos a lui AGASSIZ:

ORDINUL *GANOIDES* AGASS. 1833
SUBORDINUL HETEROCERCI

Familia *Lepidoides* AGASS. 1833 sin. *Palaeoniscidae* TRAQUAIR 1907.
Genul *Palaeoniscus* AGASSIZ sin. *Palaeothrisum* BLAINVILLE.

1833—1843 *Palaeoniscus Duvernoy* AGASS. (1) vol. 2, p. 45. Tab. 7. f. 1, 2, 3, 5.

«... Forma trunchiului ... este aceea a unui fus foarte umflat la partea anterioară. Spatele mai rotunjit decît la celelalte specii și abdomenul mai proeminent, în timp ce coada, foarte îngustată, este mai alungită ... Capul, proporțional mic, scurt și obtuz, are profilul foarte ridicat și rotunjit. Gura, destul de mare, se întinde pînă sub ochi ... Înotătoarea dorsală este așezată mult înapoi; extremitatea sa posterioară opusă în parte aripioarei anale iar partea sa anterioară corespunde spațiului dintre cea anală și ventrală; ea are la marginea anterioară 7 raze puțin mai mari ... și în total 24—25 raze. Anala, care este de asemenea foarte lată și a cărei margine posterioară se întinde pînă la inserția codalei, ... are 5—6 raze scurte în marginea anterioară, urmată de 25—26 raze ... de mărime descrescîndă. Codala cu lobi ... foarte inegali ... Lobul inferior are la bază vreo 12 raze mici ... urmate de vreo 15 raze mari ... lobul superior are peste 50 raze ...

... Linia laterală... se întinde de la unghiul superior al operculului, în linie dreaptă, către mijlocul codalei. Solzii de formă foarte variată, după locul ce-l

Institutul Geologic al României

ocupau pe trunchiu, . . . sînt totdeauna romboidali dar mai mult sau mai puțin alungiți sau scurți, după cum sînt înscrați pe partea mai îngustă sau mai lată a trunchiului . . . Solzii cresc prin lamele suprapuse care formează pe suprafața exterioară linii romboidale concentrice, vizibile cu ochiul liber. În partea anterioară a trunchiului . . . solzii sînt dispuși în serii aproape perpendiculare, care devin tot mai înclinate pe măsură ce se apropie de coadă, unde devin orizontale în lungul lobului superior al codalei. Acei ai seriilor anterioare sînt aproape pătrați și puțin acoperiți, pe marginea anterioară, de solzii seriilor care îi preced; spre partea posterioară cu cît seriile se înclină solzii se alungesc . . . Suprafața solzilor este ușor bombată spre mijloc, ceea ce face ca impresiunea lăsată pe roce, acolo unde ei se desprind în întregime, să fie netedă și prezintă o ușoară scufundare în mijloc ».

Exemplarul descris a fost găsit de AGASSIZ în terenurile carbonifere în apropiere de Kreutznach. Alte exemplare au fost identificate ulterior la Münster-Appel.

AGASSIZ descrie 10 specii de *Palaeoniscus*, identificate în terenuri carbonifere, permiene și probabil triasice din Europa și Asia, acest gen lipsind în terenurile jurasice.

K. ZITTEL (10), A. WOODWARD (9), J. WEIGELT (8) menționează frecvența genului *Palaeoniscus* în șisturile cuprifere din Thuringia și Hessa, ca și în Permianul superior din Anglia, Franța, Asia și Africa.

W. LAATSCH (5) descrie 5 specii de *Palaeoniscus* găsite în șisturile cuprifere de la Mansfeld, precizînd caracterul continental, limnic fluviatil, al terenurilor în care sînt cuprinse formele de *Palaeoniscus*.

