COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL COMITETULUI DE STAT AL GEOLOGIEI

VOL. XXXVII

BUCUREȘTI
1969

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL COMITETULUI DE STAT AL GEOLOGIEI

Vol. XXXVII

BUCUREȘTI
1969

Institutul Geologic al României

CONTENU

(Résumés)

Page

O. Mirăuță. La tectonique du Protérozoïque supérieur de la Dobrogea centrale . 31

V. Corvin Papiu, Silvia Minzatu. Hypothèse sur la genèse des bauxites du Massif de Pădurea Craiului (Monts Apuseni) 67

D. Patrulius, Elena Popa, Ileana Popescu. Structure de la Nappe bucovinienne dans la partie méridionale du Massif cristallin moldave (Carpates Orientales) 109

O. Maier, H. Kräutner, Florentina Kräutner, Georgeta Mureșan, M. Mureșan. Stratigraphie und Struktur der epimetamorphen Schiefer der mittleren Zone des Poiana Ruscă-Gebirges (Gebiet von Teliuc-Ghelar-Vadu Dobrii) 165

H. Kräutner, Florentina Kräutner, Georgeta Mureșan, M. Mureșan. La stratigraphie, l'évolution du magmatisme, le métamorphisme et la tectonique des formations cristallophyliennes de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă 241

C. Ionescu. Recherches pétrographiques, stratonomiques et structurales du Cristallin des Monts de Bistrița (région des sources Țibău-Coșna) 311

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

Pag.

O. Mirăuță (1931–1967). I

O. Mirăuță. Tectonica Proterozoicului superior din Dobrogea centrală 7

V. Corvin Papiu, Silvia Minzatu. Ipoteză asupra genezei bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (Munții Apuseni) 37

D. Patrulius, Elena Popa, Ileana Popescu. Structura pînzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin moldav (Carpații Orientali) . . 71

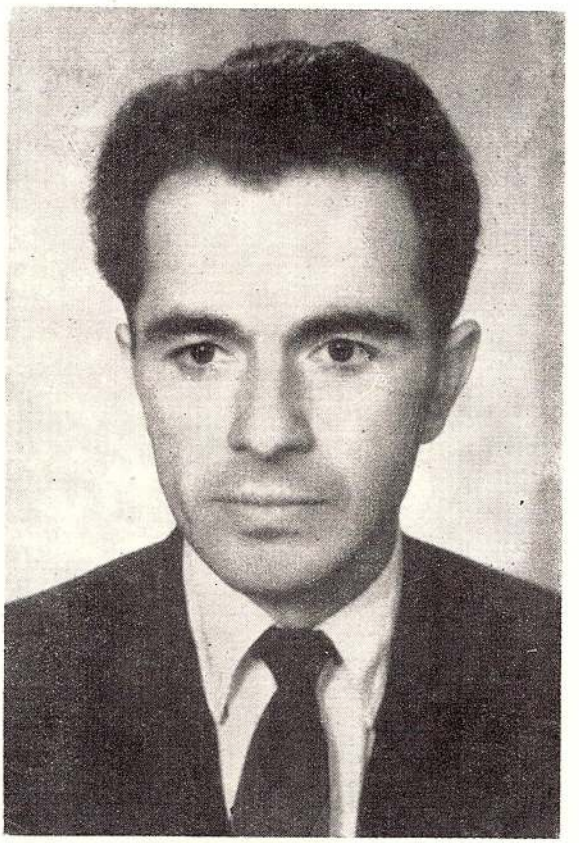
O. Maier, H. Kräutner, Florentina Kräutner, Georgeta Mureșan, M. Mureșan. Stratigrafia și structura formațiunilor epimetamorfice din zona mediană a masivului Poiana Ruscă (regiunea Teliuc-Ghelar-Vadu Dobrii) 119

H. Kräutner, Florentina Kräutner, Georgeta Mureșan, M. Mureșan. Stratigrafia, evoluția magmatismului, metamorfismul și tectonica formațiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă 179

C. Ionescu. Cercetări petrografice, stratonomice și structurale în cristalinul munților Bistriței (regiunea izvoarele Țibăului-Coșna) 265

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



OREST MIRĂUȚĂ
(1931 — 1967)

Institutul Geologic al României

OREST MIRĂUȚĂ

(1931—1967)

La 11 iunie 1967, în urma unui tragic accident s-a stins unul dintre cei mai valoroși reprezentanți ai tinerei generații de geologi români. Inzestrat cu o inteligență și o putere de muncă ieșite din comun, de o rară delicatețe și noblețe sufletească, Orest Mirăuță a lăsat, prin dispariția sa, un mare gol.

S-a născut la 3 iunie 1931 pe plaiuri bucovinene, la Volovăț, în apropierea Rădăuților, cel mai mic vlăstar al unei numeroase familii de agricultori, demni urmași ai răzeșilor lui Ștefan cel Mare. După ce termină școala primară pe care a urmat-o în comuna natală, se înscrie la Liceul din Rădăuți pe care l-a absolvit în 1950. Încă din vremea liceului se relevă calitățile sale care îl plasează mereu în fruntea colegilor lui, deși uneori trebuie să înfrunte și condiții mai grele de studiu. Atras de frumusețea științelor pământului, Orest Mirăuță se înscrie în 1950 la Facultatea de Geologie și Tehnică Minieră a Institutului Politehnic din București, devenită mai tîrziu Institutul de Mine. În toți cei cinci ani de studii pe care îi încheie strălucit cu diplomă de merit, Orest Mirăuță a fost mereu un exemplu de sîrguință pentru colegii lui. Calitățile sale morale, unanim recunoscute, i-au determinat pe colegii săi de studiu să-l aleagă în conducerea organizațiilor de tineret și sindicale din Institutul de Mine.

Din 1955 pînă în 1960, Orest Mirăuță lucrează în cadrul Serviciului geologic al Intreprinderii de Prospecțiuni și Laboratoare a Comitetului Geologic, mai întîi ca geolog stagiar, apoi ca geolog principal. Încă din această perioadă el se impune prin calitățile sale profesionale, fiind desemnat în 1958 să facă parte din colectivul de redacție a Hărții tectonice a României. La sfîrșitul anului 1960 el este transferat la Institutul Geologic,

Institutul Geologic al României

odată cu reînființarea acestuia. Mai întîi cercetător științific, apoi, din 1964, cercetător științific principal, Orest Mirăuță și-a dus în această instituție activitatea, pînă în momentul tragicei sale dispariții. În 1962 el este distins cu premiul „Gr. Cobălcescu" al Academiei pentru contribuția sa la elaborarea primei ediții a Hărții tectonice a României.

Calitățile sale unanim recunoscute au determinat ca Orest Mirăuță să fie ales să reprezinte România și într-o serie de manifestări geologice internaționale. Astfel, în 1961 conduce excursia Congresului al V-lea al Asociației Carpato-Balcanice în munții Măcinului ; în același an participă la lucrările Comitetului de redacție a Hărții tectonice a Europei de la Mamaia, iar în 1964 este delegat să participe la reuniunea Societății Poloneze de Geologie. Peste tot el s-a impus ca un demn și valoros reprezentant al școlii geologice românești. De asemenea, numeroși geologi străini care ne-au vizitat țara au beneficiat de competentele sale explicații în excursiile pe care le-au făcut în Dobrogea sau în Carpații Orientali și pe care le-au elogiat întotdeauna.

Deși extrem de scurtă, activitatea științifică a lui Orest Mirăuță a fost deosebit de rodnică, mai ales sub aspectul calității superioare a lucrărilor sale. El a abordat studiul a două regiuni de pe teritoriul țării noastre cu structură foarte complicată, Dobrogea și Carpații Orientali, rezultatele cercetărilor efectuate în aceste sectoare fiind consemnate în 26 de lucrări publicate în țară și peste hotare. De asemenea el a participat la realizarea unor lucrări de sinteză : Ghidul excursiilor în Dobrogea din cadrul celui de al V-lea Congres al Asociației Carpato-Balcanice de la București, Harta tectonică a României, Harta metalogenetică a României, Harta metalogenetică pentru fier a teritoriului României, Harta geologică a formațiunilor antetortoniene și 4 foi din Harta geologică a României la scara 1 : 200.000.

* * *

Numele de Orest Mirăuță va rămîne mereu legat de procesul de cunoaștere a structurii geologice a Dobrogei, în care lucrările sale au însemnat o etapă importantă, înscriindu-se în șirul iluștrilor geologi care l-au precedat în această regiune — G. Murgoci, L. Mrazec, I. Simionescu, I. Atanasiu.

Contribuții extrem de valoroase a adus Orest Mirăuță în descifrarea stratigrafiei și tectonicii Dobrogei de Nord. El stabilește aici o succesiune cu totul nouă a depozitelor paleozoice, relevînd prezența forma-

Institutul Geologic al României

țiunilor mai vechi decît Devonianul inferior. După studii foarte minuțioase făcute pe teren, însoțite de studii microscopice detaliate, el ajunge să stabilească următoarea succesiune stratigrafică a Paleozoicului din munții Măcinului : (1) seria șisturilor cristaline mezozonale, (2) seria filito-cuarțitică de vîrstă ordoviciană, eventual și cambriană, (3) seria filitelor cenușii și a calcarelor de vîrstă siluriană, (4) seria devonian-inferioară în care relevă caracterul ritmic, flișoid, al depozitelor și (5) formațiunea de Carapelit în care distinge un orizont conglomeratic inferior și un orizont grezos-șistos superior. El compară formațiunea de Carapelit cu faciesul de Culm din Europa centrală.Trebuie reținută de asemenea ideea interesantă exprimată de O. M i r ă u ț ă că seria mezozonală (1) poate reprezenta un facies al seriei filito-cuarțitice (2), cu un grad de metamorfism mai ridicat datorită intruziunilor granitice. Această nouă imagine stratigrafică îl conduce și la o nouă imagine structurală a munților Măcinului în care distinge o serie de cute strînse, deversate spre nord-est, la care iau parte și granitele, pe care le împarte în două grupe : granite anterioare formațiunii de Carapelit și granite posterioare acesteia. Cutarea depozitelor paleozoice s-a făcut, după O r e s t M i r u ț ă, în mai multe etape : caledoniană (?), bretonă și sudetă. Ele au fost reluate apoi în cutări hercinice tîrzii și chimerice vechi.

Studiind Colinele Mahmudiei, O. M i r ă u ț ă identifică, împreună cu E l e n a M i r ă u ț ă, depozite devonian-medii dezvoltate în facies de fliș. Extinzîndu-și cercetările și în regiunea Cataloi el ajunge să stabilească o nouă succesiune stratigrafică a depozitelor paleozoice și în zona triasică a Dobrogei de Nord. Această succesiune începe cu (1) complexul meta-psamitic cu metagrauwacke și filite, după care urmează (2) complexul șisturilor sericito-cuarțitice (Ordovician) echivalent cu seria filito-cuarțitică din munții Măcin ; (3) cuarțitele negre, siluriene ; (4) șisturile filitoase — ardeziene, tot siluriene, apoi formațiunile devoniene cu : (5) complexul flișoid, (6) complexul șistos-calcaros și (7) complexul silicolitic, peste care semnalează calcare cenușii, probabil carbonifer-inferioare.

O. M i r ă u ț ă stabilește că, în ansamblu, formațiunile paleozoice din Dobrogea de Nord formează un ciclu orogenetic hercinic independent, cu un facies flișoid în Devonian, precedat de un facies euxinic în Silurian și urmat de un facies de molasă reprezentat de formațiunea de Carapelit. Acest ciclu este deosebit de cel chimeric care începe cu o formațiune terigenă în Triasicul inferior, urmat de o formațiune calcaroasă și magmatism inițial în Triasicul mediu și superior și de o formațiune de fliș în Triasicul superior și Liasic (strate de Nalbant). Distingerea unui ciclu chimeric

Institutul Geologic al României

vechi independent pe care o face Orest Mirăuță este foarte importantă pentru înțelegerea evoluției Dobrogei de nord.

Studiile făcute de Orest Mirăuță în Dobrogea de nord se îndreaptă și asupra depozitelor mezozoice pe care le cercetează atît în munții Măcinului cît și în zona triasică. El recunoaște Triasicul inferior detritic, peste care separă un complex calcaros-dolomitic care corespunde părții inferioare a Triasicului mediu. În cadrul acestuia face observații foarte detaliate asupra proceselor de substituire a calcarelor prin dolomite. El atrage atenția de asemenea asupra numeroaselor fenomene de ingresiune a formațiunilor calcaroase ale Triasicului mediu datorită unor mișcări sinsedimentare, însoțite de conglomerate bazele considerate pînă atunci de alți cercetători ca depozite werfeniene. Deasupra complexului calcaros-dolomitic, O. Mirăuță distinge un complex calcaros cu stratificație gradată în care face observații foarte interesante de petrografie sedimentară, determinînd un proces de sedimentare ritmică exclusiv carbonatată și remarcă faptul că aceasta precede sedimentarea de tip fliș din Triasicul superior.

Demne de remarcat sînt observațiile structurale pe care Orest Mirăuță le face în Dobrogea de nord. În primul rînd trebuie relevate observațiile microtectonice aplicate asupra depozitelor paleozoice. El descrie în detaliu diferite tipuri de microcute și clivaje care îi permit să determine în formațiunile predevoniene de la Cataloi două faze de deformare, din care prima sincronă cu metamorfismul. Nu mai puțin însemnate sînt și concluziile tectonice de ordin general la care ajunge O. Mirăuță. În afară de faptul că distinge două cicluri orogenice diferite el arată că între direcțiile structurilor paleozoice (E—W) și direcțiile structurilor chimerice (NNW) există o discrepanță netă. În structurile paleozoice din Colinele Mahmudiei el pune în evidență cute anticlinale culcate, recutate în cute antiforme și sinforme, descrise pentru prima oară de el în Vorlandul carpatic.

Caracterul multilateral al preocupărilor sale este relevat și de studiul depozitelor cretacic-superioare din bazinul Babadag, cercetări care subliniază calitățile de biostratigraf ale lui Orest Mirăuță. În aceste studii este argumentată paleontologic prezența Turonianului în care sînt identificate zonele cu *Inoceramus labiatus*, cu *I. lamarcki*, cu *Scaphites geinitzi* și cu *I. schloenbachi*; sînt de asemenea descrise faunele cenomaniene și senonian-inferioare, realizîndu-se astfel un studiu complet al Cretacicului superior de la Babadag care constituie o verigă de bază în stabilirea scheme biostratigrafice a Neocretacicului din România. Studiile acestea sînt com[i]

Institutul Geologic al României

pletate însă și de studii petrografice care îi permit lui Orest Mirăuță să determine caracterul heterocron al conglomeratelor de pe marginea bazinului Babadag, precum și variațiile de facies ale depozitelor senoniene. El relevă totodată că tectonica bazinului Babadag este independentă de tectonica fundamentului, formarea lui fiind legată de o perioadă stabilă de shelf.

* * *

Cercetările lui Orest Mirăuță s-au îndreptat și asupra Dobrogei centrale, rezultatele obținute fiind extrem de valoroase prin stabilirea unei scheme de divizare a șisturilor verzi și prin observații foarte amănunțite asupra petrografiei și tectonicii acestora.

Orest Mirăuță a stabilit patru subdiviziuni ale șisturilor verzi și anume : (1) seria infragrauwackică ; (2) seria grauwackelor inferioare ; (3) seria grauwackelor superioare sau seria de Măgurele și (4) seria supragrauwackică (sau seria de Băltăgești). El arată să seriile grauwackică inferioară și superioară au un caracter de fliș și face multe observații de detaliu asupra sedimentologiei lor. Remarcînd prezența piritei de origine sedimentară în aceste serii deduce că mediul în care s-au depus putea avea un caracter euxinic. De asemenea semnalează frecvența remanierilor intraformaționale sub formă de galeți moi care denotă o compactizare rapidă a sedimentelor pelitice. Studiind ritmurile seriei grauwackice inferioare constată că acestea sînt formate din grauwacke și șisturi zonate de tipul varvelor (alcătuite din microritmuri de siltite și pelite), pe care le aseamănă cu roci identice din Algonkianul din Boemia și din Brioverianul din Bretania.

Cercetînd materialul din microconglomeratele arcoziene intercalate în seria grauwackelor superioare, O. Mirăuță ajunge la concluzia că acestea provin din formațiuni mai vechi decît șisturile verzi situate în Dobrogea sudică, a căror consolidare este assyntică veche sau carelidică.

Foarte interesante sînt observațiile tectonice făcute de Orest Mirăuță în Dobrogea centrală. El determină o serie de cute largi cu caracter de anticlinorii și sinclinorii ce prezintă un clivaj șistos cu înclinări abrupte spre sud. Acest clivaj șistos este sincron cu metamorfismul șisturilor verzi, mineralele de neoformație fiind orientate paralel cu clivajul. În privința metamorfismului el arată că numai seria infragrauwackică prezintă un metamorfism epizonal pe cînd toate celelalte serii au un metamorfism incipient, produs odată cu clivajul șistos în timpul cutării. Din analiza varia-

Institutul Geologic al României

ției direcției cutelor și a așezării lor în releu, O. M i r ă u ț ă ajunge la concluzia că în Dobrogea centrală ne găsim într-o regiune de curbură a zonei cutate, care urmărește, în general, curbura masivului ucrainean.

Toate contribuțiile aduse de O r e s t M i r ă u ț ă la cunoașterea geologiei Dobrogei reprezintă descoperiri originale și fundamentale care marchează o etapă însemnată în progresul științelor geologice în acest sector al teritoriului țării noastre. Cunoașterea aprofundată a problemelor Paleozoicului și Precambrianului a determinat colaborarea lui la elaborarea unor sinteze importante asupra formațiunilor de această vîrstă, prezentate în străinătate (1963, 1966) sau în țară (1961, 1962, 1968).

* * *

Studiile făcute de O r e s t M i r ă u ț ă în Carpații Orientali au privit în special formațiunile miocene din zona subcarpatică din Moldova centrală, precum și depozitele din unitatea marginală a zonei flișului din bazinul Bistriței și Tazlăului.

Deși formațiunile pe care le studiază au fost cercetate înaintea lui de mulți geologi cu renume, O. M i r ă u ț ă reușește să aducă noi contribuții originale în stratigrafia și tectonica acestora. În zona marginală a flișului separă șisturile negre cu trei orizonturi: șistos-calcaros, cu lidiene și calcarele cu silicifieri, arătînd că ultimul corespunde gresiilor silicioase cu glauconit de vîrstă albiană din zona de Audia. Cenomanianului îi atribuie șisturile vărgate și silicolitele roșii pe care le paralelizează cu stratele de Tisaru. Deasupra lor separă stratele de Lepșa și conglomeratele de Horăicioara (Turonian — Senonian inferior) peste care urmează stratele de Hangu inferioare. Foarte important este faptul că el determină o discordanță la baza acestora din urmă. Tot în stratele de Hangu inferioare descoperă resturi de *Orbitoides*, *Siderolites* și Radioliți, citate pentru prima oară în Senonianul din flișul Carpaților Orientali. O. M i r ă u ț ă recunoaște și stratele de Hangu superioare (danian — paleocene) peste care separă un nivel de gresii și argile verzi, pe care îl paralelizează cu stratele de Straja. Succesiunea se continuă cu stratele de Jghiabul Mare, calcarele de Pasieczna și stratele de Bisericani, în baza cărora identifică un orizont de argile roșii și verzi, iar la partea lor superioară, gresia de Lucăcești. În Oligocen, O. M i r ă u ț ă recunoaște menilitele inferioare și marnele brune, șisturile disodilice inferioare, gresia de Kliwa, șisturile disodilice și menilitele superioare, precum și stratele de Gura Șoimului. El constată că în anumite

Institutul Geologic al României

zone ultimele trei orizonturi sînt înlocuite de conglomerate cu elemente verzi.

Foarte importante sînt contribuțiunile aduse de Orest Mirăuță la stratigrafia depozitelor miocene. Studiind regiunea cuprinsă între valea Cracăului la nord, pînă în culmea Pietricica și culmea Berzunțului la sud, O. Mirăuță ajunge să cunoască în detaliu toate variațiile de facies pe care aceste formațiuni le prezintă în diferite zone.

Termenul inferior al Miocenului este considerat de O. Mirăuță formațiunea saliferă inferioară, în cadrul căreia descifrează variații locale de facies, aceasta fiind înlocuită de conglomeratele de Almașu inferioare. La partea superioară a formațiunii salifere inferioare recunoaște gresia de Condor separată pentru prima dată de el în bazinul văii Bistrița. Deasupra formațiunii cu sare urmează „stratele de Tescani" sau orizontul roșu pe care în ultimul timp le separă sub denumirea de strate de Măgirești. Ele sînt înlocuite pe alocuri de stratele de Borzești (regiunea Uture) sau de conglomeratele de Almașu superioare (cu gresii de Almașu în bază și cu un alt nivel de gresii verzi la partea superioară). Următorul termen al Miocenului este orizontul cenușiu (Helvețian) care cuprinde o subdiviziune inferioară — cu gipsul de Perchiu și una superioară — cu marne roșii.

În ultimul timp Orest Mirăuță ajunsese la o concepție de-a dreptul revoluționară în privința stratigrafiei Miocenului din Subcarpați. El considera că întreaga stivă de depozite din culmea Pietricica și din regiunea Tescani aparține Helvețianului superior și Tortonianului și că tot intervalul corespunzător Helvețianului inferior și Burdigalianului lipsește în această zonă; stratele de Tescani, de la locul tip și din culmea Pietricica erau considerate de vîrstă tortoniană, ca și sarea de la Sărata-Bacău; conglomeratele de Pietricica constituiau, în această nouă imagine, un facies al Helvețianului superior.

Din păcate tragicul accident care i-a curmat viața l-a împiedicat pe Orest Mirăuță să definitiveze această nouă schemă stratigrafică care ar fi determinat o reconsiderare importantă a întregii geologii a Subcarpaților Orientali.

Nu mai puțin importante sînt contribuțiile aduse de Orest Mirăuță în ceea ce privește tectonica zonei marginale și a Subcarpaților. El determina, prin corelarea datelor de suprafață cu datele obținute în foraje o serie de cute culcate sau răsturnate spre est, adesea recutate, formînd cute antiforme, ca de exemplu anticlinalul fals Almașu. De altfel O. Mirăuță este primul cercetător care introduce această nomenclatură în litera-

Institutul Geologic al României

tura geologică românească, dovedind odată în plus erudiția de care a dat dovadă în tot timpul activității sale. Acest stil tectonic este considerat de O r e s t M i r ă u ț ă caracteristic pentru zona marginală, pe care în ultima sa lucrare o separă sub denumirea de „zona cutelor marginale". El consideră că trecerea de la unitatea marginală la zona subcarpatică se realizează prin coborîrea treptată a cutelor din prima zonă, realizîndu-se astfel un mănunchi de cute în cascadă. Deosebind în ultimul timp o succesiune stratigrafică cu totul particulară în culmea Pietricica, O. M i r ă u ț ă considera această parte a zonei Subcarpatice ca o unitate independentă, separată de subzona internă subcarpatică printr-o linie de încălecare.

Cercetarea minuțioasă a molasei miocene l-a condus în mod firesc pe O. M i r ă u ț ă și la abordarea unor probleme legate de sedimentologia acestor formațiuni. El descrie diferite aspecte sedimentologice particulare, făcînd totodată și considerații legate de răspîndirea faciesului conglomeratic pe care îl consideră ca un rezultat al unor procese torențiale desfășurate la scară mare.

Un alt corolar al prodigioasei activități depuse de O r e s t M i r ă u ț ă în cercetarea Subcarpaților Moldovei este cel referitor la descoperirea și exploatarea zăcămintelor de săruri de potasiu. Prin urmărirea și dirijarea atentă a lucrărilor de explorare, prin valorificarea cu multă îndrăzneală a rezultatelor din foraje, corelată cu o extrem de minuțioasă cartare de suprafață, el și-a cîștigat merite de necontestat în cunoașterea acestor zăcăminte.

Intreaga activitate a lui O r e s t M i r ă u ț ă poartă pecetea spiritului său iscoditor, a inteligenței sale analitice. Se remarcă observația fină, extrem de meticuloasă și generalizarea strălucită, ideea ce țîșnește din detaliu. Pierderea pe care geologia românească a suferit-o prin moartea lui este cu atît mai mare cu cît o privim prin prisma viitorului, a ceea ce ar fi ajuns să facă O r e s t M i r ă u ț ă cu calitățile deosebite pe care le avea.

Institutul Geologic al României

LISTA LUCRĂRILOR ȘTIINȚIFICE ORIGINALE

1. Mirăuță Orest, Mirăuță Elena (1962) Observații asupra structurii geologice a regiunii Baspunar-Camena-Ceamurlia de Sus. *D.S. Com. Geol.*, XLIV (1956–1957). București.
2. Mirăuță Orest, Mirăuță Elena (1962) Paleozoicul din partea de sud a Munților Măcin. *D.S. Com. Geol.*, XLVI (1958–1959). București.
3. Mirăuță Orest (1962) Stilul tectonic al flișului marginal și al molasei subcarpatice în regiunea Piatra Neamț. *D.S. Com. Geol.*, XLVIII (1960–1961). București.
4. Ianovici V., Giușcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961) *Ghidul excursiilor. Dobrogea. Congr. V Carpato-balcanic.* București, 1961.
5. Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXII. București.
6. Mirăuță Orest (1963) Aspects de l'évolution géosynclinale de la Dobrogea de nord. *Trav. VI-ème Congrès Assoc. Carp.-Balk.*, Varsovie, 1963.
7. Răileanu Gr., Patrulius D., Bleahu M., Mirăuță O. (1963) Le Carbonifère des Carpates roumaines et de l'avant-pays carpatique *V-ème Congrès international de stratigraphie et de géologie du Carbonifère C.R.*, Paris, 1963.
8. Mirăuță Orest, Mirăuță Elena (1964) Cretacicul superior și fundamentul bazinului Babadag (Dobrogea). *An. Com. Geol.*, XXXIII (1959).
9. Mirăuță Orest, Mirăuță Elena (1964) Structura geologică a molasei miocene dintre Valea Bistriței și Tazlău. *D.S. Com. Geol.*, XLIX/1 (1961–1962). București.
10. Mirăuță Orest, Mirăuță Elena (1964) Faciesurile și tectonica molasei miocene din anticlinalul fals Almașu (N Piatra Neamț). *D.S. Com. Geol.*, XLIX/2 (1961–1962) .București.
11. Mirăuță Orest, Mirăuță Elena (1964) Flișul cretacic și paleogen din valea Cuejdiului și valea Horaiței. *D.S. Com. Geol.*, L/1 (1962–1963). București.
12. Mirăuță Orest (1964) Șisturile verzi din regiunea Dorobanțu-Măgurele (Dobrogea Centrală). *D.S. Com. Geol.*, L/2 (1962–1963). București.
13. Mirăuță Orest (1964) Stratigrafia și tectonica șisturilor verzi din regiunea Istria-Bălțăgești (Dobrogea Centrală). *D.S. Com. Geol.*, LI/1 (1963–1964). București.
14. Mirăuță Orest, Mirăuță Elena (1964) Prezența Devonianului mediu în zona Colinelor Mahmudiei (Dobrogea de nord). *D.S. Com. Geol.*, LI/1 (1963–1964). București.

Institutul Geologic al României

15. Mirăuță Orest (1965) Faciès et tectonique du Miocène subcarpatique de la Moldavie Centrale. *VII-ème Congrès Ass. Carp.-Balk.*, Sofia, 1965.

16. Mirăuță Orest, Mirăuță Elena (1965) Le Paléozoïque de la zone de Tulcea (Dobrogea septentrionale). *VII-ème Congrès Ass. Carp.-Balk.*, Sofia, 1965.

17. Mirăuță Orest (1965) Paleozoicul de la Cataloi și cuvertura lui triasică. *D.S. Com. Geol.*, LII/1 (1964—1965). București.

18. Mirăuță Orest (1967) Devonianul și Triasicul din Colinele Mahmudiei. *D.S. Com. Geol.*, LII/2 (1964—1965). București.

19. Codarcea-Dessila Marcela, Mirăuță O., Semenenko N.P., Demidenko S.G., Zeidis B.B. (1966) Gheologhiceskaia interpretațiia dannîh polucennîh pri pomosci K-Ar metoda po absoliutnomu vozrastu kristaliceskih formații iujnîh Karpat i Dobrodji. *Trudî XIII ses. komisii po opredel., absol. vozr. gheol. formații pri ONZ-ANSSR.* Moskva, 1966.

20. Mirăuță Orest (1966) Contributions à la connaissance des formations paléozoïques du secteur méridionale des Monts de Măcin. *Revue roumaine de géol., géophysique et géographie. Série de Géologie*, 10/2. București.

21. Ianovici V., Rădulescu D., Bercia I., Constantinoff D., Dimitrescu R., Kräutner H., Mirăuță O., Papiu V.C. (1966) Harta metalogenetică pentru fier a teritoriului României. *St. cercet. geol. geofiz. și geogr., Seria geologie*, 11/1. București.

22. Ianovici V., Rădulescu D., Dimitrescu R., Kräutner H., Mirăuță O. (1966) Harta metalogenetică a României. *Revue roumaine de géol., géophys. et géogr., Série de Géologie*, 10/2. București.

23. Răileanu Gr., Patrulius D., Mirăuță O., Bleahu M. (1968) Stadiul actual al cunoștințelor asupra Paleozoicului din România. *An. Com. Stat Geol.*, XXXVI. București.

24. Mirăuță Orest (1969) Tectonica Proterozoicului superior din Dobrogea centrală. An. Inst. geol. XXXVII

25. Mirăuță Orest Stratigrafia și structura Miocenului subcarpatic din regiunea Moinești-Tazlău. *D.S. Com. Stat Geol.* LIV/3. (sub tipar).

Redactarea, în colaborare, a foilor — Tulcea, Constanța, Piatra Neamț și Bacău din harta Geologică RS România sc. 1 :200.000.

Institutul Geologic al României

TECTONICA PROTEROZOICULUI SUPERIOR DIN DOBROGEA CENTRALĂ

DE

OREST MIRĂUȚĂ

Tectonics of the Upper Proterozoic in Central Dobrogea. The Upper Proterozoic deposits in Central Dobrogea are made up of grauwacke and weakly metamorphosed slates of a flyschoid character. The Assyntian structure of these deposits is characterized by a multitude of either symmetrical or slightly overturned northward folds, grouped in anticlinoria and synclinoria. All the structures show an axial sinking predominantly westward. Central Dobrogea represents an Assyntian massif partially regenerated in the course of subsequent movements.

I. INTRODUCERE

Dobrogea centrală reprezintă cea mai ridicată unitate structurală din masivul Dobrogei și este alcătuită din formațiuni precambriene cutate, care suportă, pe arii restrînse, o cuvertură subțire de depozite mezozoice de platformă.

În lucrarea de față ne propunem să înfățișăm o imagine a structurii depozitelor flișoide proterozoic-superioare (formațiunea șisturilor verzi), care constituie cea mai mare parte a Dobrogei centrale. Stratigrafia și litologia acestor depozite fiind prezentate în lucrările noastre anterioare (1964, 1965), aici vor fi tratate sumar, în măsura în care sînt necesare pentru înțelegerea problemelor structurale.

Lucrarea are la bază cercetările de teren efectuate de autor în perioada 1964—1966 în partea mediană și vestică a Dobrogei centrale. Pentru a se

Institutul Geologic al României

obține o vedere de ansamblu, este prezentată însă structura întregii unități, așa cum rezultă din cercetările noastre anterioare anului 1964, cu excepția colțului de SE. Aspectul tectonic al unității, așa cum reiese din schița 1 : 1.000.000 și din harta structurală 1 : 200.000, diferă de reprezentările precedente, mai ales prin orientarea predominant ENE a structurilor din partea mediană a unității.

Structura Proterozoicului superior din Dobrogea a fost relativ puțin studiată. G. M a c o v e i (1912) arată că șisturile verzi au structuri orientate WNW, diferite de cele chimerice din Dobrogea de nord, predominant nord-vestice. În lucrările lui R. P a s c u (1909) și G. M u r g o c i (1914) sînt menționate, începînd de la sud spre nord, următoarele cute principale :

Anticlinalul Sibioara — Dorobanțu — Tichilești, cu orientare NW ;

Sinclinalul Casimcea, dispus E—W, oblic față de valea Casimcei, evidențiat la Tașaul — Palazu Mic — Mireasa ; alte două sinclinale sînt menționate la Nuntași — Cogealac — Colelia și respectiv la Sinoe — Dealu — Casimcea — Stînca, ambele situate în partea mediană a zonei șisturilor verzi și orientate WNW ;

Un anticlinal cu direcția NW în partea nordică a zonei.

G. M u r g o c i (1914) a constatat că „cutările postjurasice s-au suprapus peste structurile mai vechi și au accentuat sinclinalele și anticlinalele", astfel că sinclinalul cu calcare jurasice al Casimcei s-a suprapus peste un sinclinal de șisturi verzi, păstrînd aceeași direcție.

După un interval destul de mare de timp, în care preocupările au fost mai ales de natură petrografică (C. I. M o t ă ș, 1913 ; D. I. B u j o r, 1937), cercetările geofizice ale lui Ș t. A i r i n e i (1955), R. B o t e z a t u și T. B ă c i o i u (1957) aduc noi elemente în descifrarea tectonicii acestei zone. Autorii pun în evidență anomalii magnetice, respectiv gravimetrice, orientate NW sau WNW.

În „Ghidul excursiilor din Dobrogea" (1961) sînt menționate în zona șisturilor verzi structuri cu diferite orientări : NW, E-W și ENE. S t. C o s m a, I. T e o d o r u și C a m e l i a B r e s t o i u (1962) arată prezența direcțiilor NW ale structurilor din partea nordică a Dobrogei centrale, iar N. G r i g o r a ș și T. D ă n e ț (1961) citează în regiunea Sibioara cute deversate spre nord.

Cu ocazia unor recunoașteri geologice în această zonă, G. M u r g e a n u (1962) [1] remarcă existența mai multor structuri orientate NE.

[1] Comunicare verbală.

Institutul Geologic al României

Direcții structurale similare se observă de asemenea pe hărțile lui St. Cosma din rapoartele pe anul 1962.

În rapoartele noastre din 1962 [2] și 1963 [3] și în lucrările apărute mai tîrziu (1964, 1965), am arătat că în vecinătatea faliilor Peceneaga-Camena și Capidava-Ovidiu structurile au direcții NW sau WNW, spre deosebire de structurile din partea centrală, orientate E—W și ENE. Au fost puse în evidență o serie de cute anticlinale și sinclinale majore, complicate cu structuri de ordinul doi care le conferă aspectul de anticlinorii și sinclinorii, cu afundări axiale predominant vestice. S-au identificat și figurat anticlinoriile: Dorobanțu — Ciamurlia de Sus, Istria și Cheia și sinclinoriile: Rîmnic, Pantelimonu de Jos și Băltăgești. Totodată s-a constatat un sincronism între deformare și metamorfismul incipient, ambele fiind rezultatul orogenezei assyntice.

Într-o lucrare prezentată ulterior (1964), M. Chiriac și A. Lăcătușu confirmă ideea emisă de G. Murgoci (1914) referitoare la suprapunerea sinclinalelor cu depozite jurasice (Casimcea și Topalu — Dorobanțu — Ovidiu), peste sinclinalele fundamentului de șisturi verzi, orientate NW. Autorii fac cîteva supoziții cu privire la existența unor cordiliere de cristalin orientate N—S și E—W, în zona Țepeș-Vodă — Dorobanțu, precum și a unei zone ridicate a fundamentului cristalin la NE de localitatea Crucea.

St. Cosma, C. Ionescu, V. Ignat și Gh. Neacșu în rapoartele din 1963—1964 [4] separă în șisturile verzi trei complexe litologice care sînt despărțite prin două nivele de pelite violacee, interpretate ca orizonturi reper. Aceste complexe au grosimi diferite în diverse puncte datorită unui relief de fund. Autorii au reprezentat pe hartă elementele structurale în funcție de această orizontare.

---

[2] O. Mirăuță (1962). Studii geologice pe foaia 1:100.000 Măcin (Șisturile verzi din regiunea Dorobanțu-Măgurele). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

[3] O. Mirăuță (1963). Studiul Șisturilor verzi din Dobrogea centrală (regiunea Istria-Băltăgești). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

[4] Raport asupra prospecțiunilor geologice cu privire specială asupra minereurilor neferoase din Dobrogea centrală. (1963—1964) Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București; Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase din Dobrogea de mijloc. (1964) Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

II. CARACTERIZAREA LITOLOGICĂ ȘI STRATIGRAFICĂ A PROTEROZOICULUI SUPERIOR

Cele mai vechi depozite cunoscute în Dobrogea centrală sînt reprezentate prin șisturi cristaline mezozonale (seria de Ciamurlia) care constau din micașisturi, cuarțite și amfibolite. Ele apar numai în partea nordică a unității, între localitățile Fîntîna Mare și Ciamurlia, unde formează nucleul unui anticlinal. Amfibolitele intercalate în seria mezozonală provin din metamorfozarea unor roci bazice (C. I. M o t ă ș , 1913) și sînt cantonate mai ales în sectorul Ciamurlia — Camena — Altîn Tepe, din partea estică a anticlinalului. Peste șisturile mezometamorfice se așează discordant(D . G i u ș c ă) formațiunea șisturilor verzi, cu depozite predominant detritice, cu caracter flișoid.

În ansamblu, în succesiunea monotonă și groasă de aproape 5000 m a formațiunii șisturilor verzi se separă (O. M i r ă u ț ă , 1962—1965) o serie inferioară filitoasă (infragrauwackică), o entitate mediană, grauwackică, în care se pot distinge două serii : a grauwackelor inferioare (grauwackele de Istria) și a grauwackelor superioare (grauwackele de Măgurele-Sibioara) și, în sfîrșit, o serie superioară (șisturile de Băltăgești sau seria supragrauwackică). Între aceste serii există tranziții litologice, astfel că limitele dintre ele sînt destul de arbitrare.

Depozitele flișoide proterozoic-superioare din Dobrogea centrală se caracterizează printr-un metamorfism foarte slab, incipient, care a dus la transformarea materialului argilos al rocilor în clorit și sericit, imprimînd rocilor structuri blastopelitice și blastopsamitice și o culoare predominant verde. Metamorfismul assyntic a fost suficient de slab, astfel că se conservă clar structurile inițiale ale depozitelor, cum ar fi stratificația, laminația, mecanoglifele, remanierile intraformaționale etc. Metamorfismul este relativ mai intens, apropiat de cel al epizonei superioare, în seria filitoasă și, local, în seria grauwackelor inferioare din zona nordică (sectorul Topologu — Baia), unde rocile pelitice sînt transformate în filite iar cele psamitice în metagrauwacke și cuarțite verzi.

În depozitele flișoide din Dobrogea centrală se remarcă o creștere a metamorfismului în partea nordică a unității, atît în seria inferioară, filitoasă, cît și în seria grauwackelor inferioare, demonstrînd astfel și o variație în spațiu, pe orizontală, a intensității proceselor metamorfice. De aceea, în orizontarea depozitelor s-a ținut seama mai ales de caracterele litologice inițiale.

Institutul Geologic al României

Originea materialului constitutiv al acestor depozite este predominant terigenă; parte din el însă este de natură piroclastică bazică îndeosebi în seria inferioară. K. Peters (1867), C. I. Motaș (1913), D. I. Bujor (1936) și S. Cosma (1962) au identificat intercalații de tufuri diabazice.

Din distribuția faciesurilor grosiere reiese că materialul terigen a fost transportat de la sud și sud-est (O. Mirăuță, 1962, 1964). Recent, în forajele din Dobrogea de sud (Palazu Mare) au fost interceptate formațiuni cristaline precambrian-vechi (V. Ianovici și D. Giușcă, 1961) care au furnizat, probabil, o parte din acest material. Direcțiile de curent măsurate în ultimul timp de către D. Jipa confirmă că transportul principal al materialului a fost de la SE către NW [5].

În ceea ce privește vîrsta formațiunii șisturilor verzi, începînd din anul 1959 am considerat-o ca fiind proterozoic-superioară (Riphean sau Sinian), aducînd și argumente în sprijinul acestei interpretări. În prezent această vîrstă este acceptată și confirmată prin analizele sporo-polinice (E. Glowacki și P. Karnkowski, 1963; V. Iliescu și V. Mutihac, 1965). Cercetătorii anteriori au atribuit diverse vîrste acestei formațiuni: precambriană, cambriană, ordoviciană, siluriană sau chiar paleozoic-superioară.

1. SERIA FILITOASĂ (INFRAGRAUWACKICĂ)

Aceste depozite stau direct peste șisturile cristaline mezozonale ale seriei de Ciamurlia și se situează în baza formațiunii șisturilor verzi. Cartografic, formează o fișie lată de 1 pînă la 2 km la marginea nordică a Dobrogei centrale.

În componența seriei intră o alternanță cu aspect flișoid de filite și, subordonat, metagrauwacke și roci tufogene. Filitele sînt verzi, cloritice și clorito-sericitice, uneori cu lamine milimetrice cuarțitice, mai deschise la culoare; ele apar în strate de 5 — 60 cm, formează microcute centimetrice, uneori în zig-zag și prezintă o foliație care coincide cu stratificația, precum și un clivaj secundar. Sporadic apar filite slab violacee pe valea Aiormanului și valea Baspunar, precum și șisturi cu cloritoizi (dealul Dalîca).

[5] Comunicare verbală.

Institutul Geologic al României

Metagrauwackele, de asemenea verzi, au aspectul unor cuarțite compacte, dure, de obicei în plăci de 5—10 cm și mai rar în strate pînă la 1 m. Sub microscop se evidențiază structura lor blastopsamitică cu granule nesortate de cuarț și plagioclazi prinse într-o matrice cloritosericitică.

Seria filitoasă (infragrauwackică) nu corespunde cu seria inferioară a șisturilor verzi separată de S. C o s m a și colab. (1962) nici litologic și nici ca arie de răspîndire. Seria inferioară a acestor autori ocupă toată partea de nord a Dobrogei centrale, formînd o zonă lată de 10 — 20 km, în care noi am separat de fapt trei serii din succesiunea șisturilor verzi.

2. SERIA GRAUWACKELOR INFERIOARE.

În continuitate de sedimentare peste seria descrisă mai sus urmează o succesiune groasă în care rocile grezoase (blastopsamite) predomină față de cele pelitice (blastopelite). Această serie apare atît în partea nordică a Dobrogei centrale unde formează o fîșie continuă, juxtapusă celei precedente, lată de 1 — 4 km, cît și în partea mediană a acestei unități, în butonierele anticlinale de la Neatîrnarea — Războieni și Istria — Fîntînele.

Seria grauwackelor inferioare constă dintr-o alternanță ritmică de tip fliș a stratelor de grauwacke și de pelite. În general grauwackele se dispun în strate de 10 cm pînă la 1 m, uneori și în bancuri de 1 — 3 m, și predomină față de rocile pelitice (în strate de 5 — 15 cm), astfel că întreaga serie poate fi considerată drept un fliș grezos. Stratele menționate nu se pot delimita precis, trecerea dintre ele făcîndu-se prin intermediul unor roci cu granulație intermediară (grauwacke fin granulare și siltite); stratificația gradată devine astfel foarte evidentă și caracteristică. Între ritmuri însă, suprafețele de stratificație care le despart au urme de eroziune și sînt foarte nete, rocile cu granulație grosieră suprapunîndu-se peste pelite. Pe fața inferioară a stratelor sau a ritmurilor se observă mecanoglife (load-casts, groove-casts, flute-casts).

Ritmurile normale, de 20 cm — 1 m, cuprind următoarea succesiune *a*) grauwacke mediu pînă la fin granulate; *b*) siltite (1 cm — 5 cm) cu laminație oblică de curent și *c*) roci pelitice (5—10 cm) verzi, albicioase în alterație, pline cu pirită fin granulară. Îndepărtarea prin alterare a

Institutul Geologic al României

acestei pirite duce la aspectul oarecum vacuolar al pelitelor. În stratele de grauwacke apare de asemenea pirită în cuburi de 2 mm — 2 cm și în cantități mari, fapt ce caracterizează această serie. Pirita este de origine sedimentară, prezența ei indicînd un mediu reducător.

Bancurile de grauwacke sînt mediu granulate pe toată grosimea și numai la partea cu totul superioară trec gradat la siltite și pelite. Ele alternează cu pachete de 1 — 3 m constituite din microritmuri de 5 — 10 cm cu grauwacke fin granulare sau siltite și pelite de tipul celor descrise mai sus.

În nucleele anticlinale din partea mediană a Dobrogei centrale, această serie este slab metamorfozată (metamorfism incipient, în timp ce în unele sectoare din partea nordică a acestei unități (Topologu, nord Sîmbăta, V. Alecsandri, Baia) ea prezintă un metamorfism relativ mai intens, aproape epizonal, de tipul celui din seria subjacentă. Rocile pelitice sînt transformate aici în filite verzi, cloritice, sau în filite albicioase, sericitice, iar grauwackele îmbracă un aspect cristalin (metagrauwacke). În acest caz delimitarea de seria subjacentă întîmpină mari dificultăți; ea se poate face totuși prin recunoașterea stratelor groase de grauwacke și a trăsăturilor litologice proprii seriei grauwackelor inferioare, care au rezistat parțial metamorfismului.

3. SERIA GRAUWACKELOR SUPERIOARE

În partea mediană și sudică a Dobrogei centrale această serie are o mare răspîndire. În partea vestică, pe care am cercetat-o în ultimul timp, ea ocupă toată regiunea cuprinsă între Saraiu, Dulgheru, Rahmanu, Sîmbăta, Făgărașu Nou și Dăeni.

Seria grauwackelor superioare îmbracă de asemenea un facies de fliș, mai puțin grezos decît cel din seria subjacentă. La limita dintre aceste două serii se observă o continuitate litologică și o întrepătrundere a rocilor lor caracteristice ca, de altfel, între toate seriile șisturilor verzi din Dobrogea centrală. Din această cauză separările cartografice dintre serii sînt destul de arbitrare, fiecare dintre aceste unități litologice reprezentînd numai o predominanță a unor anumite tipuri de roci, în cadrul unei succesiuni continui și gradate.

Există anumite caractere litologice care permit o individualizare a seriei grauwackelor superioare de seria precedentă și anume:

Institutul Geologic al României

Succesiunea pararitmică, indicată de alternarea bancurilor de grauwacke, a pachetelor de fliș cu ritmuri de 20 cm pînă la 60 cm și a pachetelor pelitice;

Grosimea mare (2 — 6 m) a bancurilor de grauwacke care apar în succesiune la intervale de 10 — 20 m, prezentînd de obicei intercalații stratiforme și lenticulare (5 — 20 cm) de microconglomerate arcozice cu elemente de cuarț, feldspați potasici, granite, diabaze etc. Aceste intercalații sînt mai frecvente și mai grosiere în colțul de SE al zonei șisturilor verzi, în regiunea Sibioara;

Pachetele pelitice au o grosime mare (5 — 20 m) și predomină spre partea superioară a seriei, unde se individualizează un complex de tranziție către seria șisturilor de Bălțăgești. De obicei rocile pelitice sînt compacte, uneori foarte dure;

Rocile pelitice prezintă, la echidistanțe de 5 — 10 cm, lamine subțiri de 1 — 5 mm sau de 1 — 2 cm mai deschise la culoare, constituite din siltite cu laminație oblică de curent, formînd astfel microritmuri pelito-siltitice. Limita inferioară, uneori chiar și cea superioară a laminelor este netă, fără tranziție la pelite. Ades aceste lamine au o dispoziție microlenticulară. Sporadic apar lamine și strate subțiri (1 — 3 cm) de gresii fin granulare, calcaroase.

Grauwackele și mai ales pelitele au, în alterație, o culoare caracteristică verde-măslinie;

Prezența unor pachete de 3—6 m de pelite violacee care apar ca intercalații în toată succesiunea seriei, devenind însă mai frecvente spre partea ei superioară. Aceste pelite violacee sînt foarte frecvente în șisturile de Bălțăgești, se intercalează destul de frecvent la mai multe nivele în seria grauwackelor superioare și au fost întîlnite, cu totul sporadic, la partea terminală a seriei grauwackelor inferioare și în seria filitoasă infragrauwackică; din această cauză ele singure nu pot constitui orizonturi reper. Unii autori însă își fundamentează stratigrafia și reprezentarea cartografică și structurală a șisturilor verzi admițînd existența a două nivele constante de pelite violacee (St. Cosma și colaboratorii, 1963 — 1964) [6].

[6] *Op. cit.* pct. 4.

Institutul Geologic al României

4. SERIA ȘISTURILOR DE BĂLTĂGEȘTI (SERIA SUPRAGRAUWACKICĂ)

Ultimele depozite ale Proterozoicului superior din Dobrogea centrală sînt predominant pelitice și formează o serie groasă de cîteva sute de metri care se dezvoltă în regiunea Bălțăgești — Gălbiori — Crucea. În constituția acestei serii intră șisturi verzi și violacee care prezintă lamine milimetrice de siltite și uneori strate subțiri, de ordinul centimetrilor, de gresii calcaroase verzui.

Între seria șisturilor de Bălțăgești și seria grauwackelor superioare se remarcă un complex de tranziție destul de gros, constituit în mod predominant din roci pelitice compacte sau roci șistoase verzi și uneori violacee, cu lamine siltitice, în care se intercalează grauwacke, microconglomerate și, uneori, chiar conglomerate. Acest complex apare la valea Hagi-Avat (SW de Panduru), Rîmnicu de Sus și Rîmnicu de Jos, Nistorești, nord de Runcu, Crucea, Tichilești, Horia și Crișan.

Roci identice cu cele din seria șisturilor de Bălțăgești au fost întîlnite în forajele din sudul Poloniei, între Przemysl și Cracovia.

Seria șisturilor de Bălțăgești reprezintă o parte din ceea ce S t. C o s m a [7] a separat în regiunea Bălțăgești, Pantelimonu, Cheia, Săcele etc., sub denumirea de complexul de Cheia-Bălțăgești și care este acoperit discordant de complexul de Sibioara.

III. TECTONICA PROTEROZOICULUI SUPERIOR DIN DOBROGEA CENTRALĂ

1. TECTONICA PLICATIVĂ

Proterozoicul superior din Dobrogea centrală prezintă o cutare concentrică, flexurală sau paralelă, caracteristică depozitelor competente. De obicei cutele sînt normale (simetrice), cu planele axiale verticale sau cu o ușoară tendință de deversare spre nord. În general cutele nu sînt complicate prin falii; flancurile lor au înclinări de 35^0 — 60^0, rareori mai mult, ceea ce conferă cutelor uniformitate și monotonie. În multe aspecte caracterul simplu al acestor structuri amintește stilul jurasian sau stilul din Appalași.

[7] Raport asupra prospecțiunilor executate în Dobrogea de Mijloc (1962). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

Studiile pe teren au permis stabilirea, în toată Dobrogea centrală, a unei multitudini de cute minore, cu șarnierele de obicei la distanțe de 100 m pînă la 1 km, în care pe un profil se repetă de multe ori aceleași depozite. Monotonia structurilor și absența nivelelor litologice reper fac dificilă descifrarea stratigrafiei și a structurii de ansamblu.

Cercetările mai îndelungate, care au dus la stabilirea unei succesiuni stratigrafice și depistarea unor profile mai puțin afectate de aceste cute minore, au permis, în cele din urmă, identificarea unor structuri majore anticlinale sau anticlinorii și sinclinale sau sinclinorii în care sînt grupate cutele minore care se observă pe teren.

În partea nordică a unității Dobrogei centrale se individualizează o structură majoră anticlinală sau anticlinoriul Dorobanțu-Ciamurlia, care constituie de fapt o subunitate cu o tectonică proprie, diferită prin orientarea cutelor și regenerările ulterioare de stilul structurilor din partea mediană a Dobrogei centrale.

Structura majoră anticlinală Dorobanțu-Ciamurlia, cea mai ridicată din Dobrogea centrală, are o orientare WNW și o lățime de 5 — 7 km. Ea are aspectul unui horst fiind delimitată de două fracturi: la nord, de falia Peceneaga — Camena, iar la sud, de o falie pusă de noi în evidență în regiunea Ostrov — Sinoe. În nucleul structurii apar șisturile cristaline mezozonale ale seriei de Ciamurlia; flancurile sînt alcătuite din seria filitoasă și din seria grauwackelor inferioare. La ambele extremități cuta majoră Dorobanțu — Ciamurlia prezintă afundări axiale spre WNW, respectiv ESE. În deschiderile de lîngă localitatea Baia și de pe malul lacului Sinoe, structurile din această subunitate au un caracter particular, fiind orientate NNE. De asemenea, la extremitatea vestică (dealul Ghiun-Ghiurmez), unele structuri orientate E—W sînt întretăiate de clivaje tardive nord-vestice.

În partea mediană și sudică a Dobrogei centrale, adică în toată regiunea cuprinsă între fracturile Ostrov — Sinoe și Capidava-Ovidiu, structurile își schimbă orientarea de la WNW sau E — W, la ENE și din nou la WNW, prezentînd o formă sigmoidală. Direcția ENE a structurilor de aici este dominantă; în general ea se schimbă mai mult sau mai puțin treptat în apropierea celor două fracturi menționate, tinzînd să devină WNW, adică paralelă cu acestea.

De la nord spre sud se disting aici următoarele structuri majore: *a*) sinclinoriul Măgurele; *b*) anticlinoriul Neatîrnarea — Războieni; *c*) sinclinoriul Rîmnic; *d*) anticlinoriul Istria și *e*) sinclinoriul Săcele. În

Institutul Geologic al României

general, toate aceste structuri se afundă axial spre W. În sens transversal se observă, începînd din partea sudică, cea mai scufundată tectonic, o ridicare treptată a structurilor spre nord, pînă la falia Peceneaga — Camena, unde apare o serie mezozonală mai veche.

Sinclinoriul Măgurele este alcătuit din seria grauwackelor superioare, larg răspîndită în sectorul Măgurele, Dăeni, Făgărașu Nou și Calfa. Atît cutele minore cît și clivajele au o orientare ENE ; între Topologu și Sîmbăta însă, ele sînt intersectate de falia Ostrov-Sinoe, orientată WNW, astfel că întreaga structură este retezată brusc.

Anticlinoriul Neatîrnarea — Războieni are nucleul constituit, în partea mai ridicată axial, din seria grauwackelor inferioare care apar la sud de Vasile Alecsandri, nord Beidaud, Neatîrnarea și Războieni. Pe cea mai mare parte a lungimii lui, cutele minore și clivajele sînt orientate ENE și prezintă afundări axiale vestice, exceptînd sectorul dintre Eschi-Baba și Beidaud unde structurile devin E - W sau chiar WNW, cu afundări estice.

Sinclinoriul Rîmnic se urmărește continuu de la nord de Mihai Viteazu, Panduru, sud Beidaud, Rîmnicu de Sus, Rîmnicu de Jos, Călugăreni, Nistorești și printre Runcu și Vulturu. Inițial direcția structurilor este E - W (Mihai Viteazu-Panduru), apoi ENE. Cu excepția sectorului dintre Runcu și Vulturu structurile se afundă axial spre vest, astfel că sinclinoriul se lărgește în această direcție. În umplutura lui apare seria grauwackelor superioare și complexul de tranziție către șisturile de Băltăgești.

Anticlinoriul Istria, avînd aceeași direcție și afundare ca și structura precedentă, este mai bine conturat în partea estică, între Fîntînele și Istria, unde ridicarea axială scoate la zi seria grauwackelor inferioare. În acest sector el este ușor asimetric, flancul său nordic fiind mai redresat, cu înclinări de 60^0 — 70^0 spre nord ; totodată el este mult mai puțin complicat de cute minore.

Mai la sud, în regiunea Cogealac, Tariverde, Nuntași, Săcele, se schițează o largă zonă sinclinală umplută cu seria grauwackelor superioare, care se leagă probabil, prin sectorul cuprins între Tîrgușor și Mireasa, cu sinclinoriul Băltăgești, localizat în partea sud-vestică a Dobrogei centrale, în regiunea Gălbiori, Băltăgești, Crucea și Tichilești.

Sinclinoriul Băltăgești reprezintă structura cea mai afundată din Dobrogea centrală, în care se conservă seria șisturilor de Băltăgești. Structurile și clivajele din acest sinclinoriu au o direcție WNW, paralelă cu

Institutul Geologic al României

falia Capidava — Ovidiu; microstructurile prezintă afundări axiale predominant vestice. Astfel, în partea sudică a Dobrogei centrale, ca și în partea nordică, se individualizează o subunitate tectonică cu structurile orientate WNW, încadrînd subunitatea mediană cu structuri ENE. Pe aliniamentul Pantelimonu de Sus — nord Horia are loc un contact brusc între structurile ENE și cele WSW, presupunînd existența unei fracturi de tipul celei de la Ostrov — Sinoe.

În sfîrșit, în colțul de SE al Dobrogei centrale, în regiunea lacului Tașaul, se schițează un anticlinal orientat ENE, peste care se suprapune oblic sinclinalul jurasic Casimcea. În apropierea faliei Capidava-Ovidiu structura își schimbă direcția devenind paralelă cu această falie. Ca și la structurile precedente se remarcă aceeași afundare axială vestică.

Structuri oblice și transversale. Pe fondul afundării axiale vestice (mai precis WSW) dominantă în Dobrogea centrală, în lungul cutelor se observă ondulații axiale, cu culminații (ridicări) și depresiuni, care reprezintă de fapt structuri largi, în formă de valuri, orientate WNW și suprapuse oblic pînă la aproape transversal peste structurile assyntice predominant ENE. Se schițează două ondulații transversale anticlinale și anume la Beidaud — Neatîrnarea și la Pantelimonu de Sus, precum și o ondulație sinclinală la Nistorești — sud Cogealac.

Ondulațiile transversale sînt dispuse paralel cu structurile largi de tip platformă din Cretacicul superior al bazinului Babadag sau cu sinclinalul jurasic al Casimcei. Suprapunerea oblică sau chiar transversală a acestei ultime structuri peste diferite anticlinale și sinclinale assyntice, reprezintă un exemplu clar de interferență a unor structuri de vîrstă și origine diferită.