Y. ANGUSTA (2) citează în depozitele permiene din bazinul Boscovici din Cehoslovacia un nivel cu *Palaeoniscus* asociat cu următoarea floră:

Pecopteris arborescens BGT.
Pecopteris feminaeformis SCHLOTH.
Annularia stellata WOOD
Callipteris conferta BGT.
Cordaites sp.
Walchia pinniformis SCHLOTH.

În țara noastră nu a fost semnalată pînă în prezent existența genului *Palaeoniscus*.

Cele patru exemplare de *Palaeoniscus* care constituie obiectul acestei comunicări ne-au fost oferite pentru studiu de inginerii A. RINGEISEN și I. GHERGUȚA, din Reșița, care ne-au indicat că exemplarele provin din halda unei galerii de explorare situată în valea Berzaviței, la circa 200 m la sud de drumul care duce de la Reșița la Lupac.

Prin această galerie s-a urmărit un strat de huilă, intercalat în complexul unor sedimente constituite din gresii microconglomeratice, gresii, șisturi argilo-

Institutul Geologic al României

marnoase cu pirită diseminată, bogate în impresiuni de plante incarbonizate, uneori grafitizate sau piritizate.

Eșantionul Nr. 1 (Pl. I, fig. 1), constituit dintr-o argilă marnoasă nisipoasă, conține impresiuni de fragmente de frunze de *Cordaites principalis* GERM. și resturile unui *Palaeoniscus* DUVERNOY AGASS. Pe această rocă se observă jumătatea anterioară a unui pește, la care se pot identifica: regiunea capului cu gura ușor întredeschisă, linia spatelui boltită, serii oblice, paralele, de solzi rombici, un fragment din aripioara dorsală așezată în dreptul spațiului dintre aripioara anală și aripioara ventrală, păstrată fragmentar, ca și aripioara pectorală.

Eșantionul Nr. 2 (Pl. I, fig. 2, 3), constituit dintr-un șist marnos, negru, prezintă fragmente de ramuri cu frunze de *Walchia hypnoides* ZEILLER, și resturile unui pește de talie mai mică, la care se observă fragmentar aripioarele: dorsală, ventrală și anală, și serii de solzi rombici.

Eșantionul Nr. 3 (Pl. II, fig. 1), constituit dintr-un șist marnos fin nisipos, prezintă extremitatea posterioară a unui *Palaeoniscus*, la care se observă fragmentar aripioara dorsală, aripioara codală cu doi lobi asimetrici și dispoziția în serii a solzilor rombici. Solzii sînt lipsiți de striațiuni.

Eșantionul Nr. 4 (Pl. II, fig. 2), constituit din aceeași rocă, prezintă resturi din pielea cu solzi a unui *Palaeoniscus*.

Pe șisturile argilo-marnoase extrase din halda în care s-au găsit aceste resturi de Ganoizi, cum am arătat într-o comunicare anterioară [1]), am determinat următoarea asociație de floră autuniană:

Asterotheca (Pecopteris) arborescens BGT.
Pecopteris feminaeformis SCHLOT.
Asterotheca cyathea SCHLOT.
Asterotheca candolleana SCHLOT.
Acitheca polymorpha BGT.
Linopteris neuropteroides var. *major*. BGT.
Neuropteris linguaefolia BGT.
Cyclopteris trichomanoides BGT.
Sphenopteris sp.
Annularia sphenophylloides ZENK.
Sphenophyllum oblongifolium GERM.
Lepidophyllum majus BGT.
Pterophyllum cf. *cotteanum* GUTB.
Walchia (Lebachia) pinniformis SCHLOT.
Walchia filiciformis STERNB.
Walchia hypnoides ZEILLER

[1]) C. EUFROSIN. Studiul geologic al regiunii Reșița — Ciudanovița (Banat). Comunicare ținută la Comitetul Geologic în ședința din 25.V.1951.

Institutul Geologic al României

Pe baza datelor de ordin stratigrafic și paleontologic am arătat că acest complex sedimentar reprezintă un orizont de tranziție de la Stefanian la Autunian.