Clivajele. Planele clivajului șistos, bine dezvoltat în rocile pelitice, întretaie stratificația după unghiuri foarte diferite. Ele sînt orientate WNW, E-W, sau ENE, paralel cu axele cutelor, și orice schimbare în direcția structurilor atrage după sine o schimbare echivalentă a direcției clivajelor, dovedind prin aceasta sincronismul lor cu cutarea. În zonele marginale ale unității apar însă și clivaje mai noi, legate de mișcările post-assyntice. De asemenea am menționat că în seria filitoasă, relativ mai metamorfozată, clivajul șistos este înlocuit cu o foliație care corespunde cu stratificația. În mod predominant clivajele prezintă înclinări abrupte (65^0 — 85^0) spre S. Rocile se desfac după aceste clivaje și nu după stratificație, care nu constituie aici o suprafață de detașare.

Institutul Geologic al României

2. TECTONICA DISJUNCTIVĂ

Faliile Peceneaga-Camena și Capidava-Ovidiu orientate WNW care delimitează la nord și, respectiv la sud, zona assyntică a Dobrogei centrale, reprezintă accidente vechi și profunde, reactivate în mai multe etape; ultimele procese tectonice legate de aceste fracturi au o vîrstă alpină, post-jurasică superioară.

Falia Peceneaga-Camena are, la suprafață, caracterul unei încălecări a Proterozoicului superior peste depozitele paleozoice și mezozoice din orogenul nord-dobrogean. Amploarea încălecării poate fi mare întrucît structurile din Dobrogea de nord (unde recent am pus în evidență pînze de șariaj) sînt intersectate oblic de falie. În lungul văilor Aiorman și Baș-punar, filitele și cuarțitele precambriene, intens brecifiate și milonitizate, stau peste depozite flișoide liasice de tipul celor din Denis Tepe, avînd înclinări de 40° — 50° spre SW.

Calcarele masive recifale, de vîrstă tithonică, din zona Dorobanțu — Cîrjelari — valea Aiorman, conțin pe alocuri intercalații de calcare conglomeratice cu înclinări de 50° — 60° spre SE, fiind prinse sub falie (O. Mirăuță și Elena Mirăuță, 1957 [8]). Acest fapt reiese de altfel clar și din fig. 4 din lucrarea noastră asupra bazinului Babadag susținută în 1959 (O. Mirăuță și Elena Mirăuță, 1964) unde falia Peceneaga-Camena este trasată între șisturile verzi și calcarele jurasic-superioare, pe versantul sudic al dealului Sfînta (Cîrjelari).

Localizarea, aproape integrală, a depozitelor cretacic-superioare din bazinul Babadag în compartimentul căzut de la nord de falie indică o activitate posibilă a fracturii și în această perioadă.

Falia Capidava-Ovidiu a fost interpretată pînă acum ținîndu-se seama numai de efectele ei superficiale și tardive asupra cuverturii mezozoice care este mai coborîtă în Dobrogea de sud. Raporturile dintre fundamentul acesteia și fundamentul Dobrogei centrale sînt însă mult mai complicate. Forajele de la Palazu Mare (Dobrogea de sud) au interceptat un fundament cristalin proterozoic inferior direct sub depozitele jurasice, la aproximativ 500 m adîncime, deci mult mai ridicat decît același funda-

[8] O. Mirăuță, Elena Mirăuță. Raport asupra prospecțiunilor pentru calcare în partea de W a bazinului Babadag. Regiunea Cîrjelari, Atmagea, Mircea Vodă. (1957) Arh. Com. Stat Geol. București.

Institutul Geologic al României

ment cristalin care în partea sudică a Dobrogei centrale este afundat probabil la mii de metri adîncime sub șisturile verzi.

În interpretarea noastră falia Capidava-Ovidiu a activat în mai multe momente și cu efecte diferite. În lungul ei a avut loc, pe lîngă o mișcare verticală, și o deplasare orizontală relativă spre vest, a compartimentului Dobrogei de sud față de cel din Dobrogea centrală, ceea ce îi conferă și caracterul unei decroșări direcționale cu deplasare dextră.

În decursul cercetărilor noastre din anii 1963 — 1966 am identificat o fractură, pe care o denumim falia Ostrov-Sinoe, situată la 5 — 7 km sud de falia Peceneaga-Camena, avînd aceeași direcție. Această fractură este pusă în evidență prin prezența breciilor tectonice și prin faptul că intersectează oblic structurile din partea mediană a Dobrogei centrale, cu excepția sectorului V. Alecsandri — Eschi Baba, unde acest caracter nu reiese clar în evidență. Ea desparte două subunități sau compartimente ale Dobrogei centrale în care structurile sînt orientate diferit, sugerînd o formă de evantai cu deschiderea spre WNW.

Caracterul de decroșare este evident și la falia Ostrov-Sinoe la care se observă, pe lîngă o cădere verticală a compartimentului sudic față de cel nordic, și o deplasare orizontală (decroșare dextră).

Decroșările Capidava-Ovidiu și Ostrov-Sinoe, se situează în zona de prelungire a fracturii denumită de S t i l l e (1953) „Danubischer Riss" care prezintă același caracter de decroșare și în lungul căreia o parte a vorlandului carpatic („Walachischer Sporn") a suferit, în orogeneza alpină, o deplasare spre vest cu implicații în structura Carpaților Meridionali. În felul acesta se reliefează o legătură cauzală între tectonica disjunctivă cu decroșări între diferitele compartimente ale Dobrogei de sud și centrale și tectonica alpină din Carpați.

3. VÎRSTA ASSYNTICĂ A STRUCTURILOR PROTEROZOICULUI SUPERIOR

Unitatea Dobrogei centrale reprezintă un fragment dintr-o zonă mai vastă, cutată în orogeneza assyntică și regenerată, în cea mai mare parte, în orogeneza hercinică și alpină. Structuri assyntice mai mult sau mai puțin reluate din cadrul acestei zone se păstrează în masivul boem sau ceh, în masivul identificat recent prin foraje în vorlandul carpatic din regiunea Przemysl și Cracovia, și în masivul assyntic al Dobrogei centrale.

Institutul Geologic al României

Folosim denumirea de masiv assyntic al Dobrogei centrale întrucît această regiune, consolidată în orogeneza assyntică, a fost relativ mai ridicată în decursul tuturor perioadelor următoare, fiind acoperită numai din timp în timp cu o pătură subțire de depozite, care au fost slab cutate. În ciclul hercinic acest masiv, incluzînd și partea nordică a Dobrogei de sud (zona Palazu), a avut o poziție mediană („Zwischengebirge"), fiind înconjurat la nord de hercinidele din Dobrogea de nord — Caucaz, iar la sud de hercinidele din Balcani și cele descrise recent în NE Bulgariei.

Vîrsta assyntică a structurilor din Dobrogea centrală a fost menționată prima dată de noi în „Ghidul excursiilor din Dobrogea", 1961 și argumentată în lucrări ulterioare (O. M i r ă u ț ă, 1964, 1965). Dintre aceste argumente reamintim : stilul tectonic particular, deosebit de cel hercinic-chimeric nord-dobrogean, absența depozitelor paleozoice din cutele șisturilor verzi, absența intruziunilor, foarte frecvente în Dobrogea de nord etc.

În aceleași lucrări am arătat că deformarea și metamorfismul Proterozoicului superior au fost sincrone, dat fiind că mineralele de neoformațiune (sericitul și cloritul) sînt aranjate pe planele de clivaj. Recent, vîrsta assyntică nouă a metamorfismului a fost confirmată prin determinările de vîrstă absolută prin metoda K/Ar care au arătat valori cuprinse între 520 — 590 milioane ani (M a r i a L e m n e, 1965)[9] pentru șisturile verzi de la Mihai Viteazu și Ciamurlia de Sus.

La argumentele de mai sus se adaugă datele de foraj. Astfel, în forajul de la Bordeiul Verde, situat în partea estică a Cîmpiei Române, în sectorul de afundare a Precambrianului superior dobrogean sub cuvertura paleozoică și mezozoică, peste șisturi vărgate verzui și violacee cutate, care amintesc pe cele de la Băltățești, stau discordant gresii cuarțitice și apoi șisturi argiloase ordoviciene și siluriene (G. M u r g e a n u, D. P a t r u l i u s, 1963), cu înclinări de 3° — 4°. Aceasta constituie o dovadă în plus a vîrstei pre-ordoviciene a cutării și metamorfismului depozitelor precambrian superioare.

Orogeneza assyntică s-a manifestat într-o perioadă mai îndelungată și în două faze, cea mai veche dintre ele corespunzînd discontinuității dintre șisturile verzi și seria mezozonală de Ciamurlia. Datele de vîrstă absolută din această ultimă serie au valori diferite : 711 m. a., 570 m. a.

[9] S i l v i a M î n z a t u, M a r i a L e m n e, A n c a T ă n ă s e s c u, M a g d a l e n a I o n c i c ă, C e c i l i a V a s i l i u, R o s e t t e I a n c. Determinări de vîrstă absolută în complexul Șisturilor verzi din Dobrogea. (1965). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

(Maria Lemne)[10] și 530 m. a (Marcela Dessila-Codarcea, O. Mirăuță, N. D. Semenenko, S. G. Demidenko, B. B. Zeidis, 1966). În interpretarea noastră, prima valoare indică un metamorfism mai vechi, legat de o fază assyntică veche sau poate pre-assyntică, iar ultimele valori sînt influențate de retromorfismul suferit de această serie (D. Giușcă, în Ghidul excursiilor — Dobrogea, 1961) în orogeneza assyntică nouă.

Procesele de cutare și de metamorfism din Dobrogea centrală sînt de amploare relativ mai redusă în comparație cu aceleași procese de vîrstă hercinică din Dobrogea de nord. În plus, orogeneza hercinică a fost însoțită și de un magmatism deosebit de intens în munții Măcinului.

4. REGENERĂRI HERCINICE ȘI CHIMERICE

Masivul Dobrogei centrale, consolidat în orogeneza assyntică, a fost regenerat în zonele lui marginale, îndeosebi în subunitatea nordică (structura majoră anticlinală Dorobanțu-Ciamurlia), adiacentă Dobrogei de nord. Regenerarea structurilor assyntice în orogeneza hercinică și chimerică din această subunitate este pusă în evidență prin : *a*) încălecarea Proterozoicului superior peste formațiunile din orogenul nord-dobrogean în lungul faliei Peceneaga-Camena ; *b*) orientarea nord-vestică a structurilor din această subunitate, conformă cu direcția structurilor nord-dobrogene ; *c*) metamorfismul relativ mai ridicat, aproape epizonal, al seriei grauwackelor inferioare din cea mai mare parte a subunității nordice (sectorul Topologu-Baia), în comparație cu metamorfismul foarte slab (incipient) din partea mediană a Dobrogei centrale ; *d*) existența a două generații de clivaje în subunitatea nordică și a două liniații (ENE și WSW) în subunitatea sudică (Băltăgești) ; *e*) anumite date de vîrstă absolută, cu valori de 206 — 288 m. a. (Marcela Dessila-Codarcea și colab., 1966) obținute în micașisturile din seria mezozonală de Ciamurlia, reflectă efectele mișcărilor chimerice vechi asupra acestei subunități.

Pe teritoriul Dobrogei de nord a avut loc o regenerare post-assyntică, cu formarea unei zone mobile, în care procesele de deformare și metamorfism caledonian și mai ales hercinic, au fost deosebit de intense, astfel că eventualele structuri assyntice sînt greu de identificat.

[10] *Op. cit. pct. 9.*

Institutul Geologic al României

5. CARACTERUL PARTICULAR AL STRUCTURILOR MASIVULUI ASSYNTIC AL DOBROGEI CENTRALE

Structurile assyntice din Dobrogea centrală prezintă un stil tectonic deosebit față de cel al structurilor hercinice și chimerice nord-dobrogene, atît prin caracterul cît și prin orientarea cutelor. Direcțiile dominante ENE din cea mai mare parte a Dobrogei centrale diferă de orientarea NW a unităților tectonice dobrogene.

Imaginea cartografică dată de schița tectonică (pl. I) sugerează că odată cu regenerarea post-assyntică, în Dobrogea s-a produs și o modificare a planului structural, reflectată în așezarea oblică a structurilor hercinice și chimerice față de cele assyntice.

Dispoziția structurilor plicative din Dobrogea centrală poate fi explicată ca rezultatul unei compresiuni cauzată de un cuplu orizontal creat prin deplasarea spre SE a unui bloc nordic și spre NW a unui bloc sudic, de-a lungul fracturilor din zonele marginale. S-a demonstrat teoretic și experimental (W. J. Mead, in M. P. Billings, 1959) că structurile generate de acest cuplu de forțe fac un unghi de aproximativ 45^0 față de direcția forțelor; în cazul Dobrogei, structurile assyntice afectate de cuplul menționat sînt orientate ENE formînd un unghi pînă la 45^0 cu direcția WNW a cuplului. Tot ca rezultat al acestor deplasări în lungul decroșărilor, în zonele adiacente lor, cutele sînt uneori antrenate și tind să se orienteze paralel cu direcția de mișcare. De aici rezultă aspectul sigmoidal pe care îl au structurile.

Dispoziția cutelor din Dobrogea centrală amintește structura de ansamblu a catenelor hercinice din Europa centrală. Structurile hercinice au, în linii mari, o formă sigmoidală, cu orientarea NW numai la extremități (Bretania, Swietokrzyskich) și NE în toată partea mediană (zona saxo-thuringiană și zona rhenano-hercinică) astfel că par dispuse oblic față de marginea platformei precambriene vechi, orientată WNW, a Europei orientale. Această așezare sugerează o deplasare spre sud a acestei platforme vechi față de zona hercinică a Europei centrale, în lungul unui sistem de falii cu decroșare.

Masivul assyntic al Dobrogei centrale prezintă astfel structuri WNW în zonele marginale și structuri ENE în partea mediană. Se constată că orientarea ENE este dominantă în partea estică, lîngă coasta Mării Negre, fiind prezentă chiar și în zonele marginale. Acest fapt arată că în Dobrogea centrală ne situăm de asemenea într-un sector de curbură, unde structurile

Institutul Geologic al României

WNW din partea estică a Cîmpiei Române și care se dirijează probabil spre Przemysl și Cracovia, își schimbă direcția și devin ENE, îndreptîndu-se în partea nordică a bazinului Mării Negre și la sud de Caucaz. Unele schimbări de direcție de la NW la WNW se remarcă și la structurile din Dobrogea de nord.

6. CICLUL OROGENIC ASSYNTIC ȘI CICLUL PRE-ASSYNTIC ÎN DOBROGEA

Formațiunea flișoidă proterozoic-superioară din Dobrogea centrală intră în constituția ciclului assyntic de sedimentare, deformare și metamorfism. Șisturile mezozonale de la Ciamurlia, situate sub această formațiune, cuprind intercalații de roci bazice, transformate în amfibolite, care reprezintă produsele magmatismului inițial probabil tot assyntic. Rezultă că în Dobrogea centrală ciclul assyntic este reprezentat printr-o formațiune sedimentar-vulcanogenă, urmată de o formațiune puternică, predominant terigenă, cu facies de fliș (fliș assyntic).

Seria de Ciamurlia cu magmatite inițiale bazice poate fi corelată cu seria spilitică a Algonkianului din masivul boem și cu Brioverianul inferior din Bretania, iar formațiunea șisturilor verzi, cu seria post-spilitică (Riphean superior) din Boemia și cu Brioverianul superior.

Pe de altă parte, în zona Palazu Mare din partea nordică a Dobrogei de sud a fost recent descoperită, cu ajutorul forajelor, o formațiune vulcanogen-sedimentară, care stă discordant peste seria cristalină mezozonală de Palazu și sub cuvertura jurasică de platformă. Această formațiune aparține Precambrianului superior și este intens cutată și foarte slab metamorfozată în orogeneza assyntică. Determinările de vîrstă absolută (Maria Lemne, 1965) au indicat o valoare de 556 m. a. pentru șisturile din forajul de la Poiana (= Cocoșu), corespunzînd metamorfismului assyntic.

După descrierile petrografice ale carotelor din forajele 5030 Palazu Mare și 5051 Poiana, efectuate de către G. Hristescu și M. Iacobescu (1962) [11], E. Mînzatu (1964) [12], rezultă că această formațiune cuprinde o serie inferioară cu roci verzi diabazice și o serie superioară

[11] Raport asupra cercetărilor petrografice din șantierul Palazu Mare-Cocoșu. 1962. Arh. Com. Stat. Geol. București.

[12] Raport geologic asupra lucrărilor de explorare pe anul 1960—1962 la Palazu Mare. Arh. Com. Stat Geol. București.

Institutul Geologic al României

detritică, avînd între ele un pachet de tranziţie cu material mixt, de natură vulcanogenă şi terigenă. Seria vulcanogenă inferioară, constituită predominant din roci verzi diabazice (lave spilitice şi piroclastite) slab metamorfozate, asociate uneori cu şisturi şi gresii arcoziene, a fost întîlnită în forajul 5030 Palazu, între adîncimile 560 şi 933 m, unde stă peste şisturi mezozonale, şi în forajul 5051 Poiana, între adîncimile 1317 m pînă la 1722 m (talpa), adică pe un interval de 400 m, reprezentînd o grosime stratigrafică de aproximativ 150 m (înclinarea medie a depozitelor fiind de 70°).

Seria superioară, detritică, după datele din forajul de la Poiana (de la 863 m pînă la 1316 m) este alcătuită din gresii cenuşiu-brune, microconglomerate şi conglomerate cu intercalaţii de şisturi cenuşiu-violacee. În seria detritică se găsesc remaniate cuarţite, şisturi cuarţitice cu magnetit, porfire cuarţifere.

Din punct de vedere litologic, formaţiunea vulcanogen-sedimentară din zona Palazu — Poiana nu poate fi echivalată cu formaţiunea şisturilor verzi, dar ea poate să reprezinte un facies mai grosier (molasic) al acesteia sau o entitate stratigrafică mai veche.

Pe teritoriul Dobrogei de nord depozitele precambrian-superioare sînt incluse probabil, împreună cu Cambrianul, în unele şisturi mezo- şi epimetamorfice, bogate în efuziuni bazice, peste care stau cuarţitele şi filitele epizonale de tip Priopcea (Ordovician). Aceste formaţiuni metamorfice preordoviciene cuprind uneori (nord Cataloi, est Horia, Boclugea, Balabancea) pachete cu grauwacke şi şisturi asemănătoare cu cele precambrian-superioare din Dobrogea centrală. Problema vîrstei acestor formaţiuni nu este rezolvată satisfăcător şi de aceea, deocamdată, trebuie repartizate global Precambrianului superior şi Cambrianului.

Cele mai vechi formaţiuni cristaline cunoscute în Dobrogea au fost identificate prin forajele de la Palazu Mare (NW de Constanţa). După V. Ianovici şi D. Giuşcă (1961) seria mezozonală de Palazu este alcătuită din cuarţite şi şisturi amfibolice cu magnetit, paragnaise cu microclin şi albit, micaşisturi cu sillimanit şi andaluzit şi calcare cristaline. Aceiaşi autori paralelizează această serie cu formaţiunile cristaline ale scutului ucrainian. Vîrstele absolute determinate de M. Soroiu indică valori de 1000 m. a. pînă la 1600 şi 1700 m. a., confirmînd o vîrstă proterozoic-inferioară. Seria de Palazu poate fi echivalată cu Moldanubianul din masivul boem.

Institutul Geologic al României

Dacă omitem tectonica de tip germanic și de vîrstă alpină și ne raportăm la fundamentul cutat, atunci zona Palazu din Dobrogea de sud reprezintă unitatea structurală cea mai veche, adică nucleul sau soclul cristalin al Dobrogei. Întreaga evoluție geosinclinală a Dobrogei se rezumă la o migrație spre nord și în același timp la o restrîngere a zonei geosinclinale, datorită consolidării succesive a unor părți din această zonă, care se atașau la nucleul vechi din zona Palazu. Inițial s-a consolidat Dobrogea centrală (în orogeneza assyntică), apoi treptat Dobrogea de nord (în orogeneza hercinică și chimerică — alpină) și, în sfîrșit, depresiunea jurasică predobrogeană (O. M i r ă u ț ă, 1963)[13].

IV. CONCLUZII

Principalele concluzii ale lucrării sînt următoarele:

1. Depozitele flișoide proterozoic-superioare din masivul assyntic al Dobrogei centrale, cunoscute sub denumirea de formațiunea șisturilor verzi, prezintă o cutare caracteristică, cu sisteme de cute de obicei normale, simple, grupate în anticlinorii și sinclinorii;

2. Direcția predominant ENE a structurilor assyntice din partea mediană a Dobrogei centrale; numai în apropierea fracturilor limitrofe ale unității, această direcție este deviată mai mult sau mai puțin treptat și devine WNW;

3. Afundarea axială dominant vestică a cutelor. Pe fondul acestei afundări se observă ondulații axiale cu culminații și depresiuni, care reprezintă de fapt structuri largi în formă de valuri, orientate WNW și suprapuse oblic peste structurile assyntice;

4. Existența fracturii Ostrov-Sinoe, cu caracter de decroșare, situată la 5 — 7 km sud de falia Peceneaga-Camena și care intersectează brusc cutele din partea mediană a unității;

5. Vîrsta assyntică a structurilor, dovedită prin date geologice de suprafață și confirmată de datele de foraj și vîrste absolute;

6. Sincronismul dintre cutare, clivaje și metamorfism; în general, nici cutarea și nici metamorfismul nu au fost destul de intense în comparație cu aceleași procese din orogeneza hercinică din Dobrogea de nord;

[13] O. M i r ă u ț ă (1963) Aspectes de l'évolution géosynclinale de la Dobrogea du Nord. *Trav. VI-e Congr. Assoc. Carp.-Balk.* Varsovie-Cracovie. (Sous presse).

Institutul Geologic al României

7. Regenerarea hercinică și chimerică a zonelor marginale, în special a zonei nordice a masivului assyntic al Dobrogei centrale;

8. Încercarea de a explica dispoziția sigmoidală a structurilor assyntice dobrogene, ca rezultat al unui cuplu orizontal de forțe, orientat WNW, cu deplasare în lungul fracturilor din zonele marginale;

9. Separarea în Dobrogea a unui ciclu orogenic pre-assyntic, constituit din șisturi cristaline mezozonale proterozoic-inferioare (seria de Palazu), și a unui ciclu assyntic (Proterozoic superior), alcătuit din șisturi mezozonale (seria de Ciamurlia) și formațiunea flișoidă a șisturilor verzi cu metamorfism epizonal și mai ales incipient.

Primit: aprilie 1967.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Airinei Șt. (1955) Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de sud și estul Cîmpiei Române. *Bul. Șt. Acad. R.P.R. Secț. Șt. Biol., Agron., Geol. și Geogr.*, II, 1, București.

Atanasiu I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Iași.

Billings M.P. (1959) Structural Geology. New York.

Bujor D. I. (1937) Beiträge zur Petrographie der Mittleren Dobrogea. *Fortschr. d. Min. Krist. u. Petrogr.*, V, 21. Berlin.

Botezatu R., Băcioiu T. (1957) Anomalia gravității în Dobrogea centrală. *Bul. Șt. Acad. R.P.R. Secț. Geol.-Geogr.*, II, 2, București.

Chiriac M., Lăcătușu A. (1964) Contribuții la cunoașterea Șisturilor verzi din partea sudică a Dobrogei centrale. *St. Cerc. Geol.-Geogr., seria Geol.* 9/2, București..

Codarcea-Dessila Marcela, Mirăuță O., Semenenko N. P., Demidenko S. G., Zeidis B. B. (1966). Gheologhicescaia interpretația dannih, polucennih pri pomosci K-Ar meteda po absoliutnomu vozrastu kristaliceskih formații iujnih Karpat i Dobrodji. *Trudi XIII ses. Komisii po opredel, absol. vozr. gheol. formații pri ONZ-ANSSR*, Moskva 1966.

Cosma St., Teodoru I., Brestoiu Camelia (1962) Cercetări geologice în regiunea Ciamurlia de Sus-Dorobanțu. *D.S. Com. Geol.* XLI (1958—1959). București.

Grigoraș N., Dănet T. (1961) Contribuții la cunoașterea Șisturilor verzi dobrogene. *St. Cerc. Geol.*, VI, 3, București.

Ianovici V., Giușcă D. (1961) Date noi asupra fundamentului cristalin al Podișului Moldovenesc și al Dobrogei. *St. Cerc. Geol.*, VI, 1. București.

— Giușcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Ghidul excursiilor în Dobrogea. *Congr. V-lea al Asoc. Carpato-Balcanice*, București.

Iliescu Violeta, Mutihac V. (1965) Considerații asupra posibilităților de corelare a unor depozite din fundamentul zonei Tulcea cu formațiunile cutate din Dobrogea centrală. *D.S. Com. Geol.*, LI, I, București.

Mirăuță O., Mirăuță Elena (1964) Cretacicul superior și fundamentul bazinului Babadag. *An. Com. Geol.*, XXXIII (1959), București.

— (1964) Șisturile verzi din regiunea Dorobanțu-Măgurele (Dobrogea centrală). *D.S. Com. Geol.* L, II (1962—1963), București.

— (1965) Stratigrafia și tectonica Șisturilor verzi din regiunea Istria-Băltăgești (Dobrogea centrală). *D.S. Com. Geol.*, LI, I (1963—1964), București.

Institutul Geologic al României

Motăş C.I. (1953) Die Tuffitzone der Mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätten von Altîn-Tepe, ein Beispiel der Epigenese. Disertation. Berlin.

Murgeanu G., Patrulius D. (1963) Le Paléozoïque de la plateforme moesienne. *Trav. VI ème Congr. Assoc. Carp.-Balc.* Varsovie-Cracovie.

Murgoci G. (1914) Cercetări geologice în Dobrogea nordică. *An. Inst. Geol. Rom.*, V. Bucureşti.

Pascu R. (1909) Răspîndirea şisturilor verzi, a Jurasicului şi Neocretacicului în Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.*, III, Bucureşti.

Peters R. (1867) Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. *Denkschrift d.k. Akad. Wiss.*, Bd. 27, Wien.

Stille H. (1953) Der Geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beih. Geol. Jahr.*, 8, Hannower.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

LA TECTONIQUE DU PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR DE LA DOBROGEA CENTRALE

PAR

OREST MIRĂUȚĂ

(Résumé)

Les dépôts du Protérozoïque supérieur ou du Protérozoïque tardif (Riphéen) constituent, dans la Dobrogea centrale, une formation flyschoïde, puissante d'environ 5000 m, qui, à cause de la couleur générale verte des roches, est connue dans la littérature géologique roumaine sous le nom de formation des schistes verts. L'âge, longuement controversé de ces dépôts a été précisé et argumenté par nous en 1961 (dans „Guide des excursions" Dobrogea) ainsi que dans les travaux ultérieurs (1964, 1965), étant dernièrement confirmé par les analyses sporo-polliniques et par les déterminations d'âge absolu. Les dépôts flyschoïdes à métamorphisme épizonal et incipient reposent sur les schistes cristallins mésozonaux (micaschistes, quartzites et amphibolites) de la série de Ciamurlia, qui reviennent à un terme inférieur du Protérozoïque supérieur.

Dans la succession des dépôts flyschoïdes du Protérozoïque supérieur de la Dobrogea centrale on peut distinguer quatre séries caractérisées par la prédominance de certains types de roches ; les limites de ces séries sont assez arbitraires à cause des transitions lithologiques qui y existent. La succession est la suivante : *a*) série inférieure phylliteuse (=série infragrauwackeuse), constituée de phyllites chloriteuses, quartzites et métagrauwackes en couches minces ; *b*) série des grauwackes inférieures, formée, prédominant, de grauwackes en alternance rythmique avec des siltites et schistes ; *c*) série des grauwackes supérieures qui relève une alternance rythmique de grauwackes, schistes verdâtre violacé, microconglomérats

Institutul Geologic al României

arkosiens ; *d*) série supérieure (schistes de Băltăgești), ou prédominent les schistes bariolés vert violacé et les siltites vertes. Entre les deux dernières séries s'individualise un complexe de transition. Des schistes de type Băltăgești ont été rencontrés, par forage, dans l'avant-pays carpatique entre Przemysl et Cracovie.

La nature lithologique des dépôts du Protérozoïque supérieur est prédominante terrigène ; les intercalations de pyroclastites basiques n'apparaissent que de manière subordonnée. La distribution des faciès grossieres relève que le matériel a été transporté du SE vers le NW.

Les dépôts de flysch du Protérozoïque supérieur de la Dobrogea centrale se caractérisent par un très faible métamorphisme, incipient, qui a transformé le matériel argileux des roches en séricite et surtout en chlorite. Ce faible métamorphisme, d'âge assyntien, a maintenu les structures sédimentaires initiales des dépôts (stratification, lamination, mécanoglyphes, remaniements intraformationnels etc.), qui se conservent assez bien. Le métamorphisme est relativement plus accusé (épizonal) dans la série des grauwackes inférieures (secteur de Topologu-Baia), en relevant aussi une variation latérale du métamorphisme.

La tectonique de ces dépôts se caractérise par un style plicatif à plis concentriques, habituellement normaux, avec les plans axiaux verticaux ou à faible tendance de déversement vers le N ; les plis sont très uniformes, monotones, avec les flancs inclinés de 35° à 60°. Dans toute la Dobrogea centrale il y a une multitude de plis relativement réduits, avec la distance entre leurs charnières variant de 100 m à 1 km, groupés dans des structures majeures, anticlinoriums et synclinoriums.

Dans la partie septentrionale de la Dobrogea centrale, près de la faille de Peceneaga — Camena s'individualise la structure majeure anticlinale de Dorobanțu-Ciamurlia, orientée WNW, la plus élevée de cette unité, ayant le noyau constitué de schistes mésométamorphiques. La même orientation se retrouve du côté méridional de la Dobrogea centrale, à proximité de la faille de Capidava-Ovidiu, où se trouve la structure la plus affaissée (le synclinorium de Băltăgești).

Dans la partie médiane de la Dobrogea centrale, les structures assyntiennes ont une direction prédominante ENE, qui devient E—W ou même WNW seulement au voisinage des zones marginales et des fractures qui délimitent cette unité. On y peut distinguer, en commençant par le N, les structures majeures suivantes : le synclinorium de Măgurele, l'anti-

Institutul Geologic al României

clinorium de Neatîrnarea — Războeni, le synclinorium de Rîmnic, l'anticlinorium d'Istria et le synclinorium de Săcele.

Sur le fond du plongement axial dominant vers l'W des structures de la Dobrogea centrale on observe, le long des plis, des ondulations axiales avec des surélévations (transanticlinaux) et des abaissements (transynclinaux) qui représentent de larges structures, sous forme de vagues, orientées WNW et superposées obliquement, jusqu'à presque transversalement, sur les structures assyntiennes.

La schistosité des roches est orientée parallèlement aux structures plicatives et tout changement dans la direction des plis entraîne un changement similaire dans la direction de la schistosité, les deux processus étant synchrones. Pourtant dans les zones marginales de l'unité apparaissent aussi des clivages plus récents, reliés aux mouvements post-assyntiens.

Les failles de Peceneaga — Camena et Capidava — Ovidiu, qui délimitent au N et respectivement au S l'unité assyntienne de la Dobrogea centrale, représentent d'anciennes fractures ou zones de fractures rajeunies à maintes étapes, jusqu'après le Jurassique supérieur. Tout le long de la faille de Peceneaga — Camena les dépôts du Précambrien supérieur de la Dobrogea centrale chevauchent les dépôts paléozoïques et mésozoïques (Trias, Lias) de l'orogène nord-dobrogéen et même les calcaires tithoniques de Cîrjelari. La faille de Capidava — Ovidiu et la faille d'Ostrov — Sinoe, mise à présent en évidence, ont le caractère de failles normales, avec le compartiment méridional affaissé, qui ont fonctionné aussi comme des décrochements dextres.

La dénomination de massif assyntien de la Dobrogea centrale est due au fait que cette région consolidée au cours de l'orogénèse assyntienne a été relativement plus élevée au cours de toutes les périodes ultérieures, étant recouverte par une mince couverture de dépôts qui présentent de larges plis de type plate-forme. Pendant le cycle hercynien, ce massif, qui comprenait aussi la partie septentrionale de la Dobrogea méridionale (zone de Palazu) avait une position médiane („Zwischengebirge"), entre les hercynides nord-dobrogéennes et les hercynides des Balkans et du NE de la Bulgarie.

L'âge assyntien des structures de la Dobrogea centrale argumenté dans nos travaux (O. M i r ă u ţ ă, 1961, 1964, 1965) a été confirmé par des données de forage et d'âge absolu. Dans le forage de Bordeiul Verde (partie orientale de la Plaine Roumaine), des schistes violacés, pareils à ceux de Băltăgeşti, sont recouverts en discordance par des dépôts ordovi-

Institutul Geologic al României

ciens et siluriens quasi-horizontaux; les déterminations d'âge absolu effectuées à l'aide de la méthode K — Ar (M a r i a L e m n e, 1965) ont indiqué des valeurs de 520 à 590 millions d'années. Dans les schistes mésométamorphiques de Ciamurlia on a obtenu même des valeurs de 711 millions d'années, qui indiquent des mouvements assyntiens anciens mis en évidence aussi par une faible discontinuité (selon D. G i u ş c ă, 1961), entre ces schistes et la formation flyschoïde des schistes verts.

Le massif assyntien de la Dobrogea centrale a été régénéré dans les zones marginales, surtout dans la sous-unité septentrionale, où des mouvements hercyniens et cimmériens particulièrement intenses ont eu lieu. Dans la partie médiane de la Dobrogea centrale, les structures assyntiennes présentent un style tectonique tout à fait différent de celui hercynien-cimmérien nord-dobrogéen.

La disposition des structures plicatives de la Dobrogea centrale a été influencée par un couple horizontal de forces, dû au déplacement des zones marginales de cette unité le long des fractures à caractère de décrochement. L'angle formé par les structures et la direction du décrochement peut aller jusqu'à 45°; à proximité de ces fractures les plis sont parfois entraînés et tendent à s'orienter parallèlement à la direction du mouvement. Un aspect sigmoïdal en résulte.

La formation flyschoïde protérozoïque supérieure de la Dobrogea centrale entre dans la constitution du cycle assyntien de sédimentation, de déformation et de métamorphisme. Les schistes mésozonaux sous-jacents comprennent des intercalations de roches basiques (amphibolites) qui représentent les produits d'un magmatisme initial assyntien.

Dans la zone de Palazu, située dans le secteur septentrional de la Dobrogea méridionale, on a intercepté, par forage, une formation volcanogène-sédimentaire, faiblement métamorphisée, constituée par une série inférieure de roches vertes diabasiques (spilites) et par une série supérieure clastique à caractère de molasse (grès, conglomérats, schistes violacés). Cette formation pourrait représenter un faciès de la formation flyschoïde de la Dobrogea centrale, ou constituer une entité stratigraphique distincte, plus ancienne, du Précambrien supérieur.

La formation volcanogène-sédimentaire repose en discordance sur les plus anciennes formations cristallophylliennes connues dans la Dobrogea (série de Palazu, 1600 — 1700 millions d'années) et qui appartient à un cycle pré-assyntien (Protérozoïque inférieur); elles peuvent être comparées au Moldanubien de la Bohême ou bien au socle cristallin du bouclier

Institutul Geologic al României

ukraïnien. Selon V. Ianovici et D. Giuşcă (1961) la série mésozonale de Palazu est constituée par des quartzites et schistes amphiboliques à magnétite, paragneiss à microcline et albite, micaschistes à sillimanite et calcaires cristallins.

Sur le territoire de la Dobrogea septentrionale, les dépôts précambriens supérieurs sont probablement englobés, ainsi que le Cambrien, dans certains schistes méso- et épimétamorphiques, riches en effusions basiques, qui sont recouverts par les phyllites et les quartzites épizonaux de type Priopcea.

Si l'on ignorait la tectonique d'âge alpin caractérisée ici par l'effondrement dû aux fractures et si l'on n'envisageait que le soubassement est plissé, la zone de Palazu représenterait alors l'unité structurale la plus ancienne, c'est-à-dire le noyau ou le socle cristallin de la Dobrogea. L'évolution géosynclinale ultérieure de la Dobrogea, dans son ensemble, se résume à une migration vers le N et en même temps à un rétrécissement de la zone géosynclinale dus à la consolidation successive de certaines parties de cette zone, qui se rattachaient à cet ancien noyau. Au début c'est l'unité de la Dobrogea centrale qui s'est consolidée (au cours de l'orogénèse assyntienne), ensuite, par étapes, la Dobrogea septentrionale (au cours de l'orogénèse hercynienne et ensuite cimmérienne-alpine) et finalement la dépression prédobrogéenne.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Esquisse tectonique de la Dobrogea centrale.

1, série des schistes de Băltăgeşti et le complexe de transition ; 2, série des grauwackes supérieurs ; 3, série des grauwackes inférieurs ; 4, série phylliteuse (infragrauwackeuse) ; 5, schistes mésométamorphiques (série de Ciamurlia) ; 6, directions structurales ; 7, forages avec dépôts précambriens et paléozoïques. 8, ligne de chevauchement ; 9, faille.

Planche II

Carte géologique du Protérozoïque supérieur de la partie occidentale de la Dobrogea centrale.

Quaternaire : 1, alluvions ; 2, dépôts loessoïdes ; Aptien: 3, graviers, sables et argiles continentales ; 4, Lias ; Protérozoïque supérieur : 5, série des grauwackes supérieures ; 6, série des

Institutul Geologic al României

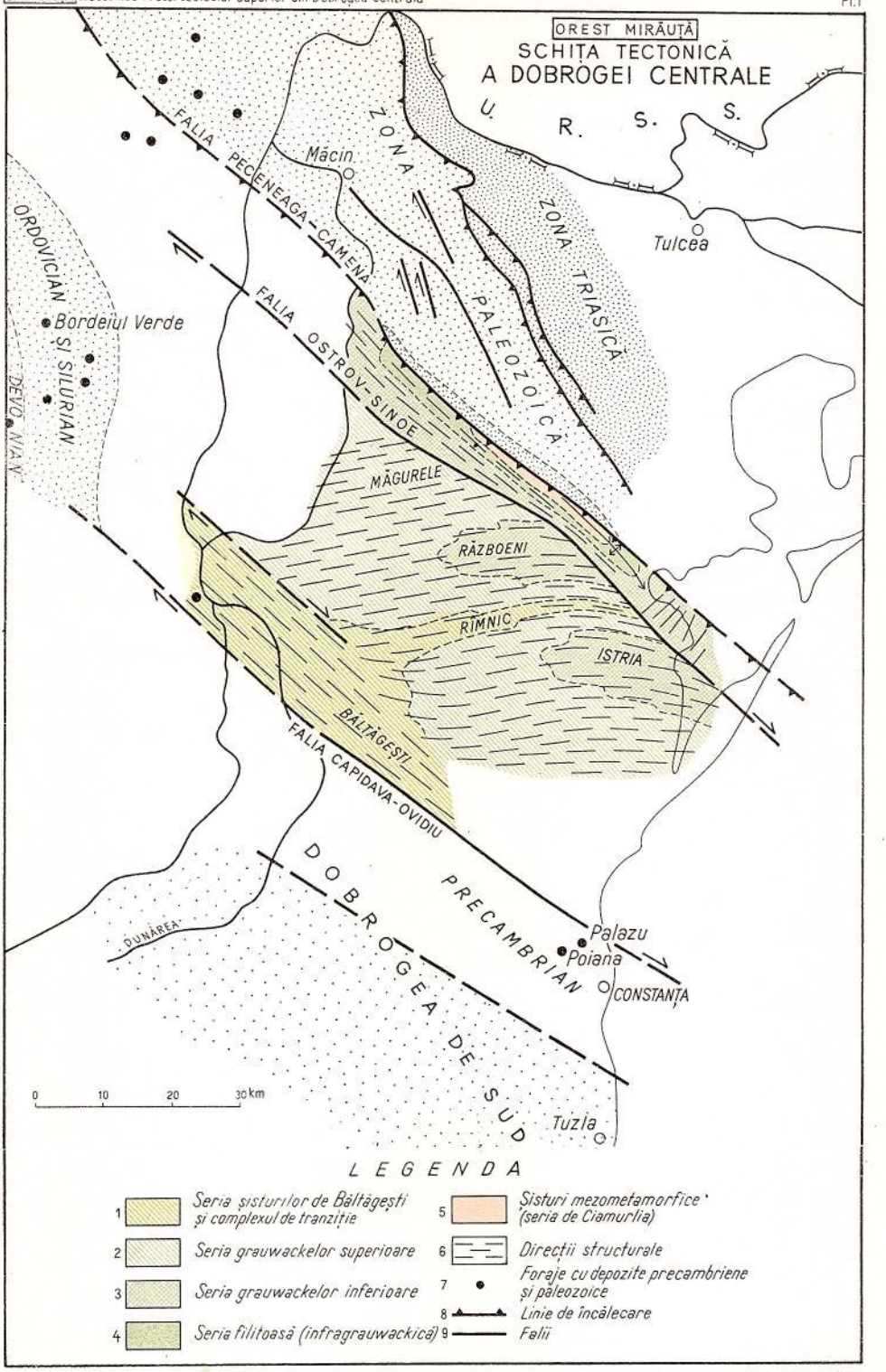
grauwackes inférieures ; 7, série phylliteuse, infragrauwackeusse ; 8, série mésozonale ; 9, microconglomérats arkosiens de type Sibioara ; 10, schistes violacés ; 11, direction et pendage de la stratification ; 12, direction et pendage de la schistosité ; 13, schistosité verticale ; 14, anticlinal avec plongement axial ; 15, synclinal avec plongement axial ; 16, décrochement ; 17, direction de la coupe géologique.

Planche III

Carte structurale du Protérozoïque supérieur de la Dobrogea centrale.

1, Quaternaire : alluvions, dépôts loessoïdes ; 2, Crétacé supérieur : conglomérats, calcaires gréseux et marneux ; 3, Crétacé inférieur (Aptien) : graviers, sables, argiles ; 4, Jurassique moyen et supérieur : calcaires ; 5, Jurassique inférieur : dépôts de flysch ; 6, calcaires gris (Trias supérieur ? — Carbonifère inférieur ?) ; 7, porphyres quartzifères de Cîrjelari et Camena ; 8, Carbonifère inférieur : formation de Carapelit ; 9, Dévonien : calcaires, quartzites ; 10, Ordovicien-Protérozoïque supérieur : schistes épimétamorphiques ; Protérozoïque supérieur : 11, série des schistes de Băltăgești (série supragrauwackeuse) ; 12, série des grauwackes supérieures et complexe de transition ; 13, série des grauwackes inférieures ; 14, série phylliteuse (infragrauwackeuse) ; 15, série mésozonale de Ciamurlia ; 16, axe d'anticlinal ; 17, axe de synclinal ; 18, affaissement axial ; 19, schistosité ; 20, chevauchement de Peceneaga-Camena ; 21, faille inverse ; 22, décrochement ; 23, ondulation anticlinale transversale ou oblique ; 24, ondulation synclinale transversale ou oblique.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

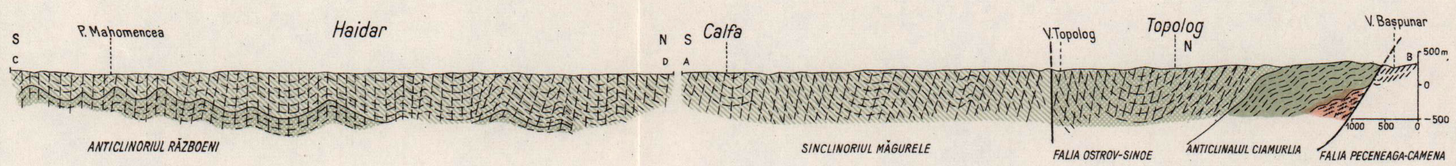
OREST MIRĂUȚĂ

HARTA GEOLOGICĂ A PROTEROZOICULUI SUPERIOR DIN PARTEA VESTICĂ A DOBROGEI CENTRALE

0 250 500 750 1000m.

Topologu
Făgărașu Nou
Sîmbăta Nouă
V. Stînei
V. Berteasca
DUNĂREA VECHE
Girliciu
V. Nămolegi
Calfa
V. Topologului
D
A
Rahmanu
Fîntîna Nouă
V. Osimbei
V. Alexandri
V. Beșpunar
Haidar
Războeni
V. Mahomencea
Stînca
Carugea
C
Albina
Stejaru
Saraiu
V. Căsimcea
Dulgheru
Căsimcea

SECȚIUNE GEOLOGICĂ PRIN PROTEROZOICUL SUPERIOR DIN PARTEA VESTICĂ A DOBROGEI CENTRALE



LEGENDA

CUATERNAR	1	Aluviuni
	2	Depozite loessoide
APȚIAN	3	Pietrișuri, nisipuri și argile continentale
LIASIC	4	
PROTEROZOIC SUPERIOR	5	Seria grauwackelor superioare
	6	Seria grauwackelor inferioare
	7	Seria filitoasă (infragrauwackică)
	8	Seria mesozonală
	9	Microconglomerate arkozice tip Sibioara
	10	Șisturi violacee
	11	Direcția și inclinarea stratificației
	12	Direcția și inclinarea șistozității
	13	Șistozitate verticală
	14	Ax de anticlinal cu afundare axială
	15	Ax de sinclinal cu afundare axială
	16	Decroșare
	17	A — B Direcția secțiunii geologice

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

OREST MIRĂUȚĂ

HARTA STRUCTURALĂ A PROTEROZOICULUI SUPERIOR DIN DOBROGEA CENTRALĂ

0 2 4 6 8km.

Dorobanțu
Cîrjelari
Ostrov
Măgurele
Topolog
Dăeni
Făgărașu Nou
Simbăta
Rahmanu
Camena
Haidar
Eschi Baba
Războeni
Ciamurlia de Sus
Neatîrnarea
Saraiu
Baia
Casimcea
Beidaud
Dulgheru
Panduru
Călugăreni
Vulturu
Rîmnicu de Sus
Horia
Mihai Viteazu
Rîmnicu de Jos
Sinoe
Nistorești
Tighilești
Fintînele
Runcu
Istria
Pantelimonu de Jos
Cogealac
Tariverde
Grădina
Pantelimonu de Sus
Nuntași
Crucea
Săcele
Gălbiori
Mireasa
Bălțăgești
FALIA CAPIDAVA-OVIDIU

LEGENDA

CUATERNAR	1	Aluviuni, depozite loessoide
CRETACIC SUPERIOR	2	Conglomerate, calcare grezoase și marnoase
CRETACIC INFERIOR (APȚIAN)	3	Pietrișuri, nisipuri, argile
JURASIC MEDIU ȘI SUPERIOR	4	Calcare
JURASIC INFERIOR	5	Depozite de fliș
	6	Calcare cenușii (Triasic superior? Carbonifer inferior?)
	7	Porfire cuarțifere de Cîrjelari și Camena
CARBONIFER INFERIOR	8	Formațiunea de Carapelit
DEVONIAN	9	Calcare, cuarțite
ORDOVICIAN-PROTEROZOIC SUPERIOR	10	Șisturi epimetamorfice
PROTEROZOIC SUPERIOR	11	Seria șisturilor de Bălțăgești (supragrauwackică)
	12	Seria grauwackelor superioare și complexul de tranziție
	13	Seria grauwackelor inferioare
	14	Seria filitoasă (infragrauwackică)
	15	Seria mesozonală de Ciamurlia
	16	Ax de anticlinal
	17	Ax de sinclinal
	18	Afundare axială
	19	Șistozitate
	20	Încălecarea Peceneaga-Camena
	21	Falie inversă
	22	Decroșare
	23	Ondulație anticlinală transversală sau oblică
	24	Ondulație sinclinală transversală sau oblică

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

IPOTEZĂ ASUPRA GENEZEI BAUXITELOR DIN MASIVUL PĂDUREA CRAIULUI (MUNȚII APUSENI)

DE

VICTOR CORVIN PAPIU, SILVIA MÎNZATU

Abstract

Hypothesis on the Genesis of the Bauxites in the Region of the Pădurea Craiului Massif (Apuseni Mountains). In accordance with the hypothesis formulated by the authors, the development of bauxites in the region of the Pădurea Craiului Massif would, in the first place, result from some precipitation processes of hyperacid solutions in a strongly oxidizing medium, particularly in the first phases of accumulation (red bauxites), as a consequence of the increase of the pH value through a mixing with the bicarbonaceous water flowing in the Karst. It is admitted that the dark-coloured bauxites (brown, green, grey, black) have resulted from the precipitation in paludous regions of the acid but weakly oxygenated solutions or even solutions with a reducing character. The Al, Fe, Ti, ions proceed from the cinerites connected to the lower Cretaceous eruptions and the desilication process may have been determined by hydrothermal interferences and eventually completed by supergene processes.

În prezenta lucrare se formulează o nouă ipoteză asupra modului de formare a bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (Munții Apuseni), depozite care constituie principalele noastre rezerve de minereu de aluminiu. Datele cuprind concluziile genetice desprinse după prima etapă a studiului complex ce se execută, în cadrul Institutului geologic, asupra acestor importante minereuri metalifere din țara noastră, astfel că elementele ce vor surveni, în urma studiilor de viitor, vor avea darul de a completa și aduce amendamente poate chiar substanțiale, interpretărilor pe care le vom expune mai jos.

Institutul Geologic al României

Materialul studiat provine, în parte, din lucrările de explorare întreprinse de I. G.E.X. (mai ales din puțuri) care ne-a fost pus la dispoziție de Gr. Jacotă, completat cu probe colectate de noi direct din aflorimente naturale și din lucrările miniere în curs, cum și cu material furnizat de Cristina Ioanidu.

Analizele termodiferențiale și roentgenografice care ne-au servit în unele interpretări mineralogice, au fost executate în laboratorul Institutului geologic de către V. Iosof și respectiv R. Giușcă.

Interesul minier pe care l-a prezentat încă din secolul trecut, regiunea bauxitiferă a masivului Pădurea Craiului, ca și structura sa deosebit de interesantă, au determinat executarea unui volum remarcabil de lucrări geologice (de cartare și de prospectare) în acest sector al Munților Apuseni, mai ales în ultimul sfert de veac, rezultînd un important volum de date geologice privind descifrarea complexei sale structuri. După lucrările de început care au fundamentat cercetarea geologică ulterioară a lui Th. Kräutner (1939, 1941), se succed o seamă de cartări și lucrări geologice și miniere: Th. Bărbat și Al. Codarcea[1]; Th. Bărbat[2]; D. Patrulius[3]; S. Pauliuc[4]; Gr. Răileanu (1957); I. Preda (1962).

Modul în care au luat naștere aceste minereuri a format obiectul unei serii de interpretări, începînd cu ipoteza hidrotermală formulată de J. Szadeczky (1905). Acest autor leagă geneza bauxitelor de activitatea hidrotermală postvulcanică a magmatismului banatitic din masivul Vlădeasa, în urma căreia s-ar fi bauxitizat o seamă de roci magmatice. Materialul allitic rezultat din erodarea acestor roci s-ar fi depus apoi sub formă de bauxite la suprafața calcarelor jurasice. J. Szadeczky mai admite și o legătură între direcția distribuției corpurilor bauxitice și principalele direcții tectonice din masivul Pădurea Craiului (SE — NW).

[1] Th. Bărbat, Al. Codarcea. Raport asupra zăcămintelor de bauxit din regiunea Pădurea Craiului de Nord. 1948. Com. Stat. Geol. Arh. Inst. Geol. București.

[2] Th. Bărbat. Raport asupra geologiei bauxitelor din partea centrală a Pădurii Craiului. 1952. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

[3] D. Patrulius. Raport asupra geologiei bauxitelor din partea centrală a Pădurii Craiului cu o anexă asupra lucrărilor de cartare din 1954. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

D. Patrulius. Raport asupra ridicărilor geologice în regiunea Pădurea Craiului (Apuseni). 1955. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

[4] S. Pauliuc. Cercetări geologice în bazinul Remeți. 1953. Com Stat. Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

R. Lahmann (1908) vede în modul de dezvoltare capricios și neregulat al bauxitelor, fără nici o legătură cu tectonica, un argument pentru formularea teoriei unei geneze metasomatice. Ape termale sulfuroase ar fi pătruns pe fracturile calcarelor jurasice și ar fi antrenat alumina prin lesivarea componentelor argiloase din aceste roci, proces după care ar fi succedat o amplă metasomatoză, în urma căreia calcarul jurasic ar fi fost substituit cu bauxită.

Primul care formulează opinia originii reziduale pe bază de terra rossa provenită din calcarele jurasice este O. Pauls (1913), punct de vedere reluat apoi de P. Rozlozsnik (1918); acesta consideră că bauxitele bihorene constituie un nivel, fără a avea însă o dezvoltare continuă, între calcarele jurasic-superioare din pat și calcarele neocomiene cu characee din acoperiș. Același autor face o seamă de considerații asupra lehmului carstic conținînd material detritic de origine bauxitică, lehm care s-ar fi infiltrat ulterior pînă în masa lentilelor primare de bauxite, pe calea diaclazelor și fracturilor.

În fine, F. Beyschlag (1918) admite că bauxitele alcătuiau o placă continuă la suprafața întregului platou carstic al masivului Pădurea Craiului și că dispoziția lor discontinuă din prezent s-ar datora unor denivelări tectonice survenite ulterior.

În lucrările geologice din ultimele trei decenii se constată o unanimă afiliere la concepția genezei reziduale a bauxitelor din masivul Pădurea Craiului.

În mod deosebit, situația corpurilor bauxitice este studiată, în ansamblul cadrului geologic, de D. Patrulius care clasifică tipurile de bauxite și insistă deopotrivă asupra modului de formare al lehmului bauxitifer și a raporturilor acestor depozite cu bauxitele din zăcăminte atît primare, cît și secundare (remaniate).

Deși asupra acestor minereuri s-au executat foarte multe analize chimice în vederea valorificării lor, pînă în prezent, nu deținem încă lucrări sistematice privind chimismul și geneza lor, cu excepția studiului Elizei Leonida Zamfirescu (1931), care se alătură interpretării reziduale, comparînd chimismul bauxitelor cu cel al reziduului calcarelor, dar face și supoziția participării unui material provenit din roci aluminoase (magmatice sau cristalofiliene). În această lucrare se găsesc și o seamă de analize chimice asupra diferitelor tipuri de bauxite (pe culori) de care ne-am servit în interpretările noastre.

Institutul Geologic al României

Studii petrografice mai recente asupra bauxitelor au executat Clarissa Papacostea[5] și Cristina Ioanidu[6], prima afiliindu-se concepției genezei reziduale, iar cea de a doua admițînd geneza precipitării chimice și originii allohtone a materialului de origine.

În stadiul actual al cercetării genezei bauxitelor s-a renunțat unanim la unele ipoteze, cum sînt originea precipitării fizico-chimice în mediul marin (A. D. Arhanghelski, Gladkovski), cum și la ipoteza originii reziduale pe seama calcarelor (tipul de bauxite terra rossa a lui S. C. Fox, 1924), susținută printre alții și de J. Lapparent (1924) pentru zăcămintele din sudul Franței. Terra rossa constituie de fapt un produs de sedimentare sau de resedimentare secundară la suprafața rocilor calcaroase (E. Vadász, 1956) provenind din material fero-aluminos preexistent. Cazul este cu totul analog în lehmul bauxitelor recente de pe platourile carstice ale Munților Apuseni. Mai mult chiar, pe măsură ce studiile evoluează, se demonstrează că bauxitele din coloanele stratigrafice nu sînt analogabile nici cu actualele laterite (bauxite de tip lateritic, S. C. Fox, 1924), din care nu pot deriva decît în cazuri excepționale și prin procese de precipitare, în condiții în care cantitatea de alcalii din roca de origine este suficientă pentru a justifica procesul de desilicifiere. Cazul clasic și acceptat, este cel al alterării sienitelor nefelinice din Guineea și nu al lateritelor formate pe seama bazaltelor din Trappul indian, unde s-a dat pentru prima oară denumirea de „laterit" (Francisc Buchmann — Hamilton, 1907) pentru o rocă reziduală feruginoasă lipsită de alumină (T. Gedeon, 1952; St. Kozlowski și W. Parachoniak, 1960; M. Strahov, 1962). Trebuie să se țină seama și de faptul că, transformarea caolinitului în hidroxizi de aluminiu, în condițiile alterării supergene este controversată de datele geochimiei. Chiar unele opinii izolate, care mai susțin încă geneza reziduală (G. Denizot, 1962) pentru bauxitele placate pe calcarele mezozoice din sudul Franței, nu derivă alumina bauxitelor din calcare, ci din materialul silico-aluminos, prezent în rocile marnoase asociate sau vecine calcarelor.

---

[5] Clarissa Papacostea. Studiul microscopic al bauxitelor din Pădurea Craiului. 1956. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

[6] Cristina Ioanidu. Raport asupra studiului petrografic-mineralogic al zăcămîntului Pădurea Craiului. 1963. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Cristina Ioanidu. Raport privind documentarea mineralogică și petrografică a lucrărilor de explorare din șantierul ISEM — Pădurea Craiului. 1964. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

Derivarea aceasta, potrivit datelor privind posibilitățile de alterare supergenă a mineralelor argiloase, este puțin probabilă, aceste minerale fiind echilibrate perfect condițiilor de la suprafața în care au luat naștere argilele, neconținînd nici procentele satisfăcătoare de alcali, necesare fenomenelor de desilicatare (T. Gedeon, 1952; M. N. Sveţov, 1958).

Opinia spre care se înclină în mod accentuat, pentru explicarea genezei multor bauxite chiar din imediata apropiere a teritoriului nostru (cum sînt bauxitele cretacic-superioare din R.P. Ungaria, foarte minuțios studiate de cercetătorii maghiari), este teoria precipitării fizico-chimice (A. Fersman, Rengarten, T. Gedeon, G. Bardossy) și a resedimentării detritice marine în zona litorală (cazul unor bauxite din U.R.S.S., M.M. Strahov, 1962). Astfel E. Vadász (1924), derivă zăcămintele resedimentate din Cretacicul inferior din R.P. Ungară din bauxitele neocomiene primare.

A) PREMISELE PROBLEMEI

În lumina datelor prezentate, pentru a putea aborda problema genezei bauxitelor din munții Pădurea Craiului, considerăm că trebuie să ținem seama în primul rînd de o seamă de date ce ne vor servi ca premise pentru concluziile litogenetice pe care le vom prezenta.

1. Bauxitele se găsesc placate direct peste calcarele jurasic-superioare și mulează un vechi relief carstic, corespunzînd fundurilor unor minuscule bazine de sedimentare cu caracter mai mult sau mai puțin local. Între calcare și bauxite nu se recunoaște nici o zonă de tranziție caolinoasă sau de altă natură (pl. I, fig. 1).

În unele cazuri (ex.: lentila de bauxită exploatată la Poniţa), între bauxite și calcare se găsește un strat subțire cu grosimi maximum decimetrice, de material argilo-detritic, uneori foarte moale și clisos, de culoare roșie pînă la galbenă. Acest material reprezintă lehm carstic (bauxitifer), transportat de apele de infiltrație și are vîrstă foarte recentă (pentru o probă de la Roșia este pleistocenă), după cum rezultă din analizele de spor-polen (Ştefana Roman), fiind aproape în totul identic cu lehmul bauxitifer (depozitele argilo-detritice) de la suprafață. De altfel însăși constituția sa și raporturile net tranșante față de calcarul și bauxita între care este cuprins, confirmă ipoteza aceasta (formulată de P. Rozlozsnik, 1916 și detaliată de D. Patrulius, 1955). Datorită diferenței de duritate dintre bauxită și calcar, au luat naștere la limita dintre ele, sub impulsul mișcărilor tectonice, fisuri și spații goale, mai ales în baza lentile-

Institutul Geologic al României

lor. Aceste spații au fost apoi umplute cu lehmul carstic amintit, reprezentat printr-un material fin argilo-detritic, în care se găsesc granule de cuarț, muscovit și minerale grele detritice, care nu apar nici în calcare și nici în bauxite.

2. Aceleași raporturi se constată și între bauxite și calcarele neocomian-barremiene (?) cu characee care le constituie acoperișul, limita dintre aceste formațiuni fiind perfect netă și tranșantă.

3. Marea masă a bauxitelor din masivul Pădurea Craiului, placată direct peste calcare jurasice, este de bauxite roșii (care constituie de altfel și principalul minereu de aluminiu). Bauxitele albe apar uneori în zonele laterale ale celor roșii sau către partea lor bazală sau superioară, fiind consecința, după cum se va arăta, a unor procese ulterioare de deferizare. Bauxitele roșii examinate de noi și citate în bibliografie sînt însă placate, așa cum am menționat, direct peste calcarele culcușului. Bauxitele de culoare închisă (verzi, cenușii, negricioase) apar fie independent de cele roșii, fie deasupra acestora. Și, sub acest raport, zăcămîntul de la Schireaua (Zece Hotare) este foarte expresiv, bauxitele roșii fiind situate în bază, la contactul cu calcarele jurasice, iar bauxitele verzi, la partea superioară, sub calcarele cu characee ale acoperișului (fig. 1). Între aceste două tipuri de bauxită de culori deosebite, se constată fie o zonă decolorată, fie o trecere gradată, cele două culori îmbinîndu-se în mod difuz la limită și dovedind o evidentă continuitate de sedimentare, cu schimbarea treptată a valorilor potențialului de oxido-reducere sau intervenția ulterioară a unor soluții epigenetice sau hidrotermale.

4. Bauxitele din masivul Pădurea Craiului nu conțin nici un fel de material detritic (clastic sau organogen). Putem cita doar excepțional granule de calcar recristalizat, uneori chiar fragmente fosile (pl. I, fig. 2), care se recunosc, pe o foarte mică grosime, numai în bauxita roșie de la contactul cu calcarele jurasice (Schireaua). Un caz special îl constituie unele brecii alcătuite din fragmente psefitice de calcar jurasic cu ciment bauxitic (lentila din lucrările de explorare ISEM de la Cornet II). În ambele cazuri, bauxita are un caracter uniform asemenea cimentului de precipitare fizico-chimică din rocile detritice. (pl. I, fig. 1).

5. Bauxitele nu prezintă nici un fel de intercalații de altă natură litologică și nici tranziții laterale sau în grosime, către complexe litologice argilo-detritice sau de altă natură, fiind comparabile în totul, și sub acest aspect, cu rocile de precipitare fizico-chimică, în zonele în care acestea din urmă sînt curate și neasociate sedimentelor vecine.

Institutul Geologic al României

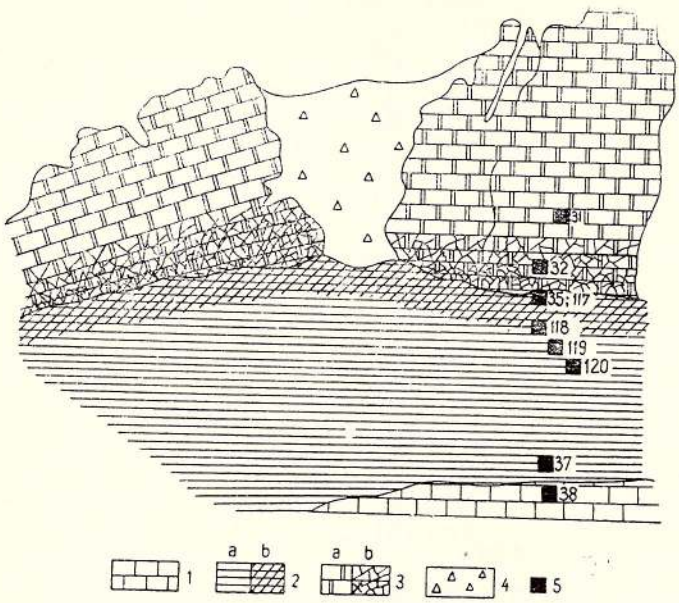


Fig. 1. — Schița zăcămîntului de bauxită de la Schireaua — lentila 36/64.

1, calcar jurasic superior; 2 bauxită roșie (a) și verde (b); 3, calcar neocomian (a) brecios în bază (b); 4, lehm bauxitifer exogen; 5, nr. de pobă.

Esquisse du gisement de bauxite de Schireaua — lentille 36/64.

1, calcaires jurassiques supérieurs; 2; bauxite rouge (a) et verte (b); 3, calcaires néocomiens (a) brécheux vers la partie basale (b); 4 lehm bauxitifère exogène; 5, nr. de l'echantillon.

6. Bauxitele de culori închise (brune, verzi, cenușii, negricioase), prezintă indicii de remaniere intraformațională, ooide fragmentate, (pl. II, fig. 1, 2.) fragmente de bauxite, ce apar incluse în masa de aceeași natură a bauxitei de bază (pl. II, fig. 3). În aceste bauxite se recunosc evidente spastolite (fig. 2 ; pl. III, fig. 1, 2, 3, 4 ; pl. IV, fig. 1, 2), comparabile cu cele citate în minereurile de fier sedimentare,

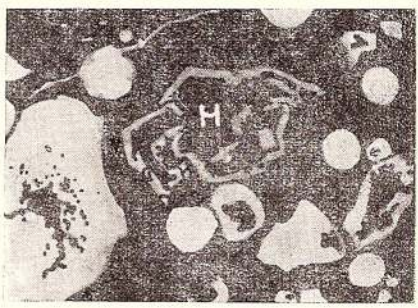


Fig. 2. — Ooid feruginos cu periferia diasporică, zdrobit, în bauxită brun-verzuie — Zece Hotare, D, diaspor; H, hematit. N II. × 25.

Ooïde ferugineux avec périphérie diasporique, broyé. Bauxite brun verdâtre — Zece Hotare. D, diaspore ; H, hématite. N II. × 25.

Institutul Geologic al României

cum și aspecte de crustificare și oolitizare a materialului bauxitic remaniat (și în cele alb-gălbui) (pl. III, IV.)

7. Bauxitele din masivul Pădurea Craiului (mai ales cele roșii ce formează principala masă) nu prezintă nici un fel de stratificație sau orientare primară (în afara unei vagi distribuții a ooidelor, mai mult sau mai puțin direcțională, paralelă cu stratificația) pe care am întîlnit-o la bauxitele verzi și negricioase. Caracterul șistos al unor bauxite roșii se datorează numai presiunilor orogenetice neavînd relații cu orientarea primară.

8. Din analizele chimice date în bibliografie (E. Vadász, 1924; Eliza Zamfirescu, 1931) rezultă că elementele triadei Al-Fe-Ti apar în cantități analogabile în toate tipurile și culorile de bauxite studiate, fără variații cantitative constante sau mari discrepanțe. Acest fapt ne duce la concluzia că toate cele trei elemente au fost concentrate și depuse mai mult sau mai puțin simultan. Ceea ce se remarcă este că, în general, procentele de fier sînt destul de ridicate (peste 16% după Eliza Zamfirescu în regiunea Remeți) indiferent de culoare. Fac excepție unele bauxite albe (E. Vadász, 1924) sau roz (Eliza Zamfirescu, 1931), datorită fie unor adaosuri ridicate de caolinit (bauxită albă afînată cu 1,30 Fe_2O_3, citată de Vadász 1924, în care se remarcă în compensație procente ridicate de silice), fie (probabil) dominării mineralelor de alumină ca atare (bauxita dură, alb-cenușie, citată de același autor și bauxita alb-roz citată din regiunea Remeți de Eliza Zamfirescu 1931), ambele conținînd 9,7% Fe_2O_3 și în care se găsește în schimb peste 63% Al_2O_3). Deci bauxitele albe sînt de două tipuri mineralogice (caolinoase și allitice), rezultînd din deferizare.

Cantitatea de alumină are variațiile cunoscute de toți cei ce s-au ocupat cu această problemă, în genere între 50 și 65% Al_2O_3, iar cea de titan rareori coboară sub 2% (o bauxită cenușie de la Remeți cu 1,39% TiO_2, bauxită albă caolinoasă la care ne-am referit mai sus, cu 1,80%) procentul de titan situîndu-se în genere între 2,5 și 3,4% TiO_2, cu o medie de 2,6% pentru probele de la Remeți analizate de Eliza Zamfirescu (1931). Aceste date arată că elementele triadei (Al-Fe-Ti) se găsesc în procente analoge în tipurile de bauxite în care variază probabil, doar forma sub care se găsește legat fierul, cea bivalentă apărînd fie alături de cea trivalentă (atît în magnetit cît și în minerale diferite, oxizi și leptoclorite în aceeași probă), fie mai mult sau mai puțin independent, în cloritele

Institutul Geologic al României

sau în monosulfura fieroasă ce pigmentează roca [7]. Toate aceste date converg la concluzia acumulării mai mult sau mai puțin simultane a acestor minerale specifice prezente în bauxite și uneori ca minerale ce nu pot fi determinate microscopic.

9. Ooidele prezintă în genere structuri concentrice în care se pot succeda pături allitice, ferice, titanifere și caolinitice (ceea ce este specific mai ales marii mase de bauxite roșii și brune). Frecvente sînt ooidele cu centrul feric (martit sau hematit) și cu periferia bordată de o fină zonă allitică. Ooidele complexe sînt mai rare în bauxitele verzi și negricioase, structura centrică este de asemenea prezentă, dar cu succedarea mai frecventă a păturilor allitice (deci de aceeași natură) despărțite între ele prin zone fine de culori mai închise sau opace; în aceste roci se găsește însă o mare cantitate (mai ales la cele negricioase) de ooide alcătuite dintr-o masă uniformă, lipsite de păturile concentrice, cu structură specifică, menționate anterior. În general, această dispoziție amintește de a oolitelor feruginoase oxidice sau oxidocloritice din Dogger sau Silurian (pl. IV, V, VI).

10. La alcătuirea mineralogică a bauxitelor cercetate participă următoarele minerale, în ordinea frecvenței și caracterului mineralogic, pe elemente:

Aluminiul: diaspor (cel mai frecvent, motiv pentru care rocile au fost denumite și diasporite de către K r u t s c h), boehmit (recunoscut numai roentgenografic și termodiferențial), gibbsit (rar, recunoscut roentgenografic și numai foarte rar cu ajutorul microscopului).

Fierul: o x i z i: hematit, magnetit, limonit, goethit, hidrohematit (?),
s i l i c a ț i: leptoclorite
s u l f u r i: pirită, hidrotroilit coloidal (?)

Titanul: anataz, rutil, ilmenit.

În plus apar: caolinitul, poate monosulfura feroasă și substanța organică (în cele negre).

Silicea liberă nu a fost recunoscută sub nici o formă minerală, în afară de cuarțul filonian, mai nou.

În lumina datelor expuse anterior ajungem implicit la concluzia că bauxitele din masivul Pădurea Craiului nu pot fi considerate nici ca

[7] Datele pe care le vom obține în viitor prin prelucrarea statistică a volumului mare de analize chimice ce se dețin la IGEX, coroborate cu analize chimice sistematice pe material ales vor aduce completări.

Institutul Geologic al României

depozite eluviale şi nici ca acumulări resedimentate după un prealabil transport. Prezenţa simultană a trei elemente caracteristice (Al, Fe, Ti) în toate tipurile de bauxite, arată că solubilizarea materialului de origine s-a produs în medii foarte acide din care a precipitat destul de rapid (prin ridicarea pH-ului), fără a se putea efectua o scindare între ionii cu solubilităţi diferite. Geneza este, într-o oarecare măsură, analogabilă cu a altor depozite metalifere de precipitare chimică cum sînt minereurile de fier şi mangan, uneori cu structuri centrice asemănătoare bauxitelor însă cu nuclee centrale vizibile (oolite propriu-zise). Astfel sînt minereurile de oxizi ferici de tipul minettelor sau depozitelor de manganomelane şi piroluzite de tipul celor din Caucaz, depozitele oolitice de leptoclorite etc.

B) IPOTEZĂ ASUPRA GENEZEI BAUXITELOR

Pentru elucidarea problemei originii acestor roci şi documentarea punctului nostru de vedere genetic, asupra căruia am anticipat mai sus, considerăm că este necesar să se lămurească următoarele chestiuni (corespunzînd chiar cu etapele de geneză a bauxitelor) : originea ionilor de Al, Fe şi Ti ; desilicatarea materialului primar şi concentrarea ionilor de Al, Fe, Ti ; solubilizarea ionilor de Al, Fe, Ti şi formarea soluţiilor bauxitogene ; sedimentarea bauxitelor primei generaţii (roşii) ; geneza bauxitelor de culoare închisă (generaţia II-a) ; procesele de diageneză şi metamorfism suferite de bauxite după sedimentare ; alterarea superficială (în legătură mai ales cu geneza lehmului bauxitifer).

Aceste date vor fi analizate în cele ce urmează.

1. ORIGINEA IONILOR DE Al, Fe, Ti

În stadiul actual al cunoştinţelor, considerăm că ionii triadei (Al, Fe, Ti) nu pot proveni sub nici un motiv din reziduurile calcarelor sau din roci argiloase, care după cum am arătat mai sus, sînt complet defavorabile proceselor de bauxitizare. Originea lor ar putea fi eventual legată de rocile feldspatice cuprinse în cristalinul Munţilor Apuseni, ceea ce nu este exclus, însă într-o mică măsură. În general supoziţia aceasta apare improbabilă, deoarece în masa bauxitelor nu s-au găsit încă nici un fel de minerale de natură cristalină, mai ales minerale rezistente la alterare şi transport cum sînt cuarţul, muscovitul, zirconul, turmalina, care să fi fost antre-

Institutul Geologic al României

nate odată cu materialul (soluțiile) bauxitifer, așa cum se întîmplă în cazul bauxitelor resedimentate, citate de J. Kiss (1955) din formațiunile cretacic-superioare din R.P. Ungaria. În acest caz ar fi trebuit să se găsească bauxite și pe carstul altor masive carpatice (mai ales din Munții Apuseni) în care aria de alimentare și condițiile climatice și morfologice erau în totul asemănătoare în timpul Jurasicului superior și Cretacicului inferior (masivul Codru-Moma, calcarele din Munții Mureșului, platoul Mehedinților).

Pentru lămurirea problemei, am pornit de la faptul că alterarea unei roci silicatate se realizează cu atît mai ușor (atît de către agenții exogeni cît și de cei juvenili) cu cît gradul său de porozitate sau de dispersie fragmentară este mai avansat. Sub acest raport, tufurile oferă în mod evident materialul cel mai ușor alterabil, fapt invocat de altfel și de alți autori pentru explicarea originii ionilor de Al din bauxite, cum sînt cele din R.P. Ungaria, pentru care T. Gedeon (1952) presupune chiar venirea unor cenuși vulcanice din afara granițelor țării sale, în care nu se cunosc atare erupții la nivelul Cretacicului superior, cînd au luat naștere bauxitele. În cazul Munților Apuseni însă, activitatea eruptivă ofiolitică (roci bazice și acide) de la nivelul Neocomianului (V. Corvin Papiu, 1953; H. Savu, 1962) este bine cunoscută.

De altfel, un argument suplimentar în sprijinul existenței unei activități vulcanice neocomian-inferioare sau portlandian-neocomiene, rezidă în faptul că, în calcarele de Stramberg din masivul Pădurea Craiului am recunoscut două serii de aporturi hidrotermale în timp ce în cele neocomiene, una singură, probabil banatitică.

Aceste piroclastite s-au putut depune direct sau, mai curînd după un prealabil transport, la suprafața calcarelor recifale, de curînd exondate, sau în apropierea lor. Deși nu se recunosc atare erupții în masivul Pădurea Craiului, prezența lor este foarte probabilă. Aceste roci au fost însă puternic desilicifiate și reduse poate numai la oxizi de fier și aluminiu înainte de a trece în soluțiile bauxitizante. Nu este exclus deci ca întreaga stivă de material feroaluminos piroclastogen să fi fost demantelat de eroziune de pe fundamentul său primar (calcarele jurasice), iar materialul rezultat să fi fost transportat, în stare de dispersie avansată și după o prealabilă impregnare cu oxizi, în mediul palustru de solubilizare așa cum vom arăta în capitolul următor. Fenomenul de bauxitizare ar fi încetat în această supoziție odată cu solubilizarea întregii stive de material piroclastogen (eventual oxidic) originar. Natura petrografică a acestor roci, nu poate

Institutul Geologic al României

fi dedusă din alte elemente. Ținînd seama de faptul că bauxitele bogate în fier, cum sînt și cele de care ne ocupăm, provin din roci magmatice bazice, cum și de conținutul redus în baze al rocilor acide, se poate admite chiar că materialul de origine al ionilor triadei ar fi provenit din cineritele rocilor eruptive diabazice caracteristice cortegiului ofiolitic de vîrstă jurasic-cretacică din axa Munților Mureșului. Formarea bauxitelor pe bază de roci bazaltice este fără îndoială posibilă, așa cum s-a arătat, numai în prezența unei cantități ridicate de alcali sau în cazul în care roca a fost în prealabil desilicatată hidrotermal așa precum am admis anterior.

2, DESILICATAREA ȘI CONCENTRAREA IONILOR TRIADEI (Al, Fe, Ti)

Pentru explicarea formării soluțiilor bauxitogene, principala problemă care se ridică este modul în care au fost selecționați ionii triadei, prezenți în bauxite și în mod special calea pe care a fost îndepărtată silicea (procesul de desilicatare), dat fiind faptul că analogarea cu actualele laterite (procese strict eluviale) nu poate da satisfacție decît în cazuri speciale.

Două căi pot conduce la această situație și anume : desilicatarea supergenă în urma procesului de alterare superficială și desilicatarea sub acțiunea unor factori hipogeni (juvenilă).

a) Desilicatarea supergenă (în urma procesului de alterare superficială)

Desilicatarea supergenă are loc preponderent în prima fază de alterare, cînd se elimină elementele alcaline și alcalino-pămîntoase, creîndu-se un mediu alcalin, propice eliminării silicei. Pornind de la curba solubilității silicei și celorlalte elemente din bauxite (după C. W. Correns și A. Fresenius), T. Gedeon ajunge la concluzia că intervalul optim de eliminare a silicei este la pH-uri între 8 și 9,5, interval mai sus de care trece în soluție și alumina, și admite că atare condiții se pot crea numai la lacuri continentale cu adîncimi sub 50 m, cu temperaturi ridicate în urma alterării unor roci silicatate în care raportul $SiO_2 : Al_2O_3 = 4 - 6$. Aplicînd la noi o atare interpretare ajungem la concluzia că rocile bazice ofiolitice neocomiene din Munții Apuseni conțin o cantitate mult prea mică de alcali pentru a putea determina aceste pH-uri. Singurele care ar putea răspunde acestui deziderat rămîn ortofirele și oligofirele (tufurile respective) care conțin $\pm 6\%$ Na_2O, cum și limburgitele care prezintă procente de cca 10% Na_2O (H. Savu, 1962). Dacă ar fi deci să considerăm o sursă de alcalinizare ridicată a apelor supergene ce trec

Institutul Geologic al României

în soluții bauxitizante, ea nu ar putea proveni decît dintr-un amestec de cinerite bazaltice și cinerite bogate în alcali. Ipoteza apare deci oarecum forțată în stadiul actual al cunoașterii. Aceasta cu atît mai mult cu cît date mai recente asupra solubilității silicei (K r a u s k o p f, 1959) conduc la concluzia că solubilitatea sa este independentă de pH între valorile 1 și 9, după care se manifestă masiv (G. O k a m o t o și colab. 1957), ceea ce înseamnă că zona de desilicatare fără pierdere de alumină se situează între pH 9 și 10 (fig. 3 și 4). În supoziția desilicatării lacustre, alcalinitatea ar fi putut fi creată atît la pierderea bazelor, din alterarea materialului piroclastic cît și de bicarbonații apelor carstice (aceste minuscule bazine se puteau găsi chiar pe un fundament inițial piroclastic). În cazul acesta însă nu se poate explica ușor crearea imediată a unor medii hiperacide în care, în mod necesar au fost dizolvați ionii triadei (Al, Fe, Ti).

Studiile microscopice ale lui J. K i s s (1952) au dus, pe de altă parte, la concluzia că bauxitele pot lua naștere și din roci eruptive acide, deoarece găsește în masa lor minerale detritice de o atare natură. În ceea

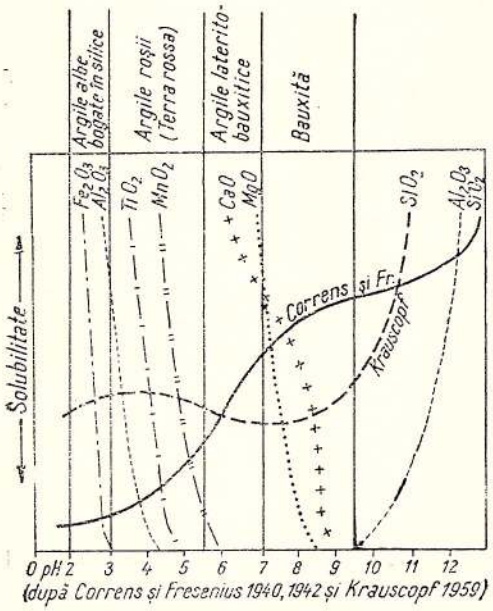


Fig. 3. — Solubilitatea diferiților ioni rezultați din alterarea rocilor (după C o r r e n s și F r e s e n i u s 1940, 1942 și K r a u s k o p f, 1959 și G e d e o n 1952).

Solubilité des différents ions issus de l'altération des roches (d'après C o r r e n s et F r e s e n i u s 1940, 1942 et K r a u s k o p f, 1959 et G e d e o n 1952).

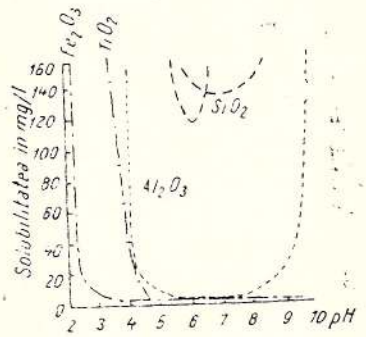


Fig. 4. — Solubilitatea în mg la litru pentru Fe_2O_3, Al_2O_3, SiO_2 (după B u ș i n s k y) și TiO_2 (după C o r r e n s — F r e s e n i u s).

Solubilité en mg par litre pour le Fe_2O_3, Al_2O_3, SiO_2 (d'apprès B u ș i n s k y) et TiO_2 (d'apres C o r r e n s — F r e s e n i u s).

Institutul Geologic al României

ce ne privește, considerăm că acest argument este valabil numai în cazul în care se poate dovedi că materialul în cauză nu provine din contaminări și adaosuri produse în timpul transportului și sedimentării, așa cum se petreceau lucrurile în timpurile postpliocene pe platoul masivului Pădurea Craiului, în lehmul bauxitifer, cu conținut mare de granule și de blocuri bauxitice (pînă la formarea de zăcăminte detritice secundare) unde, după opinia noastră, materialul fin granular de origine cristalină, a fost introdus între blocurile de bauxită, în urma inundațiilor și viiturilor inter- și post-glaciare ce au acoperit în Cuaternar acest platou (poate și eolian).

b) **Desilicatarea materialului magmatic primar sub acțiunea aporturilor juvenile (fumaroliene sau hidrotermale alcaline)**

Această transformare constituie, după opinia noastră, principala explicație a originii ionilor triadei bauxitice. Este interesant mai întîi să notăm faptul că N o r t o n (1939) a arătat experimental că nefelinul poate trece în soluție după o încălzire la 370°, timp de 300 ore, dînd apoi naștere unui precipitat cu un conținut de 80% gibbsit. Procesul de desilicatare juvenilă se poate produce atît sub acțiunea soluțiilor alcaline cît și prin procese de solfatare (în care caz depozitul de hidroxizi fero-aluminoși ce rezultă, este lipsit de titan). În cazul bauxitelor titanifere din masivul Pădurea Craiului, prima ipoteză este deci cea mai plauzibilă și poate singura acceptabilă.

Sub influențe magmatice de diferite naturi (fumaroliene dar mai ales hidrotermale), se pot produce acumulări, uneori masive, de hidroxizi de aluminiu. Astfel, prin procese de desilicifiere hidrotermală, s-a constatat că au luat naștere direct hidrosoli de alumină, fără stadiul intermediar de caolinit, în andezitul de la Sannataler (E. D i t t l e r și O. K ü h n, 1935). Desilicatarea superficială sub influența apelor termale de suprafață este de asemenea cunoscută. T. G e d e o n admite că și clasicele bauxite din sudul Franței ar fi luat naștere în urma intervenției unor ape fierbinți (făcînd o comparație cu unele mîluri aluminoase ce se acumulează în regiunea gheizerelor din Yellowstone Park care au un conținut de 58,5% alumină față de 22,2% silice).

A. C a v i n a t o (1948), de acord cu afirmațiile lui C. W. C o r r e n s (1939), subliniază în legătură cu geneza bauxitelor, faptul că în procesele de caolinizare hidrotermală se pot elibera cantități apreciabile de hidroxizi de aluminiu cristalini și coloidali, ca o consecință a fenomene-

Institutul Geologic al României

lor de desilicatare a silicaților aluminiferi, alumină a cărei prezență nu este cunoscută adeseori, din lipsă de investigare și dă exemplu cazul unor depozite de caolin din Portugalia care conțin multă alumină liberă (40,73% silice și 43,94% alumină).

Tot legat de vulcanism este și procesul de desilicifiere prin solfatare, cu depunere de alumină, din soluții de sulfați (rezultați mai ales în urma hidroxidării piritelor cu formare de acid sulfuric). Formarea bisulfatului de aluminiu sub acțiunea prelungită a unei soluții apoase de SO_2, urmată de precipitarea aluminei prin supunerea soluției la ebuliție, este de altfel binecunoscută în industrie.

A. Cavinato (1948) mai citează, după von Bemmelen (1904), tufuri vulcanice din Java și Sumatra, foarte bogate în hidroxizi de fier și în alumină liberă, rezultate din silicați, prin solfatare, în urma unor acțiuni fumaroliene, urmate de reducere sub acțiunea anhidridei carbonice. Arată de asemenea că hidrosolii de aluminiu de atare origini pot fi transportați apoi și redepuși în zăcămînt secundar.

Prezența sulfaților de aluminiu (werbsterit, alunit) în bauxitele citate de E. Vadász (1943), G. Bardossy (1959 c), T. Gedeon (1955), J. Kiss (1955), arată contribuția soluțiilor sulfatate la formarea acestor roci și se admite că ar fi acționat mai ales epigenetic, în urma oxidării piritelor din bauxite.

În lumina datelor prezentate mai sus, considerăm că originea ionilor de Al, Fe și Ti din bauxitele românești ale masivului Pădurea Craiului, trebuie căutată în roci îmbogățite în prealabil în aceste metale, reduse poate integral la oxizi de aluminiu, titan și fier, din care au fost apoi antrenați în soluțiile bauxitogene. Admitem deci că această concentrare a avut loc, în primul rînd, prin desilicatarea unor piroclastite de vîrstă probabil neocomiană, prin procese hidrotermale sau fumaroliene, probabil însă fără intervenția fenomenelor de solfatare menționată care, după cum am arătat, exclud prezența titanului, constant în bauxitele noastre. După toate probabilitățile, ținînd seama de conținutul ridicat în fier al bauxitelor cum și de totala absență a cuarțului în alcătuirea lor, considerăm că aceste piroclastite aveau un caracter bazic (provenind din ofiolitele cretacic-inferioare).

În aceste soluții, ionii triadei se găseau fie sub formă de electroliți, fie în compuși complecși organo-metalici, fie sub formă coloidă peptizată prin coloizi de protecție de natură organică (acizi humici). Caracterul puternic acid al mediului nu putea fi realizat decît admițînd

Institutul Geologic al României

că procesul avea loc la adăpost de apele carstice bicarbonatate sau de aporturile de material solubil alcalin (pulbere piroclastică) a căror intervenție prin ridicarea pH-ului, ar mai fi făcut imposibilă solubilizarea acestor elemente. Același mediu acid justifică și prezența caolinitului care s-a putut forma fie direct, fie din asocierea aluminei cu silicea ce s-ar mai fi găsit încă în mediu, fie prin transformarea montmorillonitului, realizat eventual anterior.

3. SEDIMENTAREA BAUXITELOR PRIMEI GENERAȚII (ROȘII)

Evidenta corelație dintre bauxitele și calcarele jurasice pe care le mulează, ne conduce în mod logic la concluzia că, din soluțiile acide realizate în faza precedentă, cei trei hidroxizi au precipitat mai mult sau mai puțin simultan dînd naștere gelurilor bauxitice, prin ridicarea valorii pH-ului peste 4. După opinia noastră, precipitarea a avut loc în urma amestecului cu apele carstice bicarbonatate. Procesul ar fi decurs foarte rapid, comparabil cu precipitarea fizico-chimică sub influența unui catalizator sau prin amestecul a două soluții cu un ion comun, conform principiului lui N e r n s t. În cazul soluțiilor coloidale peptizate prin acizi humici, precipitarea a fost consecința distrugerii învelișului protector realizat de aceasta din urmă.

Mai trebuie să admitem și că precipitarea ar fi avut loc într-un mediu foarte oxigenat, în care fierul a fost integral fixat sub forma sa oxidată, constituind actualul pigment hematitic. De altfel, culoarea roșie aprinsă a bauxitelor indică tocmai precipitarea din mediu acid și oxidant. Așa se explică faptul că bauxitele roșii mulează direct calcarele jurasic-superioare și că nu prezintă decît puține indicii de spastolitizare a ooidelor în remaniere. Variația locală și în timp a concentrației celor trei elemente principale a adus după sine precipitări succesive, reflectate în păturile concentrice de constituție diferită care alcătuiesc ooidele. În condiții pe care urmează a le lămuri în viitor s-a depus magnetitul. Nu este exclus însă, ca formarea sa să se fi definitivat în fazele de diageneză și slab metamorfism ce au urmat. Local, excesul de Ti a condus la ilmenit, anataz sau rutil, proces asupra desfășurării căruia urmează să revenim în viitor. Precipitarea ritmică, corelată poate și cu unele migrații și redistribuiri penecontemporane, a determinat apariția succesivă de pături concentrice allitice (diaspor), ferice (hematit), titanifere (rutil), caolinitice. Prezența bauxitelor albe (caolinice) uneori în bază, în partea superioară sau în zone

Institutul Geologic al României

laterale ale lentitelor, se poate explica fie prin migrarea suspensiilor de caolinit odată cu cele feroaluminoase [8], formate direct sau din montmorillonit, fie prin faptul că în mediu s-au mai găsit încă unele cantități de silice care, unindu-se cu alumina, au format, în condițiile acide, cantitatea de caolinit prezentă în rocă. Cea mai plauzibilă explicație este însă ipoteza resilicatării (caolinizării), alterare sub acțiunea soluțiilor hidrotermale sau supergene care au pătruns pe zonele fisurate, localizate mai ales la limita dintre calcar și bauxite, ceea ce se recunoaște în mod evident în baza lentilei de bauxită exploatată la Ponița (Zece Hotare), sau lateral și în partea superioară a lentilei (Brusturi). Prezența caolinitului care alcătuiește chiar păturile ooidice ne poate conduce și la supoziția unei resintetizări cu totul locale și urmată de migrarea către corpusculul feroaluminos în curs de organizare ce are sarcină pozitivă, suspensiile caolinitice fiind încărcate negativ, așa cum se admite că s-ar fi realizat structurile unor minereuri oolitice de fier de tipul minettelor (G. B e r g, 1921). Faptul că principala masă bauxitică din masivul Pădurea Craiului este de culoare roșie, conținînd apreciabile cantități de hematit, se poate explica și prin supoziția formulată de altfel anterior, că principalul aport revine unui material piroclastic bazic. Formarea gelului feroaluminos a putut prinde în masa sa resturi fosile și fragmente de calcare rămase în urma proceselor de alterare superficială pe fundul dolinei sau escavației în care a avut loc precipitarea. Dacă aceste fragmente au avut dimensiuni psefitice mari, ele au fost înglobate în bauxita care le-a cimentat cu formarea breciei bazale de tipul celei de la Cornet II.

Apariția în unele cazuri (Schireaua) chiar și în masa bauxitelor roșii a formelor ușor denaturate prin presiune (început de „spastolitizare") (pl. III, fig. 4) ca și în cele alb-roz, arată că, în atare cazuri, procesul de precipitare a avut o desfășurare ceva mai lentă, treptată, astfel că o seamă de ooide consolidate, au putut deforma prin presiune pe vecinele lor în stare plastică. Asupra modului de precipitare, asupra raporturilor dintre mezostază și ooide, vom reveni în viitor pe bază de date chimice și mineralogice completative.

Pentru a explica prezența bauxitei roșii la partea inferioară a zăcămintelor, G. B a r d o s s y (1958) consideră că precipitarea din soluțiile

[8] M.M. S t r a h o v (1962) consideră că prezența celor trei elemente în depozitele de bauxită s-ar datora faptului că au fost transportate sub formă de suspensii și nu sub cea de soluții din care s-ar fi scindat triada.

Institutul Geologic al României

feroaluminoase s-ar fi efectuat treptat, hidroxidul feric precipitînd primul la pH 2,2, iar cel aluminic ulterior la pH 3,8. Cum în bauxitele roşii din masivul Pădurea Craiului fierul, aluminiul şi titanul se găsesc laolaltă fără indicii de separare şi zonalitate, în stadiul actual al cercetării problemei, admitem opinia că precipitarea bauxitei roşii a fost rapidă, într-un mediu puternic oxidant prin ridicarea valorii pH-ului. Acest proces a avut loc fie prin invazia apelor carstice în mlaştinile sau lagunele cu ape bogate în alumină, fie, mai curînd, prin deplasarea pe o distanţă redusă a acestora din urmă, pînă în zonele cu doline şi escavaţii, al căror fund l-au mulat prin precipitare.

4. SEDIMENTAREA BAUXITELOR DIN GENERAŢIA A DOUA

Pentru abordarea modului de formare a acestor bauxite trebuie să ţinem seama de următoarele elemente :

a) Cationii triadei Fe, Al, Ti se găsesc în proporţii analoge cu cele din bauxitele roşii ale primei generaţii.

b) Culoarea este dată de forma sub care se găseşte legat fierul, în bună parte sub forma sa bivalentă. Prezenţa goethitului a fost recunoscută în bauxitele de culoare închisă (neagră şi verzuie) pe cale microscopică şi roentgenografică, iar studiile microscopice au arătat prezenţa în bauxitele brune a ooidelor în care oxizii ferici se asociază cu cei aluminici, alături de care apar unele adaosuri de clorit cum şi unele indicii de remaniere intraformaţională şi de ooide spastolitice. În bauxitele verzi şi cenuşii, ooidele sînt mai mult sau mai puţin monominerale (aluminoase), iar masa fundamentală pigmentată cu clorit criptocristalin (în diferite grade de recristalizare), în timp ce în bauxitele de culoare cenuşiu închisă pînă la neagră, putem admite, alături de clorit, prezenţa monosulfurii coloidale de fier (hidrotroilitului) asociată chiar cu substanţă organică. În aceste bauxite se găseşte şi pirita, uneori recristalizată, în ooide şi independentă de fisuri.

c) Bauxitele din această grupă prezintă adeseori structuri slab detritogene, spastolite frecvente, structuri locale de crustificare şi oolitizare şi slabe orientări (tendinţă de stratificare), cum şi ooide complexe rezultate din aglutinarea mai multor ooide simple, primare.

Institutul Geologic al României

d) Bauxitele de culoare închisă apar fie independent de cele roşii şi albe, fie la partea superioară a celor dintîi, în atare caz, depozitul prezentînd treceri gradate de la bauxita roşie inferioară la cea verde de la partea superioară (cazul foarte elocvent de la Schireaua).

În lumina acestor date, sîntem conduşi la interpretarea potrivit căreia solubilizarea materialului ar fi continuat în mediu deopotrivă de acid, dar în condiţii în care redoxipotenţialul varia continuu şi univoc prin scăderea treptată a cantităţii de oxigen şi legarea fierului, în forma sa feroasă. Aceasta rezultă şi din faptul că adeseori în masa ooidelor apar oxizi ferici în timp ce, după accepţiunea noastră, în mezostaza formată ulterior, se găseşte clorit sau pigment negru. Nu este exclus de altfel ca unele ooide cu oxizi ferici să fie remaniate chiar din orizontul inferior în mediul reducător nou creat, iar procesul de cloritizare şi piritizare să se fi continuat apoi diagenetic şi sub influenţe hidrotermale.

Pentru explicarea acestei situaţii admitem că, după prima fază oxidantă şi de precipitare rapidă cu care a început formarea zăcămintelor de bauxită, pe aceleaşi amplasamente sau în alte porţiuni ale platoului, continuă sau se formează din nou mlaştini bogate în substanţă organică şi cu o intensă activitate microbiană, care determina scăderea valorii redoxipotenţialului şi menţinerea pH-ului acid, prin apariţia de CO_2 şi chiar H_2S (fie în apele palustre, fie mai curînd în mîluri, imediat după acumulare). Aporturile masive de alumină sînt solubilizate în acest mediu, în absenţa silicei (cu care s-ar fi legat în minerale argiloase de tipul caolinitului) şi probabil că şi a unui conţinut subordonat de fier. Prin suprasaturare sau prin ridicarea valorii pH-ului are loc masiva precipitare a aluminei cu formarea ooidelor allitice (provenind poate din material primar mai sărac în fier, eventual piroclastite mai acide). Curînd după formarea mîlurilor aluminice, în mediul palustru, intervin aporturi ceva mai bogate în fier şi silice urmate de precipitarea leptocloritelor şi eventual chiar a sulfurii coloidale.

În această fază, mişcările locale ale apelor determină probabil amestecul mîlului aluminos din prima acumulare cu cel feros, ceva mai recent, cum şi mici deplasări şi remanieri locale de fragmente şi de ooide, uneori în stare încă plastică. Aceşti corpusculi se amestecă cu mîluri în care continuă precipitarea gelului aluminic, care se poate depune în jurul ooidelor sau fragmentelor de ooide preexistente, cu crearea unor aspecte oolitice autentice de ooide complexe sau pe fragmente mai mari, erustificîndu-le. Ooidele plastice nou formate sînt obligate să se dezvolte în limitele

Institutul Geologic al României

spațiului existent, să muleze materialul preexistent sau, constrînse de tasarea acestuia, să se deformeze turtindu-se și contorsionîndu-se, dînd naștere spastolitelor (pl. III, fig. 2). În unele cazuri ooidele întărite pot fi sparte, în urma presiunilor suferite în faza de sedimentogeneză sau penecontemporan, spargere care a afectat zona periferică (pl. III, fig. 3 ; pl. IV, fig. 2). Alteori ooidele deformate plastic au suferit ulterior fragmentări, fără ca materialul ooidelor să fie împrăștiat în masa sedimentului, (fig. 2). Faptul că adeseori limita fragmentelor psefitice ține de bauxită este foarte ștearsă (fluă), acești corpusculi fiind incluși în bauxita de aceeași natură cu ei dar de nuanțe deosebite, se explică deopotrivă prin starea încă plastică în zona periferică a acestor fragmente, în momentul remanierii. În masa ooidelor fragmentate pot pătrunde pe fisuri soluții care depun pirită, (pl. VII, fig. 2, 3) atît în faza imediat următoare sedimentării cît și ulterior, pe cale hidrotermală. Aceste caractere au fost recunoscute și în zăcămîntul de bauxită de la Gand (G e d e o n, 1956) și denumite „bauxite aglomerate" a căror culoare brună s-ar datora precipitării din medii alcaline. În cazul nostru, supoziția nu se poate susține, întrucît fierul și titanul se găsesc în cantități în totul analoge în bauxitele roșii, ca și în cele închise la culoare.

G. B a r d o s s y (1955, 1958), în urma unui studiu amănunțit asupra bauxitelor din Ungaria, ajunge totuși la concluzii genetice analoge, admițînd că bauxita primară este cea puternic hematitică (roșie), bauxitele de culoare închisă fiind formate ulterior în mlaștini cu aerisire redusă în precipitare de pirite. Din oxidarea acestora ar fi rezultat acid sulfuric care ar fi depigmentat apoi roca, dizolvînd fierul și determinînd apariția oxihidroxizilor de aluminiu cristalizați. Direcțiile de pătrundere în rocă ar indica golurile ocupate inițial de rădăcinile plantelor palustre ce se dezvoltau în mlaștinile bogate în mîl aluminos.

În ceea ce ne privește, nu sîntem încă în situația de a împinge atît de departe deducțiile și considerăm, pentru un moment, aceste date numai ca ipoteze de lucru pentru cercetările viitoare. În accepțiunea noastră, procesul de bauxitizare ia sfîrșit odată cu alterarea întregii stive de piroclastite îmbogățite, pînă la transformare totală, în oxizi și atingerea pretutindeni a fundamentului calcaros urmată de precipitarea ultimelor soluții aluminoase.

În c o n c l u z i e, admitem că la formarea bauxitelor din masivul Pădurea Craiului a participat o succesiune complexă de procese de sedimen-

Institutul Geologic al României

togeneză (geochimice și mineralogenetice), realizate numai în acest sector al Munților Apuseni, motiv pentru care, cu toată constituția și evoluția geologică analogă, atare minereuri nu s-au mai acumulat la nivelul Neocomianului inferior pe alte platouri carstice din masivele carpatice.

Aceste procese de sedimentogeneză s-ar fi succedat, după opinia noastră, în următoarele cinci faze :

a) Faza de desilicatare a materialului piroclastic sub influența unor soluții hidrotermale sau în procesul de alterare supergenă.

b) Prima fază de solubilizare a triadei Al, Fe, Ti, în mediu palustru cu ape hiperacide, cu precădere din piroclastite bazice (eventual diabaze și spilite).

c) Faza precipitării gelurilor bauxitelor roșii (hematitice) în mediu puternic oxidant, prin ridicarea valorii pH-ului, prin amestec cu apele carstice bicarbonatate.

d) A doua fază palustră, anaerobă, cu solubilizarea triadei în mediu acid mai mult sau mai puțin reducător, urmată de :

e) Precipitarea alumogelului și remanierea intraformațională cu formarea bauxitelor de culoare închisă (cloritice, piritoase) care a precedat poate faza finală, marcată prin :

f) Instalarea condițiilor lacustre cu depunerea calcarelor cu characee din acoperișul bauxitelor.

5. PROCESELE DE DIAGENEZĂ ȘI METAMORFISM

a) **Diageneza primară (litificația)**

În stadiul actual al cercetărilor, nu putem încă formula o ipoteză asupra modului în care s-au succedat procesele de mineralogeneză în masa sedimentului bauxitic după precipitare și dacă alumogelul, prin recristalizare, a trecut în gibbsit (trihidralite), care într-un stadiu mai avansat de diageneză a trecut în diaspor și boehmit (monohidralite), sau dacă diasporul s-a separat încă din prima fază (monohidralit primar), existînd opinii potrivit cărora diasporul s-ar putea forma direct, însă pe seama caolinitului (T.V. Allen, 1952).

Compactizarea bauxitelor roșii din prima fază a fost rapidă în timp ce litificarea celor brune, negre și verzi a durat mai îndelung, asemenea mîlurilor argilo-detritice obișnuite. Formarea leptocloritelor și piritei

Institutul Geologic al României

sedimentogene se continuă în faza de diageneză primară în masa acestor mîluri prin scăderea continuă a valorii redoxipotențialului. Prezența goethitului alături de leptoclorite și de sulfuri este consecința acestei variații continue a condițiilor în masa depozitului înainte de consolidare.

Procesele continuă în faza de epigeneză și metamorfism, mai ales sub impulsul soluțiilor hidrotermale legate poate de magmatismul neocomian dar mai ales de magmatismul banatitic (Cretacic superior).

b) Epigeneză și metamorfism

Transformările suferite de sedimentele bauxitice după litificare sînt legate de activitatea soluțiilor supergene (epigeneză), cît și de a soluțiilor hidrotermale care se pot corela cu precedentele dînd efecte conjugate. În imediata apropiere a corpurilor banatitice (ce țin de masivul Vlădeasa) se recunosc fenomene de contact. D. Giușcă (1959) citează bauxite metamorfozate în care se recunoaște încă structura relictă pusă în evidență de dispoziția concentrică a agregatelor de magnetit și corindon, într-o masă opacă feriferă (alături de calcit, goethit, muscovit și clorit), iar Silvia Mînzatu, E. Mînzatu, L. Teodoru[9] citează în plus prezența spinelului verde. Acțiunea soluțiilor hidrotermale este de asemenea evidentă, atît în bauxite cît și în calcarele mezozoice. Prin mobilizarea aluminei din bauxite, aceste soluții depun cristale mari de diaspor sau produc recristalizări de diaspor în ooide, în mezostază și pe fisurile bauxitelor (pl. VI, fig. 2, 3, 4). Aporturile de pirită sînt de asemenea frecvente, aceste minerale apărînd pe fisurile bauxitelor și calcarelor, în ooide cum și în mezostaza bauxitelor (pl. VII, fig. 1). Este notabil faptul că, în timp ce în calcarele jurasice se recunosc două generații de pirită, în cele neocomiene ca și în bauxite se recunoaște un singur aport (banatitic). Generația mai veche de pirită din calcarele jurasice, considerăm că trebuie corelată magmatismului neocomian (acid și ofiolitic).

Am arătat mai sus că admitem, că soluțiile epigenetice (supergene + hidrotermale) au produs sau au accentuat cloritizarea și chiar piritizarea rocilor), procese începute în multe cazuri încă din faza sedimentogenezei sau diagenezei primare. În ooide se constată uneori prezența piritei mai mult sau mai puțin idiomorfe, substituind masa corpusculului

[9] Silvia Mînzatu, E. Mînzatu, L. Teodoru. Raport geologic asupra regiunii Vlădeasa. 1957. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

sau insinuîndu-se printre păturile concentrice care îl alcătuiesc (pl. VII, fig. 3). În atare cazuri admitem că soluțiile epigenetice au pătruns în masa acestuia pe fisuri de uscare, care numai rareori se recunosc în secțiune și au depus pirita în spațiile mai mult sau mai puțin marcate dintre păturile concentrice rezultate în urma uscării, sau au substituit metasomatic mineralele primare. Tot prin pătrunderea unor atare soluții în modul arătat mai sus, considerăm că se explică prezența leptocloritului de pe fisuri (pl. VII, fig. 4; pl. VIII, fig. 1, 2) cum și a unor zone concentrice de leptoclorite (pl. V, fig. 2), mai mult sau mai puțin difuze, ce se recunosc sporadic în masa ooidelor din bauxitele verzi (Schireaua) sau zonele de diaspor recristalizat încadrate de zone allitice sau ferolitice amorfe sau criptocristaline (pl. VI, fig. 2). Recristalizarea poate conduce chiar la totala ștergere a structurii ooidale primare cu formarea unui mozaic de cristale de diaspor asociat uneori cu gibbsit (pl. VIII, fig. 3).

Apariția caolinitului recristalizat pe fisuri și în druze și chiar în ooide (pl. V, fig. 3; pl. VII, fig. 3) este un efect de resilicatare produs mai ales de soluțiile hidrotermale ce au circulat în masa rocii. Soluțiile, de ambele origini, au produs de altfel și depigmentarea bauxitelor roșii care se manifestă mai ales în mezostaza care devine galbenă pînă la albă, uneori numai în anumite zone, alteori în toată masa bauxitei. Acestor procese de alterare — mai curînd decît de epigeneză, — li se pot datora în multe cazuri depigmentările masive ce se constată în partea bazală, superioară, sau periferică (laterală) a lentilelor de bauxită roșie, zone în care, datorată diferenței de duritate dintre bauxite și calcare, s-au produs fisuri și goluri pe care au pătruns apele superficiale antrenînd adeseori chiar și lehmul de la suprafață. Deferizarea bauxitelor s-a produs desigur și prin acțiunea acidului sulfuric rezultat din hidroxidarea piritelor, mai ales a celor hidrotermale de pe fisuri.

Procese de deferizare a masei interstițiale cu menajarea ooidelor s-au recunoscut în bauxitele roșii de la Chicera Tarbei etc, iar depigmentarea în zona bazală din care rezultă atari schimburi (digitații de bauxită albă în cea roșie și înroșiri datorate migrării fierului pe fisurile bauxitei albe) în baza lentilei de bauxită roșie exploatată la Ponița (Zece Hotare). Este remarcabil aici și prezența unui „filon" de bauxită albă ce pătrunde din masa bauxitică în calcarul jurasic. Menționăm că pînă în prezent nu am recunoscut sulfați de aluminiu (alunit, werbsterit) care să vădească o activitate accentuată a soluțiilor sulfatice în masa bauxitelor.

Institutul Geologic al României

Considerăm că, în cazul transformărilor epigenetice şi hidrotermale, au luat naştere cristalele idiomorfe de anataz şi rutil, precum şi transformarea ilmenitului în rutil, recunoscută în ooidele bauxitelor roşii de la Zece Hotare (pl. VIII).

Nu s-a recunoscut silicea liberă sub nici una dintre formele sale hidrotermale sau diagenetice (opal, calcedonie sau cuarţ). De pe fisurile dintr-un zăcămînt secundar, s-a extras un fragment de filon cu cristale mari de pirită şi cuarţ hidrotermal.

6. PROCESE DE ALTERARE SUPERFICIALĂ

În afară de procesele de deferizare menţionate, principalul produs al alterării superficiale a bauxitelor este reprezentat, precum se ştie, prin lehmul bauxitifer în care cantitatea de bauxită granulară sau fragmentară variază în cele mai largi proporţii. Alături de decalcifierea caracteristică depozitului, se constată o variaţie mare a cantităţii de oxizi ferici, a căror origine este indiscutabil legată de solubilizarea fierului din bauxite.

Pe linia celor arătate mai sus, putem admite că procesul de solubilizare a fierului este legat de activitatea unor ape superficiale acide bogate în acizi humici, ce circulă în masa decalcifiată a lehmului bauxitifer, acizii humici avînd, şi în acest caz, rolul de coloizi de protecţie. Precipitarea oxizilor ferici are loc în zonele de întîlnire a acestor ape cu apele bicarbonatate ale carstului, acest fapt fiind analogabil cu modul de precipitare a bauxitelor autentice. „Terra rossa" de pe platoul masivului Pădurea Craiului, ne apare aşadar ca un produs recent format pe seama bauxitelor, reprezentînd un depozit argilos detritic şi de precipitare chimică, decalcifiat, în care oxizii ferici s-au depus concomitent cu detritusul. Fierul provine din soluţiile rezultate în urma alterării lentilelor de bauxită primară şi se găseşte iniţial sub forma coloidală peptizată prin acizi humici (coloizi de protecţie).

C) CONCLUZII GENETICE

În concluzie, după opinia noastră, geneza bauxitelor din masivul Pădurea Craiului este corolarul unor procese complexe petrecute în intervalul de exondare ce a urmat după acumularea calcarelor jurasice şi pînă la acoperirea lor cu depozitele calcaroase atribuite Neocomianului sau Barremianului (?) din acoperişul bauxitelor. Această geneză, legată

Institutul Geologic al României

de condiții complexe, explică de ce, cu toate că rocile conțineau aluminosilicați, iar clima era fără îndoială asemănătoare, formațiuni bauxitice nu s-au acumulat pe alte platouri carstice, cum ar fi de exemplu cel din regiunea Moneasa — Vașcău, pe restul carstului bihorean sau în platoul Mehedinților. Bauxitele din reg. Sohodol sau Hațeg, care conțin material detritic, (pe care însă nu le-am studiat încă direct), ca și majoritatea bauxitelor din R. P. Ungaria, cu excepția celor de tip Vilany (D. Patrulius și Füllop, 1966) sînt bauxite resedimentate, a căror geneză este, cel puțin parțial, comparabilă cu acumularea depozitelor argilo-detritice postpliocene (?), de pe carstul masivului Pădurea Craiului (pe cele din Ungaria, E. Vadász le derivă integral din bauxitele neocomiene).

Materialul originar a provenit deci, potrivit opiniei noastre, din depozite piroclastice puternic desilicatate și îmbogățite în minerale allitice pe cale hidrotermală și poate că și prin alterarea superficială (în subsidiar).

Într-o fază următoare, în mlaștini și lagune cu pH-uri puternic acide, materialul allitic trece în soluție, după care are loc precipitarea prin ridicarea pH-ului prin amestec cu apele alcaline ale carstului, în condiții intens oxidante (bauxite roșii). Într-o fază următoare, condițiile mediului se modifică și apele devin din ce în ce mai sărace în oxigen, instalîndu-se un mediu palustru mai mult sau mai puțin anaerob, dar tot atît de acid ca și în faza inițială. Fierul se leagă sub forma sa redusă (clorite, sulfură) și în condițiile acestea se depun bauxitele brune, verzi și negre. Bauxitele albe își datorează culoarea prezenței caolinitului (primar sau secundar) și absenței fierului (deferizare epigenetică și hidrotermală) cum și dominării mineralelor allitice (chestiune asupra căreia urmează a reveni în lucrările noastre în curs).

Totodată formulăm ipoteza potrivit căreia bauxitele resedimentate din regiunea Sohodol și Vidra (Munții Apuseni) atribuite Neocomianului (O. Protescu, 1938) și precizate ca fiind de vîrstă cretacic-superioară (santoniană, după M. Lupu și Denisa Lupu)[10] ca și cele din bazinul Hațegului atribuite Albianului (G. Murgeanu și D. Patrulius, 1960) sau Neocomianului (A. Mamulea, 1953) provin din remanierea unui material bauxitic primar de tipul și de

[10] M. Lupu, Denisa Lupu. Raport privind Cretacicul superior din bazinele Vidra și Sohodol — Cîmpeni. 1955. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

vîrsta bauxitelor neocomiene de pe calcarele jurasice din masivul Pădurea Craiului.

Putem deci formula opinia potrivit căreia bauxitele de pe teritoriul R. S. România, pot fi împărţite în trei grupe genetice :

Bauxite autohtone (de vîrstă neocomian-inferioară) rezultate din procese de precipitare chimică — tip Pădurea Craiului ;

Bauxite allohtone (de vîrstă cretacică, postneocomiană rezultate din remanierea materialului bauxitic primar de tip Sohodol-Vidra şi bazinul Haţegului ;

Lehm bauxitifer de origine postglaciar-actuală.

Cunoaşterea primelor două tipuri genetice va ridica necesitatea unui studiu comparativ care ar putea deschide eventual calea investigării şi altor sedimente aluminifere, încă neidentificate.

Primit: mai 1966.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Allen V.T. (1952) Petrographic relations in some typical bauxit and diaspor deposits. *Bull. Geol. Soc. Am.* New-York.

Bardossy G., Bardossy S.L. (1954) Contributions to the geochemistry of titanium. *Acta Geol. Hungarica*, II/3—4, Budapest.

— (1955) Novîe dannîe po boxitovîm mestorojdeniam iugozapadnovo Bakonia (Vengriia). *Acta Geologica. A magyar tudományos akademia. Földt. Közl.* III/1—3. Budapest.

— (1957) Gheologhia boxitov mestorojdenii Vengrii. *Izv. Ac. Nauk S.S.S.R. Ser. gheologhiceskaia*, 9. Moskva.

— (1958) The geochemistry of Hungarian Bauxites. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.* Part. I. V, 2; Part. II, V, 3—4; Part. III—IV, VI, 1—2. Budapest.

Berg G. (1921) Die Struktur und Entstehung der lothringer Minetterze. *Abh. Dtsch. Geol. Ges.* Berlin.

Beyschlag F. (1918) Bauxit Vorkommen im Bihargebirge. *Zeitsch.d. deutsch. Geol. Gesell.*, 70 (Berichte), p. 10—12, Halle (Saale).

Cavinato A. (1948) Geologie e genesi della bauxiti. *Mem. dell'Inst. Geol. dell'Univ. di Padova*, XV. Padova.

Carozzi A. (1957) Contribution à l'étude des propriétés géométriques des oolites. L'exemple du Grand Lac Salé Utah — U.S.A. *Inst. Nat. Genève. Bull.*, 58, p. 1—51.

— (1962) Microscopic sedimentary Petrography. J. Wiley and Sons. ed. New-York-London.