Atît asociația lui *Palaeoniscus* cu floră autuniană citată de J. ANGUSTA (2) în Bazinul Boscovici (Cehoslovacia), cît și aceea de la Berzavița (Banat), s-au dezvoltat, după cum au arătat M. HIRMER (4), R. FLORIN (3) și K. MÄGDEFRAU (6) pentru alte regiuni europene, pe locurile mai puțin umede ale pragurilor carbonifere exondate, care separau bazine locale de subsidență. Acestea s-au format în urma primei faze de cutări hercinice identificată de H. STILLE (7) în Europa centrală.

Mișcările orogenezei hercinice au continuat și în Permianul inferior, cînd bazinele locale limnic-fluviatile se scufundau pe încetul pe măsură ce se umpleau cu conglomerate, gresii, marne, argile cu resturi de plante, pești și cărbuni.

În astfel de ape dulci de mlaștini, lacuri și regiuni inundabile, au putut să trăiască forme de pești ca *Palaeoniscus* în regiunea Banatului, în epoca de tranziție de la Stefanian la Autunian, cît și în timpul acestuia din urmă.

Primit: mai 1951.

Institutul Geologic al României

PLANŞA I

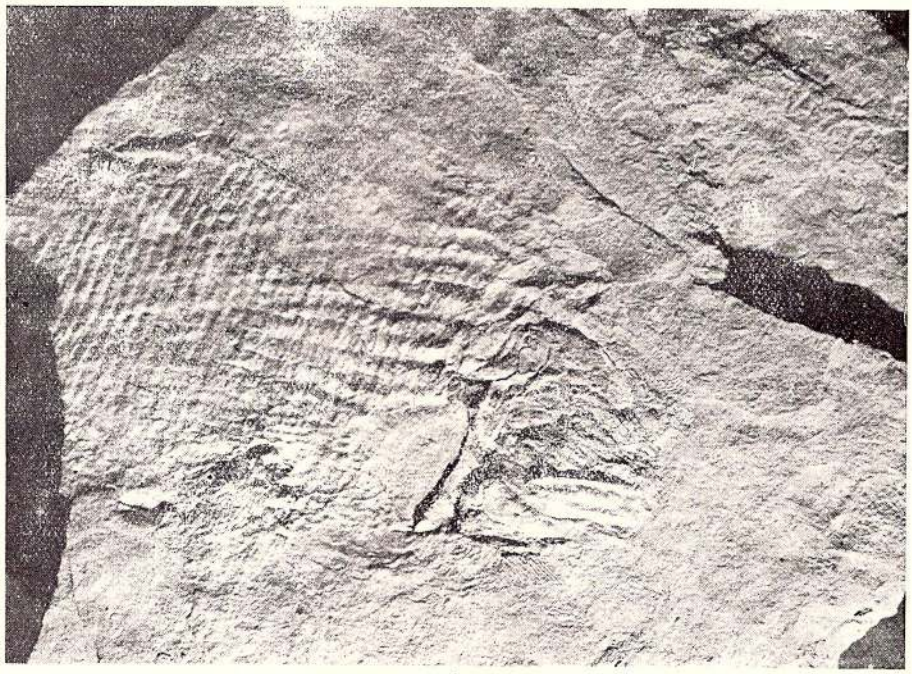
Institutul Geologic al României

PLANȘA I

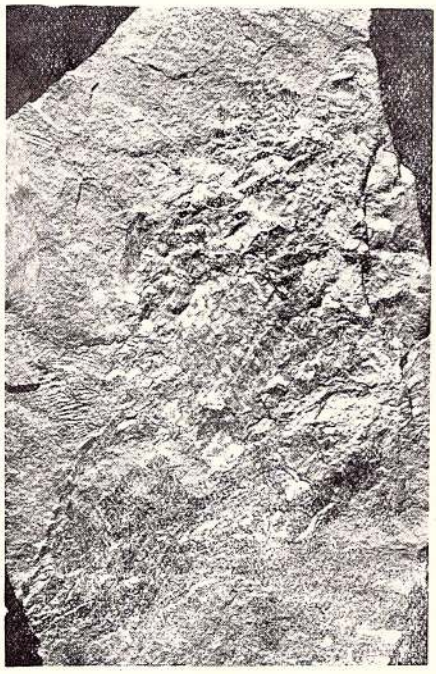
Fig. 1. — Impresiune pe o argilă marnoasă a unor fragmente de frunze de *Cordaites principalis* GERM. și a unor resturi de *Palaeoniscus Duvernoy* AGASS.

Fig. 2—3. — Impresiune pe un șist marnos a unor fragmente de ramuri cu frunze de *Walchia hypnoides* ZEILLER și a unor resturi de Pește.

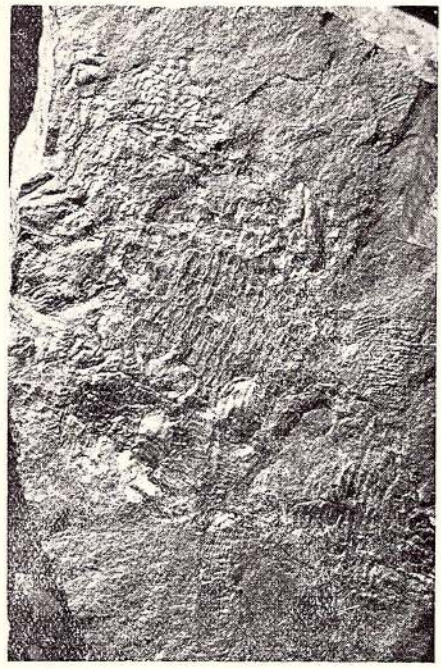
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