Correns C.W. (1939) in Barth-Correns-Eskola: Die Entstehung der Gesteine — Berlin.

Denizot G. (1961) La composition et la genèse des bauxites de Provence et Languedoc. *Bull. Bur. Rech. Geol. et Min.* nr. 2. Paris.

Dittler E., Kühn O. (1935) Die Genesis der Sanntaler Bauxite. Chemie der Erde 8. *Neues Jahrb. Min.* Ref. II, p. 620. Stuttgart.

Fox C.S. (1927) Bauxite — London.

Gedeon T. (1952) The possibility of bauxite formation. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, I/4. Budapest.

— (1955) Aluminite (Werbsterite) of Gant — Hungary. *Acta Geol. Acad. Scient. Hung.*, III/1—3. Budapest.

Giuşcă D. (1950) Le massif eruptif de la Vlădeasa. *An. Com. Geol.*, XXIII. Bucureşti.

Goldschmidt V.M. (1954) Geochemistry. Oxford.

Institutul Geologic al României

Harrassowitz H. (1929) Allit-Bauxit Lagerstätten. Die Naturwissenschaften, 29 Nov. 1929. Berlin.

Hauer F. (1853) Ueber die geologische Beschaffenheit des Korostahles im östlichen Teil des Biharer Komitates. *Jahrb. Geol. R.A.f. 1852.* Wien.

Hoffmann K. (1898) Der Kiralyerdö im Biharer Komitat. *Jahrb. ung. geol. R.A.* Wien.

Kiss J. (1952) La contribution minéralogique de la bauxite de Nésza. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.* I/1—4. Budapest.

— (1955) Recherches sur les bauxites de la Hongrie. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* T.3. Budapest.

Krauskopf K. (1959) The geochemistry of silica in sedimentary environments, in Silica in sediments (a symposium with discussions). *Soc. of Econ. Paleont. and Mineral. Special Publication* Nr. 7. Tulsa, Oklahoma.

Kräutner Th. (1939) Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles des Pădurea Craiului. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, IV. București.

— (1941 *a*) Etudes géologiques dans la Pădurea Craiului. *C.R. Inst. Geol. Roum.*, XXV. București.

— (1941 *b*) Observations géologiques dans les monts du Bihor. *C.R. Inst. Geol. Roum.* XXVI. București.

Kozlowski St., Parachoniak W. (1960) Produits d'altération des basaltes dans la région de Lubán de la Basse Silésie. *Acta Geol. Polonica*, X, Nr. 3. Varșovia.

Lajoinie J.P., Bonifas M. (1961) Les dolerites du Kankauré et leur altération latéritique (Guinée, Afrique occidentale). *Bull. Rech. Géol. et Min.*, Nr. 2. Paris.

Lapparent J. de (1930) Les Bauxites de la France méridionale. *Mem. Carte Géol. de la France.* Paris.

Lachmann R. (1908) Neue ostungarische Bauxitkörper und Bauxitbildung überhaupt. *Zeitschr. f. prakt. Geol.*, XVI — 1908, p. 353. Berlin.

Mamulea A. (1953) Studii geologice în regiunea Sînpetru-Pui (Baz. Hațegului). *An. Com. Geol.*, XXV. București.

Murgeanu Gh., Patrulius D. (1960) Les formations mésozoïques de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Hongr.*, tom Nr. XLIX/1. Budapest.

Niggli P. (1952) Gesteine und Minerallagerstätten, II. Basel.

Okamoto G., Ogura T., Goto K. (1957) Properties of silica in water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, pp. 122—132. London.

Papiu V.C. (1953) Cercetări geologice în mas. Drocea (M-ții Apuseni). *Bul. Șt. Acad.R.P.R. Secț. Șt. biol. agr. geol. geogr.*, V/1. București.

— (1965) Considerațiuni asupra proceselor de litogeneză din formațiunea neocomiană a Masivului Drocea. *D.S. Inst. Geol.*, LII/2. București.

Patrulius D. (1956) Contribuțiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului. *D.S. Com. Geol.* XL. București.

Pauliuc S. (1958) Contribuțiuni la studiul depozitelor mesozoice din regiunea Remeți (Pădurea Craiului). *Anal. Univ. C.I. Parhon, Seria Șt. Nat.* No. 1. București.

Pauls Otto (1913) Die Aluminiumerze des Bihargebirges und ihre Entstehung. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* Berlin.

Pettijohn F.J. (1957) Sedimentary Rocks. New-York.

Institutul Geologic al României

Polovinkina I.I. şi colab. (1957) Structurî gornîh porod. *Osadocinîie parodî*, II. Moskva — Leningrad.

Pošepny Fr. (1875) Geologische montanistische Studie der Erzlagerstätten von Rézbány. Budapest 1874.

Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roşia — Meziad (Munţii Pădurea Craiului). Ed. Acad. R.P.R. Bucureşti.

Protescu O. (1938) Zăcămintele de bauxit din regiunea Sohodol (Jud. Alba) şi Vidra(Jud. Turda). *St. tehn. şi econ. Inst. Geol. Seria A*, nr. 1, Bucureşti.

Puşcariu V., Motaş C.I. (1960) Zăcămintele de bauxit din M-ţii Bihorului. *An. Minelor*, 3, p. 115—112. Bucureşti.

Răileanu Gr. (1957) Cercetări geologice în regiunea Roşia (M-ţii Pădurea Craiului). *Anal. Univ. C.I. Parhon, Seria Şt. Nat.* No. 9. Bucureşti.

Rankama K., Sahama Th. G. (1952) Geochemistry. Univ. Chicago Press.

Roch E. (1962) A propos des bauxites françaises. *Bull. Bur. Rech. Géol. et Min.* No. 4.

Rozlozsnik P. (1918) Vorläufiger Bericht über die Art des Auftretens der Bauxite im nördlichen Bihar (Kiralyerdö). *Jahrb. d.k. ung. Geol. A.* 1916 Budapest.

Savu H. (1962) Chimismul vulcanitelor jurasic-superioare — cretacic-inferioare din M-ţii Drocea. *D. S. Inst. Geol.*, XLVII (1959—1960). Bucureşti.

— (1962) Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Troaş-Pîrneşti din Masivul Drocea. *D.S. Inst. Geol.*, XLIV (1956—1957). Bucureşti.

Strahov M.M. (1962) Osnovî teorii litogheneza. *Izd-vo Acad. Naue S.S.S.R.* II, pp. 141—186. Moskva.

Szádeczky J. (1905) Die Aluminiumerze des Bihargebirges. *Földt. Közl.* XXXV. Budapest.

Szádeczky Kardoss E. (1955) Geokemia. Budapest Akad. Kiadó.

Şvetov N.M. (1958) Petrografiia osadocinîh porod. Moskva — Leningrad.

Vadász E. (1924) Structura geologică a ivirilor de bauxit din Ungaria. *An. Inst. Geol. Maghiar.*, XXXVII. Caet 2 Budapest (traducere).

— (1943) Alunit a magyar bauxite löfordulásokban földtany. *Földt. Közl.* Budapest.

— (1952) Contributions au problème de l'altération latéritique des roches. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.* I/1—4. Budapest.

— (1956) Bauxit es terra rossa. *Földt. Közl.* 86, 2. Budapest.

Zamfirescu-Leonida Eliza (1931) Contribuţiuni la studiul bauxitelor din România. *Inst. Geol. Rom. St. tehn. şi econ.*, XIII/10. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

HYPOTHÈSE SUR LA GENÈSE DES BAUXITES DU MASSIF DE PĂDUREA CRAIULUI (MONTS APUSENI)

PAR

VICTOR CORVIN PAPIU, SILVIA MÎNZATU

(Résumé)

L'étude des différents types lithologiques de bauxites rencontrés dans le Massif de Pădurea Craiului a abouti à une série d'observations sur les variations structurales et minéralogiques.

L'étude comparative de ces roches indique une grande variété pétrographique — conséquence des conditions de genèse et métamorphisation ultérieure de la roche. Plusieurs conclusions concernant la genèse et la paléogéographie de la région dans laquelle se sont sédimentées les bauxites s'imposent.

Par suite de la corrélation de l'étude microscopique à celles thermodifférentielle et roentgenographique nous avons conclu que dans les bauxites du Massif de Pădurea Craiului les minéraux de la triade Al, Fe, Ti sont les suivants :

L'aluminium : diaspore, boehmite, hydrargillite. La prédominance du premier a entraîné même la dénomination de diasporite. Le boehmite n'apparaît que rarement dans les échantillons analysés, quant au hydrargillite, il est tout à fait subordonné (on doit y compter lors du processus technologique de préparation des minerais).

La kaolinite apparaît fréquemment, surtout dans les bauxites blanches ou claires (en quantités appréciables).

Le fer : hématite, magnétite, goethite, limonite, leptochlorite, pyrite. Les deux premiers sont caractéristiques surtout pour les bauxites rouges (déposées en milieux oxydants des solutions acides) alors

Institutul Geologic al României

que les autres apparaissent dans des bauxites sombres (vertes, brunes, noires), déposées en milieu dont les conditions d'aérage réduit, jusqu'à nettement réducteur, favorisent la formation de hydrotroïlite et éventuellement, de la pyrite. La genèse de la limonite est supergène. La pyrite peut être souvent corrélée aux apports hydrothermaux du magmatisme banatitique.

Le titan : anatase (identifié pour la première fois dans nos bauxites) rutile, et ilménite.

Ce sont des minéraux autigènes, généralement diagénétiques qui caractérisent des couches plus riches en cet élément.

C'est ici qu'on cite pour la première fois la présence des ooïdes allitiques et férolitiques qui ont subi une déformation plastique (spastolithes).

Nous avons souligné l'absence, dans les bauxites, du matériel clastique et organique (siliceux ou calcaire), ainsi que l'absence de la stratification — excepté les bauxites qui présentent les indices de remaniement intraformationel (vaguement orientées) — et du matériel calcaire apparaissant parfois sur le contact entre les calcaires du mur et les bauxites.

Nous avons formulé, à titre d'hypothèse, une interprétation originale concernant les bauxites du Massif de Pădurea Craiului. C'est dans des roches pyroclastiques liées probablement au magmatisme jurassique supérieur — néocomien (ophiolitique) qu'il faut chercher l'origine du matériel.

Nous admettons bien un enrichissement de ces roches en oxydes de fer, aluminium et titan, sous l'influence hydrothermale, éventuellement aussi supergène, par des processus de désilicification aux pH élevés. Dans une seconde phase, les éléments de la triade Al, Fe, Ti passent dans des solutions fort acides, électrolites ou coloïdales, dans des eaux palustres. Elles précipitent dans une phase suivante en se mêlant aux eaux du karst ou bien à la surface des calcaires, par l'accroissement de la valeur du pH ou par la destruction des coloïdes de protection (acides humiques). Par cette voie se déposent les bauxites primaires, rouges.

Dans une phase ultérieure ou synchrone, dans les eaux des lagunes et des marécages nettement séparés des précédents, se sont réalisés des milieux acides et plus réducteurs, dont ont précipité les bauxites vertes,

Institutul Geologic al României

grisâtres, noires, brunes, généralement tout à fait subordonnées aux précédentes.

Dans la phase épigénétique, sous l'influence des solutions, le caractère des bauxites se modifie ; elles sont deferisées, silicatées (la kaolinite en résulte), recristalisées, chloritisé etc.

Les phénomènes de déférrisation sont remarquables surtout à la partie inférieure (Poniţa), à la partie supérieure (Brusturi, Cornet) et dans les zones latérales des lentilles de bauxite rouge (la roche est décolorée : blanche ou jaunâtre), où les mouvements tectoniques différentiels ont engendré des fissures et des diaclases, voies d'accés pour les solutions épigénétiques (supergènes et même thermales-juvéniles).

Nous admettons que les concentrations en oxydes ferriques de la masse du lehm bauxitifère (roches argilo-détritiques) quaternaire du Massif de Pădurea Craiului, ainsi que les dépôts ordinaires de terra rossa, sont également des produits d'altération des bauxites à la surface des calcaires.

Nous avançons l'hypothèse selon laquelle les bauxites de Sohodol ou de Haţeg (post-néocomiennes) pourraient provenir du remaniement d'un matériel bauxitique primaire, accumulé à partir du Jurassique jusqu'au Néocomien, sur des plateaux karstiques analogues, c'est-à-dire des bauxites-mêmes de type Pădurea Craiului.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLANȘA I-a

Institutul Geologic al României

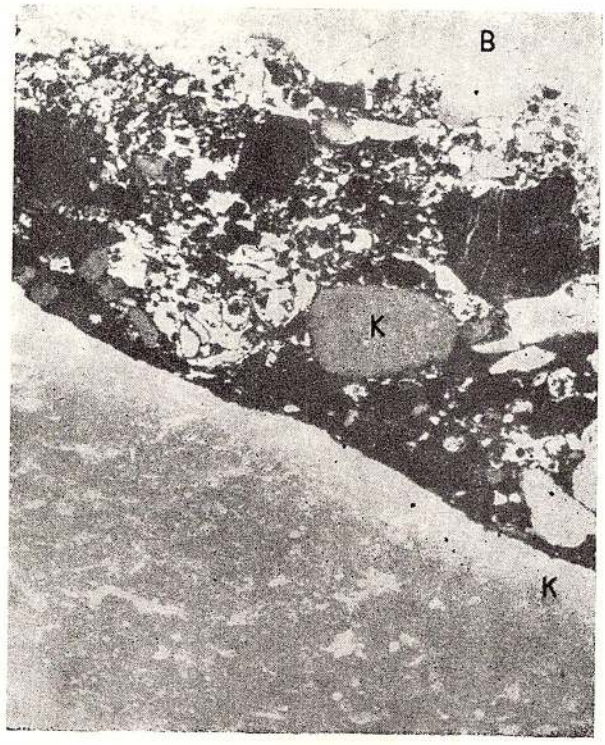
PLANȘA I-a

Fig. 1. — Contact între calcar și bauxit, în brecia din baza lentilei de bauxit de la Cornet K, calcar jurasic; B, bauxit roșu cu fragmente calcaroase și bauxitice. N II. × 5.
Contact entre le calcaire et la bauxite dans la brèche basale de la lentille de bauxite de Cornet K, calcaire jurassique; B, bauxite rouge à fragments de calcaires et de bauxites. N II × 5.

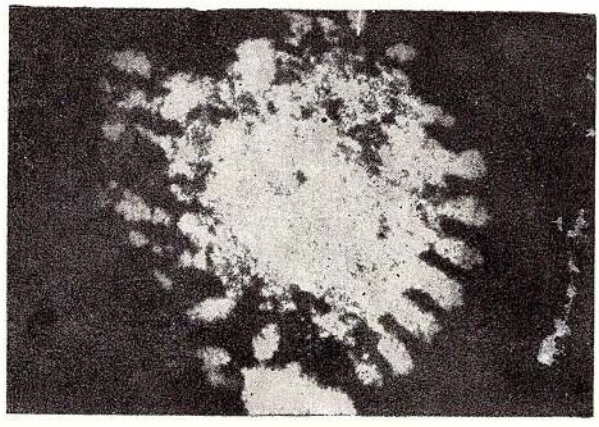
Fig. 2. — Radiol de Echinid prins în bauxita de la limita cu calcarul jurasic, în baza lentilei de la Schireaua. N II. × 80.
Radiole d'Echinide englobé dans la bauxite de la limite avec le calcaire jurassique, à la base de la lentille de Schireaua. N II. × 80.

Institutul Geologic al României

V. C. PAPIU, SILVIA MÎNZATU. Geneza bauxitelor din masivul Pădurea Craiului
Pl. I-a.



1



2

Institutul Geologic al României

PLANŞA II-a

Institutul Geologic al României

PLANȘA II-a

Fig. 1. — Ooid diasporic fragmentat, în masa bauxitei verzi de la Schireaua. N II. × 60.
Ooïde diasporique fragmenté, dans la masse de la bauxite verte de Schireaua. N II. × 60.

Fig. 2. — Ooid fragmentat în bauxită cafenie — Zece hotare.
D, diaspor; H, hematit. N II. × 90.
Ooïde fragmenté. Bauxite brune. — Zece Hotare.
D, diaspore, H, hématite. N II. × 90.

Fig. 3. — Fragment detritic de bauxit diasporic (generația I) acoperit de o crustă de bauxit din generația II (început de oolitizare), în bauxită verzuie — lentila Jofi — Cheile Albioarei. D, diaspor. N II. × 90.
Fragment détritique de bauxite diasporique (première génération) recouvert d'une croûte de bauxite de la seconde lentille génération (début d'oolitisation). Bauxite verdâtre — lentille de Jofi — Cheile Albioarei.
D, diaspore. N II. × 90.

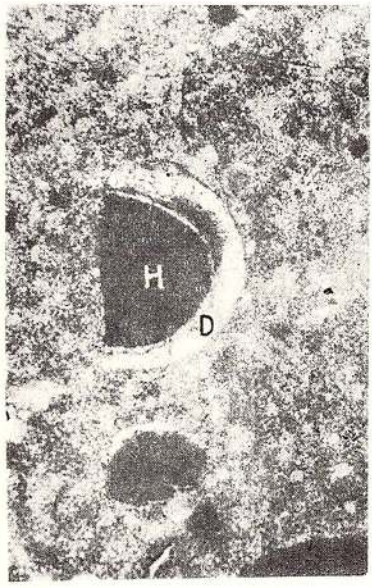
Fig. 4. — Fragment detritic de bauxit hematitic cu o crustă diasporică (început de oolitizare) în bauxită cafenie — Zece Hotare. H, hematit. N II. × 25.
Fragment détritique de bauxite hématitique avec croute diasporique (début d'oolitisation).Bauxite brune — Zece Hotare. H, hématite. N II. × 25.

Institutul Geologic al României

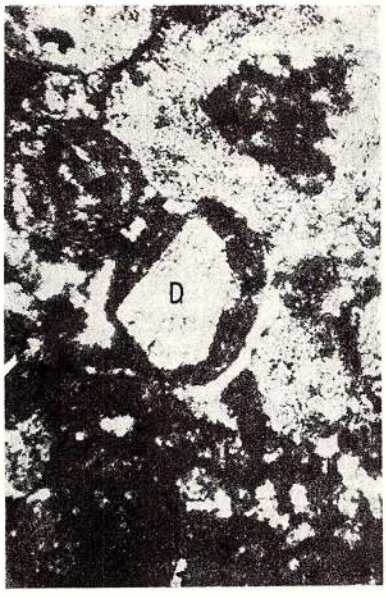
V. C. PAPIU, SILVIA MÎNZATU. Geneza bauxitelor din Masivul Pădurea Craiului.
Pl. II-a



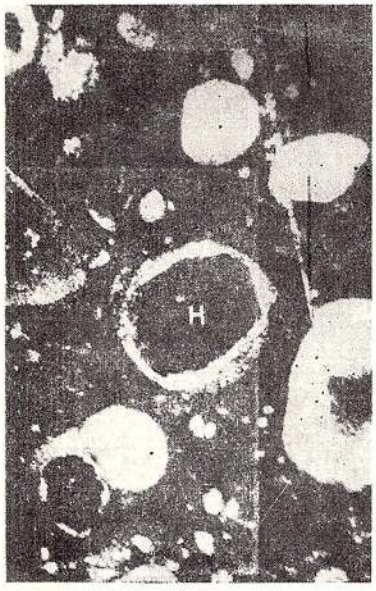
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANŞA III-a

Institutul Geologic al României

PLANȘA III-a

Fig. 1. — Oolit bauxitic format în jurul unui fragment de bauxit preexistent (succesiune de cruste diasporice și hematitice), în bauxită verzuie — lentila Jofi — Cheile Albioarei. N II. × 80.
Oolite bauxitique formé autour d'un fragment de bauxite préexistente (succession de croutes diasporiques et hématitiques). Bauxite verdâtre — lentille de Jofi — — Cheile Albioarei. N II. × 80.

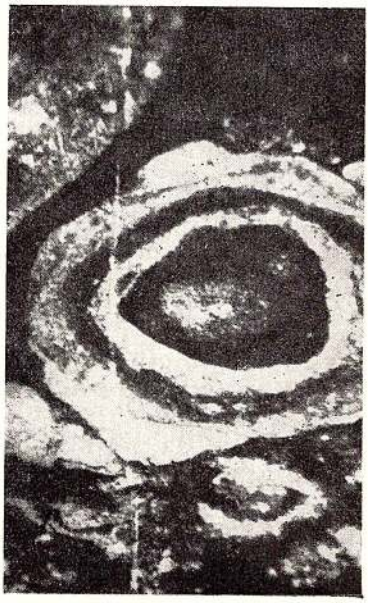
Fig. 2. — Spastolite diasporice, în bauxită verde de la Schireaua. N II. × 70.
Spastolithes diasporiques. Bauxite verte de Schireaua. N II. × 70.

Fig. 3. — Idem, fragmentat. N II. × 100.
Idem, fragmenté. N II. × 100.

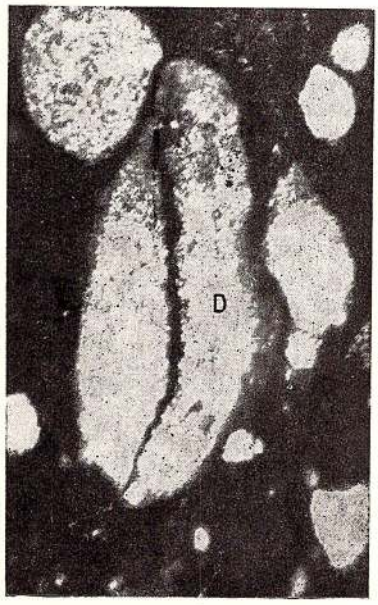
Fig. 4. — Ooid hematitic ușor deformat, în bauxită roșie — Zece Hotare. N II. × 80.
Ooïde hématitique faiblement déformé. Bauxite rouge — Zece Hotare. N II. × 80.

Institutul Geologic al României

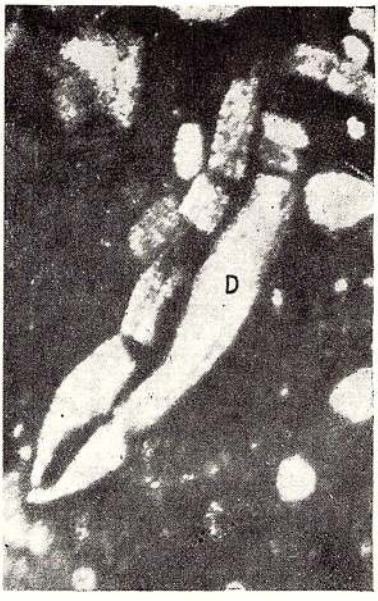
V. C. PAPIU, SILVIA MÎNZATU. Geneza bauxitelor din masivul Pădurea Craiului
Pl. III-a



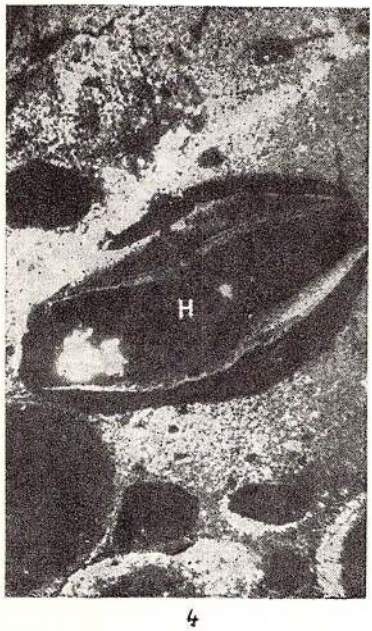
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV-a

Institutul Geologic al României

PLANŞA IV-a

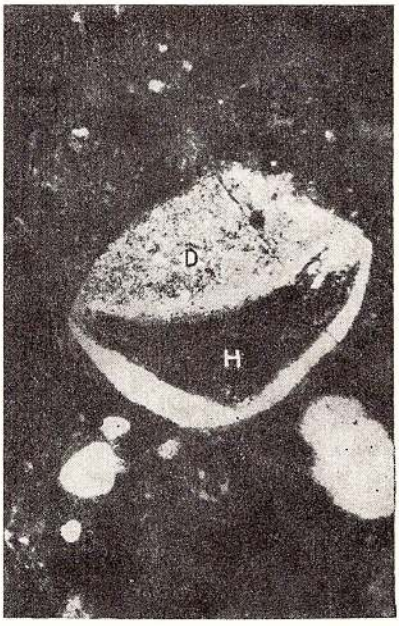
Fig. 1. — Ooid diasporic-hematitic uşor deformat, în bauxită cafenie — Zece Hotare. D, diaspor; H, hematit. N. II. × 70.
Ooïde diasporique-hématitique faiblement déformé. Bauxite brune — Zece Hotare. D, diaspore; H, hématite. N. II. × 70.

Fig. 2. — Ooid spastolitizat şi spart, cu centrul hematitic şi periferia diasporică, în bauxită verzuie-cenuşie — Zece Hotare. N II. × 70.
Ooïde spastolithisé et cassé, avec centre hématitique et périphérie diasporique. Bauxite verdâtre gris-Zece Hotare. N II. × 70.

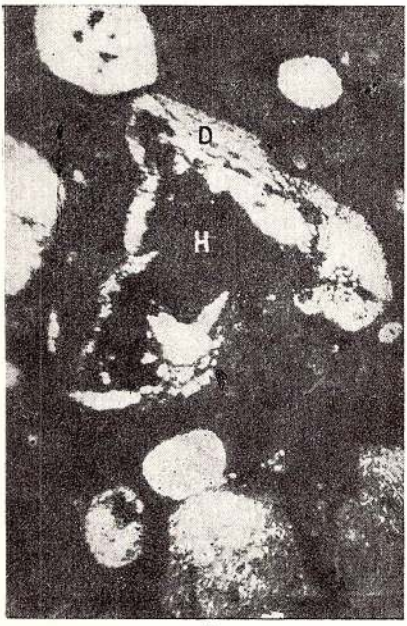
Fig. 3. — Ooid hematitic cu periferia diasporică, în bauxita roşie de la Schireaua. D, diaspor; H, hematit. N II. × 50.
Ooïde hématitique avec périphérie diasporique. Bauxite rouge de Schireaua. D, diaspore; H, hématite, N II. × 50.

Fig. 4. — Ooid cu structură concentrică, în bauxită galbenă — Zece Hotare. D, diaspor; C caolinit; H, hematit. N II. × 70.
Ooïde à structure concentrique. Bauxite jaune — Zece Hotare. D, diaspore; C, kaolinite; H, hématite — N II. × 70.

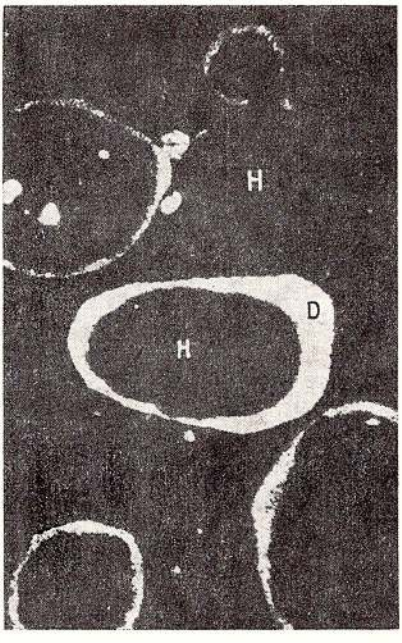
Institutul Geologic al României



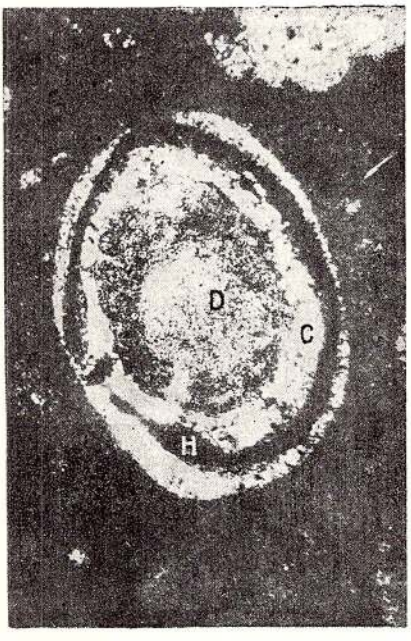
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA V-a

Institutul Geologic al României

PLANȘA V-a

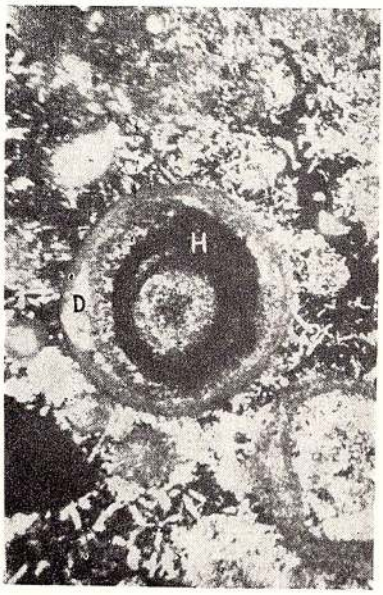
Fig. 1. — Ooid cu structură concentrică, în bauxită neagră cu mezostază recristalizată — Zece Hotare. D, diaspor; H, hematit. N II. × 65.
Ooïde à structure concentrique. Bauxite noire avec mésostaze recristallisée — Zece Hotare. D, diaspore; H, hématite. N II. × 65.

Fig. 2. — Ooid cu structură concentrică în bauxita verde de la Schireaua. D, diaspor; Lc,-leptoclorit. N. II. × 65.
Ooïde à structure concentrique. Bauxite verte de Schireaua. D, diaspore; Lc, leptochlorite. N II. × 65.

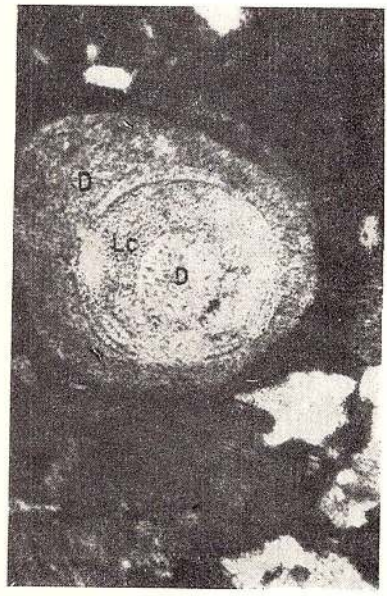
Fig. 3. — Ooid recristallizat în bauxita brună — Zece Hotare. D, diaspor; C, caolinit N II. × 70.
Ooïde recristallisé. Bauxite brune — Zece Hotare. D, diaspore; C, kaolinite. N II. × 70.

Fig. 4. — Ooid cu structură concentrică, în bauxită roz — Zece Hotare. D, diaspor; R, rutil; P, pirită, N II. × 60.
Ooïde à structure concentrique. Bauxite rose — Zece Hotare, D, diaspore; R, rutile; P, pyrite. N II. × 60.

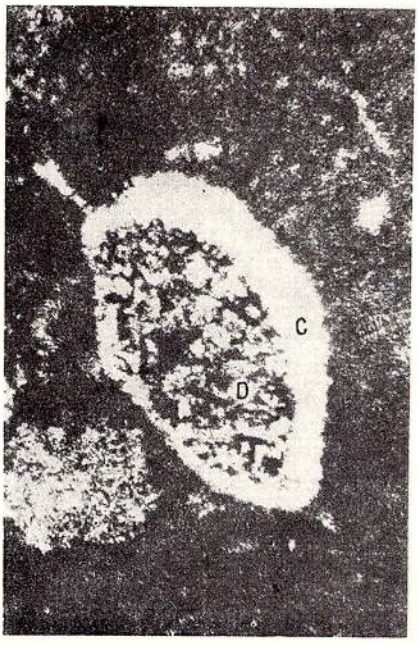
Institutul Geologic al României



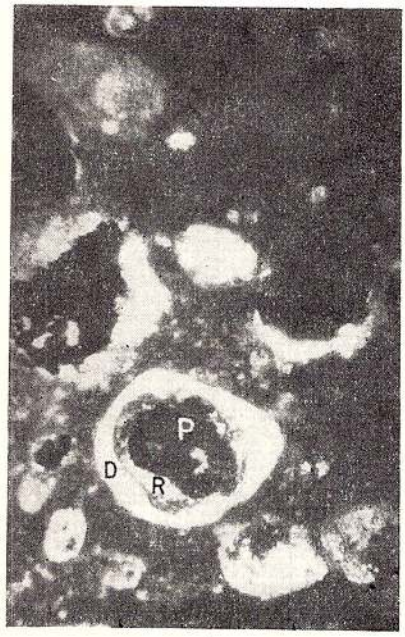
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA VI-a

Institutul Geologic al României

PLANȘA VI-a

Fig. 1. — Detaliu într-un ooid complex; ooid cu structură concentrică, în bauxită neagră — Zece Hotare. D, diaspor; P, pirită; C, caolinit. N II. × 125.
Detail dans un ooïde complexe; ooïde a structure concentrique. Bauxite noire — Zece Hotare. D, diaspore; P, pyrite; C, kaolinite. N II. × 125.

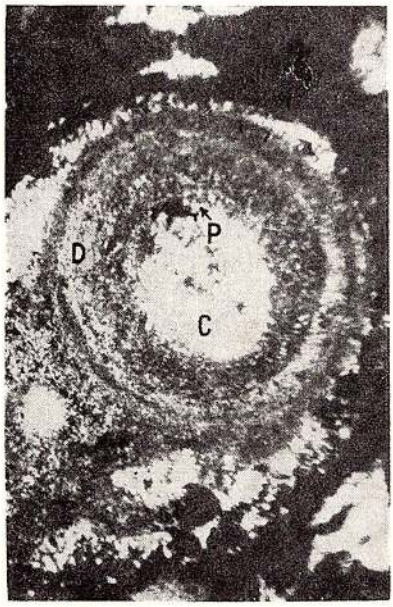
Fig. 2. — Recristalizări de diaspor și leptoclorit în centrul ooidelor și în mezostaza bauxitelor negre — Zece Hotare. D, diaspor; Lc, leptoclorit. NII. × 60.
Recristallisation de diaspore et leptochlorite au centre des ooïdes et dans la mésostase des bauxites noires — Zece Hotare. D, diaspore; Lc, leptochlorite. N II. × 60.

Fig. 3. — Ooid diasporic recristalizat, traversat de fisuri cu leptoclorit și diaspor, în bauxită verde cenușie — Zece Hotare. D, diaspor; Lc, leptoclorit. N II. × 70.
Ooïde diasporique recristallisé, traversé par des fissures à leptochlorite et diaspore. Bauxite vert grisâtre — Zece Hotare. D, diaspore; Lc, leptochlorite. N II. × 70.

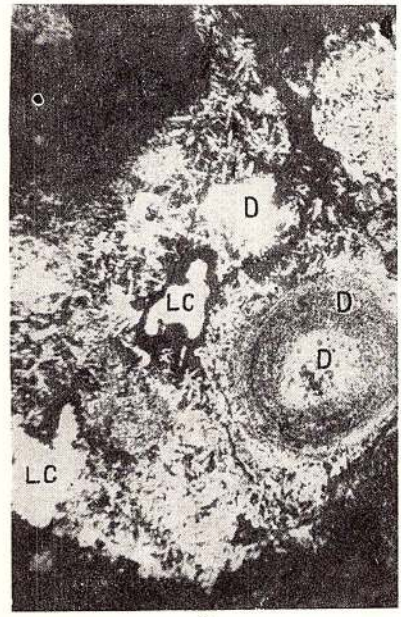
Fig. 4. — Diaspor recristalizat pe fisurile din ooide și mezostază, în bauxită neagră — Zece Hotare. D, diaspor. N II. × 60.
Diaspore recristallisé sur les fissures des ooïdes et de la mésostase. Bauxite noire — Zece Hotare. D, diaspore. N II. × 60.

Institutul Geologic al României

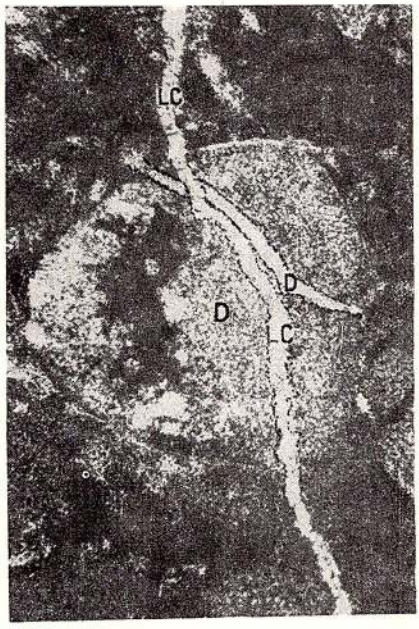
V. C. PAPIU, SILVIA MÎNZATU. Geneza bauxitelor din masivul Pădurea Craiului
Pl. VI-a



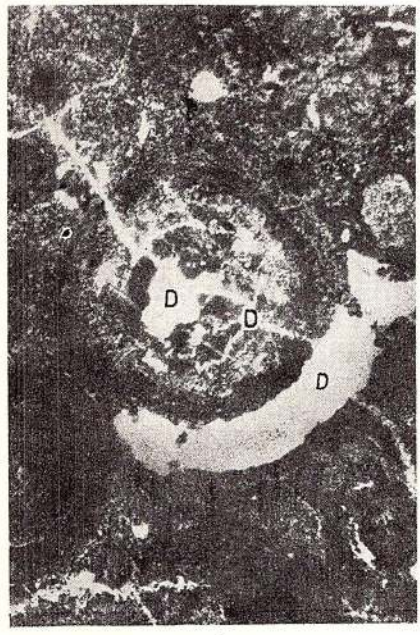
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA VII-a

Institutul Geologic al României

PLANȘA VII-a

Fig. 1. — Pirită idiomorfă în mezostaza bauxitei verzi brune — Zece Hotare. P, pirită ; D, diaspor. N II. × 65.
Pyrite idiomorphe dans la mésostase de la bauxite vert brune — Zece Hotare. P, pyrite ; D, diaspore. N II. × 65.

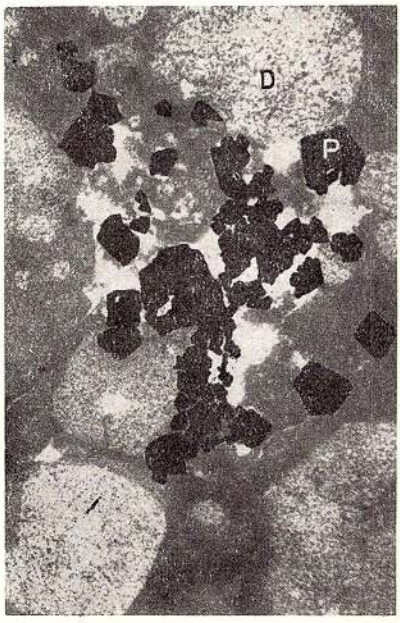
Fig. 2. — Ooid diasporic cu pirită epigenetică, în bauxită verde brună — Zece Hotare. D, diaspor ; P, pirită. N II × 60.
Ooïde diasporique avec pyrite épigénétique. Bauxite vert brun — Zece Hotare. D, diaspore ; P, pyrite. N II. × 60.

Fig. 3. — Ooid diasporic cu pirită și caolinit epigenetic în bauxită verde brună — Zece Hotare. D, diaspor ; C, caolinit ; P, pirită. N II. × 65.
Ooïde diasporique avec pyrite et kaolinite épigénétique. Bauxite vert brun — Zece Hotare. D, diaspore ; C, kaolinite ; P, pyrite. N II. × 65.

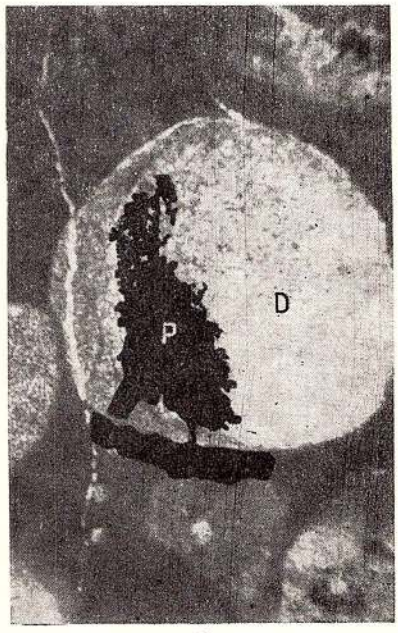
Fig. 4. — Fisură cu leptoclorit, în bauxită neagră — Zece Hotare. N II. × 220.
Fissure avec leptochlorite. Bauxite noire — Zece Hotare. N II. × 220.

Institutul Geologic al României

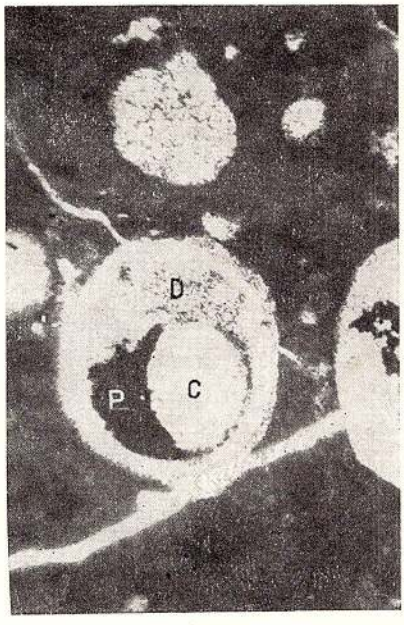
V. C. PAPIU, SILVIA MÎNZATU. Geneza bauxitelor din masivul Pădurea Craiului
Planșa VII-a



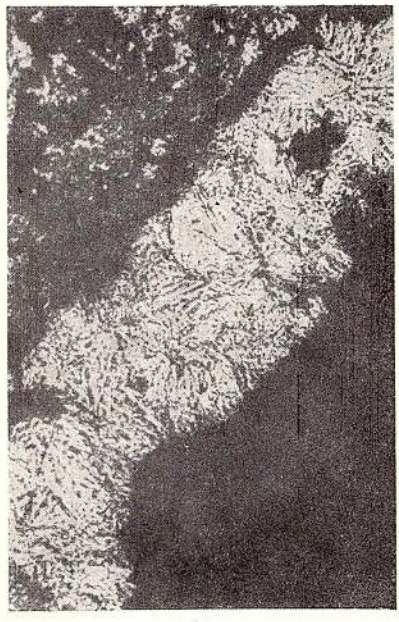
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA VIII-a

Institutul Geologic al României

PLANŞA VIII-a

Fig. 1. — Leptoclorit pe fisură de contracţie în mezostaza bauxitei negre — Zece Hotare. Lc, leptoclorit. N II. × 80.
Leptochlorite dans une fissure de contraction dans la mésostase de la bauxite noire — Zece Hotare. Lc, leptochlorite. N II. × 80.

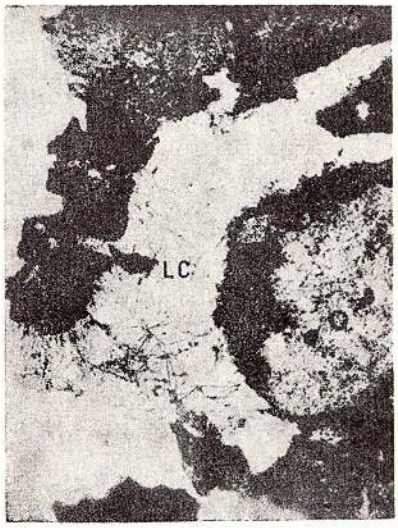
Fig. 2. — Idem. N II . × 80.

Fig. 3. — Ooid substituit cu diaspor şi gibbsit recristalizat, în bauxită neagră Cornet II. D, diaspor; Gb, gibbsit. N II. × 90.
Ooïde substitué par diaspore et gibbsite recristallisée. Bauxite noire de Cornet II. D, diaspore; Gb, gibbsite. N II. × 90.

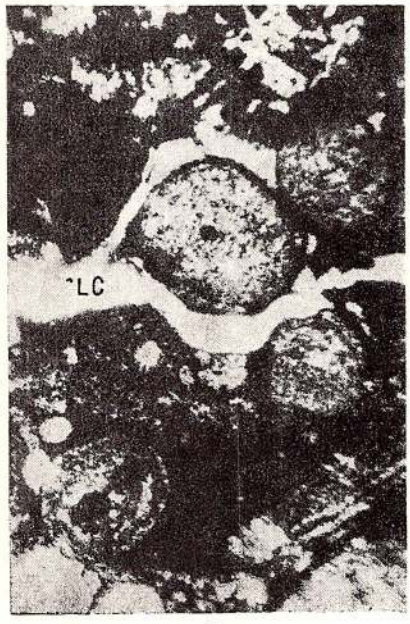
Fig. 4. — Detaliu în ooid, privind raporturile dintre diaspor şi gibbsit. Gb, gibbsit, D, diaspor. N II. × 200
Détail dans un ooïde, concernant les rapports entre le diaspore et la gibbsite. Gb, gibbsite, D, diaspore. N II. × 200.

Institutul Geologic al României

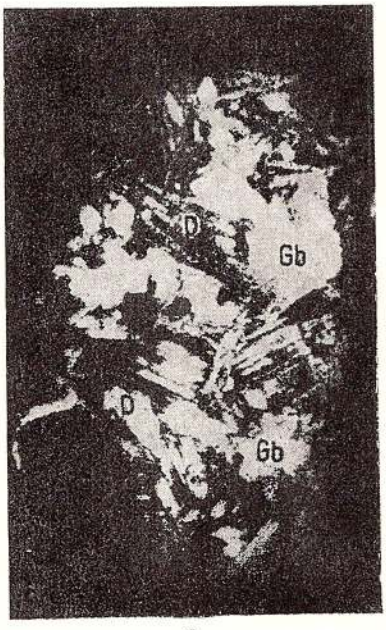
V. C. PAPIU, SILVIA MÎNZATU. Geneza bauxitelor din masivul Pădurea Craiului
Planşa VIII-a



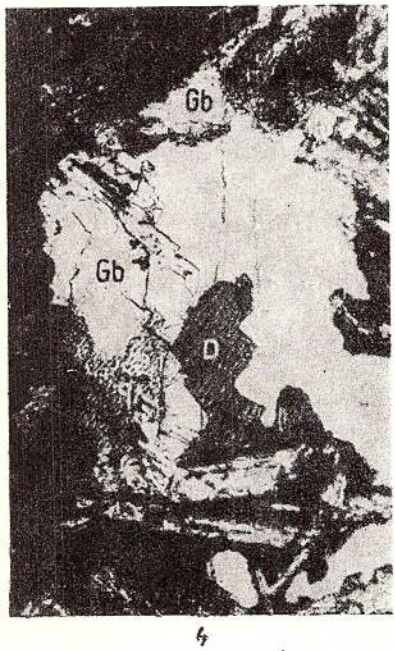
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

STRUCTURA PÎNZEI BUCOVINICE ÎN PARTEA MERIDIONALĂ A MASIVULUI CRISTALIN MOLDAV (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

DAN PATRULIUS, ELENA POPA, ILEANA POPESCU

Abstract

Structure of the Bucovinian Nappe in the Southern Part of the Moldavian Crystalline Massif. The Moldavian Crystalline Massif, including in its outer (eastern) part the Hăghimaș Syncline and the Lunca Anticline, overthrusts as a whole the more external Sinaia Beds of the parautochtonous Ceahlău Unit. The amplitude of the overthrust, which puts in abrupt contact two different facies of the Neocomian, is of 9 km at least. The tectonic movements which generated the Bucovinian Nappe occured during the late Albian (late Austrian Phase).

INTRODUCERE

Partea meridională a masivului cristalin moldav, împreună cu terenurile eocretacice limitrofe la E, oferă la prima vedere imaginea unei tectonici simple, sub aparența căreia se ascunde în realitate o structură foarte complexă.

În partea de N a Carpaților Orientali, poziția în pînză a masivului cristalin moldav (pînza bucovinică a lui V. Uhlig) peste terenurile mai externe ale flișului cretacic (unitatea de Ceahlău) este un fapt incontestabil, bine dovedit prin cercetările întreprinse de M. Bleahu (1962) în Maramureș. Existența pînzei bucovinice rezultă clar și din raporturile observabile în sectorul Breaza-Cîmpulung Moldovenesc, unde șisturile cristaline și cuvertura lor de depozite mezozoice — inclusiv depozite de fliș tithonic-neocomian — vin pe alocuri direct în contact

Institutul Geologic al României

cu şisturile negre eocretacice ale unităţii de Audia-Cernahora, acoperind complet unitatea de Ceahlău cu fliş neocomian de tipul stratelor de Sinaia. Mai departe spre S, pînă în valea Bistricioarei, încălecarea pînzei bucovinice spre exterior este pusă în evidenţă de festoanele pe care le descrie linia frontală a masivului la contactul cu stratele de Sinaia mai externe. Începînd din valea Bistricioarei spre S, contactul între stratele de Sinaia şi masivul cristalin moldav, care cuprinde în partea sa marginală creasta de şisturi cristaline a Dămucului, se prezintă aproape rectiliniu, uşor curbat, pe mare distanţă. Totodată la S de valea Bicazului, pe însăşi teritoriul masivului — mai exact, în partea externă a sinclinalului Hăghimaş — apar depozite de fliş eocretacic comparabile cu stratele de Sinaia. Creasta de şisturi cristaline a Dămucului se afundă în aceeaşi direcţie, iar în prelungirea ei spre S, în mijlocul terenurilor de fliş eocretacic se desenează un anticlinal normal sau uşor vergent spre E (anticlinalul Lunca), jalonat de cîteva butoniere cu nucleul vizibil constituit din depozite triasice şi jurasice, uneori şi din şisturi cristaline.

Pornind de la aceste raporturi numeroşi autori au presupus că între partea meridională a masivului cristalin moldav şi terenurile de fliş mai externe există un contact normal sau aproape normal (D. Preda şi I. Atanasiu, 1925; G. Macovei şi I. Atanasiu, 1927; I. Băncilă, 1940; D. Patrulius, L. Contescu, Al. Butac, 1962; M. Săndulescu, 1964). Într-o altă interpretare, I. Băncilă (1937, 1958, 1965) admite existenţa unui accident tectonic de primul rang (linia denumită central-carpatică) la W de anticlinalul Lunca. Acesta din urmă este privit nu ca prelungire a crestei Dămucului, ci ca element structural al zonei flişului intern, independent faţă de masivul cristalin moldav. M. Săndulescu şi Jana Săndulescu (1965) admit şi ei recent existenţa unui contact tectonic major, dar într-o versiune diferită şi anume între anticlinalul Lunca, considerat ca parte integrantă a masivului cristalin moldav, şi stratele de Sinaia mai externe. Această interpretare se bazează pe constatarea că flancul extern al anticlinalului Lunca ia contact cu diferiţi termeni ai stratelor de Sinaia[1]. Într-una sau în alta din aceste interpretări, raporturile semnalate în bazinul superior al văii Trotuşului nu permit să se întrevadă în mod clar importanţa accidentului tectonic, care

[1] Comunicare orală făcută de M. Săndulescu.

Institutul Geologic al României

pune în contact în această regiune, masivul cristalin moldav cu unitatea de Ceahlău mai externă. Ea este dedusă de I. Băncilă din cadrul structural regional, de M. Săndulescu și Jana Săndulescu (1965) din deosebirile de facies și grosime ale depozitelor eocretacice, situate de o parte și de alta a anticlinalului Lunca, deosebiri ce au fost de altfel semnalate și de D. Patrulius, L. Contescu, Al. Butac (1962). Există însă și argumente de ordin local, altele decît cele semnalate pînă acum, care îndreptățesc să se afirme că, în partea sa meridională, masivul cristalin moldav este șariat spre exterior, întocmai ca în Maramureș sau în Moldova de N.

Existența unui accident tectonic cu caracter de șariaj pe marginea externă a masivului cristalin moldav, în bazinul superior al Trotușului rezultă din următoarele constatări :

1. În bazinul văii Trotușului se recunosc două faciesuri ale Neocomianului în contact abrupt ;

2. Spre extremitatea meridională a masivului, linia care marchează acest contact prezintă o inflexiune bruscă spre W ;

3. La E de această linie, în sectorul unde contactul se retrage spre W, flișul neocomian mai extern (stratele de Sinaia) suportă un mic lambou de împingere, constituit din șisturi cristaline și dolomite triasice.

Amplitudinea încălecării, măsurată între punctul de înaintare maximă spre E a liniei frontale (confluența Trotușului cu Valea Intunecoasă) și punctul vizibil de maximă retragere spre W a acestei linii (Frumoasa), este de 9 km. Utilizarea termenului de pînză pentru unitatea încălecătoare apare deci justificată. Conform cu descrierea unităților tectonice deosebite de Uhlig în partea de N a Carpaților Orientali, unitatea șariată reprezintă pînza bucovinică. Autohtonul ei îl constituie unitatea de Ceahlău, care în acest sector are funcție de parautohton (M. Săndulescu, 1964).

În cadrul sinclinalului se întîlnesc și elemente alohtone, provenind dintr-o zonă de sedimentare mai internă și reprezentînd probabil resturi din pînza transilvană, încorporate formațiunii de Wildflysch barremo-aptiene. Aceste elemente alohtone prezintă o dezvoltare mai importantă la N de izvoarele văii Iavardi, pe teritoriul studiat în ultimul timp de M. Săndulescu (1968).

Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIE

A) PÎNZA BUCOVINICĂ

1. ŞISTURI CRISTALINE

În partea meridională a masivului cristalin moldav, rocile metamorfice constituie trei serii; epimetamorfică internă, mezometamorfică centrală (predominant gnaisică) şi epimetamorfică externă. Seria mezometamorfică se urmăreşte în tot lungul flancului intern al sinclinalului Hăghimaş, în timp ce seria epimetamorfică externă este limitată la flancul lui extern, unde apare în nucleul anticlinalului Lunca. Ivirile cele mai meridionale de şisturi epizonale se găsesc pe dealul Ordaş. Este vorba de şisturi sericitoase şi cuarţite negre, formînd lambouri tectonice şariate pe stratele de Sinaia.

2. TRIASIC

Succesiunea depozitelor triasice atinge 200 m grosime şi cuprinde trei termeni: 1, gresii grosiere şi microconglomerate cuarţitice gălbui, uneori violacee (Seisian), cu grosime de cîţiva metri; 2, dolomite masive (Campilian-Anisian), ce prezintă pe alocuri în bază un nivel de şisturi dolomitice argiloase şi fin micacee, violacee (dealul Ordaş); 3, calcare marmoreene masive, cenuşii, albe-cenuşii sau roşcate (Ladinian) ce ating local cîţiva zeci de metri grosime (muntele Coniac).

Rocile detritice ale Seisianului au fost observate numai în nucleul anticlinalului Lunca, unde constituie iviri discontinui. Deseori se remarcă contactul direct al dolomitelor cu şisturile cristaline. Lipsa locală a depozitelor seisiene pare să fie mai ales de natură tectonică (laminări, falii).

Între dolomite şi calcarele marmoreene din acoperişul lor, limita este de obicei tranşantă. Este posibil ca această limită să corespundă unei discontinuităţi datorită oscilaţiilor legate de subfaza labinică veche. În acest sens pledează şi reducerea considerabilă a grosimii dolomitelor în jurul cotei 1271 (N de Muntele Frumos), unde calcarele marmoreene ajung aproape în contact direct cu şisturile cristaline sau cu depozitele detritice ale Seisianului (D. Patrulius şi colab. 1962).

În calcarele marmoreene, au fost observate pe alocuri resturi nedeterminabile de dasycladacee (muntele Coniac, versantul vestic al muntelui

Institutul Geologic al României

Naşcalat). Este de reamintit că I. B ă n c i l ă (1941) a semnalat în aceste calcare specia ladiniană *Diplopora annulata* S c h a f h ä u t l .

3. JURASIC INFERIOR ŞI JURASIC MEDIU (?)

Depozitele Jurasicului inferior, reprezentate prin calcare oolitice şi spatice roşii şi cenuşiu-verzui, au fost considerate iniţial ca aparţinînd Jurasicului mediu (D. P a t r u l i u s şi colab. 1962). Ulterior în urma unui studiu microfacial sistematic, care a pus în evidenţă prezenţa foraminiferelor *Involutina liassica* (J o n e s) şi *I. turgida* K r i s t a n rocile menţionate au fost atribuite Liasicului inferior (D. P a t r u l i u s , 1964). Calcarele eojurasice din partea meridională a masivului Hăghimaş îmbracă acelaşi facies, ca şi în împrejurimile Lacului Roşu (I. A t a n a s i u şi G r . R ă i l e a n u , 1950). Aceste roci acoperă de obicei o suprafaţă ravinată a calcarelor ladiniene, pătrunzînd uneori adînc în fisurile din culcuşul lor.

Pe lîngă ocurenţele deja semnalate (N de cota 1271, Muntele Frumos şi N de dealul Ordaş) numeroase alte iviri au fost identificate în extremitatea sudică a sinclinalului Hăghimaş şi anume în sectorul străbătut de pîrîul Rompăţelul şi afluentul său pîrîul Orotaş. Şi aici se întîlnesc calcare oolitice, uneori şi spatice, deseori de culoare roşie, cu *Involutina* şi belemniţi. Local, baza acestor calcare conţine fragmente de calcare marmoreene triasice.

Calcare eoliasice, de acelaşi tip, apar departe spre N, anume pe versantul vestic al muntelui Rîpile unde rocile menţionate stau direct pe dolomitele flancului intern al sinclinalului, şi conţin numeroase entroce şi microradiole, lagenide şi exemplare relativ numeroase de *Involutina liassica* (J o n e s) şi *I. turgida* K r i s t a n.

Mai la S pe acelaşi versant stînd direct pe calcarele marmoreene mediotriasice se întîlnesc calcare cenuşiu deschise marnoase şi puţin nisipoase avînd la partea lor inferioară numeroase accidente silicioase, de culcare cenuşie închisă. Rocile menţionate, în special cele din nivelul inferior conţin în abundenţă spiculi de spongieri şi în proporţie mai redusă radiolari. Accidentele silicioase sînt de tipul spongolitelor. Vîrsta acestor roci nu a putut fi precizată. Prin aspectul lor ele se apropie în anumită măsură de unele calcare calloviene cunoscute în împrejurimile masivului cristalin al Leaotei.

4. JURASIC SUPERIOR ŞI NEOCOMIAN

a) *Callovian superior-Oxfordian.* În partea meridională a sinclinalului Hăghimaş stînd direct pe calcarele mediotriasice din flancul intern (mun-

Institutul Geologic al României

tele Sălămaș) se întîlnesc jaspuri radiolaritice și șisturi argiloase roșii comparabile cu cele care mai departe spre N, în împrejurimile Lacului Roșu, au fost atribuite Callovian-Oxfordianului.

b) *Tithonic și Neocomian.* În cadrul sinclinalului Hăghimaș, Tithonicul și Neocomianul îmbracă două faciesuri distincte :

(1) Calcare masive, în parte recifale și pararecifale cu faună de Stramberg, pe flancul intern al sinclinalului, urmate de marne cenușii cu lamelibranhiate, cefalopode (*Berriasella* sp. ex gr. *B. privasensis*) și foraminifere bentonice (asociație cu *Lenticulina* reprezentativă pentru Neocomian în general) [2];

(2) Marne și calcare marnoase cu aptichi („stratele cu *Aptychus*") pe flancul extern, intim asociate cu depozite ritmice și pararitmice de vîrstă neocomiană. Nicăieri nu a fost observată o trecere între cele două faciesuri.

Deosebirile de facies semnalate pun prin ele însești chestiunea unei apropieri de natură tectonică între formațiuni, aparținînd la zone de sedimentare bine distincte. Alohtonia anumitor mase de calcare neojurasice a fost de altfel demonstrată (R. Ciocîrdel și D. Patrulius, 1960). Este vorba anume de klippele de calcare neojurasice care constituie culmile Munticelu și Surduc, pe flancul extern al sinclinalului (Cheile Mici ale Bicazului). M. Săndulescu (1968) prin cercetările recent întreprinse admite o poziție alohtonă și pentru masele mari de calcare, dezvoltate pe flancul intern. Din acest masiv calcaros intern, teritoriul studiat de autorii prezentei lucrări nu cuprinde decît extremitatea meridională (munții Rîpile și Nașcalat).

Flancul intern. Calcarele neojurasice din munții Rîpile și Nașcalat sînt în general masive, deseori cu structură brecioasă-subnoduloasă, rareori stratificate în plăci și lespezi, cenușii sau roșcate, pe alocuri roșii. În ce privește microfaciesul, tipul cel mai răspîndit este un calcar grunjos, fin pseudoolitic, cu mici granule diseminate de cuarț, cu microncolite (algolite) disperse, cu microradiole, entroce, foarte rare piese de

[2] Identificarea unor depozite neocomiene pe flancul intern al sinclinalului este de dată recentă. Ea se datorește lui M. Popovici și C. Cioloș care au studiat succesiunea calcarelor din muntele Ucigașului cu prilejul unor lucrări miniere de explorare efectuate în valea Bicăjelului. Observațiile făcute de M. Popovici și C. Ciolos, relativ la stratigrafia calcarelor jurasice și eocretacice din muntele Ghilcoș, vor face obiectul unei note în colaborare cu D. Patrulius, care s-a ocupat cu studiul macrofaunei și microfaciesurilor. Microfauna a fost inventariată de Maria Tocorjescu.

Institutul Geologic al României

Saccocoma, *Macroporella* sp., în varietățile mai bogate în resturi organice. Peste aceste calcare grunjoase fin pseudoolitice, urmează calcare masive, și ele în parte roșcate, dar cu microfacies deosebit, comparabil cu cel al calcarelor urgoniene bine datate prin fauna lor.

Flancul extern. Peste depozitele carbonatate ale Triasicului și Jurasicului inferior sau direct peste șisturile cristaline din flancul extern urmează o serie în mare parte ritmică și pararitmică constituită predominant din lutite și siltite. Această serie a fost desemnată ca strate cu *Aptychus* și strate de Sinaia (I. Băncilă, 1941), ca strate de Pojorîta-Lunca (I. Băncilă, 1958), ca strate de Sinaia (D. Patrulius, L. Contescu, Al. Butac, 1962), ca strate de Lunca (D. Patrulius, D. Jipa și M. Ștefănescu, 1965), ca strate cu *Aptychus* (I. Turculeț și C. Grasu 1965). Vicisitudinile nomenclaturii stratigrafice referitoare în general la formațiunile neojurasice și neocomiene dezvoltate pe marginea externă a masivului cristalin moldav sînt ilustrate de tabelul I.

Conform cu accepțiunea sa originală, termenul strate cu *Aptychus*, împrumutat din nomenclatura alpină, nu poate fi utilizat decît pentru o mică parte din succesiunea groasă pînă la 900 m (1 100 m grosime cumulată) a depozitelor atribuite Jurasicului superior și Neocomianului pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaș. Ca strate cu *Aptychus* pot fi desemnate numai pachetele omogene de depozite marnoase și calcaroase intercalate în această succesiune. Restul seriei prezintă caractere litologice și stratonomice net deosebite față de stratele cu *Aptychus* din Alpi. Prezența singură a aptichilor, indiferent de faciesul litologic, nu poate justifica generalizarea termenului. Autorii prezentei lucrări, în urma cercetărilor recent întreprinse, ajung la concluzia că o mare parte a seriei menționate reprezintă un echivalent al stratelor de Sinaia mai externe, dar cu facies sensibil diferit. Pentru acest motiv, ei cred preferabil de a utiliza termenul de strate de Lunca, într-o accepțiune mai largă decît cea acordată de I. Băncilă (1958) stratelor de Pojorîta-Lunca, adică pentru tot ansamblul depozitelor care pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaș este cuprins între formațiunile triasice-eojurasice și primele depozite cu caractere mai pregnante de fliș, mai apropiate de stratele de Sinaia (*sensu stricto*). În acest fel se conservă accepțiunea litostratigrafică acordată termenului strate de Lunca de către D. Patrulius, D. Jipa, M. Ștefănescu (1965), nu însă și accepțiunea cronostratigrafică (Jurasic superior exclusiv). Stratele de Lunca, așa cum au fost descrise de D. Patrulius, D. Jipa și M. Ștefănescu, corespund cu primele două orizonturi separate de

Institutul Geologic al României

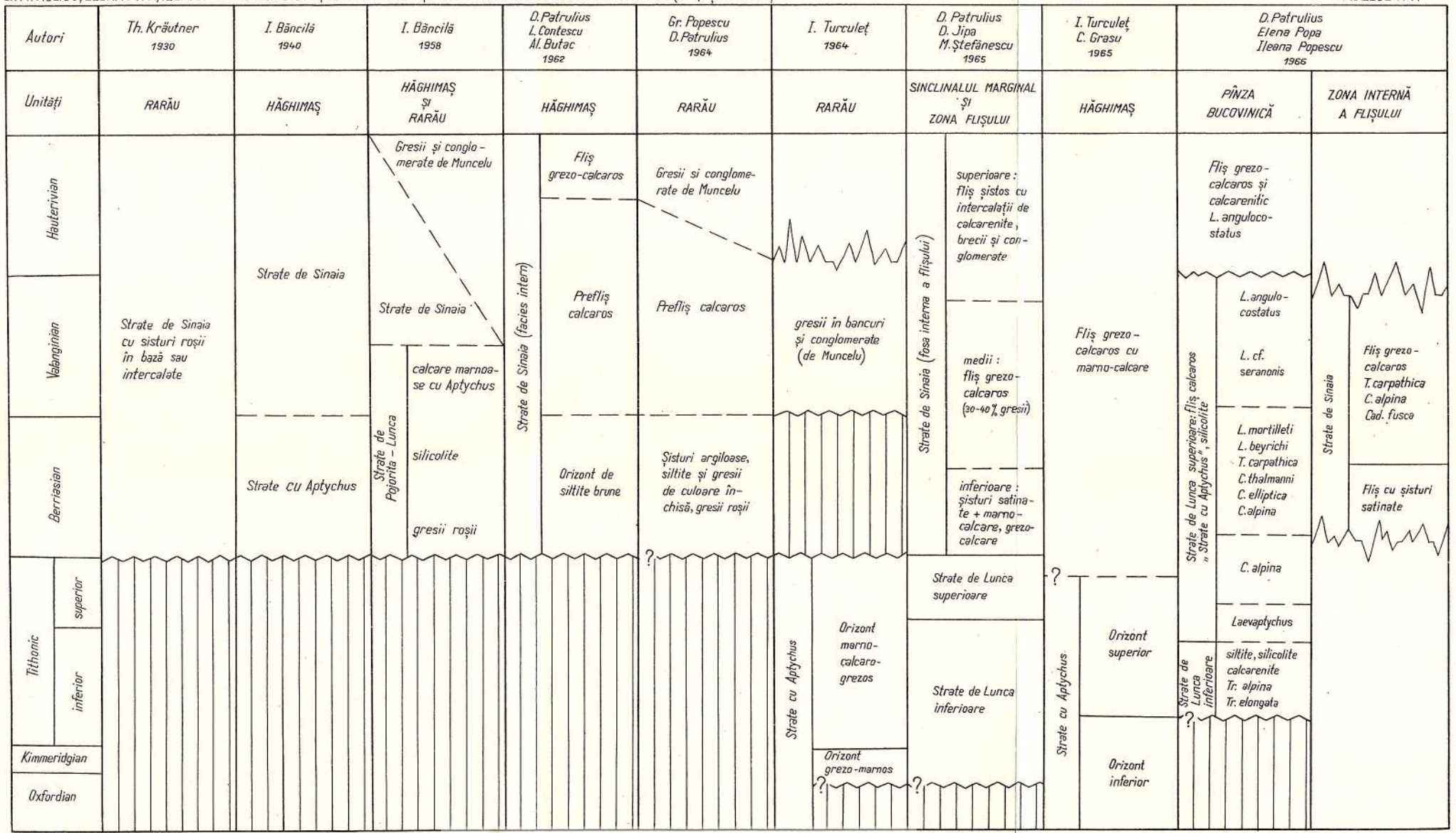
D. Patrulius, L. Contescu și Al. Butac (1962) în cadrul „Neocomianului" din sinclinalul Hăghimaș. Cel de-al treilea orizont, inițial separat sub numele de fliș grezo-calcaros, constituie o unitate stratigrafică independentă în raport cu stratele de Lunca, mai apropiată prin caracterele ei de tipul obișnuit al stratelor de Sinaia. El va fi descris mai departe ca orizontul flișului grezo-calcaros și calcarenitic.

Studiul biostratigrafic întreprins de autori asupra stratelor de Lunca și „stratelor cu *Aptychus*" *stricto-sensu* și flișului grezo-calcaros și calcarenitic i-a condus la un rezultat surprinzător, paradoxal la prima vedere : fauna depozitelor ritmice și pararitmice cuprinde forme care pe teritoriul Carpaților sînt cunoscute în intervalul Tithonic superior-Hauterivian, în timp ce pachetele de marne și marnocalcare cu *Aptychus* (stratele cu *Aptychus sensu stricto*), care apar la diferite nivele în succesiunea depozitelor ritmice și pararitmice, conțin forme cunoscute numai în intervalul Tithonic inferior-Berriasian.

Depozitele ritmice și pararitmice constituie pe flancul extern al sinclinalului o succesiune homoclinală, în care se disting 3 orizonturi. Aceste orizonturi deși prezintă unele variații longitudinale de facies, își păstrează individualitatea pe o distanță considerabilă.

α) Orizontul siltitelor și argilitelor brune (stratele de Lunca inferioare), bine dezvoltat în sectorul cuprins între valea Rana și valea Banului, unde atinge 120 m grosime, este depășit spre S de termenul următor, iar la N de valea Banului nu constituie decît apariții sporadice și de grosime redusă (valea Iavardi, Valea Mare). Cu toată poziția lui transgresivă este lipsit în general de un conglomerat bazal. Printre rocile particulare pe care le cuprinde sînt de semnalat : (a) silicolite, cu dezvoltare locală, negricioase și brune cu radiolarișisi spiculi de spongieri relativ abundenți (valea Rana Mare, cota 1271, flancul estic al butonierei Iavardi, Valea Mare), mai rar jaspuri roșii-brune, ca cele semnalate de I. Băncilă și V. Corvin Papiu (1962) în valea Sălămașului Mic unde se întîlnesc și siltite roșii marnoase ; (b) calcare marnoase sideritice, cu crustă de alterație ruginie, intercalate la partea inferioară a orizontului (valea Antaluc) ; (c) calcarenite, ca intercalații sporadice începînd din bază, negricioase, cu litoclaste de dolomit triasic, și oolite diseminate, deseori cu feldspați și cuarț de neoformațiune, în oolite și pseudoolite, cu entroce, microradiole, Rotaliide, *Trocholina alpina* Leupold (f. rar) și *T. elongata* (Leupold) (valea Rana Mică, valea Rana Mare, Valea Intunecoasă (pl. I). Pe lîngă microfosilele citate, rocile acestui orizont conțin și fragmente de mici belemniți

Institutul Geologic al României



Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

(valea Antaluc aproape de baza orizontului). Se remarcă și siltite ce prezintă pe suprafața lor fucoide rare de tipul *Chondrites* sau în grosimea lor vermiculații (burrow-fillings) colorate în brun prin limonit. Silicolitele brune și negricioase conțin deseori mici granule de cuarț detritic. Se observă și treceri la siltite cu spiculi de spongieri. Caracterele stratonomice sînt greu discernabile din cauza grohotișului mărunt care acoperă de obicei suprafața depozitelor *in situ*. Se remarcă uneori un aspect compact, omogen, alteori un aspect șistos. În unele cazuri a putut fi observată o anumită ritmicitate marcată printr-o alternanță de benzi subțiri de siltit și de argilit. În ansamblu însă acest orizont nu prezintă caractere de fliș. De remarcat și raritatea rocilor carbonatate.

β) Orizontul flișului calcaros (stratele de Lunca superioare, tip „prefliș") apare bine individualizat față de precedentul prin culoarea sa deschisă, caracterul său ritmic evident, abundența rocilor carbonatate. Acest orizont atinge 700 m grosime (valea Raței). Limita față de depozitele brune-negricioase din culcuș este tranșantă. În butoniera din valea Iavardi se observă o discontinuitate netă între cele două orizonturi : în versantul sudic al văii Iavardi, pe flancul intern al anticlinalului Lunca, flișul calcaros prezintă în bază un nivel subțire de brecie cu fragmente de dolomite și calcare fin granulare. Această brecie se așterne pe siltitele brune care au aici o grosime foarte redusă. Mai la S flișul calcaros stă direct pe dolomite triasice avînd de asemenea în bază o brecie cu calcare și dolomite. Pe versantul nordic al văii Iavardi flișul calcaros, de data aceasta fără rudite în bază, acoperă direct șisturile cristaline care constituie nucleul anticlinalului Lunca.

Rocile obișnuite ale flișului calcaros sînt : siltite, rareori gresii marnoase, în strate de cîțiva centimetri grosime, șisturi marnoase și argilo-marnoase, deseori puțin nisipoase, marne, marnocalcare și calcare marnoase, ultimele în strate de 2—20 cm grosime separate prin intervale de 20 — 200 cm. Cu toată stratificația deasă ivirile oferă un aspect compact. Caracterul ritmic al depozitelor apare evident la un examen de detaliu (fig. 1). Pe suprafața marnocalcarelor sau a siltitelor se observă mici fucoide de tipul *Chondrites*, cenușii pe fond alburiu în primul caz, alburii pe fond cenușiu în al doilea caz. Uneori se remarcă în marnocalcare și mici canale ramificate al căror material de umplutură apare pe secțiuni subțiri constituit din siltit pigmentat în brun (burrow-fillings).

În succesiunea depozitelor ritmice se găsesc și intercalații subțiri, sporadice, de calcarenite sau calcirudite mărunte de culoare închisă, unele

Institutul Geologic al României

cu elemente marnoase moi. Două ocurențe ale acestor roci merită o mențiune specială. În valea Raței la aproximativ 400 m de bază se întîlnește o microbrecie cu elemente de marnocalcare, groasă de 5 cm, și care conține, pe lîngă fragmente de lamelibranhiate, exemplare de: *Lamellaptychus angulocostatus* (P e t e r s) f. typ., *L.* cf. *seranonis* (C o q u a n d).

În valea Antaluc, la aproximativ 220 m de bază flișul calcaros cuprinde o intercalație de calcarenit (pînă la calcirudit) cu resturi de serpule, fragmente de lamelibranhiate, entroce, fragmente de *Bačinella irregularis* R a d o i c i č, *Tintinopsella carpathica* M u r g. et F i l. (în matrice). Unele granule de calcar criptocristalin prezintă, ca incluziuni, feldspați și cuarț de neoformație.

Marnocalcarele și calcarele marnoase de tip sublitografic intercalate în depozitele ritmice nu conțin decît rareori microorganisme. Printre acestea sînt de menționat: *Calpionellopsis* sp. *Calpionella alpina* L o r e n z (f. rar), silicosfere cu test relativ gros, fără pori, dar uneori prevăzut cu o apertură ca la *Stomiosphaera* (flancul oriental al anticlinalului Lunca, în valea Iavardi, la aproximativ 150 m deasupra bazei). În valea Sălămașului Mare, la confluența cu un vîlcel adînc stîng, flișul calcaros cuprinde un pachet de marne tari foioase cu resturi de plante (Filicale) și cu rari amoniți, printre care *Lytoceras* sp.

Roci cu caractere particulare, asociate depozitelor ritmice ale flișului calcaros, sînt „stratele cu *Aptychus*" propriu-zise, silicolite și șisturi argiloase roșii. „Stratele cu *Aptychus*" vor fi descrise mai departe întrucît ele apar și la nivele mai înalte ale succesiunii terenurilor neocomiene.

Silicolitele constituie o bandă îngustă deasupra depozitelor ritmice între valea Banului la S și valea Sălămașului Mic la N. Aceste roci au fost descrise

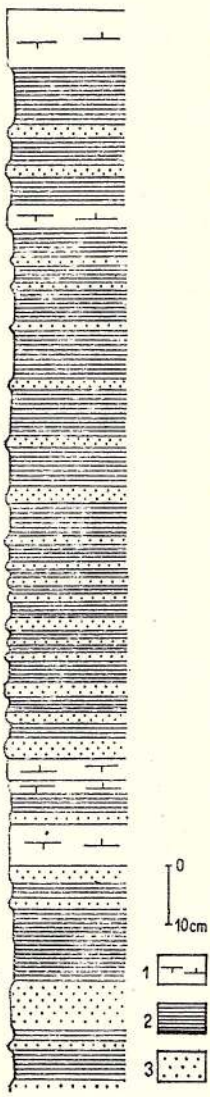


Fig. 1. — Caracterele stratonomice ale flișului calcaros din valea Iavardi.
1 calcilutite; 2 șisturi marnoase; 3, gresii marnoase.
Caractères stratonomiques du flysch calcaire de la vallée de Iavardi
1, calcilutites; 2, schistes marneux; 3, grès marneux.

Institutul Geologic al României

în detaliu de I. Băncilă şi V. Corvin Papiu (1962) care remarcă pe valea Sălămaşului Mare prezenţa unor jaspuri radiolaritice albe-gălbui, intens silicifiate prin acţiune hidrotermală şi a unor jaspuri negre piroclastitice cu radiolari calcitizaţi. Mai este de adăugat că local se întîlnesc şi jaspuri roşii urmînd peste jaspuri verzui.

Şisturile argiloase roşii, ce amintesc de stratele de Azuga prin aspectul lor satinat, apar în valea Santatelec şi la S de Muntele Păgînului. Pe dealul Ordaş asemenea şisturi roşii se întîlnesc la baza unui mic petec de împingere asociate cu jaspuri roşii bogate în radiolari.

Flişul calcaros care se dezvoltă în partea de S a sinclinalului Hăghimaş are în comun cu stratele de Sinaia marnocalcarele şi calcarele marnoase sublitografice cu tentă de alteraţie alburie. Se distinge însă în general de stratele menţionate prin culoarea mai deschisă, penuria gresiilor şi grezo-calcarelor, stratificaţia mai deasă. Cu aceste caractere flişul calcaros se urmăreşte la N pînă în valea Iavardi. Mai la N, în jurul butonierei din Valea Mare se remarcă o schimbare de facies, marcată printr-o participare mai importantă a gresiilor, prin apariţia unor bancuri mai groase de marnocalcare şi calcare marnoase, unele de un tip particular, cu tentă gălbuie, cu reţea de diaclaze fine, paralele şi cu spărtură paralelipipedică. Sub acest nou aspect flişul calcaros este foarte asemănător stratelor de Sinaia cu care vine în contact tectonic spre exterior. Spre S începînd din valea Rana grosimea flişului calcaros se reduce progresiv şi totodată se face remarcată o schimbare litologică, prin atenuarea caracterului ritmic, dezvoltarea unor pachete de marne omogene, uneori cu aspect xiloid şi prin apariţia şisturilor argiloase roşii.

γ) Orizontul flişului grezo-calcaros şi calcarenitic apare separat de precedentul nu numai printr-o discontinuitate litologică, dar şi printr-o uşoară discordanţă ce devine evidentă începînd din valea Banului spre N. În deschiderile uscate din versanţii văilor schimbarea litologică se face remarcată printr-o limită netă, în schimb în firul pîraielor (valea Antaluc) ea este greu de sesizat. La aceasta se adaugă şi variaţii de facies longitudinale, fapt ce îngreunează în anumită măsură corelarea diferitelor profile.

In S, baza flişului grezo-calcaros cuprinde pe alocuri un pachet de strate cu *Aptychus* (Valea Strîmbă, valea Raţei, Valea Întunecoasă). Între aceste strate şi flişul calcaros subjacent se remarcă local un nivel subţire de conglomerat tilloid.

Institutul Geologic al României

Începînd din versantul sudic al văii Banului, spre N, la baza flișului grezo-calcaros se dezvoltă un nivel constant de rudite (brecii și conglomerate tilloide).

Flișul grezo-calcaros și calcarenitic atinge 300 m grosime. Rocile lui constitutive sînt: (a) gresii fine cu ciment calcaros, în lespezi sau în plăci, unele foioase, cu suprafețe larg ondulate, cu mecanoglife de tipul flow-casts; (b) grezo-calcare (calcarenit fin nisipos, de tipul spergenit); (c) calcarenite grosiere și microbrecii calcaroase, uneori bioclastice spatice, cu litoclaste diseminate de dolomit, șisturi cristaline, diabaz, jasp, calcar pelitomorf cu *Calpionella alpina* L o r e n z, cu unele pseudooolite prezentînd incluziuni de cuarț sau feldspați de neoformație, cu entroce, microradiole, fragmente de lamelibranhiate, brahiopode, briozoare, *Bačinella irregularis* R a d o i c i c, Rotaliide, Lituolide, *Trocholina* aff. *elongata* (L e u p o l d) (f. rar) (creasta între valea Rații și Valea Întunecoasă); (d) brecii cu fragmente de jasp și matrice marnoasă (versantul sudic al văii Banului); brecii și conglomerate cu elemente de calcare și șisturi cristaline, conglomerate tilloide cu blocuri de calcare, unele de mari dimensiuni (calcare traisice și neojurasice, dolomite), cu matrice argiloasă sau marnoasă, local cu numeroase elemente de diabaz amigdaloid (versantul sudic al văii Banului); (e) șisturi argilo-marnoase și siltite marnoase cu tentă de alterație verzuie; (f) marnocalcare și calcare marnoase cenușiu închis-negricioase sau cenușiu deschis-alburii cu grosime de 2—10 cm, unele cu numeroase fucoide mici de tipul *Chondrites*, rareori cu *Lamellaptychus angulocostatus* (P e t e r s) (versantul nordic al Văii Întunecoase). Ansamblul acestor depozite prezintă caractere pregnante de fliș.

La S calcarenitele au o dezvoltare redusă, iar ruditele lipsesc aproape complet. În schimb există intercalații destul de frecvente de calcare marnoase negricioase. Cu aceste caractere flișul grezo-calcaros nu se distinge de stratele de Sinaia cu care are în comun și unele caractere tectofaciale (cute de dragaj, diaclaze numeroase umplute cu calcit alb, suprafețe de separație luciate, negricioase). Începînd însă din valea Antaluc spre N faciesul se schimbă în anumită măsură prin multiplicarea intercalațiilor de calcarenite, apariția unor intercalații de rudite în special în partea inferioară a succesiunii, și de marnocalcare cu tentă de alterație cenușiu deschis-alburie și cu fucoide mici. Aceste din urmă roci nu se disting de marnocalcarele flișului calcaros. Sub acest aspect flișul grezo-calcaros și calcarenitic se aseamănă în special cu stratele de Sinaia superioare. De

Institutul Geologic al României

semnalat în această privinţă şi prezenţa unor brecii pestriţe (versantul nordic al văii Covaci) întrutotul asemănătoare celor care caracterizează partea superioară a stratelor de Sinaia din anticlinalul Zamurei.

Flişul grezo-calcaros şi calcarenitic suportă un alt pachet de „strate cu *Aptychus*" cu dezvoltare discontinuă (creasta dintre valea Raţei şi Valea Întunecoasă, izvoarele văii Antaluc). Termenul următor îl constituie conglomeratul bazal al formaţiunii de Wildflysch (Barremian-Apţian).

δ) Stratele cu *Aptychus stricto sensu*, de facies pelagic ale Tithonicului şi Neocomianului inferior, apar la mai multe nivele în ansamblul formaţiunilor ritmice şi pararitmice descrise mai sus. După poziţia lor geometrică se pot distinge patru pachete de „strate cu *Aptychus*" : (1) inferior, situat între orizontul siltitelor brune şi flişul calcaros (partea de nord a butonierei Antaluc) ; (2) intermediar, intercalat în flişul calcaros (valea Rana Mică, valea Raţei, cariera de la Lunca în valea Trotuşului) ; (3) mediu, situat în acoperişul flişului calcaros, la baza flişului grezo-calcaros şi calcarenitic (valea Raţei, Valea Întunecoasă) ; (4) superior, în acoperişul flişului grezo-calcaros şi calcarenitic (creasta între valea Raţei şi Valea Întunecoasă, valea Antaluc).

Această clasificare adoptată pentru claritatea expunerii nu are de fapt o semnificaţie stratigrafică, întrucît diferitele pachete aparţin aceluiaşi interval stratigrafic : Tithonic-Berriasian. I. T u r c u l e ţ şi C. G r a s u (1965) datează întreg ansamblul de depozite (formaţiunile ritmice şi pararitmice + strate cu *Aptychus*) exclusiv după fauna găsită în depozitele pelagice. Din păcate autorii citaţi nu prezintă decît o listă colectivă de forme fără a indica repartiţia pe nivele şi pe puncte fosilifere.

O asemenea precizare ar fi fost utilă întrucît ocurenţa formei *Lamellapthychus beyrichi* T r a u t h f. typ., singură sau asociată numai cu *Punctaptychus punctatus* (V o l t z) f. typ. şi *L. submortilleti* T r a u t h f. typ. nu indică neapărat vîrsta tithonică a depozitelor, aşa cum consideră autorii menţionaţi, formele citate fiind reprezentate şi în Berriasianul din munţii Perşani.

Există totuşi două indicaţii de reţinut cu privire la localizarea formelor inventariate : *Laevaptychus latissimus* a fost găsit pe culmea care desparte valea Antaluc de valea Banului, deci în „stratele cu *Aptychus* inferioare", iar *Lamellaptychus* aff. *cuneiformis* şi *L. submortilleti* f. typ. la „partea cea mai de sus a orizontului superior" adică la partea terminală a flişului calcaros, probabil în stratele cu *Aptychus* medii.

Institutul Geologic al României

(1) Pachetul inferior de strate cu *Aptychus* are o largă dezvoltare în partea de nord a butonierei Antaluc unde se distinge un nivel inferior cu marne şi marnocalcare roşii şi un nivel superior constituit din marne cenuşiu-verzui. Pe flancul vestic al butonierei aproape de valea Antaluc, stratele cu *Aptychus* care ating 60 m grosime, sînt reprezentate numai prin marne cenuşii deschise uneori noduloase şi marnocalcare cenuşii deschise în bancuri. Judecînd după ocurenţa formei *Laevaptychus latissimus* pe lîngă alte forme citate, o parte cel puţin a acestor depozite, dacă nu totalitatea lor, aparţine Tithonicului.

În poziţie similară adică sub flişul calcaros, dar direct în contact cu şisturi cristaline, apar „strate cu *Aptychus*" în Valea Mare (Fig. 2)

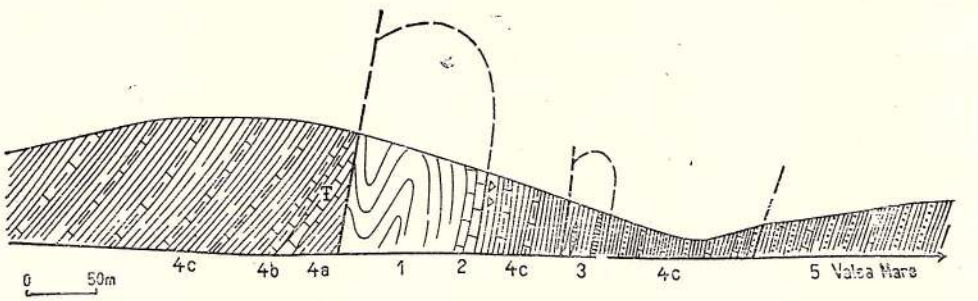


Fig. 2. — Secţiune în versantul stîng al Văii Mari.

1 , şisturi cristaline, 2 calcare marmoreene (Triasic); 3, orizontul siltitelor brune cu silicolite (strate de Lunca inferioare) (Tithonic-Berriasian ?); 4, strate de Lunca superioare: 4a, marne şi marnocalcare roşii (Tithonic ?); 4b, calcare cenuşii verzui şi calcare submarnoase verzui cu pete violacee şi cu *Lamellaptychus* (Berriasian); 4c, marne, marnocalcare şi gresii (Berriasian-Valanginian); 5, strate de Sinaia (Neocomian).

Coupe géologique dans le versant gauche de Valea Mare.

1, schistes cristallins; 2, calcaires marmoréens (Trias); 3, horizon des siltites brunes à silicolites (Couches de Lunca inférieures) (Tithonique-Berriassien ?); 4, couches de Lunca supérieures: 4a, marnes et marnocalcaires rouges (Tithonique ?); 4 b, calcaires gris verdâtre et calcaires submarneux verdâtre à taches violacées et à *Lamellaptychus* (Berriassien); 4 c, marnes, marnocalcaires et grès (Berriassien-Valanginien); 5, Couches de Sinaia (Néocomien).

În acelaşi loc se distinge un nivel inferior constituit mai ales din marne şi marnocalcare roşcate şi cenuşii, pătate, peste care urmează un nivel de calcare în parte marnoase cenuşiu-verzui, pe alocuri pătate cu roşu-violaceu. Aceste din urmă calcare conţin următoarele forme: *Lamellaptychus beyrichi* (O p p e l) f. typ.; *L. mortilleti* (P i c t e t) var., cu puternică convexitate carenală, dar fără depresiune laterală distinctă; *Tintinopsella carpathica* (M u r g. et F i l.) în exemplare tipice; *Calpionellopsis oblonga* C a d i s h; *Calpionella elliptica* C a d i s h, în exemplare tipice; *Stomiosphaera minutissima* (C o l o m); radiolari calcitizaţi.

Institutul Geologic al României

Această asociație este reprezentativă pentru Berriasian (fig. 3). În același loc se întîlnesc și blocuri provenind din stratele relativ groase de calcare pelitomorfe gălbui (beige) cu spărtură paralelipipedică, bogate în radiolari, și de calcare cenușiu închis, microcristaline, grunjoase și fin

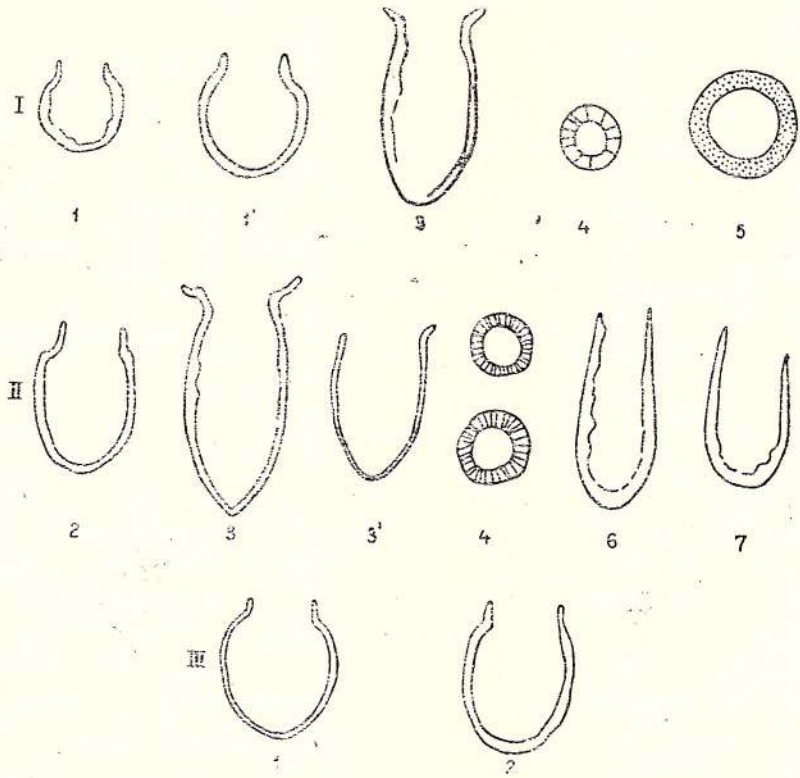


Fig. 3, — Asociații de microfacies din Neocomian.

1. Strate de Sinaia medii, Berriasian. Valea Antaluc (1, 3, 5); E de vîrful Iavardi (1, 4); II. Strate cu *Aptychus*, Berriasian. Valea Raței (3, 7); Valea Mare (2, 3, 4, 6); III. Fliș calcaros în acoperișul pachetului intermediar de strate cu *Aptychus*, Berriasian ? Cariera Lunca; 1, *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadish; 3, *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Fil.); 4, *Stomiosphaera minutissima* (Calom); 5, *Cadosina fusca* Wähner; 6, 7, *Calpionellopsis oblonga* (Cadish).

Associations de microfaciès du Néocomien.

I. Couches de Sinaia moyennes, Berriassien. Valea Antaluc (1, 3, 5); E du sommet Iavardi (1, 4); II. Couches à *Aptychus*, Berriassien. Valea Raței (3, 7); Valea Mare (2, 3, 4, 6); III. Flysch calcaire au mur du paquet intermédiaire des couches à *Aptychus*, Berriassien? Carrière de Lunca.

micacee, cu mici foraminifere bentonice. Aceste ultime două tipuri de calcare nu aparțin stratelor cu *Aptychus* propriu-zise, ci depozitelor ritmice care urmează deasupra lor.

Institutul Geologic al României

Calcare roşii pelitomorfe a căror poziţie stratigrafică nu a putut fi precizată, apar sub formă de blocuri în valea Iavardi (versantul nordic), pe flancul extern al anticilnalului Lunca. Aceste calcare conţin numeroşi radiolari (*Sphaerellaria* şi *Nassellaria*) şi în plus speciile *Calpionella alpina* L o r e n z şi *Globochaete alpina* L o m b a r d (f. rar).

(2) Pachetul intermediar de „strate cu *Aptychus*", intercalat în flişul calcaros este constituit mai ales din marne şi siltite marnoase cenuşii, cu tentă de alteraţie verzuie, local cu intercalaţii de calcar pelitomorf cenuşiu închis sau de gresii fine fără feţe nete de separaţie. Cu aceste caractere se prezintă depozitele menţionate în valea Raţei, unde microfauna lor cuprinde formele : *Calpionella alpina* L o r e n z, *Calpionellopsis* sp., *Tintinopsella carpathica* (M u r g. et F i l.) (f. rar), *Globochaete alpina* L o m b a r d, silicosfere.

În aceeaşi poziţie apar „stratele cu *Aptychus*" într-o carieră deschisă în valea Trotuşului, la S de confluenţa cu Valea Întunecoasă. În acest loc se remarcă între marnele cenuşiu-verzui un pachet mijlociu de marne şi marnocalcare cu *Aptychus*, roşii, cu ceva intercalaţii mai nisipoase. În acoperişul stratelor apar calcare cu tente de alteraţie alburie şi accidente silicioase. Calcarele alburii şi cenuşiu deschis-verzui conţin speciile *Calpionella alpina* L o r e n z şi *C. elliptica* C a d i s h. Rocile roşii sînt uneori bogate în radiolari şi conţin exemplare fragmentare de belemniţi. În marnocalcarele cenuşiu-verzui se găsesc rare exemplare de *Lamellaptychus* din grupa A, de obicei de talie relativ mare ceea ce indică o vîrstă tithonică a depozitelor. Este de remarcat că în profilul Văii Întunecoase „stratele cu *Aptychus*" din acest nivel stau pe un pachet gros de fliş calcaros, care, conform cu situaţiile observate în Valea Mare şi în valea Iavardi, ar trebui să cuprindă baza Berriasianului.

Tot ca pachet intermediar de „strate cu *Aptychus*" se prezintă marnele nisipoase omogene, cu tentă de alteraţie verzuie, care apar intercalate în flişul calcaros în valea Rana Mică. Aceste roci conţin exemplare numeroase de aptichi (pl. I) printre care :

Lamellaptychus beyrichi (O p p e l) f. typ. în exemplare de talie mică ; *L.* aff. *studeri* (O o s t e r) cu convexitate carenală puternică şi depresiune laterală superficială marcată şi prin curbarea coastelor ; *L. mortilleti* (P i c t e t) f. typ.

Asociaţia indică mai degrabă Berriasianul decît Tithonicul. Calpionellidele lipsesc.

Institutul Geologic al României

(3) Pachetul mediu de „strate cu *Aptychus*" se întîlneşte deasupra flişului calcaros în valea Raţei, în Valea Întunecoasă şi pînă pe creasta care desparte Valea Întunecoasă de valea Antaluc. În valea Raţei este omogen, compact, constituit din marne cenuşiu deschise, cu tentă de alteraţie verzuie, cu rare benzi mai calcaroase. Spre N se adaugă în bază calcare cenuşiu deschise pelitomorfe cu *Calpionella alpina* L o r e n z (rar). Pe versantul nordic al Văii Întunecoase la nivelul limitei între „stratele cu *Aptychus*" şi flişul calcaros din culcuş se întîlnesc blocuri de microconglomerate tilloide, de diabaze şi calcare nisipoase şi marnoase, cenuşiu închise, cu *Berriasella* sp. (grupul *B. privasensis* P i c t e t), *Calpionella alpina* L o r e n z în abundenţă şi *Stomiosphaera minutissima* (C o l o m). Ocurenţa acestor blocuri indică existenţa unui nivel conglomeratic în culcuşul „stratelor cu *Aptychus*". Baza acestora din urmă este constituită din calcare pelitomorfe, mai rar roşcate, cu *Calpionella alpina* L o r e n z şi fragmente de *Lamellaptychus*. Mai sus în succesiune domină rocile marnoase.

(4) Pachetul superior de „strate cu *Aptychus*" apare deasupra flişului grezo-calcaros şi calcarenitic, pe creasta care desparte valea Raţei de Valea Întunecoasă, precum şi în valea Antaluc. El cuprinde local în bază calcare pelitomorfe submarnoase şi marnocalcare cenuşiu deschis sau roşcate cu *Calpionella alpina* L o r e n z. În versantul nordic al văii Antaluc marnocalcarele conţin şi rare exemplare de *Lamellaptychus*. În rest acest pachet superior de „strate cu *Aptychus*" este constituit din marne şi siltite marnoase cenuşiu-verzui. În valea Antaluc deasupra marnocalcarelor şi marnelor stratificate cu aptichi urmează marne compacte cenuşiu deschise, cu xenolite de siltite negre şi verzui, de dolomite şi şisturi sericitoase. Prin multiplicarea litoclastelor se realizează o trecere insensibilă la conglomerate tilloide cu matrice marnoasă abundentă.

Pachetul superior de „strate cu *Aptychus*" suportă conglomeratul tilloid bazal al formaţiunii de Wildflysch care prezintă pe alocuri o matrice marnoasă sau enclave de marne de acelaşi tip (Valea Întunecoasă).

Judecînd după aceste date din care rezultă că „stratele cu *Aptychus*", indiferent de nivelul lor de apariţie, aparţin aceluiaşi interval stratigrafic (Tithonic-Berriasian) şi că formaţiunile ritmice şi pararitmice cu care se găsesc asociate aceste strate se ridică pînă în Neocomianul superior, este evident că interpretarea în ansamblu a succesiunii stratigrafice întîmpină dificultăţi considerabile.

Institutul Geologic al României

Un fapt apare cert şi anume că pachetele mediu şi superior de „strate cu *Aptychus*" nu se găsesc *in situ*, ci ocupă o poziţie anormală peste depozite aparţinînd Neocomianului superior (cu *Lamellaptychus angulocostatus*).

Nivelele la care apar pe profil aceste strate sînt marcate de o discontinuitate litologică netă între formaţiunea din culcuş şi cea din acoperiş, însoţită local de o discordanţă evidentă şi de dezvoltarea unui conglomerat la baza formaţiunii din acoperiş (conglomeratul bazal al flişului grezo-calcaros şi calcarenitic sau al formaţiunii de Wildflysch barremian-apţiene). Aceste fapte ca şi apariţia unui conglomerat tilloid sub pachetul mediu de „strate cu *Aptychus*", sau resedimentarea materialului marnos al „stratelor cu *Aptychus*" în conglomeratul tilloid bazal al formaţiunii de Wildflysch pledează pentru natura olistolitică (lambouri de alunecare) a „stratelor cu *Aptychus*" care se află deasupra flişului calcaros sau deasupra flişului grezo-calcaros şi calcarenitic.

Pentru partea inferioară a succesiunii două ipoteze pot fi formulate. În ipoteza cea mai îndrăzneaţă pachetele inferior şi intermediar de „strate cu *Aptychus*"constituie şi ele olistolite, depozitele din culcuşul lor fiind mai tinere. În acest sens pledează profilul din versantul sudic al Văii Întunecoase în care pachetul intermediar, ce cuprinde foarte probabil Tithonicul superior stă pe un pachet gros de fliş calcaros (aproximativ 250 m). Este de reamintit că în Valea Mare flişul calcaros cuprinde în bază Berriasianul, că în valea Iavardi asociaţiile de calpionellide indică prezenţa Berriasianului la cel mult 150 m deasupra bazei şi că în valea Raţei la 400 m deasupra limitei inferioare a flişului calcaros se întîlnesc specii de *Lamellaptychus* din grupa D, caracteristice pentru Neocomianul superior.

În sprijinul ipotezei formulate cu privire la alohtonia pachetelor inferior şi intermediar de „strate cu *Aptychus*" pledează şi apariţia discontinuă a depozitelor respective.

Într-o altă ipoteză mai fixistă, aceste pachete, spre deosebire de cele care apar la nivele mai înalte ale succesiunii, au o poziţie *in situ*. În acest caz, judecînd după indicaţiile oferite de stratele cu *Aptychus* din cariera Lunca (valea Trotuşului), o parte a flişului calcaros ar fi de vîrstă tithonică.

În concluzie, formaţiunile neojurasice şi neocomiene care apar pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaş sînt de 2 tipuri: (1) depozite argilo- şi marno-siltice, în mare parte ritmice şi pararitmice; (2) depozite marnoase şi calcaroase pelagice: „strate cu *Aptychus*". Primele constituie

Institutul Geologic al României

3 orizonturi în succesiune normală : stratele de Lunca inferioare, stratele de Lunca superioare şi fliş grezo-calcaros şi calcarenitic, comparabil în general cu stratele de Sinaia şi mai ales cu stratele de Sinaia superioare (Hauterivian). „Stratele cu *Aptychus*" (Tithonic-Berriasian) apar intercalate la diferite nivele în această succesiune, cele din nivelele superioare, cel puţin, avînd o poziţie alohtonă.

5. BARREMIAN-APŢIAN : FORMAŢIUNEA DE WILDFLYSCH

Depozitele Barremian-Apţianului, larg dezvoltate, ating o mare grosime : pînă la 1250 m în profilul văii Sălămaşului Mic. La N de această vale ele se înscriu într-un sinclinal asimetric cu flancul extern mult mai dezvoltat decît flancul intern ; la S de aceeaşi vale ele constituie o succesiune homoclinală, în contact tectonic la W cu formaţiunile triasice şi şisturile cristaline din flancul intern.

Rocile cele mai răspîndite ale Barremian-Apţianului sînt brecii şi conglomerate. În succesiunea depozitelor rudacee se intercalează pachete de roci argilo-siltice şistoase, pararitmice, sau cu caractere evidente de fliş, în care caz comportă şi intercalaţii mai frecvente de gresii, de calcarenite — spergenite, de microbrecii şi uneori de marnocalcare cu fucoide. Peste masa rocilor rudacee, în sinclinalul care se dezvoltă spre N, urmează gresii grosiere în bancuri şi microconglomerate groase. În masa rocilor rudacee, şi în mai mică măsură în depozitele argilo-siltice se întîlnesc klippe de calcare omogene sau cu structură de megabrecie, unele de mari dimensiuni, precum şi blocuri uneori gigantice de diabaze. Roci eruptive şi anume diabaze ce par să fie *in situ* au fost observate numai într-un caz şi anume pe creasta cuprinsă între valea Orotaş şi valea Rompăţelului, peste siltitele formaţiunii de Wildflysch. Cu privire la formaţiunea de Wildflysch din sinclinalul Hăghimaşului există deja cîteva descrieri detaliate (I. B ă n c i l ă, 1941 ; D. P a t r u l i u s, L. C o n t e s c u, Al. B u t a c, 1962). Ne vom opri numai asupra cîtorva aspecte particulare pe care le prezintă depozitele detritice şi asupra klippelor asociate.

a) *Conglomeratul bazal.* Formaţiunea de Wildflysch începe cu un conglomerat, deseori tilloid, cu aspect haotic, cu blocuri uneori de mari dimensiuni, şi cu matrice argiloasă, uneori şi marnoasă. Acest conglomerat, care se aşterne discordant pe terenurile Neocomianului, se urmăreşte cu unele discontinuităţi, începînd din muntele Păgînului la S şi

Institutul Geologic al României

pînă în valea Sălămașului Mic, unde este depășit în direcție spre N de un pachet superior de conglomerate. Printre elementele lui constitutive se remarcă în primul rînd, prin abundența lor, diabazele amigdaloide, pe alocuri însoțite și de blocuri de piroclastite diabazice (creasta între Sălămașul Mare și Sălămașul Mic). Se mai recunosc blocuri de dolomite și calcare marmoreene mediotriasice, de calcare neojurasice cenușii sau roșcate, de gresii cuarțitice și de jaspuri verzui. Un aspect tipic de conglomerat tilloid se observă pe creasta dintre Sălămașul Mare și Sălămașul Mic, unde apar blocuri mari de roci eruptive prinse într-o matrice argiloasă cu texturi de alunecare. În acest loc a fost găsit în argile un exemplar, poate remaniat, de *Lamellaptychus angulocostatus* (P e t e r s), f.*atlantica* H e n n i g. În alte locuri matricea este constituită din marnă nisipoasă siltit marnos de culoare cenușiu deschisă, cu aspectul rocilor care constituie stratele cu *Aptychus*. Se remarcă și enclave din aceste strate resedimentate în conglomerat (Valea Întunecoasă).

b) *Brecii de șisturi cristaline.* Cu un aspect cu totul neobișnuit se prezintă, în extremitatea de S a sinclinalului, brecii de șisturi cristaline constituite mai ales din gnaise, cu elementele atît de intim sudate, încît la prima vedere s-ar crede că este vorba de iviri compacte din fundament. Ele au fost de altfel reprezentate ca atare de I. B ă n c i l ă (1941) și apoi de D. P a t r u l i u s, L. C o n t e s c u, A l. B u t a c (1962) în valea Orotaș. În realitate, aceste „iviri de șisturi cristaline" cu dezvoltare mai importantă la N de valea Rompățelului, au o poziție sinclinală evidentă peste siltitele formațiunii de Wildflysch și sînt asociate cu conglomerate polimictice care se găsesc și ca intercalații în masa lor. Un examen atent al suprafeței breciilor relevă o structură în mozaic cu elemente prezentînd diferite orientări ale texturii.

c) *Conglomerate calcaroase.* Ruditele nivelelor superioare sînt conglomerate și brecii-conglomerate calcaroase, cu dezvoltare masivă începînd din Valea Întunecoasă spre N. Aceste depozite prezintă deseori aspecte de sedimentație haotică. Se remarcă enclave lenticulare de siltite resedimentate, blocuri mari disperse de calcare, conglomerate tilloide cu matrice argilo-siltică, intercalații de siltite compacte, uneori negre, conținînd blocuri izolate de calcare (valea Banului). Ruditele menționate sînt constituite dintr-o gamă variată de calcare, la care se adaugă blocuri de dolo-

Institutul Geologic al României

mite triasice, de diabaze şi silicolite, precum şi rare elemente de şisturi cristaline.

d) *Megabrecii şi klippe.* Un tip aparte de depozite rudacee este reprezentat prin megabrecii calcaroase masive, cu elemente intim sudate, încorporînd şi blocuri de dimensiunile olistolitelor. Aceste megabrecii apar sub formă de klippe de mari dimensiuni. Un exemplu tipic îl oferă marea klippă din muntele Iavardi, ca şi unele klippe de dimensiuni mai reduse situate în vecinătate.

În afară de klippele cu structură de megabrecii, în masa conglomeratelor se întîlnesc şi klippe izolate constituite din calcare compacte. Mici klippe de calcare se găsesc asociate şi cu depozitele argilo-siltice ale formaţiunii de Wildflysch în extremitatea meridională a sinclinalului (valea Orotaş). Acestea sînt singurele care par să aibă o poziţie *in situ*, reprezentînd mici lentile de calcare pararecifale, intercalate normal în succesiunea depozitelor detritice.

Atît conglomeratele calcaroase din Wildflysch cît şi klippele menţionate sînt constituite din aceleaşi tipuri de calcare, în majoritate neojurasice şi urgoniene. Unele din aceste tipuri de calcare sînt reprezentate şi în masivul calcaros din munţii Rîpile şi Naşcalat. Printre rocile triasice remaniate în conglomerate, în afară de dolomite, se numără calcare cenuşii marmoreene, calcare cenuşii şi negricioase, bituminoase, uneori vermiculate (N de muntele Coniac), de tipul Guttenstein, identice celor care constituie marile lambouri din pînza transilvană în munţii Perşani. Rocile jurasice sînt reprezentate prin rare blocuri de calcare toarciene cu *Hildoceras bifrons* (Brug.) (Aurelia Năstăseanu, M. Solcanu, 1963), marne nisipoase cu belemniţi (Toarcian sau Aalenian), calcare marnoase şi noduloase cu aptichi, comparabile cu anumite calcare din „stratele cu *Aspidoceras acanthicum*" (Valea Întunecoasă).

Foarte răspîndite sînt calcarele neojurasice şi eocretacice albe-cenuşii, cenuşii, mai rareori negricioase, roşcate şi roşii. Printre tipurile mai reprezentative ale acestor roci sînt de semnalat :

(1) Calcare roşii fin granulare, cu *Saccocoma*, *Globochaete alpina* Lombard, miliolide, ostracode şi nuclee de amoniţi, aparţinînd Kimmeridgianului sau Tithonicului inferior (blocuri în conglomeratele superioare din valea Iavardi) ;

(2) Calcare neojurasice roşcate şi roşii, microcristaline, grunjoase şi fin pseudoolitice, cu granule foarte mici şi disperse de cuarţ, cu corali,

Institutul Geologic al României

crinoizi, microncolite, spiculi de spongieri calcitizaţi, *Trocholina* (blocuri în conglomerate şi în megabreciile din muntele Iavardi);

(3) Calcare neojurasice, cenuşii cu belemniţi, *Holocophylloceras* sp., „*Terebratula*" *moravica* Glockner, „*Terebratula*"aff. *formosa* Suess, *Nucleata aliena* (Oppel), formînd o klippă încorporată conglomeratelor calcaroase pe creasta cuprinsă între valea Sălămaşului Mare şi valea Sălămaşului Mic;

(4) Calcare urgoniene roşcate, bioclastice cu fond fin granular, cu corali, pachiodonte, crinoizi, microradiole (*Aulodonta*), *Coptocampylodon fontis* Patrulius, (pl. I) orbitolinide (? *Orbitolinopsis*), Miliolide, Lituolide de talie mare, alge Dasycladacee printre care *Munieria baconica* Decke şi în plus *Lithocodium aggregatum* Elliot şi *Bacinellla irregularis* Radoicic (megabreciile din muntele Iavardi);

(5) Calcare urgoniene cenuşii pînă la negricioase microcristaline-pseudoolitice şi microdetritice, cu corali, pachiodonte, *Chaetetopsis favrei* (Deninger), *C. zonata* Patrulius (baza conglomeratelor calcaroase din valea Iavardi, izvoarele văii Banului, valea Rana Mare).

(6) Calcarenite şi calcirudite eocretacice, cenuşiu-negricioase cu ciment de calcit larg cristalizat, cu oolite şi algolite disperse, unele centrate de granule de cuarţ sau de fragmente de crinoizi, cu litoclaste de calcar nisipos, cu numeroase gasteropode. Aceste calcare constituie lentile în depozitele argilo-siltice ale formaţiunii de Wildflysch (valea Orotaş) sau blocuri în conglomerate.

Calcirudite eocretacice cenuşiu deschis, cu numeroase gasteropode, printre care specii de *Nerinea*, *Campichia*, *Favria*, *Ptygmatis*, *Cryptoptyxis*, au fost identificate de I. Atanasiu în klippa Piatra Hotarului[3].

Aceste varietăţi de calcare eocretacice cu gasteropode prezintă o remarcabilă convergenţă de facies cu unele varietăţi detritice ale calcarelor de Stramberg.

Un tip cu totul particular printre rocile calcaroase, care constituie conglomeratele din muntele Naşcalat sau megabreciile din muntele Iavardi este un calcarenit cenuşiu, cu aspectul calcarenitelor din Tithonicul de facies pararecifal, dar cu numeroase oolite şi oncolite, unele centrate de fragmente de briozoare, de crinoizi sau de cîte un exemplar de *Trocholina elongata* (Leupold).

[3] Materialul paleontologic recoltat în această klippă a fost studiat de D. Patrulius.

Institutul Geologic al României

O distincție riguroasă între klippele de calcare urgoniene și cele de calcare jurasice nu poate fi făcută în mod sistematic, întrucît unele klippe reprezintă megabrecii constituite din calcare, atît neojurasice cît și eocretacice.

Singurele calcare ce par să aibă o poziție *in situ* în terenurile detritice eocretacice sînt calcarenitele negricioase cu gasteropode care se întîlnesc în extremitatea sudică a sinclinalului. În rest, klippele de calcare urgoniene, ca și cele de calcare neojurasice, se prezintă ca mari mase alohtone. O masă mai importantă de calcare urgoniene apare în muntele Naşcalat, deasupra calcarelor neojurasice ale flancului intern. Distincția a fost făcută numai pe baza studiului microfacial, iar raporturile între cele două categorii de calcare nu sînt clare. O discontinuitate cu lacună pare probabilă.

B) UNITATEA DE CEAHLĂU

În bazinul superior al Trotușului și în împrejurimile orașului Miercurea Ciuc, terenurile cretacice ale unității de Ceahlău, peste care încalecă masivul cristalin moldav, sînt reprezentate numai prin stratele de Sinaia. Observațiile consemnate în această lucrare sînt limitate la primii termeni vizibili ai acestor strate : anume la flișul cu șisturi satinate și la flișul grezo-calcaros care îi urmează în succesiune (D. Patrulius, L. Contescu, Al. Butac, 1962).

Flișul cu șisturi argiloase satinate prezintă dezvoltarea sa cea mai caracteristică în împrejurimile orașului Miercurea Ciuc, unde această formațiune nu cuprinde decît intercalații subțiri de gresii și foarte rare intercalații de manocalcare negre. Spre N gresiile devin din ce în ce mai abundente, iar intercalațiile de marnocalcare se multiplică și ele, totuși șisturile satinate se mențin constant ca element litologic distinctiv. Gresiile îmbracă și ele aspecte particulare. Sînt fine, în general lipsite sau cu un conținut redus de carbonat de calciu și se desfac deseori în plăci cu fețe plane. Un profil mai instructiv al acestor depozite se observă în versantul din dreapta văii Sînt Micloș, la E de Nicolești, unde apare un fliș grezo-șistos cu o proporție foarte redusă de roci carbonatate. Acestea din urmă sînt reprezentate mai ales prin marnocalcare negre, formînd intercalații sporadice. Este de semnalat și o microbrecie de șisturi cristaline cu caracter de milonit (elemente alungite, în parte zdrobite, cu orientare paralelă). Spre N flișul cu șisturi satinate se urmărește pînă

Institutul Geologic al României

în bazinul văii Trotuşului şi anume pînă la Lunca de Sus (confluenţa pîrîului Rana cu Trotuşul).

Mai departe spre N, masivul cristalin moldav — respectiv pînza Bucovinică — încalecă cel de-al doilea termen vizibil al stratelor de Sinaia, anume flişul grezo-calcaros.

Acesta din urmă este caracterizat prin abundenţa marnocalcarelor, care prin alteraţie capătă deseori o tentă alburie. Gresiile acestui fliş se disting şi ele de cele ale flişului cu şisturi satinate prin conţinutul lor bogat în carbonat de calciu. Unele intercalaţii de marnocalcare conţin microorganisme, în general puţin abundente. Printre acestea sînt de semnalat în valea Antaluc: *Calpionella alpina* L o r e n z, *Tintinopsella carpathica* (M u r g. et F i l.) rar, *Cadosina fusca* W a h n e r, iar la S de Valea Mare: *Calpionella alpina* L o r e n z, radiolari.