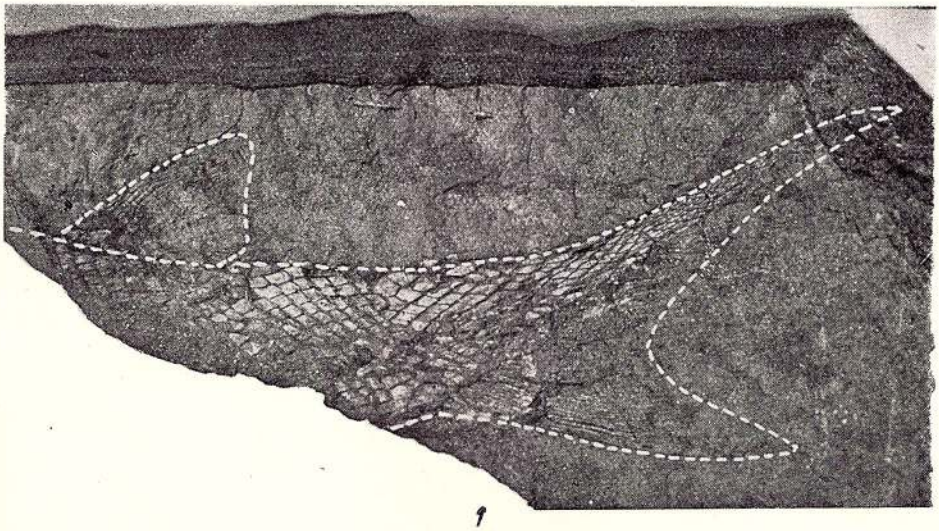
PLANŞA II

Institutul Geologic al României

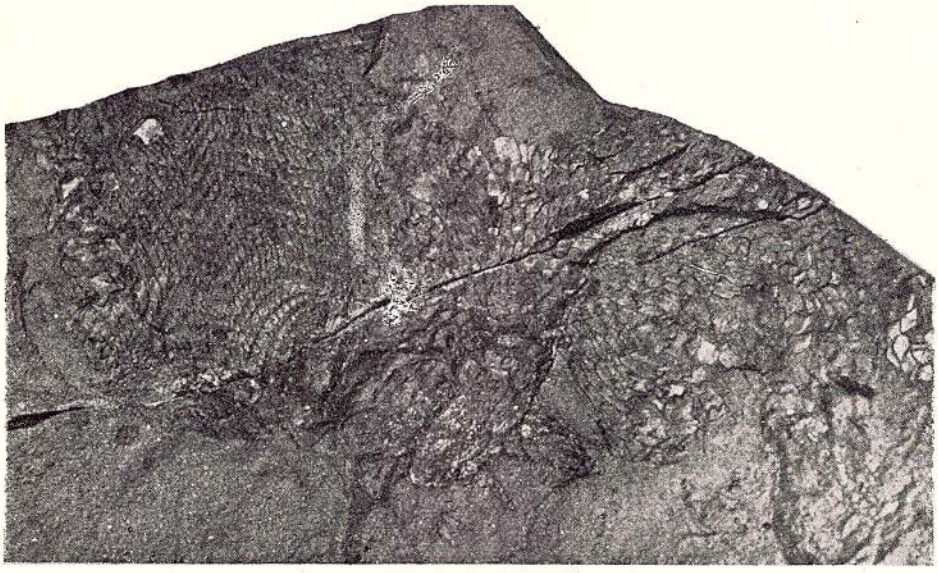
PLANȘA II

Fig. 1. — Impresiune pe un șist marnos a extremității posterioare a unui *Palaeoniscus*.
Fig. 2. — Impresiune pe un șist marnos a unor resturi din pielea cu solzi a unui *Palaeoniscus*.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Agassiz Louis. Recherches sur les Poissons fossiles. Tome II. Neuchâtel. 1833—1843.
2. Angusta J. Note phytopaléontologique sur le niveau à Palaeoniscus du Permien de la fosse de Boskovice. *Vêstnik* du Serv. Géol. de la Rép. Tchécoslovaque. Vol. V. 1929, pag. 172.
3. Florin Rudolf. Die Koniferen des Oberkarbons und des Unteren Perms. *Palaeontographica*. Bd. 85, Abbt. B., Heft I.
4. Hirmer Max. Handbuch der Paläobotanik. Bd. I. München und Berlin, 1927.
5. Laatsch Willi. Die Biostratonomie der Ganoidfische des Kupferschiefers. *Palaeobiologica*. Bd. IV, Lief. 3—5, S. 175—239. Wien, 1931.