Deci o parte cel puţin a flişului grezo-calcaros aparţine Berriasianului, care după toate aparenţele este reprezentat prin termenii săi inferiori. Se pune deci chestiunea, pentru stratele de Sinaia din unitatea de Ceahlău ca şi pentru stratele de Lunca, dacă părţile mai profunde ale flişului (flişul cu şisturi satinate) nu aparţin Jurasicului.

TECTONICA

În ansamblu, partea meridională a sinclinalului Hăghimaş, începînd de la paralela muntelui Naşcalat spre S, prezintă anumite particularităţi structurale, care disting acest segment de restul sinclinalului. Trei caracteristici sînt de reţinut: (1) lipsa unei mase de calcare neojurasice pe flancul intern; (2) încălecarea şisturilor cristaline şi a Triasicului din flancul intern, peste terenurile cretacice din partea axială, care constituie o succesiune homoclinală, fără flanc invers; (3) dezvoltarea puternică a depozitelor jurasic-superioare şi neocomiene pe flancul extern al sinclinalului.

În ansamblu acest segment meridional al sinclinalului este arcuit cu o retragere bruscă spre W în extremitatea meridională. Apexul arcului de cerc pe care-l descrie marginea masivului cristalin moldav corespunde cu confluenţa Trotuş — Valea Întunecoasă.

Mai departe spre S, în împrejurimile oraşului Miercurea Ciuc, masivul cristalin moldav apare iar în poziţie înaintată spre E. Este vorba de ivirea de şisturi cristaline şi dolomite triasice de la Delniţa. Stratele de Sinaia ale unităţii de Ceahlău formează deci între Frumoasa şi Del-

Institutul Geologic al României

nița, un intrînd spre W. În concepția actuală a autorilor, care consideră că masivul cristalin moldav este șariat în ansamblu spre E, acest golf, în care se înscriu stratele de Sinaia, reprezintă o semifereastră : semifereastra Frumoasa.

1. ANTICLINALUL LUNCA

Acest element structural major urmărește marginea externă a pînzei bucovinice, înscriindu-se ca și aceasta din urmă într-un arc de cerc cu rază mare de curbură. Șarniera lui prezintă mai multe ondulații axiale care aduc la suprafață șisturile și rocile triasice din nucleu. În ordinea succesiunii lor de la N la S se disting următoarele butoniere : Valea Mare, Iavardi, Antaluc, Rana — Muntele Frumos și muntele Păgînu. Vergența este constantă spre E, dar puțin acuzată, cu excepția extremității meridionale. Butoniera Valea Mare este izoclinală cu ușoară deversare spre E. În butoniera Iavardi, anticlinalul apare aplecat cu flancul extern vertical și flancul intern înclinat cu 25° — 55° (fig. 4). În butoniera Antaluc anticlinalul

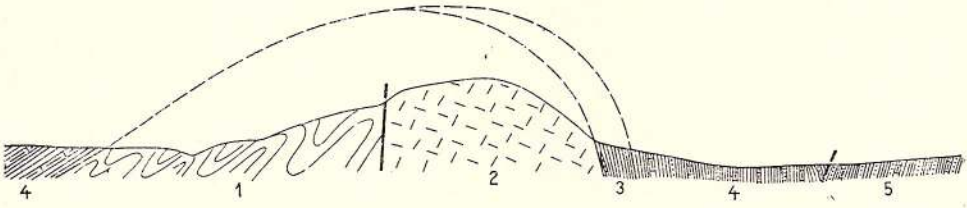


Fig. 4. — Secțiune prin butoniera Iavardi a anticlinalului Lunca.

1, șisturi cristaline ; 2, dolomite (Campilian-Anisian) ; 3, orizontul siltitelor brune (stratele de Lunca inferioare) (Tithonic — Berriasian ?) ; 4, flișul calcaros (stratele de Lunca superioare) (Tithonic ? — Berriasian-Valanginian) ; 5, stratele de Sinaia (Neocomian).

Coupe géologique de la boutonnière Iavardi de l'anticlinal de Lunca.

1, schistes cristallins ; 2, dolomies (Campilien-Anisien) ; 3, horizon des siltites brunes (couches de Lunca inférieures) (Tithonique-Berriassien ?) ; 4, flysch calcaire (couches de Lunca supérieures) (Tithonique ? — Berriassien-Valanginien) ; 5, couches de Siania (Néocomien).

apare aplecat sau ușor deversat, dacă ne referim la formațiunile superficiale. Nucleul butonierei Rana — Muntele Frumos (șisturi cristaline și Triasic) prezintă un profil normal drept, în schimb formațiunile jurasice — neocomiene din flancul intern au înclinări mai reduse decît cele din flancul extern. În sfîrșit, în butoniera din muntele Păgînu anticlinalul este culcat. Gradul diferit de competență a formațiunilor din nucleu (șis-

Institutul Geologic al României

turi cristaline + dolomite masive) și a celor care constituie învelișul său (lutite și siltite) a avut local drept consecință ejecțiunea nucleului (butoniera Antaluc și butoniera muntele Păgînu). Butoniera Antaluc reprezintă un caz instructiv în care formațiunile vechi, competente, ale nucleului prezintă o vergență mult mai acuzată decît cele din înveliș.

Structura butonierei Iavardi pune în evidență o tectonică mai veche decît cea care a generat anticlinalul Lunca. Această tectonică mai veche este marcată de o falie verticală între șisturile cristaline și dolomitele triasice, falie care a fost acoperită apoi de depozitele tithonice (?) și eocretacice.

În lungul contactului tectonic care urmărește marginea externă a pînzei bucovinice, diferitele formațiuni care constituie anticlinalul Lunca vin în contact cu diferiți termeni ai stratelor de Sinaia situate la exterior. Între Valea Mare și Lunca de Sus contactul se face între flișul calcaros din pînză (stratele de Lunca superioare) și flișul grezo-calcaros din unitatea de Ceahlău respectiv stratele de Sinaia „medii". Stratele de Sinaia medii, situate în vecinătatea contactului se înscriu în flancul vestic al unui anticlinal major din unitatea de Ceahlău (M. S ă n d u l e s c u, 1964). Astfel în acest sector planul de încălecare separă două anticlinale. Local (N de valea Sălămașului Mare) se remarcă o concordanță între stratele de Lunca și stratele de Sinaia, dar în timp ce primele au o poziție răsturnată, ultimele sînt în poziție normală.

Începînd de la Lunca de Sus spre S, anticlinalul Lunca, pe alocuri direct cu nucleul său constituit din șisturi cristaline și dolomite triasice, încalecă un termen mai profund al stratelor de Sinaia și anume flișul cu șisturi satinate. Acesta din urmă se înscrie în flancul răsturnat al unui sinclinal așa cum se poate observa pe pîrîul Șchiopenilor și pe creasta care separă bazinul Trotușului de bazinul Oltului. Acest fapt a constituit o sursă de eroare pentru prima interpretare făcută de unul din autori (D. P a t r u l i u s) cu privire la raporturile între anticlinalul Lunca și stratele de Sinaia mai externe.

2. LAMBOURILE DE ÎMPINGERE DIN DEALUL ORDAȘ

Începînd din muntele Păgînu, axul anticlinalului Lunca, care în acest loc este culcat și cu nucleu ejectat, schimbă brusc direcția, îndreptîndu-se spre NW. Mai departe în aceeași direcție, anticlinalul al cărui flanc invers este complet laminat la contactul cu stratele de Sinaia se

Institutul Geologic al României

afundă cu nucleul său de dolomite triasice şi calcare eoliasice sub masa gnaiselor din flancul intern al sinclinalului, care în acest sector este puternic împins spre E şi acoperă complet terenurile cretacice din sinclinal. Astfel pe marginea de N a semiferestrei Frumoasa, întreg sinclinalul Hăghimaş împreună cu anticlinalul care îl mărgineşte la exterior apare strivit între stratele de Sinaia, peste care pluteşte şi masa şisturilor cristaline care-l încalecă. Spre W gnaisele masivului Hăghimaş încalecă direct stratele de Sinaia. Pe clina vestică a dealului Ordaş, între aceste gnaise şi stratele de Sinaia, se interpune un mic lambou de împingere, un altul ocupă însăşi creasta dealului Ordaş. Ambele lambouri provin din anticlinalul Lunca rabotat sub împingerea masei de gnaise (fig. 5).

Profilul din partea de W a dealului Ordaş sugerează la prima vedere raporturi normale, aşa cum au fost de altfel interpretate prima oară de unul din autori (D. Patrulius, L. Contescu, Al. Butac, 1962). De la W la E se succed gnaisele, o bandă îngustă de şisturi epizonale, apoi dolomitele triasice, care par să ocupe o poziţie inferioară din punct de vedere geometric faţă de stratele de Sinaia. De fapt între dolomite şi stratele de Sinaia se interpune o altă bandă îngustă de şisturi cristaline epizonale, aşa cum arată excavaţiile făcute recent în acest loc.

Lambolul tectonic din creasta dealului Ordaş are o poziţie încă mai clară. Dacă ne apropiem de această creastă, venind din vîlcelul situat la N se remarcă deasupra stratelor de Sinaia şisturi argiloase satinate, roşii, apoi argilo-marne negricioase cu aspect xiloid (stratele de Lunca). Urmează un mic prag morfologic jalonat de blocuri mari angulare de cuarţite negre şi şisturi sericitoase şi grafitoase, apoi un al doilea prag morfologic ce corespunde cu o placă de dolomite masive. Deasupra dolomitelor, chiar pe creastă se întîlnesc iar argilo-marne negricioase şi blocuri răzlețe dintr-o gresie grosieră brună cu ciment limonitic-leptocloritic probabil din Liasic. Dincolo de creastă, pe versantul sudic al dealului Ordaş, cu şisturile roşii se găsesc asociate jaspuri roşii laminate (cu radiolari puternic deformaţi prin stress). Sub şisturile şi jaspurile roşii apar iarăşi stratele de Sinaia.

Aceste observaţii impun şi reconsiderarea concluziilor existente, cu privire la raporturile pe care le prezintă şisturile cristaline de la Delniţa şi cuvertura lor mezozoică normală cu stratele de Sinaia. În prima interpretare, şisturile cristaline, dolomitele triasice şi stratele de Lunca din acest sector au fost considerate şi ele ca formînd flancul invers al unei cute cu şarnieră plonjantă la E. Cum stratele de Lunca vin în contact cu un ter-

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

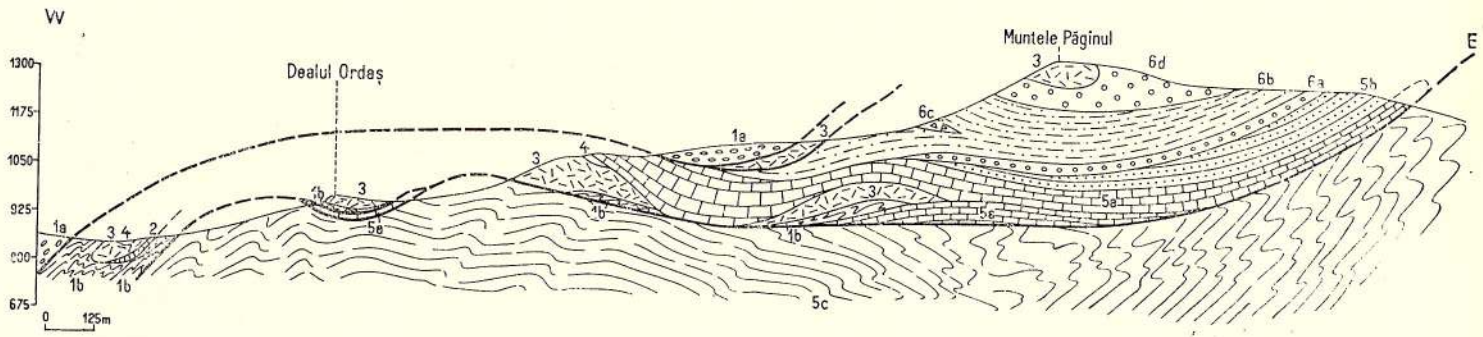


Fig. 5. — Secțiune geologică Dealul Ordaș-Muntele Păgînul.

1, șisturi cristaline : 1 a, mezozonale ; 1 b, epizonale ; 2, Seisian : șisturi argiloase roșii ; 3, Anisian-Ladinian ; dolomite ; 4, Liasic inferior : calcare oolitice roșii ; 5, Tithonic-Neocomian ; 5 a, fliș calcaros ; 5 b, fliș greso-calcaros și calcarenitic ; 5 c, strate de Sianaia : fliș șistos satinat ; 6, Barremian-Bedoulian : 6 a, conglomerat de bază tilloid ; 6 b, șisturi argiloase brune ; 6 c, brecii de șisturi cristaline ; 6 d, conglomerate calcaroase.

Coupe géologique de la Colline d'Ordaș-Mont Păgînul.

1, schistes cristallins : 1 a, mésozonaux ; 1 b, épizonaux ; 2, Seisien : schistes argileux rouges ; 3, Anisien-Ladinien : dolomies ; 4, Lias inférieur : calcaires oolithiques rouges ; 5, Tithonique – Néocomien : 5 a, flysch calcaire ; 5 b, flysch gréso-calcaire et calcarénitique ; 5 c, couches de Sinaia : flysch schisteux satiné ; 6, Barrémien-Bédoulien ; 6 a, conglomérat de base tilloïde ; 6 b, schistes argileux bruns ; 6 c, brèches de schistes cristallins ; 6 d, conglomérats calcaires

men profund al stratelor de Sinaia, se creează aparența unor raporturi normale. Terenul este în mare parte acoperit, astfel că nu se poate face un examen detaliat al formațiunilor în contact. Totuși o evaluare statistică a pozițiilor stratelor de Sinaia, la E de contact, arată că acestea sînt în majoritate normale, iar nu inversate așa cum ar fi trebuit să fie cazul dacă flișul cu șisturi satinate se înscria și el în flancul invers de la Delnița.

3. STRUCTURA FORMAȚIUNILOR NEOJURASICE ȘI EOCRETACICE DIN SINCLINALUL HĂGHIMAȘ

În legătură cu terenurile mezozoice care se înscriu în sinclinalul Hăghimaș, sînt de relevat, sub raportul structurii, două aspecte : unul care se referă la alohtonia anumitor formațiuni neojurasice și neocomiene, ca o consecință a unor alunecări în timpul sedimentației Neocomianului și Barremian-Apțianului (tectonică de curgere gravitațională sinsedimentară), altul care privește structura de ansamblu a formațiunilor autohtone și alohtone ca o consecință a unor mișcări postapțiene.

În legătură cu primul aspect menționat, este de reamintit că în sinclinalul Hăghimaș, într-un spațiu relativ restrîns, sînt reprezentate formațiuni sincrone, dar de faciesuri net deosebite : pe de o parte calcare masive reprezentînd Kimmeridgianul și Tithonicul precum și calcare marnoase și marne neocomiene cu faună sublitorală (lamelibranhiate, foraminifere bentonice), pe de altă parte calcare marnoase și marne cu aptichi, calpionellide, radiolari (facies eupelagic) reprezentînd Tithonicul și Berriasianul. Calcarele masive, în parte cel puțin, sînt alohtone constituind unele klippe de mari dimensiuni însedimentate în terenurile de Wildflysch (R. Ciocîrdel, D. Patrulius, 1960).

Observațiile recente ale autorilor arată că și unele pachete de „strate cu *Aptychus*" sînt alohtone în raport cu succesiunea depozitelor de fliș și Wildflysch eocretacic în care se găsesc intercalate.

Pornind de la constatarea mai generală că dezvoltarea faciesului de Wildflysch este legată de mișcări orogenice precoce (preparoxismale) sau de mișcări sinorogene în sens strict, se pune și în acest caz chestiunea unor mișcări survenite chiar în timpul sedimentației depozitelor eocretacice. În această privință, partea meridională a sinclinalului Hăghimaș oferă un exemplu deosebit de instructiv, de discontinuități repetate, unele însoțite de discordanță unghiulară netă, mai exact de instabilitate tectonică în timpul sedimentației Jurasicului superior și Cretacicului infe-

Institutul Geologic al României

rior. Ca un fapt de ordin general se constată că termenii inferiori ai seriei din flancul extern prezintă înclinări mai acuzate decît termenii superiori. Cei trei termeni ai Jurasicului superior-Neocomianului sînt separaţi prin două discontinuităţi litologice evidente. Termenul superior al succesiunii (Hauterivian) prezintă şi un conglomerat bazal cu dezvoltare mai constantă la N de valea Antaluc, unde este evidentă şi o discordanţă unghiulară între acest termen şi flişul calcaros din culcuşul lui. Este de reamintit că şi pe teritoriul unităţii de Ceahlău faciesul Hauterivianului (stratele de Sinaia superioare) din anticlinoriul Zamurei, cu intercalaţiile sale de conglomerate tilloide şi de brecii cu olistolite asociate, pune în evidenţă mişcări sinsedimentare (G. Murgeanu, D. Patrulius şi colab. 1957, 1963). Aceste oscilaţii precoce ale orogenezei cretacice corespund cu faza denumită austro-alpină de către A. Tollmann (1964).

Formaţiunea de Wildflysch (Barremian-Apţian) cu conglomeratul bazal, are şi ea o poziţie net discordantă în raport cu terenurile neojurasice şi neocomiene din culcuş, aşa cum se poate observa în special la S de valea Rana. Autorii prezentei lucrări au constatat recent că şi în munţii Perşani formaţiunea de Wildflysch barremo-bedouliană este discordantă în raport cu flişul neocomian.

În plus, în sinclinalul Hăghimaş, începînd din valea Sălămaşului Mic spre N, termenii superiori ai formaţiunii de Wildflysch, reprezentaţi mai ales prin conglomerate calcaroase, depăşesc în direcţia menţionată termenii inferiori, inclusiv conglomeratul bazal şi acoperă succesiv şi cu discordanţă unghiulară netă diferiţi termeni ai Jurasicului superior şi Neocomianului, local chiar şi şisturile cristaline sau dolomitele triasice din nucleul anticlinalului Lunca. Astfel observaţiile semnalate demonstrează că anticlinalul Lunca a funcţionat ca atare, sau ca parte integrantă a unui teritoriu mai ridicat situat la E, chiar în timpul sedimentării formaţiunilor eocretacice.

S-a menţionat deja că la S de paralela muntelui Sălămaş ansamblul depozitelor cretacice din sinclinal, constituie o serie homoclinală fără flanc invers. Prin urmare asimetria relativă a structurii sinclinale semnalate de I. Băncilă (1941) în teritoriul situat mai la N, devine totală în partea meridională a sinclinalului Hăghimaş. Această situaţie se explică prin existenţa unui important accident tectonic, care începînd din muntele Naşcalat, cu amploare crescîndă spre S, pune în contact direct

Institutul Geologic al României

dolomitele triasice din flancul intern cu depozitele cretacice din flancul extern.

Spre extremitatea sudică a sinclinalului structura formațiunilor cretacice se complică. În această direcție butoniera Rana se bifurcă, iar în prelungirea anticlinalului secundar mai intern, la izvoarele văii Rompățelului, se remarcă două butoniere de fliș calcaros. În disconformitate netă față de acest anticlinal mai vechi, cu orientare NE — SW, terenurile de Wildflysch din munte'e Păgînu se înscriu într-un sinclinal orientat NNW — SSE.

În partea axială a acestui sinclinal se situează o klippă de dolomite mediotriasice, care se prezintă ca un lambou de împingere provenit din flancul intern, dar cu o poziție specială, întrucît pare să fie acoperit normal de conglomerate la E, întocmai ca un olistolit.

4. TECTONICA FLANCULUI INTERN

Pe versantul vestic al muntelui Naşcalat, se desenează o falie diagonală, care afectează atît şisturile cristaline cît şi dolomitele triasice. Spre S această falie, devenită direcțională şi urmărind contactul între dolomite şi conglomeratele cretacice din sinclinal, este dublată la interior de un accident similar, la contactul între şisturile cristaline şi dolomite. Mai departe spre S ambele accidente se prezintă ca falii inverse cu încălecare spre E, mai important în anumite sectoare : dolomitele peste Cretacic pe muntele Condra, şisturile cristaline peste dolomite şi Cretacic între Valea Intunecoasă şi Valea Strîmbă.

Triasicul flancului intern în poziție normală, iar nu inversată, constituie un adevărat solz, puternic încălecat peste Cretacicul din sinclinal şi avînd şisturi cristaline în bază, la S de muntele Coniac. Tectonica se complică încă mai mult în extremitatea sudică a sinclinalului, între izvoarele văii Rompățelului şi dealul Ordaş. În lungul văii Rompățelului şi continuîndu-se în lungul pîrîului Orotaş se remarcă o falie transversală cu puternică decroşare spre E a gnaiselor din compartimentul sudic. Acestea antrenează în bază şi un lambou de dolomite triasice, pînă peste anticlinalul Lunca şi peste stratele de Sinaia din unitatea de Ceahlău. În acest sector deci, întreg sinclinalul împreună cu anticlinalul Lunca dispar sub şariajul gnaiselor din flancul intern.

La N de falia Orotaş, solzul Coniac al cărui Triasic apare în fundul văii Rompățelului dominat de masa gnaiselor din cei doi versanți este

Institutul Geologic al României

dublat la exterior de un al doilea sloz, cu dolomite triasice în bază, dar de data aceasta acoperite de depozite de Wildflysch. Sub dolomitele acestui solz din dealul Făgetului, pe un pîrîu afluent stîng al văii Rompăţelului, apar şisturi cristaline epizonale formînd o minusculă butonieră. Rezultă de aici că întreg substratul sinclinalului este constituit din şisturi epimetamorfice, fapt ce scoate şi mai mult în evidenţă importanţa accidentului tectonic care aduce peste Cretacicul din sinclinal gnaisele flancului intern. Amploarea încălecării este de cel puţin 3 km.

Este interesant de constatat că o înaintare mai accentuată spre E, similară celei care afectează în ansamblu pînza bucovinică, ca şi flancul intern al sinclinalului ei marginal, se constată şi la unităţile est-carpatice mai externe care traversează bazinul văii Trotuşului. Astfel inflexiunile pe care le descriu liniile frontale ale diferitelor unităţi în partea centrală a Carpaţilor Orientali se înscriu într-o zonă diagonală orientată NW — SE şi care pare să reprezinte reflexul unui element structural al fundamentului.

5. POZIŢIA CALCARELOR NEOJURASICE DIN FLANCUL INTERN (MUNŢELE NAŞCALAT)

În urma cercetărilor pe care le-a întreprins recent în sinclinalul Hăghimaş, M. Săndulescu (1968) ajunge la concluzia că întreaga masă a calcarelor neojurasice din flancul intern este alohtonă. Autorii prezentei lucrări s-au mărginit la studiul raporturilor observabile pe versantul vestic al munţilor Rîpile şi Naşcalat. Observaţiile înregistrate oferă unele indicaţii ce pledează pentru poziţia anormală a masei de calcare neojurasice, nu însă argumente concludente. Între abruptul pe care-l expune spre W masa acestor calcare şi dolomitele flancului intern,marcate în relief de un şir de mici mameloane, se interpune o bandă îngustă de depozite mai puţin consistente, căreia îi corespund mai multe şei înguste. Pe harta lui I. Băncilă (1941) această bandă de depozite este atribuită exclusiv Doggerului peste care este figurată o lamă continuă de diabaze.

Din observaţiile autorilor rezultă că peste dolomitele flancului intern, sau peste calcarele mediotriasice conservate pe alocuri deasupra dolomitelor, urmează efectiv depozite jurasice *in situ* anume : calcare roşii eoliasice, calcare cenuşii marnoase spongolitice şi radiolaritice ce par să aparţină fie Liasicului mediu, fie părţii superioare a Jurasicului mediu şi jaspuri radiolaritice asociate cu şisturi roşii, comparabile cu depozitele Callo-

Institutul Geologic al României

vianului superior — Oxfordianului mediu cunoscute în alte sectoare est-carpatice. Totuşi, între aceste roci jurasice mai vechi şi masa calcarelor neojurasice care constituie abruptul, se întîlnesc şi fragmente din alte roci, anume : siltite argiloase comparabile celor din Wildflysch, precum şi diabaze amigdaloide uneori sub formă de blocuri rotunjite, ca în conglomeratele eocretacice. În orice caz existenţa unei lame neîntrerupte de diabaze deasupra „Doggerului" aşa cum apare figurat pe harta lui I. B ă n c i l ă nu a putut fi dovedită. Autorii nu au găsit nici un afloriment de diabaze *in situ*.

Printre elementele sigur alohtone, semnalate pînă acum în depozitele detritice din sinclinal şi care trădează o origină mai îndepărtată (patria pînzei transilvane) se numără calcare campiliene în plăci cu *Myophoria costata* (cheile mici ale Bicazului), calcare anisiene vermiculate („tip Guttenstein") şi calcare eoliasice de tip Adneth (Curmătura). În aceeaşi categorie intră foarte probabil şi calcarele carniene, noriene şi eventual rhetiene semnalate de H e r b i c h pe flancul vestic al sinclinalului unde direct peste dolomitele anisiene sau peste calcarele ladiniene stau calcare eoliasice ce diferă net de calcarele de Adneth. În depozitele cu elemente alohtone „transilvane" se găsesc şi blocuri numeroase de diabaze amigdaloide uneori şi serpentinite, care nu se disting de rocile bazice triasice ce constituie lambourile pînzei transilvane în munţii Perşani. Este foarte probabil că majoritatea rocilor bazice, în special diabazele amigdaloide şi serpentinitele, care se găsesc în depozitele detritice sub formă de blocuri şi uneori de mici klippe, reprezintă roci alohtone precretacice provenite din patria pînzei transilvane. Ori în extremitatea de N a munţilor Perşani, deci în sectorul cel mai apropiat de sinclinalul Hăghimaşului, pînza transilvană cuprinde şi calcare neojurasice (lamboul Mereşti, în cheile Vîrghişului).

Fapt demn de subliniat este că aceste calcare din munţii Perşani prezintă aceleaşi microfaciesuri ca şi calcarele neojurasice care constituie galeţi sau olistolite în depozitele detritice eocretacice din sinclinalul Hăghimaş, iar aceleaşi microfaciesuri se observă în calcarele neojurasice care apar în flancul intern al sinclinalului în muntele Naşcalat.

6. VÎRSTA ÎNCĂLECĂRII

Pe o mare întindere, spre N pînă la Cîmpulung moldovenesc, masivul cristalin moldav încalecă spre exterior numai stratele de Sinaia ale unităţii de Ceahlău. Este logic să presupunem că odată cu şariajul în ansamblu

Institutul Geologic al României

al masivului a avut loc și încălecarea Triasicului și a șisturilor cristaline din flancul intern al sinclinalului Hăghimaș, peste conglomeratele din partea axială a sinclinalului. Rezultă de aici că încălecarea este post-apțiană. În Maramureș, masivul cristalin încalecă peste o unitate tectonică independentă, cuprinsă între stratele de Sinaia (Rahov) și masa șisturilor cristaline. Unitatea încălecată comportă o formațiune de Wildflysch negru, probabil echivalentă cu cea din sinclinalul Rarăului care aparține Barremian-Apțianului. Atît unitatea parautohtonă, cît și pînza bucovinică, sînt acoperite de un fliș grosier, încununat de conglomerate și denumit flișul de Bardău de către M. B l e a h u (1962), care-l atribuie Apțianului superior-Albianului. Este totuși posibil ca această formațiune să aibă o vîrstă mai tînără, fiind sincronă cu depozitele vracono-cenomaniene descrise de geologii sovietici ca serie de Șoimul și care în muntele Comanu se încheie cu conglomerate. Se poate presupune astfel că șariajul, a avut loc în intervalul Albianului în cursul fazei austrice tîrzii.

În ce privește încălecarea flancului intern spre exterior este de presupus că aceasta a fost precedată de o ridicare în bloc a masei mai interne de șisturi cristaline. O indicație în acest sens este oferită de prezența blocurilor de dolomite în conglomeratele barremo-apțiene din sinclinal și de poziția sub formă de olistolit a dolomitelor care constituie culmea muntelui Păgînul.

7. POZIȚIA MASIVULUI CRISTALIN MOLDAV ÎN EDIFICIUL STRUCTURAL AL CARPAȚILOR ORIENTALI

Observațiile de detaliu înregistrate de autorii prezentei lucrări, referitoare la structura părții meridionale a sinclinalului Hăghimaș și din care rezultă că masivul cristalin moldav este șariat spre exterior, pe toată întinderea sa vizibilă, conduc la concluzia de un ordin mai general privind poziția acestui masiv în raport cu masivul cristalin getic. Într-o ipoteză curentă se admite că masivul cristalin reprezintă prelungirea spre N a masivului cristalin getic, inclusiv masivul Leaotei mai extern. În această ipoteză, clar formulată de I. B ă n c i l ă și N. O n c e s c u (1938) șisturile cristaline de la Zamura (anticlinoriul Zamura) reprezintă un echivalent al crestei Dămucului în partea meridională a Carpaților Orientali, sinclinalul Bucegilor mai intern ar corespunde cu „sinclinalul marginal extern" din Carpații Moldovei, masivele cristaline încă mai interne și care prezintă caractere petrografice comune și o dispoziție simi-

Institutul Geologic al României

lară a diferitelor complexe cristaline mezo-și epimetamorfice ar fi și ele în continuitate, pe sub Mezozoicul din munții Perșani.

Dacă ne referim însă la depozitele eocretacice dezvoltate pe marginea externă a masivului cristalin moldav, ca depozite reper marcînd o anumită zonă de facies care se regăsește cu aproape aceleași caractere în partea internă a munților Perșani (defileul Oltului și sectorul Comana), atunci cea mai mare parte a masivului cristalin moldav are o poziție internă față de masivul cristalin getic (inclusiv masivul Leaotei) și numai șisturile epimetamorfice care constituie creasta Dămucului ar avea în S un echivalent la exteriorul zonei cu Wildflysch, eventual în micul masiv cristalin al Gîrbovei.

Această ipoteză este în acord cu punctul de vedere exprimat de G. Murgeanu și colab. (1963) conform căruia masivul cristalin al Leaotei împreună cu cuvertura sa mezozoică precretacică (culoarul Dîmbovicioarei) se afundă spre N sub flișul eocretacic din munții Baraoltului. Ea este în acord și cu concluziile mai recente ale lui D. Patrulius (1966) care consideră Triasicul din împrejurimile Brașovului ca aparținînd unei zone distincte de facies, în raport cu cea a masivului cristalin moldav. În acest caz se pune chestiunea dacă „linia central carpatică", așa cum a fost definită de I. Băncilă, adică linia frontală a pînzei bucovinice, nu își găsește corespondentul în accidentul tectonic care aduce gnaisele de Holbav peste Liasicul din culoarul Dîmbovicioarei. Într-o asemenea eventualitate „linia frontală" a Bucegilor (N. Oncescu, 1943) considerată de unul din autorii prezentei lucrări (D. Patrulius, 1965[4] vezi și G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu, 1959) ca accident profund, prebarremian, ce pune în contact de încălecare masivul cristalin al Leaotei cu flișul neocomian al unității de Ceahlău (stratele de Sinaia) este mai externă decît linia frontală a pînzei bucovinice.

CONCLUZII GENERALE

1. Stratele cu *Aptychus* din partea meridională a sinclinalului Hăghimaș, sînt în parte cel puțin, alohtone, intercalate într-o succesiune groasă de depozite neocomiene. Aceste depozite aparțin în majoritate intervalului Berriasian-Hauterivian, fiind echivalente cu stratele de Sinaia mai externe dar de facies în parte diferit.

[4] Geologia versantului oriental al masivului Bucegi (lucrare pentru diploma de stat).

Institutul Geologic al României

2. Cele două faciesuri ale Neocomianului, unul aparținînd masivului cristalin moldav, iar celălalt unității de Ceahlău, vin în contact abrupt în lungul unui plan de încălecare ce urmărește flancul extern al anticlinalului Lunca.

3. Ivirile de șisturi cristaline figurate de I. B ă n c i l ă și considerate de acest autor ca marcînd fruntea unității central-carpatice în partea axială a sinclinalului, reprezintă de fapt brecii ale formațiunii de Wild-flysch.

4. Masivul cristalin moldav, în ansamblu, este șariat peste unitatea de Ceahlău pînă în extremitatea sa meridională vizibilă (Miercurea Ciuc), amploarea șariajului fiind de cel puțin 9 km.

5. Flancul intern al sinclinalului cu structură în solzi încalecă puternic Cretacicul din partea axială a sinclinalului, amploarea încălecării fiind de cel puțin 3 km.

6. Observațiile autorilor oferă unele indicații pentru natura alohtonă a calcarelor neojurasice din flancul intern al sinclinalului, considerate în mod curent ca fiind *in situ*.

Primit: noiembrie 1966.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu I., Răileanu Gr. (1950) Contribuțiuni la cunoașterea Liasicului din Munții Hăghimaș. Acad. R.P.R. *Bul. Științ. (Secț. Biol.-Agron. Geol.-Geogr.)* II 5 București.

Băncilă I. (1937) Le Malm-Néocomien. *Bul. Acad. Științe. Rom.* București.

— Oncescu N. (1938) Considerations sur les rapports qui existent entre les dépôts mésozoïques de Piatra Craiului-Hăghimaș. *C.R. Acad. Sc. de Roum.* II/6, București.

— (1941) Étude géologique dans les monts Hăghimaș-Ciuc (Carpathes orientales). *Ann. Inst. Geol. Rom.*, XXI, București.

— (1958) Présentation sommaire de la carte géologique des environs de Cheile Bicazului, rédigée par I. Atanasiu. *Ann. Com. Geol.* (*Résumés*), XXIV—XXV, București.

— Papiu V.C. (1962) Asupra silicolitelor cretacice inferioare din cuveta marginală a Carpaților Orientali. *D.S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959). București.

— (1965) Sur la tectonique des Carpathes Orientales. *Carpatho-Balkan Geol. Assoc. VII, Congr. Reports*, part. I. Sofia.

Bleahu M. (1962) Cercetări geologice în bazinul superior al văii Ruscova (Munții Maramureșului). *D.S. Com. Geol.* XLV (1957). București.

Boller K. (1963) Stratigraphische und Mikropaläontologische Untersuchungen im Neokom der Klippendecke (östlich der Rhone). *Eclog. Geol. Helv.*, 56/1. Basel.

Ciocîrdel R., Patrulius D. (1960) Observații asupra unei klippe de calcare jurasice încorporate depozitelor eocretacice din sinclinalul Hăghimaș (Carpații Orientali). *Comunic. Acad. R.P. Română* X/1, București.

Gasiorowski S.M. (1962) Aptichi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians and their stratigraphical value. *Studia Geologica Polonica*, X. Warszawa.

Guillaume S. (1963) Les Trocholines du Crétacé inférieur du Jura. *Rev. de Micropaléontologie* 5-e année 5/4 Paris.

Macovei G., Atanasiu I. (1927) La zone interne de Flysch dans la région des Vallées de la Bistricioara et du Bicaz *Assoc. pour l'avancement de la Géol. des Carpates, Guide des excursions* București.

Murgeanu G., Patrulius D. (1959 a) Flișul cretacic din regiunea pasului Predeluș. *St. Cercet. geol.* IV, 1. București.

Institutul Geologic al României

— Patrulius D., Contescu L. (1959 b) Flișul cretacic din bazinul văii Tîrlungului *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.*, IV, București.

— Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1963). Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaților. *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică. Congres V*, III/2 București.

Năstăseanu Aurelia, Solcanu M. (1963). Asupra prezenței zonei cu Hildoceras bifrons în sinclinalul Hăghimaș-Ciuc. *Comunic. Acad. R.P.R.* XIII/12 București.

Oncescu N. (1943) Région de Piatra Craiului-Bucegi. Ètude géologique. *An. Inst. Geol. Rom.* XXII. București.

Patrulius D. (1964) Asupra prezenței unor calcare liasice cu Involutina în bazinul superior al văii Trotușului (Carpații Orientali). *D.S. Inst. Geol.* L/II (1962—1963). București.

— (1966) Dorsala dolomitică, rudiment al Carpaților Orientali în timpul Triasicului. *D.S. Com. Stat Geol.* LII/2 (1964—1965). București.

— Contescu L., Butac Al. (1962) Observații asupra flișului cretacic din valea superioară a Trotușului și împrejurimile orașului Miercurea-Ciuc (Carpații Orientali). *Stud. Cercet. Geol.* VII/3—4. București.

— Jipa D., Ștefănescu M. (1965) Le flysch tithonique-néocomien des Carpates Roumaines. *Carpatho-Balkan Assoc. VII Congres (1965). Reports* part. II/1. Sofia.

Preda D.M., Atanasiu I. (1925) La structure géologique de la partie supérieure de la Vallé du Trotuș (Moldavie) *Ann. Inst. Géol. Roum.*, X. București.

Săndulescu M. (1964) Stratele de Sinaia și stratele de Bistra dintre Răchitiș și izvorul Ciobănașului (Munții Ciucului) *D.S. Inst. Geol.* L/II (1962—1963). București.

— (1968) Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaș. *D.S. Com. Stat Geol.* LIII/3 (sub tipar) București.

— Săndulescu Jana (1965). Les nappes internes de la zone du Flysch dans la partie centrale des Carpates Orientales. *Carpatho-Balkan Assoc. VIII, Congress (1965). Reports* part. I, Sofia.

Tollman A. (1964) Die Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. *Mitt. Geo. Geol. Bergbaustudien*, 14, Viena.

Turculeț I. (1964) „Stratele cu Aptychus" din chiuveta mezozoică a Rarăului (Carpații Orientali). *Anal. St. Univ. Al. I. Cuza-Iași*, X, Iași.

— Grasu C. (1965) Asupra vîrstei „stratelor cu Aptychus" de la izvoarele Trotușului. *Anal. St. Univ. Al. I. Cuza-Iași*, XI, Iași.

Trauth F. (1938) Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. *Paleontographica.* Bd. LXXXVIII, Abt. A. Stuttgart.

Institutul Geologic al României

STRUCTURE DE LA NAPPE BUCOVINIENNE DANS LA PARTIE MÉRIDIONALE DU MASSIF CRISTALLIN MOLDAVE (CARPATES ORIENTALES)

PAR

D. PATRULIUS, ELENA POPA, ILEANA POPESCU

(Résumé)

INTRODUCTION

Dans la partie N des Carpates Orientales, la position en nappe du Massif cristallin Moldave (Nappe bucovinienne de V. Uhlig) sur les terrains plus externes du flysch crétacé (couches de Sinaia ou de Rachov de l'Unité de Ceahlău) est un fait incontestable, bien prouvé par les recherches entreprises par M. Bleahu (1962) au Maramureș. Vers le S le charriage est évident jusque dans la vallée du Bicaz, mais plus loin dans la même direction les rapports de chevauchement s'estompent à cause de l'ennoyage de la crête des schistes cristallins, (crête du Dămuc) qui marque la bordure externe du Massif Moldave.

Les schistes cristallins, ou bien seules les formations triasiques et jurassiques qui en constituent la couverture, réapparaissent plus au S dans plusieurs boutonnières qui jalonnent l'axe d'un anticlinal (anticlinal de Lunca). De part et d'autre se trouvent développées de puissantes formations de flysch néocomien, notamment dans le synclinal de Hăghimaș du coté interne et sur le territoire de l'unité de Ceahlău du coté externe. En se basant sur ces rapports bon nombre d'auteurs ont supposé qu'entre le Massif Moldave et le flysch éocrétacé plus externe, il y a contact normal au S de la vallée du Bicaz. Un point de vue différent a été soutenu par I. Băncilă (1937, 1958) qui admet l'existence d'un contact tec-

Institutul Geologic al României

tonique à l'W de l'anticlinal de Lunca (considéré comme élément structural appartenant à l'unité de Ceahlău) et par M. Săndulescu et Jana Săndulescu (1965) qui pensent qu'un tel contact longe le flanc externe de l'anticlinal de Lunca. Néanmoins aucun des auteurs mentionnés ne souligne l'importance de l'accident tectonique signalé en précisant l'ampleur qu'atteint le chevauchement dans la haute vallée du Trotuș.

Selon les auteurs du présent ouvrage, il s'agit d'un contact de charriage mis en évidence par les faits suivants : 1, dans la haute vallée du Trotuș l'accident tectonique qui longe le flanc externe de l'anticlinal de Lunca met en contact abrupt deux faciès du Néocomien ; 2, vers l'extrémité méridionale du Massif cristallin Moldave la ligne qui marque ce contact présente une inflexion brusque vers l'W ; 3, à l'E de cette ligne, dans le secteur, où se produit l'inflexion, le flysch néocomien externe supporte un petit lambeau de poussée constitué de schistes cristallins et de dolomies triasiques.

L'ampleur du chevauchement est d'au moins 9 km.

STRATIGRAPHIE

A) NAPPE BUCOVINIENNE

1. *Schistes cristallins.* Dans la partie méridionale du Massif Moldave on distingue trois séries de roches métamorphiques : épimétamorphique interne, mésométamorphique centrale et épimétamorphique externe. La série mésométamorphique longe le flanc interne du synclinal de Hăghimaș, alors que la série épimétamorphique externe constitue le soubassement des formations mésozoïques du synclinal de Hăghimaș et de l'anticlinal de Lunca.

2. *Trias.* La succession des dépôts triasiques qui atteint 200 m d'épaisseur, comprend trois termes : 1, grès grossiers et microconglomérats quartzitiques jaunâtres, parfois violacés (Seisien), atteignant quelques mêtres d'épaisseur et limités au noyau de l'anticlinal de Lunca ; 2, dolomies massives (Campilien-Anisien) ; 3, calcaires marmoréens massifs à teintes claires (Ladinien), atteignant quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

3. *Jurassique inférieur et Jurassique moyen* (?). Le Jurassique inférieur est représenté par des calcaires peu épais oolithiques et spathiques,

Institutul Geologic al României

rouges ou gris verdâtre, à Bélémnites, *Involutina turgida* Kristan et *I. liassica* (Jones). Les calcaires ladiniens qui constituent le mur de ces roches présentent souvent une surface ravinée. Sur le flanc interne du synclinal de Hăghimaş le Trias supporte également des calcaires marneux et légèrement sableux, gris clair, à accidents siliceux stratiformes, à spicules de Spongiaires en abondance et Radiolaires. Ces roches rappellent certains faciès du Callovien développé sur le pourtour du Massif cristallin de Leaota et dans les environs de Braşov.

4. *Jurassique supérieur et Néocomien.* Sur le flanc interne du synclinal de Hăghimaş le Trias supporte localement des jaspes à radiolaires et des schistes argileux rouges, parfaitement comparables à ceux qui dans d'autres secteurs des Carpates Orientales ont été attribués au Callovien supérieur-Oxfordien. Le reste du Jurassique supérieur de même que le Néocomien, se présente dans le synclinal de Hăghimaş sous deux faciès bien distincts : 1, calcaires massifs en partie récifaux, à faune de Stramberg, sur le flanc interne du synclinal, surmontés de marnes grises à lamellibranches, *Berriasella* sp. (ex. gr. *B. privasensis*) et foraminifères benthoniques (*Lenticulina* spp.) ; 2), marnes et calcaires marneux à *Aptychus* („Couches à *Aptychus*") sur le flanc externe, intimement associés à des dépôts rythmiques et pararythmiques d'âge néocomien. Les différences de faciès signalées et l'absence d'une zone de passage, posent, par elles mêmes, la question d'un rapprochement tectonique entre les calcaires massifs et les „Couches à *Aptychus*". L'allochtonie de certaines masses de calcaires néojurassiques a été démontré par R. Ciocîrdel et D. Patrulius (1960). Mais les observations récentes des auteurs de cet ouvrage plaident également pour le caractère allochtone d'une partie des „Couches à *Aptychus*".

Sur le flanc externe du synclinal, la série discordante du Jurassique supérieur-Néocomien, comprend trois termes constants : 1, horizon de siltites et argilites brunes (Couches de Lunca inférieures) dont l'épaisseur atteint 120 m, avec intercalations peu développées de silicolites noirâtres ou brunes, rarement rouges, à Radiolaires et spicules de Spongiaires, et de calcarénites à *Trocholina elongata* (Leupold) et *Tr. alpina* (Leupold) ; 2, flysch calcaire (Couches de Lunca supérieures) atteignant 700 m d'épaisseur reposant avec discontinuité sur l'horizon précédent par endroits avec conglomérat en base, constitué de siltites marneuses (rarement grès), schistes marneux et argilo-marneux, marnes, marnocalcaires et calcaires marneux gris clair, en couches de 2 à 20 cm d'épaisseur, à fucoïdes (*Chon-*

Institutul Geologic al României

drites), *Calpionella alpina* Lorenz et *Calpionellopsis* sp. (en base), avec intercalations sporadiques de calcarénites et microbrèches à *Lamellaptychus angulocostatus* (Peters) et *L.* cf. *seranonis* (Coquand) (dans la partie moyenne), localement avec schistes rouges intercalés, ou avec un niveau terminal de jaspes à radiolaires ; 3, flysch gréso-calcaire et calcarénitique, atteignant 300 m d'épaisseur, discordant sur le terme précédent, localement avec des brèches ou des conglomérats tilloïdes en base, constitué au reste de grès calcaires à hiéroglyphes, de calcarénites fines sableuses, de calcarénites grossièrs et microbrèches à rares Trocholines (*Trocholina* aff. *elongata* Leupold), de schistes argilo-marneux et siltites marneuses verdâtres, de marnocalcaires et calcaires marneux à fucoïdes (*Chondrites*) et *Lamellaptychus angulocostatus* (Peters) f. typ. Suit en discordance évidente une formation de Wildflysch barrémo-aptienne. Outre les trois horizons décrits, l'ensemble des terrains tithoniques-néocomiens du flanc externe comporte sous forme d'intercalations discontinues les „Couches à *Aptychus*" proprement dites, représentées par des marnes et marnocalcaires rouges ou gris verdâtre. Ces couches constituent 4 assises, notamment : 1, au mur du flysch calcaire ; 2, au sein du flysch calcaire ; 3, au mur du flysch gréso-calcaire et calcarénitique ; 4, au mur du Wildflysch barrémo-aptien. Fait surprenant, la faune de chaque assise est représentative seulement pour l'intervalle du Tithonique-Berriassien. Les „Couches à *Aptychus*" au mur du flysch calcaire ont été datées par I. Turculeț et C. Grasu (1965) comme tithoniques (d'après la présence de *Laevaptychus latissimus*) mais les mêmes couches contiennent également à un niveau plus élevé une association caractéristique du Berriassien à : *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Fil.), *Calpionellopsis thalmanni* Colom, *Calpionella elliptica* (Cadish), *Stomiosphaera minutissima* Colom, *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel) (de petite taille), *L. mortilleti* var. Les „Couches à *Aptychus*" intercalées dans le flysch calcaire contiennent : *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionellopsis* sp., *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Fil.), *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel) (de petite taille), *L.* aff. *studeri* (Oster), *L. mortilleti* (Pictet) f. typ. Les deux assises de „Couches à *Aptychus*" situées au-dessus du flysch calcaire dont la partie terminale est certainement plus jeune que le Berriassien (presence de *Lamellaptychus angulocostatus*) ont chacune en base des calcaires pélitomorphes à *Calpionella alpina*. Ces deux assises supérieures sont donc certainement allochtones par rapport aux formations encaissantes.

Institutul Geologic al României

5. *Barrémien-Aptien*. Les formations tithoniques- néocomiennes du flanc externe sont surmontées, en discordance, par une formation de Wildflysch principalement conglomératique, dont l'épaisseur atteint 1250 m. La succession des conglomérats et des brèches comporte quelques intercalations de flysch normal schisto-gréseux. À la base du Wildflysch se trouve un conglomérat tilloïde riche en éléments de diabase et pyroclastites basiques. La matrice argileuse de ce conglomérat à livré *Lamellaptychus angulocostatus* (P e t e r s) f. *atlantica* H e n n i g. Les rudites des niveaux supérieurs sont principalement des conglomérats calcaires, souvent à structure chaotique (enclaves contournées de siltites, parties tilloïdes avec blocs de calcaires gigantesques disséminés dans la masse argileuse). La même formation comprend en outre, des brèches soudées de schistes cristallins mésométamorphiques (principalement gneiss), des mégabrèches constituées de calcaires urgoniens et néojurassiques, des olistolithes de calcaire tithonique à faune de Stramberg et de calcaire urgonien à *Chaetetopsis* favrei (D e n i n g e r), *C. zonata* P a t r u l i u s, *Coptocampylodon fontis* P a t r u l i u s, *Munieria baconica* D e c k e, *Lithocodium aggregatum* E l l i o t, *Bačinella irregularis* R a d o i c i č, Orbitolinidés.

B) UNITÉ DE CEAHLĂU

Dans les environs de la ville de Miercurea Ciuc et dans la haute vallée du Trotuș, les terrains chevauchés par la nappe bucovinienne sont représentés uniquement par les Couches de Sinaia dont la succession comporte deux termes en contact avec la nappe : au S un flysch schisto-gréseux à schistes argileux satinés et au N un flysch gréso-calcaire taisant suite au premier. Ce dernier est caracterisé par l'abondance des calcaires marneux dont cerlaines intercalations contiennent : *Calpionella alpina* L o r e n z, *Tintinopsella carpathica* (M u r g. e t F i l.), *Cadosina fusca* (W ä h n e r), et des Radiolaires.

TECTONIQUE

La partie méridionale du synclinal de Hăghimaș présente certaines particularités structurales dont : 1, l'absence d'une masse de calcaires néojurassiques sur le flanc interne ; 2, la position chevauchante des schistes cristallines et du Trias du flanc interne sur les terrains crétacés de la partie axiale qui constituent une succession homoclinale, sans flanc inverse ; 3, le puissant développement des dépôts néojurassiques et néocomiens sur le

Institutul Geologic al României

flanc externe. Entre l'extrémité S du synclinal qui présente un brusque retrait vers l'W et l'îlot de schistes cristallins et de dolomies triasiques situé au N de Miercurea Ciuc les couches de Sinaia de l'unité de Ceahlău s'inscrivent dans une demi-fenêtre tectonique.

1. *Anticlinal de Lunca.* Cet élément structural majeur qui marque la bordure externe de la nappe bucovinienne décrit un arc de cercle à large rayon de courbure. À son extrémité méridionale il s'infléchit brusquement vers le NW pour s'enfoncer ensuite sous la masse des gneiss qui longe le flanc interne du synclinal de Hăghimaș. Le long de l'anticlinal plusieurs ondulations axiales ramènent en surface les schistes cristallins et les roches triasiques du noyau. La vergence est constamment vers l'E, mais en général peu accusée, à l'exception de l'extrémité méridionale ou l'anticlinal constitue un pli couché, à noyau localement éjecté.

2. *Lambeaux de poussée.* A l'extrémité S des Monts de Hăghimaș le charriage de la nappe bucovinienne est marqué par la présence de deux minuscules lambeaux de poussée, l'un coincé entre les gneiss de la nappe et les couches de Sinaia, l'autre plus externe flottant sur ces couches. Les deux lambeaux sont constitués de schistes cristallins épizonaux, de dolomies triasiques et de marnes néocomiennes auxquelles se trouvent localement associées des schistes et des jaspes rouges à Radiolaires.

3. *Structure du synclinal de Hăghimaș.* La structure intime des terrains mésozoïques qui occupent le synclinal offre deux aspect : l'un qui résulte de l'allchotonie de certaines formations néojurassiques et éocrétacées mises en place par glissement sousmarin au cours du Néocomien et du Barrémien-Aptien (technique de glissement gravitationnel synsédimentaire), l'autre dû aux déformations post-aptiennes affectant l'ensemble des formations autochtones et allochtones. Outre la présence de formations allochtones sous forme d'olistolithes et de mégabrèches les mouvements synsédimentaires sont mis en évidence par des discontinuités multiples dont certaines sont accompagnées de discordances angulaires. Les mouvements prébarrémiens responsables pour la position discordante du Wildflysch sur les terrains jurassico-néocomiens correspondent à la phase dénommée austro-alpine par A. T o l l m a n n (1964).

Dans la partie méridionale du synclinal, les formations crétacées qui s'y trouvent développées constituent une série homoclinale sans flanc

Institutul Geologic al României

inverse visible. Cette asymétrie totale de la structure qui s'installe progressivement du N au S est due à une faille inverse qui longe le flanc interne et qui gagne en importance vers le S.

4. *Tectonique du flanc interne.* Le flanc interne du synclinal est accidenté par deux failles directionnelles. Ces sont des failles inverses vergentes vers l'E. L'écaille comprise entre ces deux failles représente un flanc normal avec schistes cristallins en base surmontés de dolomies triasiques. Il est à supposer que le flanc inverse (le flanc interne proprement dit du synclinal) est complètement caché par l'écaille chevauchante vers l'E. Une deuxième écaille, plus externe se dessine vers l'extrémité S du synclinal. Ces accidents longitudinaux sont recoupés au S par une importante faille orthogonale, au delà de laquelle le compartiment le plus interne, constitué seulement de gneiss, s'avance loin vers l'E recouvrant complètement les formations mésozoïques du synclinal et même l'anticlinal de Lunca.

5. *Position des calcaires néojurassiques du flanc interne.* La grande masse des calcaires néojurassiques qui dans la partie centrale du synclinal longe le flanc interne se retrécit progressivement vers le S. Son extrémité méridionale supporte des calcaires urgoniens, recouverts à leur tour par des conglomérats et des grès massifs éocrétacés. Entre les calcaires et les formations *in situ* du flanc interne (dolomies et calcaires triasiques, calcaires éoliasiques et médiojurassiques) s'interpose une bande mince de siltites brunes et l'on trouve aussi des blocs de diabases. La présence de telles roches fait supposer que les calcaires néojurassiques reposent sur des dépôts de Wildflych éocrétacé. Elles seraient donc allochtones. Comme roches certainement allochtones d'origine plus lointaine (partie de la Nappe Transylvaine) sont encore à signaler dans le synclinal de Hăghimaș des calcaires campiliens en plaquettes, des calcaires anisiens vermiculés, des calcaires éotriasiques sous faciès Hallstatt, des calcaires éoliasiques de type Adneth, des diabases amigdaloïdes et des serpentinites d'âge probablement triasique, comme dans les Monts Perșani.

6. *L'âge du charriage.* A en juger d'après la tectonique du synclinal de Hăghimaș le charriage de la Nappe bucovinienne a eu lieu après l'Aptien. Au Maramureș la nappe et son autochtone supportent en discordance des grès et des coglomérats vraconiens. Le chariage est donc mésocrétacé.

Institutul Geologic al României

7. *Position du Massif Moldave dans l'édifice structural des Carpates.* La zone de faciès des terrains mésozoïques qui occupe la partie externe du Massif Moldave se retrouve avec presque les mêmes caractères dans la partie interne des Monts Perșani. Il en résulte que le Massif Moldave a une position interne par rapport au Massif cristallin gétique des Carpates Méridionales. Sa position avancée vers l'E dans les Carpates Orientales est due à la tectonique de charriage.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche II

Carte géologique de la partie méridionale du Massif de Hăghimaș.

Quaternaire : 1a, plaine alluviale ; 1b, cônes de déjections ; 1c, dépôts déluviaux ; 2a, graviers de terrasses ; 2b, dépôts volcanogènes-sédimentaires ; 2c, argiles et sables. Nappe bucovinienne. Barrémien-Bédoulien : Wildflysch schisteux et conglomératique : 3, grès massifs et conglomérats calcaires ; o, olistolithes et mégabrèches de calcaires urgoniens et néojurassiques ; u, calcaires urgoniens *in situ* ; 4, schistes argileux bruns ; 5, conglomérats calcaires ; br, brèches de schistes cristallins ; 6, schistes argileux bruns ; b, basaltes 7, conglomérats de base tilloïdes à diabases et pyroclastites diabasiques et couches à *Aptychus* (a) (Tithonique-Berriassien) redéposées. Tithonique-Néocomien : 8, flysch gréso-calcaire et calcarénitique (Hauterivien) et couches à *Aptychus* (a) (Tithonique-Berriassien) redéposées ; 9, flysch calcaire (Tithonique-Berriassien-Valanginien), silicolites (s) et couches à *Aptychus* (a) (Tithonique-Berriassien) ; 10, horizon de siltites brunes, à silicolites associées et à calcarénites intercalées avec *Tr. elongata* (? Tithonique-Berriassien) ; Jurassique moyen-Oxfordien ? ; 11, radiolarites et schistes rouges ; 12, calcaires sableux à accidents siliceux. Jurassique inférieur (Eolias) : 13, calcaires oolithiques et spathiques rouges. Trias inférieur et moyen : 14, calcaires marmoréens (Ladinien) ; 15, dolomies (Campilien-Anisien) ; 16, conglomérats quartzeux (Seisien). Schistes cristallins : 17, épizonaux ; 18, mésozonaux. Nappe de Ceahlău. 19, Couches de Sinaia : flysch gréso-calcaire ; 20, flysch schisteux satiné : 21, limite stratigraphique avec continuité lithologique ; 22, limite stratigraphique avec discontinuité lithologique ; 23, nappe de charriage : 24, faille inverse et écaille : 25, contact anormal des lambeaux de glissement : 26, faille verticale ; 27, décrochement ; 28, axe d'anticlinal ; 29, point fossilifère.

Institutul Geologic al României

Planche III

Corrélation des formations néojurassiques et néocomiennes du flanc externe du synclinal de Hăghimaș.

1, drag-folds ; 2, grès ; 3, marnes compactes et calcaires marneux (couches à *Aptychus*) ; 4, silicolites ; 5, conglomérats tilloïdes ; 6, brèches-conglomèrats ; 7, calcarénites ; 8, marnes et siltites marneuses ; 9. calcilutites ; 10, siltites argileuses ; 11, dolomies (Campilien-Anisien) ; 12, microconglomérats et grès quartzitiques ; (Seisien) ; 13, schistes cristallins.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLANŞA I-a

Institutul Geologic al României

PLANȘA I-a

Fig. 1. — *Lamellaptychus angulocostatus* var. *atlantica* H e n n i g. Crête au N de la vallée de Sălămașul Mare (x1).

Fig. 2. — *Lamellaptychus angulocostatus* P e t e r s. Valea Raței (x3).

Fig. 3. — *Lamellaptychus angulocostatus* P e t e r s. Valea Întunecoasă (x3).

Fig. 4. — *Lamellaptychus seranonis* (C o q u a n d). Valea Raței. (x3).

Fig. 5. — *Lamellaptychus beyrichi* (O p p.) em. T r a u t h. Valea Rana Mică (x3).

Fig. 6. — *Lamellaptychus mortilleti* (P i c t. et L o r.). Valea Rana Mică (x1).

Fig. 7. — *Trocholina elongata* (L e u p o l d.) Muntele Giuvala (Culoarul Dîmbovicioara). Tithonic superior (x 35).
Trocholina elongata (L e u p o l d.) Mont de Giuvala (Couloir de Dîmbovicioara). Tithonique supérieur. (x 35).

Fig. 8. — *Trocholina* aff. *elongata* (L e u p o l d.) Creastă între valea Întunecoasă și Valea Raței. Seria calcarenitică. Neocomian superior (x 35).
Trocholina aff. *elongata* (L e u p o l d.) Crête entre Valea Întunecoasă et Valea Raței. Série calcarénitique. Néocomien supérieur. (x 35).

Fig. 9. — *Trocholina elongata* (L e u p o l d.) Valea Rana Mică. Strate de Lunca inferioare. Tithonic (?) (x 35).
Trocholina elongata (L e u p o l d.) Valea Rana Mică. Couches de Lunca inférieures. Tithonique (?) (x 35).

Fig. 10. — *Trocholina elongata* (L e u p o l d.) Valea Nașcalat. Bloc de calcarenite în conglomerate aptiene. Tithonic (?) (x 35).
Trocholina elongata (L e u p o l d.). Vallé de Nașcalat. Bloc de calcarénites dans les conglomérats aptiens. Tithonique (?) (x 35).

Fig. 11. — *Trocholina elongata* (L e u p o l d.). Valea Întunecoasă. Strate de Lunca inferioare. Tithonic (?) (x 35).
Trocholina elongata (L e u p o l d.). Valea Intunecoasă. Couches de Lunca inférieures. Tithonique (?) (x 35).

Fig. 12. — *Trocholina elongata* (L e u p o l d.). Calcare de Teschen (partea superioară) Goleszów (Carpații polonezi) (x 35).
Trocholina elongata (L e u p o l d.). Calcaire de Teschen (partie supérieure) Goleszów (Carpates polonaises) (x 35).

Fig. 13. — *Coptocampylodon fontis* P a t r u l i u s. Culmea Iavardi. Calcare urgoniene în megabrecii. (x 45).
Coptocampylodon fontis P a t r u l i u s. Sommet de Iavardi. Calcaires urgoniens dans des mégabrèches. (x 45).

Fig. 14. — *Coptocampylodon fontis* P a t r u l i u s. Culmea Iavardi. Calcare urgoniene în megabrecii (x 45).
Coptocampylodon fontis P a t r u l i u s. Sommet de Iavardi. Calcaires urgoniens dans des mégabrèches. (x 45).

Fig. 15. — *Coptocampylodon fontis* P a t r u l i u s. Culmea Iavardi. Calcare urgoniene în megabrecii. (x. 45).
Coptocampylodon fontis P a t r u l i u s. Sommet de Iavardi. Calcaires urgoniens dans des mégabrèches. (x 45).

Institutul Geologic al României


1

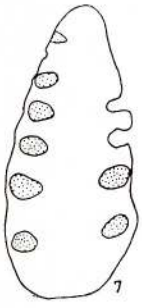

2


3


4

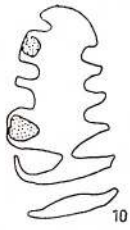

5


6


7


8


9


10


11


12

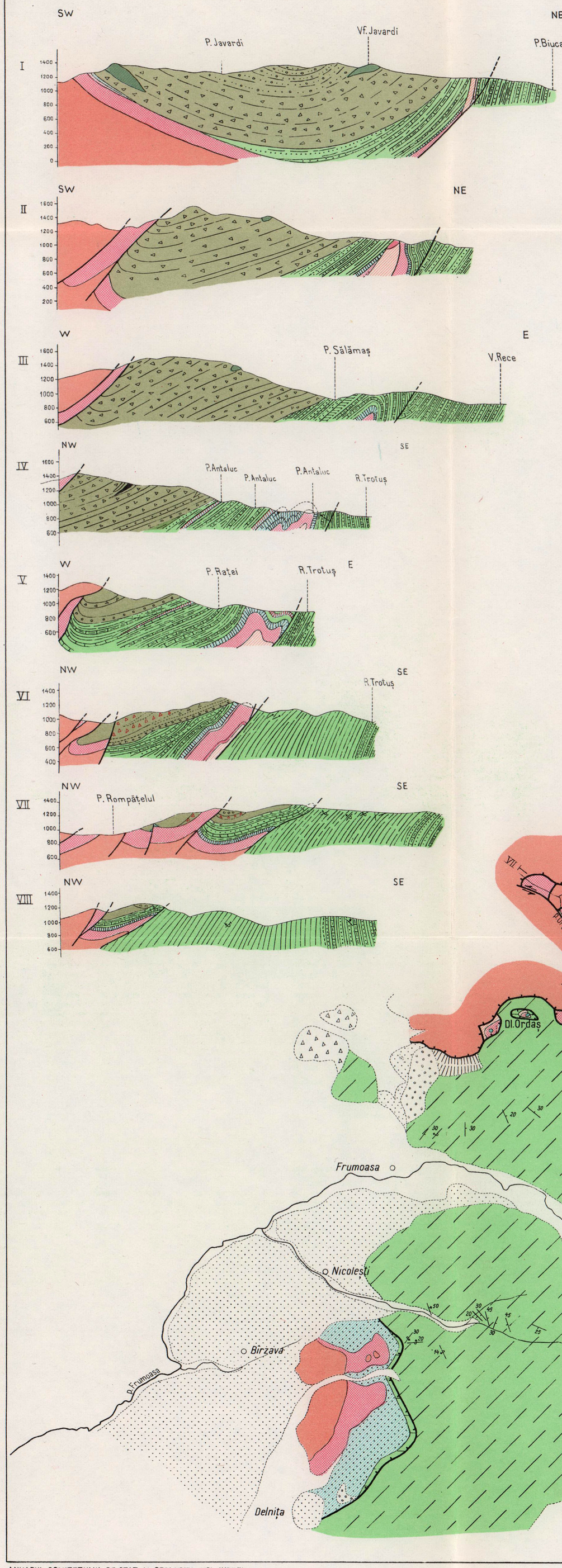

13


14


15

Institutul Geologic al României

HARTA GEOLOGICĂ A PĂRȚII MERIDIONALE A MASIVULUI HĂGHIMAȘ



LEGENDA

CUATERNAR
1. a. șes aluvial; b. conuri de dejecție; c. depozite deluviale
2. a. pietrișuri de terasă; b. depozite vulcanogen-sedimentare; c. argile și nisipuri

PÎNZA BUCOVINICĂ — PÎNZA DE CEAHLĂU

3. Wildflysch sistos și conglomeratic; gresii masive și conglomerate calcaroase, σ olistolite și megabrecii de calcare urgoniene și neojurasice; ω calcare urgoniene in situ
4. Șisturi argiloase brune
5. Conglomerate calcaroase; br, brecii de șisturi cristaline
6. Șisturi argiloase brune; b-bazalte
7. Conglomerat de bază tilloid cu diabaze și piroclastite diabazice și straie cu Aptychus (TITHONIC-BERRIASIAN) resedimentate

BARREMIAN-BEDOULIAN

8. Flis grezo-calcaros și calcarenitic (HAUTERIVIAN) și straie cu Aptychus (a) (TITHONIC-BERRIASIAN) resedimentate
9. Flis calcaros (TITHONIC-BERRIASIAN-VALANGINIAN) silicolite (s) și straie cu Aptychus (a) (TITHONIC-BERRIASIAN)
10. Orizont de siltite brune cu silicolite asociate și calcarenite intercalate cu Tr. elongata (? TITHONIC-BERRIASIAN)

TITHONIC-NEOCOMIAN

19. Straie de Sinaia
20. Flis grezo-calcaros
Flis șistos satin.

JURASIC MEDIU-OXFORDIAN ?

11. Radiolarite și șisturi roșii
12. Calcare nisipoase cu accidente silicioase

JURASIC INFERIOR (EOLIASIC)

13. Calcare oolitice și spatice roșii

TRIASIC INFERIOR ȘI MEDIU

14. Calcare marmoreene (LADINIAN)
15. Dolomite (CAMPILIAN-ANISIAN)
16. Conglomerate cuarțoase (SEISIAN)
17. Șisturi cristaline: epizonale
18. mesozonale
21. Limită stratigrafică cu continuitate litologică
22. Limită stratigrafică cu discontinuitate litologică
23. Pînză de șariaj
24. Falie inversă și solz
25. Contact anormal al lambourilor de alunecare
26. Falie verticală
27. Decroșare
28. Ax de anticlinal
29. Punct fosilifer

Institutul Geologic al României

CORELAREA FORMAȚIUNILOR NEOJURASICE ȘI NEOCOMIENE DIN FLANCUL EXTERN AL SINCLINALULUI HĂGHIMAȘ

LEGENDA

1 Cute de dragaj
2 Gresii
3 Marne compacte și calcare marnoase (str.cu Aptychus)
4 Silicolite
5 Conglomerate tilloide
6 Brecii - conglomerat
7 Calcarenite
8 Marne și siltite marnoase
9 Calcilutite
10 Siltite argiloase
11 Dolomite (Campilian - Anisian)
12 Microconglomerate și gresii cuarțitice (Seisian)
13 Șisturi cristaline

BARREMIAN-BEDOULIAN
HAUTERIVIAN
TITHONIC ? - BERRIASIAN - VALANGINIAN
TITHONIC ? - BERRIASIAN
TRIASIC

V. Rana Mică
L. beyrichi
L. mortilleti
Trocholina elongata

Valea Strîmbă

V. Raței
C. alpina
L. angulocostatus
C. alpina
T. carpathica

Interfl. V. Raței - V. Intunecoasă
C. alpina
Trocholina elongata

V. Intunecoasă
L. angulocostatus
Aptichi
C. alpina
Berriasella sp.

V. Antaluc
Aptichi
T. carpathica
Bacinella irregularis
Rotaliide

V. Banului

V. Sălamaș
Lytoceras sp.
Filicale

Sud de V. Javardi

V. Mare
L. mortilleti
L. beyrichi
Tintinopsella carpathica
Calpionellopsis thalmanni
C. alpina
C. elliptica

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIA ŞI STRUCTURA FORMAŢIUNILOR EPIMETAMORFICE DIN ZONA MEDIANĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ (REGIUNEA TELIUC – GHELAR – VADU DOBRII)

DE

OSCAR MAIER, HANS G. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, GEORGETA MUREŞAN, MIRCEA MUREŞAN

Abstract

Stratigraphy and Structure of the Epimetamorphic Formations in of the Median Zone Poiana Ruscă Massif (Teliuc-Ghelar – Vadu Dobrii Region). The crystalline schists in the area investigated belong to two major tectonic units in Poiana Ruscă; the mesometamorphic unit in the south and the epimetamorphic unit in the north, the latter being overthrust by the southern unit. The authors present the stratigraphic subdivision, as well as the tectonics of the schists in the epimetamorphic unit. The pile of epimetamorphic schists proceeds from some terrigeneous marine deposits in which extrusive and intrusive products of the initial basic magmatism (green schists), limestones and dolomitic reef formations were interbedded. On the basing of grouping of rocks in accordance with their natural association, corresponding to distinct stages in the evolution of the sedimentation and magmatic activity a number of five stratigraphic complexes partially subdivided into horizons have been separated. The crystalline schists were metamorphosed under the conditions of the green schist facies. The metamorphism isograds intersect obliquely the bedding and the folds of the crystalline massif. From the standpoint of the folding two major structures have been distinguished: the Teliuc anticline and the Hunedoara Dolomite syncline on whose flanks less important folds are grafted. The disjunctive tectonics showed up by the formation of several fault systems which subdivided the area into seven successive phases.

Institutul Geologic al României

Pag.

I. Introducere 3

II. Stratigrafia şi petrografia 11

A) Formaţiuni cristaline 11

1. Unitatea mezometamorfică 11
2. Unitatea epimetamorfică 13
a) Consideraţii petrografice generale 13
Roci terigene 13
Roci carbonatice 16
Roci tufogene 16
Roci metaeruptive 17
Milonite 18
b) Condiţiile de metamorfism 19
c) Stratigrafia şisturilor cristaline 20
Complexul şisturilor grafitoase cu intercalaţii de roci verzi tufogene 21
Complexul şisturilor cuarţitice sericito-cloritoase 22
Complexul şisturilor grafitoase 22
Complexul şisturilor verzi tufogene 22
Orizontul inferior 25
Orizontul mediu 26
Orizontul superior 27
Complexul şisturilor sericito-cloritoase superioare 29
Orizontul inferior 30
Orizontul mediu 30
Orizontul superior 30
Dolomitele de Hunedoara 30
Paralelizări stratigrafice cu formaţiunile epimetamorfice din regiunea Ruschiţa 32
B) Formaţiuni eruptive 33
C) Formaţiuni sedimentare 33

III. Tectonica regiunii 34

1. Tectonica plicativă 35
a) Structurile plicative majore 35
b) Structurile plicative de importanţă secundară 36
2. Tectonica disjunctivă 37

IV. Evoluţia geologică a regiunii 41

Bibliografie 44

Institutul Geologic al României

I. INTRODUCERE

Prospecțiunile geologice pentru minereuri de fier începute în 1958 în masivul Poiana Ruscă, în regiunea Teliuc-Ghelar, aveau ca scop să stabilească premise favorabile găsirii unor noi zăcăminte de fier în această regiune. Pornind de la ipoteza originii sedimentare metamorfozate a minereului de fier din Poiana Ruscă, emisă de Al. Codarcea și N. Petrulian, se considera că la baza elaborării unui program rațional și științific de prospectare și explorare a unor noi zone pentru minereuri de fier, trebuie să stea descifrarea stratigrafiei și structurii șisturilor cristaline, precum și studiul condițiilor care au favorizat formarea zăcămintelor de fier.

Problemele la care trebuia să răspundă cartarea stratigrafică a cristalinului erau următoarele :

Poziția zăcămintelor de minereuri de fier în stiva șisturilor cristaline epimetamorfice ;

Legătura dintre zăcămintele de la Teliuc, Ghelar, Vadu Dobrii ;

Relația șisturilor epimetamorfice din regiunea Teliuc-Vadu Dobrii cu dolomitele de Hunedoara ;

Relația dintre șisturile epimetamorfice și șisturile mezometamorfice.

Lucrările de teren și de birou au ridicat o serie de probleme legate în special de metoda de lucru și de modul de reprezentare a rezultatelor, dat fiind, că la acea dată nu dispuneam de un model de orizontare a șisturilor cristaline la noi în țară.

Ideea principală care a stat la baza acestui mod nou de lucru în formațiunile cristaline a fost găsirea și urmărirea unor nivele și orizonturi reper în stiva sedimentară actualmente metamorfozată și cutată, repere care să permită o subdivizare a stivei în complexe cu valoare stratigrafică. Valoarea stratigrafică regională a acestor complexe trebuia să fie asigurată prin înglobarea în diferite complexe, a unor asociații naturale de roci corespunzătoare unor etape bine definite în evoluția litologică magmatică și metalogenetică a geosinclinalului în care s-au format actualele șisturi cristaline.

Cartarea stratigrafică a regiunii și a zonelor învecinate din masivul Poiana Ruscă a confirmat faptul că asociațiile naturale de roci separate (complexele), pot fi urmărite la scară regională. Justețea separațiilor stratigrafice a fost confirmată de asemenea și de datele obținute prin foraje.

Institutul Geologic al României

Hărțile magnetometrice din zona mediană a masivului au fost de un real folos în interpretarea datelor de cartare, scoțînd în evidență continuitatea reperelor stratigrafice cu proprietăți magnetice (mai ales orizonturile de șisturi verzi tufogene cu magnetit) în zonele acoperite. Anomaliile au putut fi utilizate de asemenea pentru punerea în evidență și precizarea orientării unor dislocații transversale și a unor structuri plicative.

Concepția geologică nouă asupra geologiei regiunii a constituit punctul de plecare pentru elaborarea unui program vast de explorare prin sonde și sondeze. Datele de foraj și rezultatele economice pozitive obținute au confirmat și au completat rezultatele cartării stratigrafice, ridicînd o serie de probleme noi privind geologia de detaliu.

O serie de elemente noi au fost furnizate de asemenea de deschiderile create cu ocazia construirii barajului de la sud de Teliuc.

Datele geologice noi au determinat unele modificări în harta stratigrafică inițială (elaborată în 1958—1959). Astfel, o serie de falii interpretative necesitate de geologia de suprafață s-au dovedit a avea o importanță mai mică decît se crezuse inițial, altele au fost confirmate de foraje sau li s-a precizat traseul real. Alte falii au devenit necesare în urma interpretării datelor de foraj.

Date orohidrografice

Regiunea la care ne referim este delimitată la nord de o linie sinuoasă orientată aproximativ E—W ce unește localitățile Teliucul inferior și Sohodol și corespunde aproximativ limitei sudice a dolomitelor de Hunedoara. La W de Sohodol limita ajunge pînă în valea Runcului. Înspre S delimitarea zonei cercetate se face de-a lungul văii Cernei, văii Vălarița și văii Bîlii și corespunde zonei de contact dintre unitatea epimetamorfică și cea mezometamorfică a masivului. Spre E regiunea este mărginită de depozitele sedimentare ale bazinului Streiului, iar spre W de creasta dintre izvoarele văii Lunca Vadului și valea Bordului (de la W de Vadu Dobrii). Astfel delimitată regiunea are forma unei fîșii alungite extinsă pe cca 30 km și a cărei lățime variază între 5—7 km.

Altitudinile culmilor principale cresc treptat de la E (Ghelar 750 m) spre W (Vadu Dobrii 1100 m). Pe ele sînt situate majoritatea localităților din regiune : Ghelar, Poienița Voinii, Alun, Bunila, Vadu Dobrii.

Spinările largi și ondulate ale culmilor sînt separate între ele prin văi adînci. Întregul masiv Poiana Ruscă reprezintă un vechi podiș, puternic ferestruit de ape, în care se disting mai multe cicluri de eroziune puse în

Institutul Geologic al României

evidență de platformele de eroziune din versanții văilor importante (valea Vălariţa, valea Cerna, valea Peştişele ş.a.). Reactivarea eroziunii podişului menționat a fost probabil condiționată de mișcări de ridicare post-pannoniene. Eroziunea este și astăzi în plină desfășurare, fapt demonstrat de numeroasele văi a căror linie de echilibru încă nu a fost realizată. Văile mici și cu debite variabile prezintă spre vărsare profile abrupte. Văile mari formează numeroase meandre în zona cursului lor mediu iar în zona bazinului de recepție sînt deseori colmatate ; în schimb, în partea lor inferioară prezintă zone cu eroziune accentuată, fapt ce demonstrează reactivarea eroziunii în perioade succesive (valea Sohodolului, valea Peştişelelor, valea Lunca Vadului, valea Retişoara ş.a.).

Dependența formelor de relief de natura petrografică a rocilor și de orientarea structurii este evidentă. După cum am amintit, principalele bazine de recepție sînt orientate paralel structurii. Văile care curg prin dolomite și calcare dolomitice au versanți mai abrupți (valea Govăjdiei etc.) decît cele care curg prin șisturile cristaline.

Fenomenele carstice sînt destul de rare, dat fiind solubilitatea relativ redusă a dolomitelor. Cîteva doline mici, colmatate în parte, au fost observate în calcarele marmoreene de la W de localitatea Alun.

Cercetări geologice anterioare

Zăcămintele de fier de la Teliuc și Ghelar au constituit obiectul unor mici exploatări miniere încă de pe vremea Dacilor și Romanilor. După cum reiese din lucrările geologice mai vechi (H o l o s v á r i, 1907 și K. P a p p, 1919), în secolul trecut mai puteau fi încă văzute urmele acestor exploatări miniere (halde la Teliuc, un furnal la Ghelar). Se poate presupune că exploatarea minereului de fier a continuat și în perioada de după retragerea Romanilor, deoarece limonitul exploatabil la suprafață constituia un minereu excelent pentru tehnica siderurgică din acea vreme. Exploatarea sistematică începe în secolul trecut cu apariția societăților miniere.

Tot din secolul trecut ne-au fost transmise primele informații geologice prin scrierile lui F. S. B e u d a n t (1822), F. H a u e r și G. S t a c h e (1863, 1885), F r. P o š e p n y (1871), J. H a l a v á t s (1903), F r. S c h a f a r z i k (1908).

Prima lucrare amplă este monografia lui K. P a p p (1919) asupra zăcămintelor de fier și cărbuni, în care sînt prezentate numeroase date geologice și miniere asupra zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă.

Institutul Geologic al României

Problema genezei zăcămintelor de fier alături de problema relațiilor șisturilor epimetamorfice cu dolomitele de Hunedoara precum și raporturile acestor șisturi cu șisturile mezometamorfice din S, au fost principalele probleme majore abordate de geologii care au lucrat în regiune.

Astfel, după Fr. Schafarzik (1908) și K. Papp (1919) zăcămintele de fier din Poiana Ruscă sînt de natură metasomatică, formarea lor fiind pusă în legătură cu un corp granitic presupus în profunzimea masivului.

K. Papp (1919) descrie (după Halaváts) un profil pe valea Cernei după care șisturile cristaline cu direcție E—W au căderi spre S la Lingina și Cerna și spre N la Teliucul inferior, unde ele intră sub „calcarele de Hunedoara" considerate devoniene.

În 1923 K. Möckel descrie filitele de la Teliuc drept inferioare calcarelor de Hunedoara, pe care le consideră triasice. Zăcămintele de fier din regiune ar putea fi puse în legătură cu bazaltele de aici.

Ideea unui corp magmatic ascuns de care s-ar lega zăcămintele de fier este reluată de V. Lațiu (1928), care admite că minereul ferifer s-ar fi format prin metasomatoza epigenetică a calcarelor dolomitice intercalate în șisturi.

În anul 1942 Al. Codarcea și N. Petrulian[1] exprimă pentru prima oară o concepție nouă asupra genezei zăcămintelor de fier. Autorii arată că minereurile sînt de origine sedimentară și au fost cutate și metamorfozate împreună cu formațiunile sedimentare înconjurătoare. Compoziția mineralogică a rocilor ferifere depinde de gradul de metamorfism.

În 1948, Al. Codarcea[2] abordează problema relațiilor șisturilor cristaline cu dolomitele de Hunedoara arătînd că între cele două formațiuni există îndințări faciale.

Primele descrieri petrografice amănunțite ale rocilor din zona centrală și de SE a masivului Poiana Ruscă se datoresc lui L. Pavelescu (1954), care grupează rocile epizonale în trei complexe petrografice: complexul cloritos, complexul cuarțos și complexul calcaros. Relațiile dintre epizonă și mezozonă sînt considerate anormale, mezozona stînd peste epizonă, situație semnalată mai de mult de către Al. Codarcea și explicată printr-o

[1] Raport geologic-minier asupra zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă reg. Teliuc-Ghelar. 1942. Arh. Com. Stat Geol. București.

[2] Al. Codarcea. Raport asupra rezervelor de minereu de fier ale regiunii Teliuc — Ghelar, din partea de E a munților Poiana Ruscă. 1948. Arh. Com. Stat Geol. București.

Institutul Geologic al României

cută „à rebours". După L. P a v e l e s c u (1954), deși există această situație anormală, între șisturile epizonale tipice și cele mezozonale se constată o tranziție gradată.

Problema relațiilor șisturilor epimetamorfice din partea mediană a masivului Poiana Ruscă cu masa dolomitelor de Hunedoara și a acelorași șisturi cu rocile mezometamorfice a fost atinsă și în unele lucrări de sinteză referitoare la cristalinul Carpaților Meridionali. Astfel, G. M. M u r g o c i (1912) consideră Poiana Ruscă ca zona de rădăcină a pînzei getice, iar calcarele de Hunedoara ca un orizont superior al epizonei prinse într-un sinclinal culcat spre N. După A. S t r e c k e i s e n (1934) șisturile epizonale ar sta peste cele mezozonale și ar face parte din o unitate superioară pînzei getice. Mai recent, L. P a v e l e s c u (1958) încadrează masivul Poiana Ruscă în domeniul getic și reliefează din nou raporturile anormale existente între seria epizonală și cea mezozonală din Poiana Ruscă.

Revenind la lucrările de detaliu asupra diferitelor regiuni din masivul Poiana Ruscă, care tratează și probleme generale ale acestuia, trebuie menționat în primul rînd studiul efectuat de D. G i u ș c ă et al (1956) asupra părții de SW a masivului. Autorii ajung la concluzia că seria mezozonală este șariată peste cea epizonală, mezozona de la Nădrag reprezentînd un petec de acoperire peste epizonă.

În partea de NW a Poienii Ruscăi, C. V. P a p i u (1956) deosebește trei complexe petrografice : un complex șistos, un complex carbonatic și un complex de tranziție. Complexele menționate ar rezulta din îndințarea facială primordială a unor roci argilo-grezoase cu formațiunile carbonatice recifale premetamorfice.

După R. D i m i t r e s c u (1956) calcarele de Hunedoara, se încadrează în partea superioară a seriei epizonale și formează un sinclinal în unele locuri puternic deversat spre N.

Începînd cu anul 1950 se execută o serie de lucrări și prospecțiuni geologice în zona mediană a Poienii Ruscăi, axate în special pe inventarierea și descrierea amănunțită a zăcămintelor de fier cunoscute și urmărirea în extindere a acestora. Aceste lucrări au fost începute între anii 1950—1953 de către expediția geologică complexă. În privința genezei acumulărilor minereurilor de fier M. A. S u h a r e v și T. I. C o s a r e v a [3] se asociază

[3] M.A. S u h a r e v, T.I. C o s a r e v a. Regiunea de minereuri de fier Poiana Ruscă—R.P.R. 1950. Arh. Com. Stat Geol. București.

Institutul Geologic al României

concepției exprimate de Al. Codarcea și N. Petrulian[4], autorii admițînd geneza sedimentar-metamorfică a zăcămintelor care ar reprezenta sedimente feruginoase formate în zonele litorale de mică adîncime ale unei mări paleozoice.

Lucrările de prospecțiune și explorare pentru minereuri de fier au fost continuate de echipa Ministerului Metalurgiei alcătuită de E. Ciucurel, I. Bădescu, Gh. Ionescu, T. Naidin, I. Roșianu, A. Naidin și D. Zaharia[5].

În 1956 C. Ionescu[6] cartează regiunea Alun-Sohodol-Lelese, ale cărei formațiuni cristaline le consideră situate în zona îndințărilor faciale dintre un complex argilo-grezos și un complex calcaros recifal. Autorul regăsește complexele petrografice descrise de I. Pavelescu (1954) și susține că rocile calcaroase sînt prinse actualmente în cute sinclinale.

În 1958 au început lucrările de orizontare a cristalinului din Poiana Ruscă (O. Maier et al. 1964). Concomitent Elvira Bercia și I. Bercia (1964) au efectuat în același perimetru (Teliuc-Ruda) studii microtectonice, iar Florentina Kräutner și H. Kräutner (1964) cercetări amănunțite asupra zăcămintelor de fier din regiune.

Zona de la SW de Ruda a fost cercetată de către Fl. Codarcea și Venera Codarcea[7] cu scopul identificării cauzelor geologice ale anomaliilor magnetice din acest sector.

În anul următor (1959) cercetările stratigrafice, microtectonice precum și cele referitoare la zăcămintele de fier s-au extins înspre W în regiunea Ruda-Vadu Dobrii [8].

Masivul dolomitelor de Hundeara a fost cercetat din punct de vedere chimic de către M. Savul și V. Ianovici (1959) care evidențiază

---

[4] Vezi nota 1.

[5] I. Bădescu, E. Ciucurel, Gh. Ionescu, A. Naidin, T. Naidin, I. Roșianu, D. Zaharia. Raport asupra rezultatelor de prosepecțiuni și explorări din partea de E a fișiei centrale de mineralizare din regiunea Poiana Ruscă, efectuate în 1953. Arh. Com. Stat Geol. București.

[6] C. Ionescu. Raport geologic asupra regiunii Alun — Sohodol — Lelese. 1956. Arh. Com. Stat Geol. București.

[7] Fl. Codarcea, Venera Codarcea. Raport geologic asupra regiunii Ruda-Poienița Voinii (Poiana Ruscă). 1958. Arh. Com. Stat Geol. București.

[8] I. Bercia, Elvira Bercia, C. Chivu, H. Kräutner, Florentina Kräutner, O. Maier, Georgeta Mureșan, M. Mureșan, Gh. Neacșu. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Ruda — Poiana Crivina — Bătrîna — Socet — Cerbăl — Sohodol (Poiana Ruscă). 1959. Arh. Com. Stat Geol. București.

Institutul Geologic al României

caracterul predominant dolomitic al rocilor acestui masiv, justificîndu-se astfel denumirea de„dolomite de Hunedoara."

Cercetări petrografice amănunțite asupra dolomitelor de Hunedoara au fost efectuate de către C. V. Papiu et al. (1962, 1963, 1964) între anii 1958—1960. Autorii au demonstrat originea recifală a acestor dolomite, presupusă și de L. Pavelescu (1955). Se admite pentru formațiunile dolomitice și calcaroase vîrsta siluriană ; șisturile din baza dolomitelor sînt atribuite Cambrian-Precambrianului iar cuarțitele și filitele acoperitoare ale dolomitelor, Devonianului.

Cercetările magnetometrice efectuate în regiune între 1950 și 1959 de către T. Cristescu[9], Fl. Ionescu[10], M. Popescu-Brădet, L. Popescu-Brădet[11] și A. Stefanciuc[12], au pus în evidență numeroase anomalii magnetice aliniate paralel cu structura geologică. Anomaliile se suprapun peste orizonturile de șisturi cu magnetit din unitatea epimetamorfică.

Începînd din 1958 Comitetul Geologic (ISEM) și Ministerul Minelor (TPEDMN) au executat numeroase foraje în zona Teliuc-Ghelar și Alun, amplasate pe baza rezultatelor obținute în urma cartării stratigrafice a formațiunilor cristaline. Forajele din împrejurimile localităților Ghelar și Teliuc au interceptat corpuri sideritice (Ghelar, Vrănicioara, Muchea Moșului și Teliuc E).

---

[9] T. Cristescu. Raport asupra prospecțiunii magnetice efectuate în regiunea Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii. 1950. Arh. Com. Stat Geol. București.

T. Cristescu. Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ efectuate în regiunea Vadu Dobrii — Hunedoara. 1951. Arh. Com. Stat Geol. București.

T. Cristescu. Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ în zona Măgura-Teliuc (regiunea Hunedoara). 1952. Arh. Com. Stat Geol. București.

T. Cristescu. Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ în regiunea Vadu Dobrii, Poiana Iazuri, (regiunea Hunedoara). 1952. Arh. Com. Stat Geol. București.

[10] Fl. Ionescu. Raport asupra prospecțiunii magnetometrice din zona centrală a masivului Poiana Ruscă regiunea Nădrag — Vadu Dobrii. 1959. Arh. Com. Stat Geol. București.

[11] M. Popescu-Brădet, L. Popescu-Brădet. Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ pe rama de nord-est a masivului Poiana Ruscă (Runcu Mare — Sohodol — Socet — Ferigi — Bătrîna — Boș — Cerișor — Govăjdia — Lelese — Tulea — Zlaști). 1958. Arh. Com. Stat Geol. București.

[12] Al. Ștefanciuc. Raport asupra prospecțiunilor magnetice ΔZ executate în regiunea Poiana Ruscă (Teliuc — Toplița — Vadu Dobrii). 1958. Arh. Com. Stat Geol. București.

Institutul Geologic al României

Studiul petrografic și stratigrafic al carotelor obținute prin forajele executate de ISEM a fost efectuat în 1962—1963 de către Maria Pavelescu, Florentina Kräutner și Georgeta Mureșan[13].

În 1960 I. Urdea, pe baza datelor de foraj din zona Ghelar, prezintă o imagine asupra complexului purtător de zăcăminte de fier și asupra genezei acumulărilor ferifere.

Recent, camptonitele cu katophorit interceptate de forajul ISEM 4754 amplasat în valea Govăjdia, au constituit obiectul unui studiu mineralogic efectuat de Al. Codarcea, L. Pavelescu și Al. Kissling (1965).

Cercetările stratigrafice începute în 1958—1959 în zona mediană a masivului i Poiana Ruscă au fost continuate în anii 1960—1965 atît în unitatea epimetamorfică cît și în cea mezometamorfică a masivului,confirmîndu-se și completîndu-se imaginea stratigrafică inițială obținută în zona mediană a Poienii Ruscăi. Regiunea Ruschița a fost cartată de către L. Pavelescu, O. Maier, H. Kräutner, Florentina Kräutner și M. Mureșan, regiunea Nădrag de către O. Maier, I. Solomon G. Vasilescu, regiunea Tincova de către Gh. Neacșu, P. Zimmermann și Voichița Zimmermann, regiunea Fîrdea-Gladna de către C. Chivu și V. Serafimovici, regiunea Gladna-Luncani-Poieni de către M. Mureșan și Georgeta Mureșan, regiunea Poieni-Roșcani de către O. Maier, I. Solomon și Gh. Vasilescu, regiunea Roșcani-Bătrîna de către G. Neacșu, P. Zimmermann și C. Paraschivescu, regiunea Leșnic-Ferigi de către I. Hanomolo, Antoaneta Hanomolo și C. Chivu, regiunea Vețel-Groși de către H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Duțu și N. Stan. Unitatea mezometamorfică a fost cartată stratigrafic de către O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. Zimmermann și Voichița Zimmermann. Modul de continuare spre E, pe sub depozitele neogene sedimentare, a complexelor stratigrafice și a structurilor tectonice din zona Teliuc-Ghelar a fost arătat de către Fl. Ionescu, H. Kräutner, M. Mureșan (1963), pe baza datelor noi magnetometrice și gravimetrice obținute în bazinul Streiului. În vederea alcătuirii unei hărți

[13] M. Pavelescu, Fl. Kräutner, G. Mureșan. Studiul forajelor din șantierul Poiana Ruscă (Ghelar). 1962. Arh. Com. Stat Geol. București.

Maria Pavelescu, Florentina Kräutner, Georgeta Mureșan. Studiul petrografic al forajelor din șantierul Poiana Ruscă. (Teliuc-Ghelar-Vadu Dobrii-Ruschița). 1963. Arh. Com. Stat Geol. București.

Institutul Geologic al României

stratigrafice unitare a unității epimetamorfice a masivului, partea de N și cea de W a munților Poiana Ruscă au fost revizuite și cartate în întregime între 1961 și 1965 de către H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan și Georgeta Mureșan.

II. STRATIGRAFIA ȘI PETROGRAFIA

Regiunea cercetată este alcătuită în majoritate din formațiuni cristaline, cele eruptive și sedimentare avînd o răspîndire redusă.

A) FORMAȚIUNILE CRISTALINE

Șisturile cristaline din zona Teliuc-Ghelar aparțin celor două unități tectonice importante din masivul Poiana Ruscă : unitatea mezometamorfică și unitatea epimetamorfică. Unitatea mezometamorfică, situată în sudul regiunii, încalecă de-a lungul unei importante falii direcționale (însoțită de milonite și blastomilonite) șisturile epimetamorfice din N.

Întrucît în cadrul regiunii șisturile primei unități au o răspîndire redusă, constituind rama sudică a zonei studiate, atenția noastră s-a îndreptat în special asupra unității epimetamorfice, ale cărei formațiuni ocupă majoritatea ariei cercetate.

1. UNITATEA MEZOMETAMORFICĂ

În cadrul hărții noastre șisturile unității mezometamorfice constituie o fîșie îngustă (1—2 km lățime) orientată E—W, care s-a putut urmări de-a lungul întregii zone luată în considerare, respectiv de la E de confluența văii Tătăușului cu valea Cernei pînă în valea Vadului (la SW de Vadu Dobrii).

Întrucît descrierea petrografică a rocilor din această unitate a fost făcută anterior de către L. Pavelescu (1954), vom aminti doar pe scurt principalele tipuri petrografice întîlnite în decursul cercetărilor noastre : micașisturi muscovito-biotitice ± granat, cuarțite muscovito-biotitice, cuarțite biotitice, paragnaise muscovito-biotitice, amfibolite.

Micașisturile muscovito-biotitice ± granat predomină net asupra celorlalte tipuri petrografice menționate. Amintim în aceste roci (versantul drept al văii Bîlii) prezența în unele cazuri a grafitului (micașisturi grafitoase cu granați). Porfiroblastele de granat din micașisturi pot depăși uneori 1 cm

Institutul Geologic al României

în diametru (Baia lui Grai). În unele secțiuni acest mineral prezintă un „S" intern care formează cu șistozitatea generală a rocii un unghi mare, apropiat de 90°. Alteori, granații au structură helicitică.

În paragnaise, porfiroblastele de plagioclaz prezintă frecvent incluziuni de granați, biotit, muscovit, cuarț, titanit, care sînt orientate uneori aproape perpendicular față de șistozitatea rocii.

Paragenezele mineralogice principale ale șisturilor mezometamorfice corespund faciesului metamorfic al amfibolitelor cu almandin.

În apropierea limitei cu unitatea epimetamorfică, rocile mezometamorfice au fost milonitizate intens, fapt care se accentuează cu cît ne apropiem de falia direcțională dintre cele două unități. Milonitele constituie o fîșie relativ continuă (cu o lățime variabilă cuprinsă între 100 și 200 m) care se urmărește de-a lungul acestui contact tectonic menționat. Sînt cenușii, masive, cu spărtură neregulată. Cu ochiul liber se poate distinge o masă microcristalină cuarțitică, în care se dezvoltă lamele porfiroblastice de 1—3 mm de mice și uneori de feldspați. Microscopic se observă că, milonitele prezintă o masă cuarțoasă orientată, uneori masivă, în care sînt găzduite porfiroblaste de muscovit, feldspat, granat și biotit. Fondul rocii este microgranular; el este alcătuit din grăunți neregulați de cuarț și uneori de feldspați, rezultați prin zdrobire. Muscovitul, sub formă de lamele ondulate porfiroblastice, este dezvoltat pe suprafețele de discontinuitate ale rocii; uneori mulează cristalele de feldspat. Biotitul se prezintă fie sub formă de porfiroblaste ondulate, asemănătoare cu cele de muscovit, fie în aglomerări de cristale mărunte, cu conture neregulate impuse de către grăunții de cuarț și feldspat din matricea rocii. Feldspatul (plagioclaz acid și ortoză) apare în granule mici cu conture și dimensiuni variabile prinse în masa de bază cuarțoasă. Uneori ortoza se dezvoltă porfiroblastic. Aceste porfiroblaste ale feldspatului potasic prezintă frecvente fenomene de sericitizare pe fisuri și pe planele de maclă. Granatul, sub formă de porfiroblaste în general izometrice, este aproape întotdeauna prezent în aceste roci. Este fisurat și uneori fărîmițat. Se observă adesea în jurul granatului o aureolă de clorit care pătrunde frecvent și pe crăpăturile lui. În milonite mai apar sporadic epidot, calcit, zircon și apatit.

În unele regiuni (valea Bilii), în zona milonitică apar și ultramilonite.

În concluzie, rocile descrise reprezintă în bună parte blastomilonite uneori remilonitizate, fenomen legat de reluarea în timpuri diferite a faliei direcționale dintre cele două unități tectonice.

Institutul Geologic al României

În zona milonitelor descrise precum și în apropierea lor, s-au surprins frecvente fenomene de retromorfism, care se manifestă prin sericitizarea feldspaților și cloritizarea granaților și a biotitului.

2. UNITATEA EPIMETAMORFICĂ

Formațiunile unității epimetamorfice se extind la N de cele aparținînd unității mezometamorfice și ocupă majoritatea suprafeței cercetate. Obiectul acestei lucrări este prezentarea stratigrafiei și structurii tectonice a acestor formațiuni.

a) Considerații petrografice generale

Majoritatea rocilor epimetamorfice provin din metamorfozarea regională a unor depozite marine terigene (argiloase, argilo-grezoase și grezoase), recifale-recifogene (carbonatice) și tufogene. Aceste sedimente inițiale erau deseori amestecate intim între ele, de unde rezultă o bogată varietate de roci mixte pe care o constatăm azi în regiune (roci terigeno-carbonatice, roci carbonato-terigene și roci tufitogene).

Menționăm de asemenea prezența în cadrul unității epimetamorfice a unor acumulări ferifere metamorfozate (reprezentate în special prin carbonați : siderite, ankerite, dolomite ferifere și subordonat prin oxizi de fier : magnetit și hematit) precum și a unor roci metaeruptive.

Rocile terigene și cele tufogene constituie o fîșie, relativ îngustă (3—5 km), situată la N de unitatea mezometamorfică. În cadrul ei, rocile carbonatice sînt subordonate rocilor terigene și tufogene[14]. La N de această fîșie rocile carbonatice capătă o dezvoltare largă, constituind cunoscutul masiv carbonatic al dolomitelor de Hunedoara.

Rocile terigene. Rocile terigene împreună cu cele carbonatice sînt cele mai răspîndite în zona luată în considerare. În cadrul lor am inclus și pe cele în care se poate recunoaște un oarecare aport carbonatic dar care nefiind prea mare nu șterge caracterul terigen predominant al rocii respec-

[14] Menționăm că fîșia de șisturi cuprinsă între unitatea mezometamorfică și dolomitele de Hunedoara era cunoscută în literatura geologică sub denumirea de zona centrală a masivului Poiana Ruscă. Întrucît în realitate această zonă nu constituie partea centrală a masivului Poiana Ruscă, vom utiliza denumirea mai adecuată de „zona mediană' a Poienii Ruscăi.

Institutul Geologic al României

TABEL

Rocile complexului şisturilor verzi tufogene între Teliuc şi Vadu Dobrii

Roci terigene		Faciesul şisturilor verzi		
		Subfaciesul cuarţ — albit — clorit	Subfaciesul cuarţ — albit — biotit	Subfaciesul cuarţ — albit — almandin
	Şisturi metapelitice	Filite sericitoase cu magnetit Filite grafitoase-sericitoase Şisturi şi filite sericito-cloritoase Şisturi sericito-clorito-grafitoase	Şisturi muscovitice cu biotit şi magnetit Filite grafito-sericito-biotitice Şisturi muscovito-biotitice ± clorit Şisturi muscovito-biotito-grafitoase ± clorit	Şisturi grafito-muscovitice cu granaţi
	Şisturi metapelito-psamitice	Şisturi sericito-cloritoase cuarţitice Şisturi clorito-sericitoase-cuarţitice Şisturi cuarţito-sericito-cloritoase Şisturi cuarţito-clorito-sericitoase Şisturi sericito-grafitoase-cuarţitice Şisturi cuarţito-sericito-grafitoase Şisturi sericito-clorito-grafitoase-cuarţitice	Şisturi sericito-cloritoase biotito-cuarţitice Şisturi muscovito-biotito-cuarţitice ± clorit Şisturi cuarţito-muscovito-biotitice ± clorit Şisturi cuarţito-muscovito-biotitice ± clorit Şisturi sericito-grafitoase cuarţitice Şisturi cuarţito-sericito-grafitoase Şisturi muscovito-biotito-grafito-cuarţitice ± clorit	Şisturi muscovito-biotito-cuarţitice cu granat
	Şisturi metapsamitice	Cuarţite cu sericit şi clorit Cuarţite cu sericit Cuarţite cu sericit şi grafit Cuarţite grafitoase Cuarţite	Cuarţite muscovito-biotitice Cuarţite muscovitice Cuarţite muscovito-grafitoase Cuarţite grafitoase Cuarţite	

Institutul Geologic al României

Roci carbonatice		Roci tufogene și tufitogene		
		Acide		
			Bazice	
			Tufogene	Tufitogene
Calcare cu sericit și clorit Calcare Calcar cu albit Calcar dolomitic Calcar dolomitic grafitos Dolomite Carbonatite ferifere	Calcare cu sericit, clorit, biotit și albit Calcare cu tremolit	Cuarțite cu albit Cuarțite cu albit și sericit Cuarțite cu albit și calcit	Șisturi cloritoase cu albit Șisturi clorito-epidotice cu albit Șisturi actinolito-cloritoase cu albit Șisturi actinolitice cu albit	Șisturi amfibolice cu albit	Șist clorito-sericitic cu albit Șist clorito-calcaros cu albit Șist clorito-cuarțitic cu albit Șist clorito-epidotic Șist actinolito-cuarțitic Șist clorito-actinolitic-cuarțitic cu albit	Șist muscovito-biotitic cu albit ± clorit Șist biotito-calcaros cu albit ± clorit Șist biotito-cuarțitic cu albit ± clorit Șist clorito-actinolitic cu biotit și albit
	Siderite cu biotit și granat					

Institutul Geologic al României

tive. Structura acestor roci variază de la granoblastică la lepidoblastică; cea din urmă predomină asupra primei. O privire succintă asupra diverselor tipuri de roci terigene din regiune se poate vedea în tabelul alăturat.

Rocile carbonatice. Rocile carbonatice sînt foarte răspîndite în regiune, majoritatea grupîndu-se în masivul dolomitelor de Hunedoara.

Aceste roci, care provin predominant din metamorfozarea unor depozite recifal-recifogene și subordonat din sedimente carbonatice de precipitație chimică, au un chimism relativ variat, existînd numeroase tranziții de la calcare la dolomite. Se observă că gradul de cristalinitate al rocilor carbonatice depinde mult de chimismul lor, calcarele fiind de obicei mai larg cristalizate decît dolomitele. Pigmentul grafitos a avut o influență negativă asupra gradului de cristalinitate al rocilor carbonatice, astfel încît calcarele grafitoase și dolomitele calcaroase grafitoase sînt mai totdeauna fin granulare (grafitul a îngreunat blasteza carbonaților).

Structura rocilor carbonatice este în general granoblastică și mai rar granolepidoblastică (în tipurile bogate în filosilicați).

Textural, se pot deosebi carbonatite masive (reprezentate mai ales prin dolomite), orientate, stratificate, șistoase, ultimele două tipuri fiind întîlnite mai ales la calcare. C. V. P a p i u et al. (1962, 1963, 1964) au acordat o mare importanță aspectului textural al carbonatitelor, pornind de la premisa că rocile dolomitice masive ar reprezenta zonele biohermice recifale, în timp ce carbonatitele stratificate, șistoase, etc. ar reprezenta depozitele recifogene actualmente metamorfozate.

În regiune se pot deosebi calcare, calcare dolomitice, dolomite calcaroase, dolomite și roci carbonatice cuarțoase. Se observă faptul că în masa de șisturi de la sudul masivului dolomitelor de Hunedoara, intercalațiile de carbonatite sînt reprezentate mai ales prin calcare.

Rocile tufogene. În comparație cu rocile terigene și cele carbonatice, șisturile tufogene sînt mai puțin răspîndite; majoritatea lor se grupează într-un complex stratigrafic.

Rocile tufogene provin din metamorfozarea unor tufuri bazice (actualele șisturi verzi cu albit) și a unor tufuri acide (roci porfirogene); acestea din urmă apar în regiune cu totul sporadic, asociate cu rocile ferifere de la Teliuc-Ghelar-Vadu Dobrii).

În șisturile verzi, caracterizate în general prin parageneza clorit-albit-cuarț, la care se adaugă uneori actinotul și epidotul, apare frecvent

Institutul Geologic al României

magnetitul (5—10%), care reprezintă cauza majorității anomaliilor magnetice din regiune.

Rocile metaeruptive. În regiune apar o serie de roci magmatogene metamorfozate, intercalate concordant în șisturile unității epimetamorfice. În cadrul rocilor metaeruptive distingem metaserpentinite, metamicrogabbrouri, roci metaeruptive intermediare și porfiroide.

Metaserpentinitele. Aceste roci constituie cîteva iviri la S de Ruda, în dealul Muncelului (la E de Vadu Dobrii) și la SE de Vadu Dobrii.

Forma de zăcămînt a metaserpentinitelor este în general cea de mici lentile (sub 200—300 m lungime) concordante cu șisturile cristaline înconjurătoare. În dealul Muncelul apare un important sill de metaserpentinite, avînd circa 2,5 km lungime și 300—600 m lățime; acest sill căptușește un sinclinal larg de șisturi cristaline, structură ce se lărgește treptat de la E către W; în partea vestică corpul de roci metaeruptive este retezat de o falie importantă, orientată NW-SE. Grosimea acestui sill nu depășește 200—250 m, fapt indicat de forajul 14048 al Ministerului Minelor și de către forajul 22122 al Comitetului de Stat al Geologiei.

Din punct de vedere petrografic, mica ivire de la S de Ruda este alcătuită dintr-o rocă de culoare verzuie, care prezintă pe alocuri goluri cu conture geometrice (cubice) rezultate din îndepărtarea cristalelor idiomorfe de pirită, ale căror resturi se pot vedea uneori la microscop. În rocă apar cristale de tremolit care au pînă la 1 cm lungime. Microscopic, se observă o masă fundamentală antigoritică, cu structura lamelară, în care apar cristale idiomorfe de tremolit. Uneori la limita dintre tremolit și matricea antigoritică se întîlnesc zone talcizate care urmăresc conturul idiomorf al amfibolului. Tot în cadrul ivirii de la S de Ruda mai apar metaserpentinite antigoritice fără tremolit, slab talcizate, asemănătoare cu cele din dealul Muncelului.

Sillul din dealul Muncelul este format din metaserpentinite antigoritice, cu structură lamelară. Pe lîngă antigorit mai apare cloritul magnezian și talcul. Magnetitul, sub formă de granule uneori izometrice, filonașe și pulbere, este relativ răspîndit în cuprinsul acestui corp. Uneori este prezent și magnetitul.

Aparițiile de metaserpentinite de la SW de Vadu Dobrii, din versantul stîng al văii Bîlii, fiind în imediata apropiere a contactului tectonic dintre unitatea epimetamorfică și cea mezometamorfică, sînt puternic tal-

Institutul Geologic al României

cizate. Minerale serpentinice de tipul antigoritului s-au păstrat doar local în zone neafectate de laminările tectonice.

Metamicrogabbrouri. La S de Poienița Voinii apare un filon concordant, a cărui grosime nu depășește 1 m, alcătuit dintr-o rocă verzui-negricioasă cu aspect de ortoamfibolit care sub microscop prezintă o structură relictă doleritică. Roca este constituită din hornblendă verde-albăstruie care în zonele marginale trece la actinot, parțial cloritizat, epidot, clorit, albit și subordonat calcit. Primele trei minerale amintite apar în cantități aproximativ egale (cca 30%) . Roca provine din metamorfozarea unui microgabbrou.

Roci metaeruptive intermediare. Acest tip de roci formează cîteva corpuri lenticulare concordante față de șisturile cristaline înconjurătoare. Ele apar în partea estică a regiunii, pe văile Govăjdiei și Mănăstirii. Textura rocii este în general masivă, rareori slab șistoasă. Structura este holocristalină, de obicei slab inechigranulară. Roca este alcătuită în majoritate din albit (cca 60%), biotit ferifer (10—15%), feldspat potasic (5—10%) și mici cantități de epidot ferifer, calcit, clorit, sericit, cuarț, apatit, granat și limonit. Feldspatul potasic (frecvent sericitizat pe fisuri) este deseori albitizat. Albitul, epidotul și calcitul par să rezulte dintr-un plagioclaz mai bogat în calciu, care prin metamorfism a trecut în mineralele menționate. Biotitul este transformat parțial în clorit, fapt observat și la rarele granule de granat din rocă. Limonitul s-a format pe seama epidotului ferifer și a biotitului ferifer, prin alterația superficială a rocii.

Probabil că înaintea metamorfismului regional, roca era alcătuită din plagioclaz relativ bogat în calciu, feldspat potasic, biotit ferifer, puțin cuarț și apatit. Ar fi vorba deci de o rocă de tip monzonitic care a suferit apoi metamorfismul regional odată cu rocile înconjurătoare.

Roci porfiroide. Aceste roci constituie apariții sporadice la S de Ruda și la S de dealul Muncelul (pîrîul Gemenilor). Sînt constituite dintr-o masă cuarțoasă cu puțin muscovit și feldspat, în care se află cristale de plagioclaz acid (maclat polisintetic), sau de ortoză și de microclin.

Milonitele. Se dezvoltă la N de dislocația direcțională Cinciș—Vadu Dobrii. Ele alcătuiesc o fîșie mai îngustă decît aceea a milonitelor din unitatea mezometamorfică.

Contactul tectonic dintre cele două unități traversînd diverse nivele stratigrafice din unitatea epimetamorfică, a determinat formarea unor

Institutul Geologic al României

milonite cu constituție mineralogică variată : roci milonitice sericito-calcitice, sericito-cloritoase-grafitoase, sericito-cloritoase ș. a. Sînt în general roci laminate care se desfac în fragmente lentiliforme. Cu ochiul liber se pot distinge aglomerări de cuarț, iar pe fețele de forfecare apar filosilicați (sericit și clorit). Sub microscop, se observă o variație a structurii și texturii, în funcție de apropierea sau depărtarea de contactul cu unitatea mezometamorfică. Astfel, în apropierea acestei linii tectonice, în masa de bază în general cuarțoasă (cu granule rare de albit) apar aglomerări lentiliforme de sericit, mai rar clorit, calcit sau chiar granule de cuarț cu dimensiuni mai mari decît ale celor din matrice. Depărtîndu-se spre nord de linia amintită se trece treptat la șisturi epimetamorfice normale. În această zonă de trecere se observă deranjamente texturale și structurale importante, datorite frămîntării mineralelor în lungul unor plane direcționale.

În partea superioară a văii Bîlii (la SW de Vadu Dobrii), în cadrul milonitelor din unitatea epimetamorfică, apare o lentilă de serpentinit laminat (milonit serpentinic). Microscopic, se observă talcizarea aproape integrală a mineralelor serpentinice ; talcul constituie aglomerări lentiliforme sau mase slab orientate după planurile de laminare ale rocii.

b) Condițiile de metamorfism

Condițiile din timpul metamorfismului regional au determinat apariția în cadrul rocilor, aparținînd unității epimetamorfice, a paragenezelor caracteristice faciesului de șisturi verzi, în regiune majoritatea tipurilor petrografice înscriindu-se în subfaciesurile cuarț — albit — muscovit — clorit ; cuarț — albit — muscovit — biotit și subordonat în subfaciesul cuarț — albit — almandin.

În regiune se constată pe verticală o creștere normală a gradului de metamorfism (O. Maier et al., 1964), exemplul fiind oferit de formațiunile din partea estică a anticlinalului major Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii, unde în complexele superioare de pe flancurile acestei structuri apar paragenezele subfaciesurilor cuarț — albit — muscovit — clorit și subordonat cuarț — abit — muscovit — biotit, în timp ce complexul inferior cunoscut în unitatea epimetamorfică este metamorfozat predominant în condițiile subfaciesurilor cuarț — albit — muscovit — biotit și cuarț — albit — almandin.

În zona cercetată se observă de asemenea o variație pe orizontală de la N către S a gradului de metamorfism al rocilor care ocupă aceeași

Institutul Geologic al României

poziție stratigrafică (O. M a i e r et al., 1964). Un exemplu clasic este oferit de anticlinalul major Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii, unde în cadrul complexului șisturilor verzi tufogene, de pe flancul nordic al acestei structuri, apar numai paragenezele subfaciesului cuarț — albit — muscovit — clorit, în timp ce pe flancul sudic rocile aceluiași complex prezintă adesea paragenezele specifice subfaciesului cuarț — albit — muscovit — biotit.

Referitor tot la variațiile gradului de metamorfism pe orizontală s-a observat că în cadrul aceluiași pachet stratigrafic intensitatea metamorfismului crește în general de la E către W; astfel, pe flancul sudic al anticlinalului major Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii se constată că în timp ce rocile complexului șisturilor verzi tufogene, din partea de est a regiunii sînt metamorfozate în condițiile subfaciesurilor cuarț — albit — muscovit — clorit și cuarț — albit — muscovit — biotit, cele din partea de W a regiunii, din zona Vadu Dobrii, prezintă paragenezele caracteristice subfaciesului cuarț — albit — almandin.

Repartiția faciesurilor metamorfismului regional este figurată pe harta tectonică a regiunii.

c) Stratigrafia șisturilor cristaline

În cadrul formațiunilor cristaline din regiune, care aparțin unității epimetamorfice din masivul Poiana Ruscă, s-au deosebit mai multe complexe stratigrafice, similare cu cele stabilite pentru prima dată în partea estică a masivului (O. M a i e r et al., 1964).

Aceste complexe aparțin unei stive de formațiuni marine, metamorfozată regional în condițiile faciesului de șisturi verzi.

Succesiunea normală (de jos în sus) a complexelor stabilite este următoarea:

Complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene;
Complexul șisturilor cuarțitice sericito-cloritoase;
Complexul șisturilor grafitoase;
Complexul șisturilor verzi tufogene;
Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare.

În parte complexul șisturilor verzi tufogene și partea inferioară a complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare corespund stratigrafic dolomitelor de Hunedoara, cu care se îndințează lateral.

Institutul Geologic al României

Complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene. Acest complex reprezintă partea inferioară cunoscută a formațiunilor epimetamorfice din regiune. El constituie o fîșie urmărită, spre W, din valea Cernei, de la Teliuc pînă la W de Bunila. Lățimea maximă a acestei benzi este cunoscută în valea Cernei (1,5 km aproximativ), de unde scade treptat pînă la dispariția completă (la W de Bunila). Complexul este bine deschis pe valea Cernei, valea Govăjdiei, drumul Teliuc — Ghelar, valea Mănăstirii, valea Tătăușului și valea Poeniței.