6. Mägdefrau Karl. Palaeobiologie der Pflanzen. S. 179. Jena, 1942.
7. Stille Hans. Die Oberkarbonisch -altdyadischen] Sedimentationsräume Mitteleuropas in ihrer Abhängigkeit von der variscischen Tektonik. *Congrès p. l'Avanc. d. Études de Stratigr. carbon*, Heerlen, 1927.
8. Weigelt J. Ganoidfischleichen im Kupferschiefer und in der Gegenwart. *Palaeobiologica*. Bd. I, 1, p. 323, Wien 1928, Jahrgang 1. Wien. Leipzig.
9. Woodward A. Schmith. Catalog of the Fossil Fishes. Part. III. London, 1891.
10. Zittel Karl. Grundzüge der Paläontologie. Ab. II. Vertebrata, S. 96. Berlin, 1918.

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA
60679

Anuar XXX

Îngrijirea de imprimare: N. Alexandrescu, A. Petrescu și G. Cazaban.

Dat la cules: 15/VIII 1956. Bun de tipar: 1/VII 1957. Tiraj 750 ex. Hîrtie velină satinată de 65 gr. m. p. Ft. 70×100. Col editoriale 22. Coli de tipar 17. Comanda 946/1956. Pentru biblioteci indicile de clasificare: 55 (058)

IGR Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României