Complexul are o constituție petrografică variată, cu caracter predominant terigen. Fondul petrografic este alcătuit din șisturi sericito-grafitoase și cuarțite grafitoase în care sînt intercalate diverse șisturi cuarțoase (șisturi cuarțoase cu biotit ± calcit, șisturi cuarțoase cu sericit și clorit), cuarțite sericitice, șisturi sericito-cloritoase ± biotitice, cuarțite biotitice cu granat (valea Mănăstirii). În cadrul rocilor terigene sînt intercalate pe alocuri roci verzi tufogene (șisturi cloritoase ± biotitice ± epidot, șisturi clorito-calcitice cu albit ș.a.).

În partea de E a regiunii, în zona Teliucul superior — valea Tătăușului o bună parte a șisturilor grafitoase, care constituie majoritatea complexului, trec lateral la cuarțite grafitoase, larg dezvoltate pe valea Govăjdiei și valea Cernii ; în această zonă cuarțitele grafitoase alternează adesea cu bancuri decimetrice de șisturi sericito-cloritoase-cuarțoase.

Șisturile tufogene cloritoase ± biotitice sînt alcătuite din clorit, biotit, cuarț, epidot (uneori foarte abundent 10 — 15%), albit și mici cantități de calcit, sericit, oxizi de fier, apatit. Rocile tufogene clorito-calcitice cu albit bine deschise lîngă barajul de la Cinciș — în apropierea punctului unde începe să urce drumul spre Ghelar — constituie pachete discontinui situate în partea mediană a complexului. Aceste șisturi au un aspect rubanat foarte caracteristic, rezultat din alternanța benzilor cloritoase cu cele calcitice. Sînt alcătuite din clorit, calcit, albit, cuarț ± biotit ± muscovit, la care se adaugă mici cantități de magnetit, hematit, titanit și epidot. Cîteva anomalii magnetice din regiune sînt cauzate de rocile tufogene cu magnetit ale acestui complex.

Dintre celelalte roci ale complexului, remarcăm drept caracteristice cuarțitele cu sericit, care alcătuiesc o fîșie îngustă (dedublată uneori prin cutare), situată înspre sudul perimetrului, fîșie ce se poate urmări din valea Cernei pînă la Bunila.

Institutul Geologic al României

Complexul şisturilor cuarţitice-sericito-cloritoase. Acest complex se situează stratigrafic deasupra celui precedent descris. El constituie o fîşie relativ îngustă (100 — 500 m) cartată între valea Cernei (la S de Teliucul inferior) pînă la SE de Ghelar. Complexul este cunoscut numai pe flancul nordic al anticlinalului major Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii. Grosimea sa este de circa 150 — 300 m.

Complexul reprezintă un pachet de formaţiuni terigene cu o uniformitate petrografică remarcabilă, fiind constituit predominant din şisturi cuarţitice sericito-cloritoase. În cadrul lui apar intercalaţii sporadice de şisturi cuarţoase cu sericit şi grafit.

Complexul şisturilor grafitoase. Denumim astfel ansamblul de şisturi predominant grafitoase care stau peste complexul precedent descris şi care suportă complexul şisturilor verzi tufogene. Grosimea pachetului variază între 250 şi 400 m. Apare pe flancul nordic al anticlinalului major Teliuc — Ghelar—Vadu Dobrii, constituind o fîşie situată la N de complexul precedent descris şi care a fost urmărită de asemenea din valea Cernei de la Teliuc pînă la SE de Ghelar. Lăţimea maximă a acestei fîşii este cunoscută între valea Cernei şi valea Mănăstirii (500 — 600 m). Complexul este bine deschis pe valea Cernei, pe valea Govăjdiei şi pe valea Mănăstirii.

Fondul petrografic al complexului, predominant terigen, este alcătuit din şisturi grafitoase-cloritoase cu sericit şi şisturi sericito-grafitoase, în care se intercalează uneori strate subţiri de şisturi calcitice-cuarţitice cu grafit şi lentile de calcare. Menţionăm un nivel stratigrafic subţire şi discontinuu, de calcare situate în partea inferioară a complexului (valea Cernei la Teliuc; drumul Teliuc — Ghelar).

Complexul şisturilor verzi tufogene. Acest complex a fost denumit iniţial complexul şisturilor tufogene cu zăcăminte de fier de către O. Maier, Georgeta Mureşan, M. Mureşan (1964), pentru a sublinia că este complexul gazdă al zăcămintelor şi ivirilor de minereu de fier sedimentar metamorfozat de la Teliuc — Ghelar şi Vadu Dobrii. Complexul şi-a primit denumirea pe care o utilizăm în lucrarea de faţă, în regiunea Ruschiţa, în urma lucrărilor întreprinse de L. Pavelescu et al. (1964). Am adoptat această denumire din următoarele considerente: caracteristica principală a complexului este predominarea şisturilor tufogene bazice; complexul reprezintă aceeaşi unitate stratigrafică cu cea separată în regiunea Ruschiţa; noua denumire este în acord cu constata-

Institutul Geologic al României

rea faptului că în unele regiuni ale masivului, complexul este lipsit de zăcăminte de fier.

În comparație cu celelalte complexe, complexul șisturilor verzi tufogene are cea mai mare răspîndire în regiunea cercetată. Începînd din extremitatea estică a regiunii, unde aflorează de sub depozitele neogene, imediat la nord de Teliuc și la sud de Cinciș, complexul poate fi urmărit spre vest în două benzi, despărțite între ele de complexele descrise anterior. Benzile se lărgesc, se apropie treptat și se unesc la vest de localitatea Bunila într-o singură fîșie largă care se poate urmări pînă la vest de Vadu Dobrii.

Din marginea de est a regiunii, complexul șisturilor verzi tufogene se continuă spre est sub sedimentele neogene ale bazinului Streiului (Fl. Ionescu, H. Kräutner, M. Mureșan, 1963). La vest de regiunea cercetată complexul reapare în regiunea Ruschița, decroșat spre SW de-a lungul faliei Cherghеș—Ruschița.

Cele două benzi amintite, sînt situate pe cele două flancuri ale anticlinalului major din zona mediană a masivului — anticlinalul Teliuc — Ghelar — Alun — Vadu Dobrii.

Asociațiile petrografice din cadrul complexului prezintă unele variații de facies pe cele două flancuri ale anticlinalului, fapt ce ne obligă ca în decursul descrierii complexului să ne referim mereu la flancul nordic și la cel sudic al anticlinalului Teliuc — Ghelar — Alun — Vadu Dobrii.

Complexul șisturilor verzi tufogene urmează în succesiunea stratigrafică normală peste complexul șisturilor grafitoase și suportă complexul șisturilor clorito-sericitoase superioare. Complexul este format dintr-o alternanță de șisturi tufogene și tufitogene cu șisturi terigene și cu roci carbonatice.

Șisturile tufogene sînt alcătuite de obicei preponderent din clorit, epidot, albit și calcit. Destul de frecvent apare și parageneza actinot — epidot — albit. Adesea conțin cristale idiomorfe de magnetit (în special pe flancul sudic al anticlinalului major) care cauzează anomaliile magnetice cunoscute între Teliuc și Vadu Dobrii. Amestecul de material inițial tufaceu bazic cu materialul terigen se reflectă în metatufite prin cantitatea variabilă de cuarț, sericit și biotit, minerale care apar pe lîngă paragenezele mai sus menționate. Adesea și cu precădere în apropierea stratelor și bancurilor de roci carbonatice (în special calcare) se întîlnesc șisturi tufitogene calcaroase, rubanate, alcătuite dintr-o alternanță intimă

Institutul Geologic al României

milimetrică de strate calcitice cu material tufaceu bazic. Prezența biotitului se remarcă în special pe flancul sudic al anticlinalului major. Pe flancul nordic al acestei structuri, biotitul a fost semnalat frecvent în forajele de la W de Ghelar. În zona minei Mihail în locul magnetitului, în șisturile verzi apar cristale idiomorfe de pirită. Mineralele accesorii ale rocilor tufogene bazice sînt reprezentate de obicei prin apatit, turmalină, titanit și zircon.

Un loc aparte îl ocupă rocile tufogene clorito-actinolitice cu epidot (clinozoizit), șisturile epidotice cu clorit și cloritite care apar în partea superioară a văii de la N de stația funicularului de la Vadu Dobrii. Șisturile clorito-actinolitice cu epidot sînt alcătuite predominant din clorit (clinoclor), fascicole divergente de actinot (5—40%), granule uneori prismatice de clinozoizit, epidot (pînă la 20—25%), sau zoizit, magnetit idiomorf (pînă la 5%) și mai rar de titanit. Șisturile epidotice cu clorit sînt alcătuite dintr-o masă de granule de epidot și clinozoizit (cca 80—85%) în care apar cuiburi de clorit optic pozitiv (magnezian-aluminos). Cloritite descrise de R. D i m i t r e s c u (1956), formate aproape exclusiv din clinoclor (85—95%), conțin cristale idiomorfe de magnetit cu diametru pînă la 3—4 mm ; în rocă mai apar mici cantități de apatit și epidot.

Șisturile terigene ale complexului sînt reprezentate prin șisturi sericito-cloritoase mai mult sau mai puțin cuarțitice, șisturi sericito-grafitoase cuarțitice, șisturi cuarțitice, cuarțite. Compoziția mineralogică, structura și aspectul general al acestor roci este cel obișnuit al tipurilor respective de roci. Menționăm doar că pe lîngă cuarț, clorit, sericit, albit este prezent pe alocuri (pe flancul sudic și în foraje amplasate pe flancul nordic) și biotitul. Cuarțitele, în general mai răspîndite pe flancul sudic, sînt slab sericitice. La E de Bunila apare un banc de cuarțite sticloase aproape pure, exploatate în trecut în vederea fabricării unor materiale refractare tridimitice. În unele varietăți de cuarțite albe-gălbui se poate semnala drept fapt caracteristic prezența unor cristale sporadice de turmalină (la W de Bunila). În zona exploatărilor de fier din regiunea Ghelar—Alun — Vadu Dobrii apar cuarțite albitice, uneori slab sericitoase, cu impregnații locale de magnetit sau pirită. După H. K r ä u t n e r (1964) aceste roci reprezintă metatufuri acide.

Rocile carbonatice formează strate și bancuri de calcare și dolomite de grosimi variabile, intercalate în șisturi terigene și tufogene descrise. Unele din intercalațiile de dolomite de pe flancul nordic se îngroașă spre N și se leagă cu masa dolomitelor de Hunedoara, care prin interme-

Institutul Geologic al României

diul acestor brațe carbonatice se îndințează cu șisturile de la sud. Alte mase carbonatice au o dezvoltare lenticulară. Calcarele, de obicei albe sau slab rubanate, sînt larg răspîndite la Poeniţa Voinii și la Alun, unde sînt exploatate pentru marmură. Sub formă de strate, cu grosimi reduse și extindere variabilă, calcarele apar pe ambele flancuri ale anticlinalului major. În cîteva puncte (Poeniţa Voinii, valea Ponii ș.a.) calcarele conţin rare cristale idiomorfe de magnetit. Uneori calcarele sînt micacee sau cloritoase. Prin intermediul acestor varietăţi se realizează variaţii laterale de facies pînă la metatufitele calcitice.

Zăcămintele de fier, constituite din siderite, ankerite, dolomite ferifere, cuarţite hematitice, magnetit, apar de regulă asociate cu lentile de roci dolomitice și sînt intercalate în șisturile verzi tufogene și în șisturi sericito-cloritoase. Ele au fost studiate și descrise detaliat de H. Kräutner (1964a, 1964b).

Din punct de vedere stratigrafic au putut fi separate trei orizonturi în cadrul complexului șisturilor verzi tufogene :

Orizontul inferior ;
Orizontul mediu ;
Orizontul superior.

a) *Orizontul inferior*. Pe flancul nordic al anticlinalului major complexul începe în bază printr-un orizont de șisturi sericito-cloritoase ± cuarţitice cu intercalaţii subţiri de șisturi tufogene în alternanţă cu bancuri de șisturi grafitoase și rare intercalaţii de calcare albe rubanate. Aceste calcare nu apar constant, ele au fost întîlnite pe pîrîul de la est de mina Filimon și în forajul 22134 de la Alun. Orizontul inferior constituie o tranziţie litologică pe verticală între complexul subiacent și complexul șisturilor verzi tufogene. El poate fi separat cartografic între localităţile Ruda și Teliuc, fiind bine deschis pe valea Blidarului, valea Cornetului, Valea Iberii, valea Vrănicioara și în bazinul văii Plosca. De la sud de Faţa Mănăstirii spre est șisturile grafitoase din orizont încep să predomine, fapt ce îngreuiază separarea cartografică a orizontului de complexul șisturilor grafitoase. Prezenţa intercalaţiilor de calcare de pe Valea Idodii permite însă aprecierea justă a limitei inferioare a orizontului și în extremitatea estică a regiunii cercetate.

În partea de W a regiunii, orizontul inferior a fost întîlnit de cele două foraje executate de ISEM la NE de Ruda (22117 și 22119) și de forajul de

Institutul Geologic al României

la Mihail (sonda ISEM 4733) şi de sonda 14166 a Ministerului Minelor, de pe valea Retişoara. La vest de Ruda orizontul inferior nu mai apare la suprafaţă, dar a fost aproape în întregime interceptat de forajul ISEM 22124 (de la vest de Alun) în axul anticlinalului major. Continuitatea orizontului inferior mai departe spre vest, este demonstrată de reapariţia lui la vest de falia Cherghes—Ruschiţa în regiunea Ruschiţa, unde a fost separat sub numele de orizontul terigen bazal (L. Pavelescu et al., 1964). Grosimea orizontului variază între 50—600 m).

Pe flancul sudic al anticlinalului major din cauza contactului tectonic, orizontul inferior nu apare la zi.

b) *Orizontul mediu*. Pe flancul nordic al anticlinalului urmează peste orizontul inferior un orizont gros de şisturi terigene cu două nivele de şisturi verzi tufogene şi cu mai multe intercalaţii de calcare şi dolomite. În asociaţie cu aceste nivele de şisturi tufogene apar toate zăcămintele de fier din partea de est a regiunii : Teliuc, Pădurea Oraşului, Nicholson, Gura Inorii, Faţa Mănăstirii, Filimon, Plosca, Sucovate, Wagner, Grenzenstein, Ghelar, Mihail, Cornet, precum şi corpurile de minereu puse în evidenţă în ultimii ani prin foraje la nord şi est de Ghelar. Minereul de fier predominant sideritic este cantonat în lentile dolomitice, intercalate de obicei în cele două nivele de şisturi tufogene. Peste aceste dolomite din zăcămînt, sau uneori direct peste minereu, se dezvoltă local cuarţite albe feldspatice (albitice) bine deschise în peretele nordic al carierei de la Ghelar, la Grenzenstein, Wagner, Sucovate etc. La Cornet (Valea Iberii) minereul suportă un banc de calcare albe care se continuă spre vest pînă la Valea Blidarului, unde se opreşte într-o falie. Deasupra acestui calcar urmează un strat subţire de şisturi tufogene şi apoi cuarţite albe slab rubanate. Spre vest regăsim acestc cuarţite la gura pîrîului Mătrăguna şi pe Valea Muierii, iar calcarul de sub ele a fost întîlnit de forajul ISEM 22120 de la Poenita Voinii. Calcarul reapare la suprafaţă la Alun (calcarul de Alun) în axul anticlinalului major, unde atinge grosimea de 250 — 300 m şi poate fi urmărit spre W pe o distanţă de 5,5 km, după care se închide periclinal. Continuitatea calcarului de Alun spre W, pînă aproape de Vadu Dobrii, a fost arătată de forajul ISEM 22122 din Dealul Muncelului. Grosimea calcarului în acest foraj atinge aproape 500 m. În regiunea Ruschiţa acelaşi calcar larg cristalizat cunoaşte o dezvoltare mare şi este exploatat în carierele de marmură.

Institutul Geologic al României

Pe flancul sudic al anticlinalului major datorită unei falii direcționale, calcarele de Alun reapar într-un al doilea aliniament urmăribil pînă la limita estică a cristalinului și însoțit constant de un strat acoperitor de șisturi tufogene, peste care se dispun unul sau mai multe strate subțiri de cuarțite albe.

În cadrul acestui aliniament calcarul de Alun atinge grosimea maximă la Bunila, unde a fost exploatat în carieră. Spre est de Bunila se subțiază treptat și se divide în mai multe strate și bancuri care se pot urmări pînă la limita estică a regiunii (Poenița Voinii, Valea lui Copasc, afluenții stîngi ai văii Cerna, Valea Tîlhării, Valea Tătăușului, Valea Ponii, Valea Mănăstirii și valea Cernii). Pe toată distanța aceasta, de cca 20 km, calcarul de Alun suportă constant stratul subțire de șisturi tufogene, peste care urmează cuarțitele albe amintite.

Grosimea orizontului mediu este variabilă. Spre est se reduce evident, în timp ce la Alun grosimea sa atinge minimum 600 m, în zona dintre Teliuc și Ghelar se reduce la 250—300 m.

c) *Orizontul superior.* Acest orizont urmează peste cel mediu în succesiune normală și începe în bază cu primul strat de cuarțite albe menționate, cuarțite care constituie un bun reper stratigrafic. Orizontul mediu este format în cea mai mare parte din șisturi verzi tufogene de obicei bogate în cristale de magnetit și din șisturi sericito-cloritoase. În șisturile tufogene se intercalează la diferite nivele calcare de grosimi variabile și cuarțite de tipul acelora din baza orizontului.

Orizontul superior se urmărește continuu pe flancul sudic al anticlinalului major din extremitatea vestică a regiunii (din zona Vadu Dobrii unde aflorează pe Valea Mare și afluenții acesteia în dreptul Poienii Mușii), pînă în extremitatea estică a zonei cercetate, unde se afundă sub depozitele sedimentare ale bazinului Streiului. Este bine deschis pe tot versantul sudic al culmii principale (Valea Ohăbii, Valea Postăii și ceilalți afluenți de stînga ai văii Vălariței). Orizontul are dezvoltarea maximă între dealul Muncelului și Poieniței Voinii. Pe măsură ce mergem spre est, se subțiază considerabil atingînd grosimea minimă de aproximativ 100 m între Pîrîul Tîlhării și Valea Tătăușului.

Pe flancul nordic orizontul superior apare între Alun și valea Cornetului, fiind bine deschis pe Valea Muierii și afluenții acesteia (pîraiele Costiș, Dragoș, Mătrăguna) pe valea Poieniței, pe valea Retișoara și pe valea Blidarului. Pe valea Muierii cuarțitele din baza orizontului apar

Institutul Geologic al României

în axul anticlinalului major. Peste ele urmează şisturi verzi tufogene, apoi şisturi terigene cu intercalaţii subţiri de calcare şi un alt strat de şisturi tufogene care suportă un calcar dolomitic subţire la baza căruia se dezvoltă zăcămintele de fier de la Mătrăguna, Dragoş, şi Costiş. Pe valea Retişoara într-un compartiment tectonic coborît, cuarţitele nu apar la zi; mai departe spre est, în compartimentul tectonic ridicat de la Ruda se întîlnesc numai cuarţitele inferioare, pentru ca în compartimentul şi mai ridicat din bazinul Văii Iberii, orizontul superior să nu fie prezent fiind complet erodat. De la Ghelar spre est separarea orizontului superior nu mai este posibilă, deoarece în această zonă se subţiază mult întregul complex şi în special partea corespunzătoare orizontului superior.

De la Ghelar spre est, pînă la Teliuc, se poate separa în schimb la partea superioară a complexului, un nivel stratigrafic constant şi foarte caracteristic: nivelul „calcar alb-dolomit negru". Partea sa superioară marchează limita dintre complexul şisturilor verzi tufogene şi complexul şisturilor sericito-cloritoase superioare. Din cauza poziţiei sale stratigrafice, nivelul amintit a folosit drept reper superior tuturor lucrărilor de explorare prin foraje executate în regiunea Teliuc—Ghelar. La Ghelar nivelul „calcar alb — dolomit negru" este constituit dintr-o alternanţă de calcare, dolomite şi şisturi, în care calcarele predomină spre partea superioară. Partea bazală este constituită în mod caracteristic dintr-un dolomit cenuşiu-negru. Cu cît ne deplasăm spre E, intercalaţiile de şisturi şi de dolomite dispar şi începînd din zona văii Govăjdia, nivelul este constituit în mod constant dintr-un calcar alb în jumătatea superioară şi un dolomit negru în partea inferioară. Spre E şi W nivelul „calcar alb — dolomit negru" se subţiază treptat. În timp ce la Ghelar grosimea sa depăşeşte 100 m, pînă în valea Cernei, la Teliuc, se reduce la 10 m. Spre W efilarea nivelului este mult mai accentuată.

Complexul şisturilor sericito-cloritoase superioare. Se suprapune normal peste complexul şisturilor verzi tufogene. Cartografic, acest pachet se dezvoltă sub forma a două zone alungite E—W, dispuse pe cele două flancuri ale anticlinalului major Teliuc—Ghelar—Vadu Dobrii.

Banda sudică ia contact cu unitatea mezometamorfică, iar cea nordică constituie rama sudică a masivului dolomitelor de Hunedoara.

În zona nordică de dezvoltare a acestui complex, rocile terigene au o răspîndire mare, constituind fondul petrografic al complexului, în care apar intercalate strate relativ subţiri de roci carbonatice (dolomite, cal-

Institutul Geologic al României

care) și sporadic șisturi verzi tufogene. În partea sudică, în cuprinsul complexului se întîlnesc alături de rocile terigene, numeroase roci verzi tufogene.

Din punct de vedere stratigrafic, complexul este constituit din trei orizonturi : inferior, mediu și superior.

a) *Orizontul inferior*. Se așază direct peste complexul șisturilor verzi tufogene sau peste nivelul dolomitic de Retișoara[15], care reprezintă un echivalent stratigrafic, în facies carbonatic, al părții superioare a complexului șisturilor verzi tufogene. Orizontul constituie, pe flancul nordic al anticlinalului Teliuc—Ghelar—Vadu Dobrii, o fîșie continuă între valea Cernei și Ghelar. De aici înspre W el reapare numai în miezul anticlinalului din bazinul superior al văii Caprii și pe valea Runcului, între confluențele acesteia cu Valea Bisericii și Valea Varului.

În zona dintre Teliuc și Ghelar orizontul corespunde stratigrafic complexului șisturilor cuarțoase cu clorit și sericit, separat în zona Teliuc — Ghelar (O. M a i e r et al., 1964). Pe flancul nordic al anticlinalului Teliuc—Ghelar—Vadu Dobrii, orizontul inferior are o grosime de 100—400 m și prezintă un caracter predominant terigen, fiind alcătuit în general din șisturi cuarțoase cu clorit și sericit și subordonat din cuarțite cu sericit, șisturi clorito-sericitoase cuarțoase, lentile de dolomite și sporadice intercalații de roci verzi tufogene. În apropierea dolomitelor de Hunedoara, orizontul inferior se subțiază treptat datorită îndințărilor cu rocile dolomitice, fenomen indicat de sonda 4752 a Comitetului de Stat al Geologiei din valea Govăjdiei.

Pe flancul sudic al anticlinalului major Teliuc—Ghelar—Vadu Dobrii, din complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare apare numai o parte din orizontul inferior, deoarece succesiunea normală este întreruptă de falia direcțională dintre unitatea epimetamorfică și cea mezometamorfică. În această parte a regiunii, în cuprinsul orizontului inferior apar numeroase intercalații de roci verzi tufogene, similare celor din cuprinsul complexului șisturilor verzi tufogene, roci care se dezvoltă din ce în ce mai mult cu cît înaintăm spre W. În zona dintre valea Ohăbii, de la N de Cernișoara Florese și partea superioară a văii Bîlii, de la SW de Vadu Dobrii, apare spre baza orizontului un nivel caracteristic de șisturi grafitoase cu biotit, bine deschis pe afluenții stîngi din partea superioară

[15] Vezi partea referitoare la stratigrafia dolomitelor de Hunedoara.

Institutul Geologic al României

a văii Bîlii. În orizontul inferior mai apar de asemenea strate subțiri și lentile de calcare.

b) *Orizontul mediu.* Se dispune peste orizontul inferior și peste echivalentele stratigrafice ale acestui orizont din cuprinsul dolomitelor de Hunedoara. Orizontul mediu apare numai pe flancul nordic al anticlinalului Teliuc—Ghelar—Vadu Dobrii, începînd de la Ghelar înspre W, de unde s-a urmărit pînă în partea superioară a văii Găleții (afluent superior al văii Sohodolului). Aflorează de asemenea la N de Sohodol și în valea Runcului. De la Ghelar spre W orizontul este alcătuit din roci terigene (șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase, șisturi sericitoase-cloritoase slab grafitoase ș.a.) și intercalații de roci carbonatice (calcare și dolomite); de la Ghelar spre E orizontul corespunde stratigrafic părții inferioare a nivelului Govăjdia din dolomitele de Hunedoara.

c) *Orizontul superior.* Este cunoscut ca și orizontul median numai pe flancul nordic al anticlinalului major Teliuc—Ghelar—Vadu Dobrii, constituind o zonă largă care se extinde de la SW de Sohodol pînă în valea Runcului. Se dispune peste șisturile orizontului median sau peste echivalentele stratigrafice carbonatice ale acestui orizont. Din punct de vedere stratigrafic este alcătuit predominant din șisturi terigene, de tipul celor menționate la orizontul mediu. În partea inferioară a orizontului superior se surprind îndințări faciale cu rocile carbonatice din partea superioară a dolomitelor de Hunedoara. Majoritatea formațiunilor șistoase ale orizontului superior acoperă normal masivul dolomitic. Limita inferioară a orizontului este marcată în zona Sohodol de un nivel de cuarțite negre grafitoase, roci care mai apar și la nivele stratigrafice superioare. Situația este similară cu cea din zona dolomitelor de Luncani, unde la partea superioară a dolomitelor se situează un complex de șisturi care au în bază cuarțite negre grafitoase (M. Mureșan, 1965).

Dolomitele de Hunedoara. Dolomitele de Hunedoara constituie un masiv important, a cărui zonă marginală sudică se găsește cuprinsă în partea nordică a hărții noastre, bordînd formațiunile șistoase epimetamorfice.

Masivul dolomitelor de Hunedoara, studiat petrografic detaliat de către V. C. Papiu et al. (1962, 1963, 1964), este alcătuit predominant din dolomite și dolomite calcaroase; calcarele și intercalațiile de șisturi (șisturi sericito-cloritoase, șisturi cuarțoase sericitice, cuarțite negre,

Institutul Geologic al României

cuarțite, șisturi cuarțoase sericitice cu clorit, șisturi cloritice cu sericit și calcit ferifer ș.a.) constituie apariții subordonate față de rocile dolomitice.

Ipoteza variațiilor laterale de facies existente între dolomitele de Hunedoara și șisturile cristaline învecinate a fost enunțată încă din 1948 de către Al. Codarcea[16] și dezvoltată începînd din 1958 de O. Maier et al., 1964, V. C. Papiu et al., 1962, 1963, 1964.

Datele principale de teren, cunoscute pînă acum, care pledează pentru astfel de situații, sînt următoarele : existența intercalațiilor de șisturi cristaline în cadrul masivului dolomitic ; prezența în complexele șistoase superioare a numeroaselor lentile și intercalații de roci carbonatice (dolomite, calcare) și de roci carbonatice-terigene (șisturi clorito-calcaroase, șisturi calcaroase ș.a.) ; faptul că între valea Retișoara și dealul Cîrnul dolomitele intră sub șisturi, iar spre E situația este tocmai contrarie, (situație explicată de R. Dimitrescu 1956 prin existența unui sinclinal al dolomitelor, pe alocuri culcat spre N) este un argument puternic în favoarea îndințărilor faciale.

Într-adevăr, între valea Retișoara și dealul Cîrnu, dolomitele suportă șisturile orizontului inferior al complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare, orizont peste care, în dealul Plopului, se situează dolomite cenușii. La E de dealul Cîrnu și pînă la Teliuc, același orizont inferior al complexului șistos superior, suportă dolomitele care alcătuiesc partea sud-estică a masivului dolomitelor de Hunedoara, situație evidentă pe valea Cernei și valea Govăjdiei. Din aceste date rezultă corespondența stratigrafică între dolomitele din dealul Plopului și cele de la E de dealul Cîrnu și existența mai multor nivele stratigrafice de dolomite : dolomitele dintre dealul Cîrnul și Retișoara sînt inferioare celor din dealul Plopului și celor de la E de dealul Cîrnu. Întrucît, sub același orizont șistos inferior al complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare, între Teliuc și dealul Cîrnu se situează complexul șisturilor verzi tufogene, se poate trage concluzia că acest complex are cel puțin în parte drept corespondente stratigrafice dolomitele dintre dealul Cîrnu și Retișoara. Îndințările faciale între rocile carbonatice și șisturi urcă în scara stratigrafică și mai sus față de acest complex tufogen, lucru demonstrat de faptul că peste orizontul inferior al complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare se situează normal fie șisturile orizontului mediu ale aceluiași complex, fie dolomite.

[16] Vezi nota 2.

Institutul Geologic al României

Ținînd seama de cele expuse, se poate trage concluzia că îndinţările faciale dintre şisturi şi dolomite cuprind o bună parte din complexul şisturilor verzi tufogene, primele două orizonturi ale complexului şisturilor sericito-cloritoase superioare şi partea bazală a orizontului superior al aceluiaşi complex.

Dolomitele corespunzătoare complexului şisturilor verzi tufogene constituie orizontul de Retişoara, iar cele situate deasupra acestui orizont reprezintă orizontul de Govăjdia. Separaţia acestor două orizonturi ale dolomitelor de Hunedoara în cuprinsul masivului însuşi întîmpină dificultăţi datorită cărora pe harta noastră deosebirea celor două orizonturi s-a făcut prin haşuri care indică doar cu aproximaţie limita acestor separaţii stratigrafice.

Paralelizări stratigrafice cu formaţiunile epimetamorfice din regiunea Ruschiţa. Succesiunea stratigrafică stabilită în regiunea Teliuc—Ghelar—Vadu Dobrii este foarte asemănătoare aceleia constatată în regiunea Ruschiţa (L. P a v e l e s c u et al., 1964). Am căutat să evidenţiem acest fapt şi în denumirile unitare date complexelor paralelizabile din cele două regiuni.

Primele două complexe inferioare din zona Teliuc—Ghelar nu sînt cunoscute la zi în împrejurimile Ruschiţei. Succesiunea stratigrafică asemănătoare se poate constata deci începînd numai de la complexul şisturilor grafitoase inclusiv în sus. Complexul şisturilor grafitoase, complexul şisturilor verzi tufogene şi complexul şisturilor sericito-cloritoase superioare, apar în ambele regiuni în faciesuri sedimentare similare. O paralelizare exactă se poate realiza integral numai la nivelul complexelor stratigrafice. În ceea ce priveşte corelarea orizonturilor complexului şisturilor verzi tufogene se pot face următoarele paralelizări: primele două orizonturi inferioare îşi au corespondente în ambele regiuni. Calcarul marmorean de Alun, din cadrul orizontului mediu, se paralelizează cu calcarele marmoreene de la Ruschiţa din orizontul tufogen inferior. Orizontul superior al complexului şisturilor verzi tufogene din zona Teliuc Vadu Dobrii, corespunde celor două orizonturi superioare ale aceluiaşi complex din zona Ruschiţa.

Cele trei orizonturi ale complexului şisturilor sericito-cloritoase superioare din regiunea cercetată nu au fost separate în regiunea Ruschiţa.

Identitatea succesiunii stratigrafice în cele două regiuni menţionate evidenţiază unitatea stratigrafică şi facială a zonei mediane a masivului

Institutul Geologic al României

Poiana Ruscă, zonă în care se încadrează regiunea Teliuc—Vadu Dobrii, regiunea Ruschița și regiunea Tincova—valea Cornetului.

B) FORMAȚIUNI ERUPTIVE

În regiune, aceste formațiuni constituie apariții cu totul sporadice. Ele sînt reprezentate prin banatite și bazalte neogene.

B a n a t i t e l e . În forajul 4754/76 al Comitetului de Stat al Geologiei, situat pe valea Govăjdia la cca 300 m amonte de gura văii Inorii, a fost întîlnită (O. M a i e r et al., 1964) o rocă eruptivă de culoare negricioasă, cu aspect bazaltic, ce alcătuiește un filon gros de 3—4 m, discordant față de șisturile cristaline înconjurătoare. La microscop, se constată că roca este alcătuită dintr-o masă de bază holocristalină, care a fost alcătuită probabil din cristale de piroxen și plagioclaz, actualmente transformate în calcit, bastit, clorit, și oxizi de fier. Fenocristalele sînt alcătuite din augit titanifer, uneori cu structură „în ceas de nisip", parțial sau total cloritizat. În rocă mai apare katophoritul sub formă de fenocristale idiomorfe, ale căror dimensiuni ating uneori 3—4 cm și dau un aspect caracteristic rocii. Textura este masivă iar structura holocristalină porfirică. S-a considerat (O. M a i e r et. al., 1964) că această rocă reprezintă un lamprofir camptonitic banatitic, asemănător celui descris de L. P a v e l e s c u (1958) în regiunea Ruschița.

În cuprinsul Poienii Ruscăi această rocă ar reprezenta cea mai estică manifestare cunoscută a magmatismului banatitic din masiv. Recent, camptonitul cu katophorit a constituit obiectul unui studiu detaliat efectuat de A l . C o d a r c e a et al. (1965).

B a z a l t e l e . Apar pe Valea Ponii (afluent stîng al văii Cernei și în culmea de la sud de cursul inferior al văii Tătăușului, sub forma unor mici iviri lenticulare. Sînt reprezentate printr-o rocă negricioasă cu textură masivă și structură porfirică, alcătuită din augit (cca 35%), parțial alterat, olivină (10%), magnetit (10—15%) și minerale secundare rezultate din alterarea celor primare menționate, în special a olivinei (clorit și bowlingit).

C) FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

În partea estică a regiunii, peste șisturile cristaline se dispun transgresiv formațiuni sedimentare tortoniene și pliocene (?)

Institutul Geologic al României

Tortonianul. Apare în partea dreaptă a văii Cernei şi a fost studiat de către C. Gheorghiu (1954), A. Zberea, Maria Zberea, Tudora Tudor şi Otilia Radu[17]. Depozitele tortoniene sînt alcătuite din marne uneori gipsifere, gresii cuarţoase cu resturi de lamelibranhiate, nisipuri şi pietrişuri.

Pliocenul (?). Este reprezentat prin cîteva petece de pietrişuri, reduse ca extindere, ce s-au păstrat pe unele culmi din estul regiunii.

Cuaternarul. Este puţin răspîndit în regiune, apărînd de obicei de-a lungul văilor principale, sub formă de depozite aluviale. Menionăm de asemenea grohotişuri, formate mai ales pe seama dolomitelor de exemplu la SW de Tulea).

III. TECTONICA REGIUNII

Zona mediană a masivului Poiana Ruscă este constituită între Teliuc şi Vadu Dobrii dintr-o fîşie relativ îngustă de şisturi epizonale, cuprinsă între unitatea mezometamorfică a masivului, la sud şi masa dolomitelor de Hunedoara, la nord. Această poziţie geologică, între masa rigidă a masivului dolomitic şi cea a formaţiunilor mezometamorfice, a condiţionat în mare parte evoluţia tectonică a regiunii.

Faţă de dolomitele de Hunedoara, şisturile zonei mediane a masivului prezintă numai local relaţii tectonice. În general cele două formaţiuni iau contact printr-o zonă de îndinţare, care marchează tranziţia iniţială dintre faciesul recifogen de la nord şi cel terigen—vulcanogen de la sud. Faţă de şisturile mezometamorfice din sudul regiunii, relaţiile zonei mediane sînt de ordin tectonic, contactul făcîndu-se de-a lungul unei importante dislocaţii direcţionale — linia Cinciş—Vadu Dobrii. Această linie direcţională constituie unul din principalele elemente tectonice regionale ale masivului; ea delimitează cele două unităţi tectonice majore din Poiana Ruscă — unitatea epimetamorfică de unitatea mezometamorfică.

Inspre est, regiunea cercetată este mărginită de limita de transgresiune a formaţiilor tectonice şi pannoniene din bazinul sedimentar al Streiului. Spre vest, delimitarea se face de-a lungul unui accident tectonic major din cadrul masivului — falia Cherghes-Ruschiţa.

[17] A. Zberea, Maria Zberea, Tudora Tudor, Otilia Radu. Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru tufuri vulcanice în regiunea Strei — Hunedoara. 1958. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

1. TECTONICA PLICATIVĂ

Structurile plicative din regiune s-au format sinmetamorfic după cum au arătat și I. Bercia, Elvira Bercia (1964), prin cutare flexurală cu alunecare concentrică. Cutele sînt — cu unele excepții — în general drepte, planele lor axiale avînd o poziție verticală.

Orientarea generală a structurilor plicative este E-W. În zona Teliuc —Ruda se remarcă o tendință de abatere de la această orientare generală, cutele fiind dirijate N 70°—85° E. O situție similară se constată și în jumătatea de vest a regiunii în apropierea contactului cu unitatea mezometamorfică, între Cernișoara-Florese și Vadu Dobrii. În această zonă cutele, datorită orientării lor ENE—WSW, sînt intersectate sub un unghi ascuțit de linia direcțională Cinciș—Vadu Dobrii.

Cercetările microtectonice efectuate de I. Bercia, Elvira Bercia (1964) și configurația limitelor dintre diferitele formațiuni cristaline, demonstrează o afundare generală vestică cu 10°—20° a structurilor plicative situate la vest de linia Mănăstire — Cătinaș și o înclinare estică cu 5°—15° pentru acelea din zona de la est de aliniamentul amintit. Această linie a fost definită de I. Bercia, Elvira Bercia (1964) drept „linia de zero" a strcturii din regiunea Teliuc—Ghe˙ar. Cu totul local, de exemplu în perimetrul minelor Ghelar—Grenzenstein—Wagner, se constată afundări axiale vestice mari (20°—50°). Dezvoltarea locală a acestei tectonici B „abrupte" pare să fie condiționată de forma lenticulară a corpurilor carbonatice.

Structurile plicative se pot depista ușor în cadrul regiunii cercetate întrucît, în general, șistozitatea rocilor cristaline concordă cu stratificația formațiunilor sedimentare inițiale, fapt demonstrat de orientarea concordantă a șistozității față de limitele litologice. Mai dificilă este urmărirea direcțională a cutelor din cauza numeroaselor decroșări de-a lungul unor dislocații transversale oblice și direcționale.

a) Structurile plicative majore

Cele două structuri plicative majore ale zonei mediane din masivul Poiana Ruscă, structuri pe ale căror flancuri se grupează toate celelalte cute din regiune, sînt anticlinalul Teliuc—Ghelar—Alun—Vadu Dobrii și sinclinalul dolomitelor de Hunedoara.

Institutul Geologic al României

Anticlinalul Teliuc – Ghelar – Alun – Vadu Dobrii se poate urmări ca structură majoră în lungul întregii zone mediane a masivului, în diverse compartimente tectonice. Întrucît în anumite zone anticlinalul apare faliat axial în lungul dislocațiilor direcționale majore, figurarea sa cartografică este discontinuă. Pentru a sublinia continuitatea sa au fost incluse în denumirea lui toate compartimentele tectonice în care axul cutei poate fi reprezentat. În extremitatea estică a regiunii, între Teliucul superior și Mănăstire, anticlinalul prezintă o tendință de deversare spre nord și este faliat direcțional de către dislocația Teliuc–Ruda–Muncel. Axul anticlinalului apare la est de Ghelar, în valea Tătăușului și se urmărește pînă în dreptul localității Ruda, unde este din nou faliat direcțional de dislocația Teliuc–Ruda–Muncel și reapare la est de Alun în compartimentul tectonic de la nord de falia direcțională menționată. De la Alun, se poate urmări spre vest pînă la izvoarele văii Peștișel de unde este decroșat de către o falie oblică spre sud – vest, în bazinul văii Bîlea, în dreptul localității Vadu Dobrii.

Sinclinalul dolomitelor de Hunedoara apare la nord de zona mediană a masivului, rămînînd în cea mai mare parte în dolomitele de Hunedoara. Este prima structură plicativă care a fost recunoscută în masivul Poiana Ruscă. A fost pus în evidență în 1863 de D. Stur și ulterior recunoscut de toți cercetătorii regiunii, datorită profilului clar și bine deschis pe care îl oferă valea Cernei între Teliuc și Hunedoara. Din valea Cernei se poate urmări spre vest pînă la nord de Cătinaș, unde este retezat de o falie transversală. La vest de falia menționată, nu se mai regăsește în forma simplă deschisă de valea Cernei, și sub forma unei zone sinclinale, în care se pot distinge pe valea Govăjdia și pe valea Retișoara două sinclinale largi, separate printr-o slabă boltire anticlinală la nord de confluența văii Nădrabului cu valea Retișoara. Pe schița tectonică și pe harta geologică este figurat numai sinclinalul sudic al zonei sinclinale a dolomitelor de Hunedoara, sinclinal care afectează zona de îndințare a formațiunilor recifogene dolomitice și calcaroase cu șisturile (sinclinalul Retișoara).

b) Structurile plicative de importanță secundară

Majoritatea structurilor plicative secundare se grefează pe flancul mare care leagă cele două structuri majore ale regiunii. Flancul nordic al sinclinalului dolomitelor de Hunedoara se află în cea mai mare parte

Institutul Geologic al României

în afara zonei cercetate. Pe flancul sudic al anticlinalului Teliuc—Ghelar—Alun—Vadu Dobrii a putut fi identificată o singură structură mai însemnată — sinclinalul Ohăbii, situat la NW de Cernișoara-Florese, în bazinul văii Ohăbii; spre est și vest de localitatea amintită sinclinalul este faliat direcțional de linia Cinciș-Vadu Dobrii.

În zona dintre cele două structuri plicative majore au fost identificate următoarele cute relativ mai importante:

La sud de sinclinalul Retișoara, amintit mai sus drept cuta sudică a zonei sinclinale a dolomitelor de Hunedoara, a fost identificat anticlinalul Ghelar—Valea Varului. Acesta se situează în regiunea Ghelar la sud de falia direcțională Retișoara—Alun. De la vest de exploatările de fier din zona Ghelarului, pînă în valea Varului se urmărește la nord de dislocația direcțională menționată.

La sud de anticlinalul Ghelar—Valea Varului, urmează sinclinalul Ghelar—Mătrăguna—Muncel—Runc. Această cută se poate urmări la sud de falia direcțională Retișoara—Alun din regiunea Ghelar pînă la est de Alun, în dreptul exploatărilor vechi Mătrăguna—Dragoș—Costiș. Din dreptul localității Alun pînă la est de dealul Muncelul sinclinalul este faliat axial de dislocația direcțională amintită. Reapare în dealul Muncelul, unde constituie sinclinalul serpentinitelor de la Vadu Dobrii și de unde se poate urmări spre vest pînă în valea Runcului, la sud de Poiana Mușii.

În afara celor trei structuri plicative amintite, pe hartă mai apar figurate o serie de cute mici, de exemplu: anticlinalul și sinclinalul Teliuc, anticlinalul și sinclinalul din dreptul exploatărilor de la Ghelar, anticlinalul și sinclinalul din zona Poiana Mușii, David etc. Aceste cute au însă numai o importanță locală, neputîndu-se urmări pe distanțe mai mari de 2—3 km.

2. TECTONICA DISJUNCTIVĂ

Zona mediană a masivului Poiana Ruscă este puternic compartimentată de numeroase falii oblice, transversale și direcționale, formate și în parte rejucate în perioade succesive. Drept o caracteristică a regiunii studiate poate fi menționată compartimentarea ei de-a lungul mai multor falii direcționale, a căror concentrare în această zonă pare a fi condiționată de poziția fîșiei relativ înguste a șisturilor epimetamorfice

Institutul Geologic al României

mai puțin competente, între masa rigidă a dolomitelor de Hunedoara și unitatea mezometamorfică.

Descifrarea relațiilor de vîrstă relativă între faliile din regiune a permis punerea în evidență a cel puțin șapte momente diferite de compartimentare tectonică succesivă.

Pentru a obține o imagine asupra evoluției tectonice disjunctive a regiunii, în cele ce urmează vor fi prezentate sistemele de dislocații în ordinea vîrstei lor relative, începînd cu cele mai vechi.

Falii anterioare dislocațiilor direcționale. Reprezintă cele mai vechi dislocații care au putut fi puse în evidență. În cadrul lor se disting două sisteme, a căror vîrstă relativă nu se poate stabili din lipsa unor relații reciproce :

Un sistem orientat aproximativ N-S, de tip *ac*, reprezentat în regiune numai prin falii secundare ;

Un sistem de falii oblice, orientate NE—SW, în care se încadrează falia importantă din zona de la est de Vadu Dobrii, falie de-a lungul căreia anticlinalul major al regiunii este decroșat spre SW cu aproximativ 3—4 km.

Falii direcționale. După cum am mai amintit sistemul dislocațiilor direcționale constituie una din caracteristicile tectonicii regiunii. Au fost puse în evidență cinci falii direcționale, dintre care patru principale, urmăribile în lungul întregii zone mediane a masivului și una secundară în jumătatea vestică a regiunii.

Cea mai însemnată dislocație a acestui sistem este falia Cinciș — Vadu Dobrii, de-a lungul căreia unitatea mezometamorfică încalecă spre nord unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. Este o falie inversă, cu un joc pe verticală considerabil, însoțită de o zonă groasă de milonite și blastomilonite în unitatea mezometamorfică.

Spre nord urmează falia Teliucul superior — Bunila, care în jumătatea estică a zonei cercetate pune în contact complexul șisturilor verzi tufogene cu formațiunile cele mai profunde cunoscute în regiune — complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene. În partea de vest se unește în dreptul localității Bunila cu falia direcțională nordică și se continuă pînă la nord de Vadu Dobrii sub forma unei dislocații care rămîne în cadrul complexului șisturilor verzi tufogene și de-a lungul căreia compartimentul sudic încalecă slab

Institutul Geologic al României

peste cel nordic. Falia Teliuc — Ruda — Muncel, situată mai la nord, se unește după cum am amintit, cu falia precedată în regiunea localității Bunila.

Cele două falii direcționale delimitează un compartiment tectonic direcțional, constituit din formațiunile cristaline cele mai inferioare cunoscute în regiune. Acest compartiment corespunde tectonic nucleului anticlinalului major Teliuc — Ghelar — Alun — Vadu Dobrii care a străpuns formațiunile acoperitoare încălecîndu-le spre nord și care aflorează sub forma unei lame tectonice ce se efilează treptat de la est spre vest. În continuare spre vest, lama tectonică se afundă probabil treptat. Efectul de suprafață se resimte printr-o linie direcțională de încălecare (continuarea vestică a liniei Teliuc — Ruda — Muncel).

Cea mai nordică din cele patru dislocații direcționale principale este falia Retișoara — Alun. De-a lungul ei încalecă, în cea mai mare parte a regiunii, complexul șisturilor verzi tufogene peste diverse orizonturi ale complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare. Înclinarea sudică și caracterul de încălcare al acestei falii au fost verificate recent de forajul Ministerului Minelor 14166 din valea Retișoara. Pe baza datelor de foraj amploarea încălecării se poate evalua la 700 m. Începînd din dreptul localității Ghelar spre est, falia direcțională se pierde treptat. Judecînd după formațiunile pe care le delimitează de-a lungul traseului ei, se poate conclude că amploarea încălecării de-a lungul acestei falii direcționale crește de la est spre vest, deoarece spre vest complexul șisturilor verzi tufogene încalecă formațiuni din ce în ce mai superioare ale complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare.

Aparținînd aceluiași sistem de dislocație direcțională, a fost pusă în evidență o falie secundară, care traversează văile Varului, Bisericii și Găleții, la nord de anticlinalul Ghelar — Valea Varului. De-a lungul acestei falii, compartimentul sudic încalecă slab peste cel nordic.

Falii oblice ulterioare dislocațiilor direcționale și anterioare reluării faliei Cinciș-Vadu Dobrii. Sînt reprezentate prin falii orientate NW — SE și au importanța secundară. Ele decroșează faliile direcționale nordice și sînt tăiate de către falia Cinciș — Vadu Dobrii.

Reluarea faliei direcționale Cinciș-Vadu Dobrii. Avînd în vedere faptul că această falie aparține sistemului de falii direcționale descris (ca orientare și sens de decroșare) și ținînd seama de relațiile ei față de

Institutul Geologic al României

faliile sistemului precedent (3), se poate conclude că falia Cinciș—Vadu Dobrii reprezintă o falie direcțională a sistemului (2) care a rejucat după instalarea dislocațiilor oblice (3) ulterioare sistemului direcțional. Studiul milonitelor care însoțesc falia Cinciș—Vadu Dorbii îndreptățește admiterea a două momente distincte de mișcare : în formațiunile mezometamorfice falia este însoțită de o zonă groasă, de ordinul a 100—200 m, de milonite și blastomilonite, în timp ce în formațiunile epimetamorfice apar doar pe o grosime de 20—50 m cataclazite și milonite fără fenomene de recristalizare. Se impune deci concluzia de a atribui milonitele din unitatea mezometamorfică unei prime mișcări, iar milonitele din unitatea epimetamorfică și unele roci cataclastice asemănătoare din formațiunile mezometamorfice, unei alte etape de mișcare mai recentă, care a smuls blastomilonitele de corespondentele lor din unitatea epimetamorfică. În urma studiului șisturilor din zona de milonite care însoțește falia Cinciș-Vadu Dobrii, I. Bercia, Elvira Bercia, C. Chivu[18] presupun de asemenea două momente de mișcare de-a lungul faliei amintite.

Falia Cherghеș—Ruschița și falia Cutin—Runc. Reprezintă falii oblice importante, orientate NE—SW. Ele joacă un rol deosebit în tectonica masivului, întrucît delimitează compartimente tectonice cu caracter regional. Falia Cherghеș—Ruschița deplasează linia Cinciș—Vadu Dobrii cu cca 5 km spre SW în regiunea Ruschița. Compartimentul tectonic de la vest de această falie este puternic ridicat față de cel corespunzător zonei studiate.

Sistemul Cernișoara—Florese. Acest sistem cuprinde falii oblice orientate NW—SE și faliile lor de sprijin orientate NE — SW. Decroșările sînt în general mici, de ordinul sutelor de metri. Întrucît decroșările acestui sistem afectează și linia Cinciș - Vadu Dobrii, ele sînt mai noi decît ultima rejucare a acesteia.

Sistemul Teliuc—Mănăstire. Sistemul acesta reprezintă probabil cel mai tînăr sistem de falii al regiunii. El cuprinde dislocații orientate N—S, de tip „*ac*" deci paralele cu sistemul „*ac*" de fisuri și microfalii determinat de I. Bercia și Elvira Bercia, 1964; faliile acestui sistem au decroșări neimportante (10—200 m), și sînt legate genetic de scufundarea fundamentului cristalin din bazinul Streiului.

[18] Vezi nota 8.

Institutul Geologic al României

IV. EVOLUȚIA GEOLOGICĂ A REGIUNII

Studiul stratigrafic și petrografic al șisturilor din unitatea epimetamorfică a scos în evidență că rocile cristaline din regiune au provenit din metamorfozarea unei stive unitare de sedimente marine, constituite predominant din material psamito-pelitic cu intercalații de material tufaceu bazic. În unele orizonturi ale acestei stive, a cărei grosime totală atinge peste 5000 m, se constată în cadrul materialului terigen prezența unui material de natură organică, pe seama căruia a luat naștere pigmentul grafitos al șisturilor sericito-grafitoase. Spre nordul regiunii, partea superioară a stivei se îndințează facial cu formațiunile predominant dolomitice, a căror natură recifală și recifogenă a fost pusă în evidență de V. C. P a p i u et al, (1962, 1963, 1964).

Pe baza orizontării stivei de șisturi cristaline se poate deduce următoarea evoluție a sedimentării și a magmatismului premetamorfic din regiune : complexul inferior cunoscut în zona cercetată, corespunde unei sedimentări în general psamito-pelitice, în cursul căreia s-a depus și materie organică. În timpul acesta au existat momente intermitente de sedimentare a unui material grezos-cuarțos. Acest complex cuprinde de asemenea produsele primelor manifestări, cunoscute în regiune, ale magmatismului inițial. După aceasta urmează o perioadă de sedimentare terigenă de material omogen pelito-psamitic care a dat naștere prin metamorfism complexului șisturilor cuarțitice sericito-cloritoase. În următoarea fază de sedimentare a avut loc depunerea unor sedimente psamito-pelitice, bogate în materie organică, prin metamorfozarea cărora au luat naștere rocile complexului șisturilor grafitoase. Spre finele acestui moment de sedimentare începe faza principală de manifestare a magmatismului inițial din regiune. Activitatea vulcanogenă, predominant bazică, a generat o cantitate considerabilă de material tufaceu, ale cărui produse metamorfozate constituie în mare parte complexul șisturilor verzi tufogene și în mai mică măsură partea inferioară a complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare. Această fază bazică a magmatismului inițial a fost însoțită de o activitate metalogenetică, concretizată prin formarea unor zăcăminte de fier vulcanogen-sedimentare (R. D i m i t r e s c u, 1961, H. K r ä u t n e r, 1964). În timpul formării complexului șisturilor verzi tufogene a început instalarea barierei recifale dolomitice din nordul regiunii (dolomitele de Hunedoara). Recifogeneza s-a continuat și în timpul sedimentării primelor două ori-

Institutul Geologic al României

zonturi ale complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare, orizonturi cărora le corespunde dezvoltarea maximă a formațiunilor carbonatice.

Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare cuprinde sedimentele superioare cunoscute în regiune, reprezentate predominat prin roci psamito-pelitice. În partea inferioară a complexului se află intercalate ultimele produse tufogene bazice ale magmatismului inițial din zona mediană a masivului Poiana Ruscă. Partea superioară a orizontului superior al complexului reprezintă formațiuni terigene ulterioare recifogenezei, dispuse normal peste dolomitele de Hunedoara.

În afara rocilor tufacee predominant bazice, produsele magmatismului bazic inițial sînt reprezentate în mai mică măsură și prin roci metaeruptive ultrabazice (metaserpentinite), bazice (metamicrogabbrouri) și intermediare.

Ulterior formării lor, sedimentele au fost supuse sincron cutării și metamorfismului regional în faciesul șisturilor verzi. Delimitarea ariilor de răspîndire a celor trei subfaciesuri metamorfice ale faciesului șisturilor verzi, arată că în regiune izogradele de metamorfism nu concordă cu stratificația rocilor și cu structurile plicative ale șisturilor ; acest fapt devine și mai evident în urma comparării gradului de metamorfism al rocilor din nivelele stratigrafice din regiunea Ruschița (L. Pavelescu et al., 1964), corespunzătoare acelora din zona cercetată.

Ulterior metamorfismului regional, formațiunile cristaline au fost supuse unor tectonizări disjunctive care s-au repetat în cel puțin 7 faze. Ultimele faze corespund mișcărilor legate de evoluția bazinelor sedimentare mezozoice și terțiare din vecinătatea zonei mediane a masivului (bazinul Streiului și bazinul Lunca Cernii — Rusca Montană).

Din produsele magmatismului subsecvent laramic (banatitic), larg răspîndite în vestul munților Poiana Ruscă, în regiune apare un singur filon de lamprofire interceptat în forajul din valea Govăjdia.

În timpul Miocenului partea estică a regiunii a fost acoperită transgresiv de formațiunile tortoniene ale părții de est din bazinul Streiului.

În Pliocen, în partea estică a regiunii, s-au intrus mici corpuri de bazalte.

Pe baza datelor petrografice și stratigrafice referitoare la zona mediană a masivului, acumulate pînă în prezent, se pot imagina unele aspecte paleogeografice și ale condițiilor de sedimentare din regiune. Deducțiile se bazează pe prezența unor formațiuni recifale, pe caracterul litologic

Institutul Geologic al României

inițial al formațiunilor șistoase, pe prezența produselor magmatismului inițial bazic și pe liniile de dislocație direcțională majoră supuse unor rejucări succesive.

Prezența unor formațiuni recifale și caracterul adesea psamitic al rocilor sedimentare inițiale, sugerează ideea că, bazinul în care s-a depus stiva sedimentară din regiunea cercetată era caracterizat în această parte prin adîncime relativ mică. Grosimea mare a sedimentelor terigene și vulcanogene precum și a recifilor se datorează probabil unor mișcări de subsidență continuă a bazinului. Îngroșarea treptată a stivei de șisturi spre sud și spre vest, poate fi explicată fie printr-o afundare inițială spre sud și spre vest, a fundului bazinului, fie printr-o subsidență mai accentuată a acestor zone. Sectoarelor de afundare, marcate prin grosimi maxime ale complexelor, le corespunde acumularea cea mai mare a produselor vulcanismului submarin bazic, fapt care ne îndreptățește să admitem că centrul principal al erupțiilor se situa înspre sud-vestul regiunii.

Trebuie reliefat faptul că linia direcțională principală din regiune — dislocația care separă unitatea epimetamorfică de cea mezometamorfică — se situează în zona sudică de îngroșare a sedimentelor, deci în zona de denivelare mai pronunțată a fundamentului. Această constatare sugerează o dependență genetică a dislocațiilor direcționale ulterioare sedimentării față de evoluția configurației inițiale a fundului bazinului de sedimentare.

Primit: *martie 1966.*

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar — Teliuc (Munții Poiana Ruscă). *D.S. Com. Geol.* XLIX, 1. (1961—1962), p. 309—331. București.

Beudant F.S. (1825) Mineralogische und geognostische Reise durch Ungarn, im Jahre 1818. Leipzig.

Codarcea Al., Pavelescu L., Kissling Al. (1965) Contribuții la studiul unor camptonite cu katoforit din Poiana Ruscă. *Stud. și Cercet. Geol. Geof. Geogr. Seria Geologie*, 10, 2, p. 485—490. București.

Dimitrescu R. (1956) Observațiuni geologice asupra regiunii calcarelor de Hunedoara (Poiana Ruscă de Est). *D.S. Com. Geol.* XL (1952—1953), 4—7. București.

— (1961) Provincii și epoci metalogenetice în R.P.R. *Rev. Minelor*, XII, 6. București.

Giușcă D., Biloiu M., Rădulescu D., Stiopol V., Dimitrescu R. (1956) Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de sud-vest. *D.S. Com. Geol.*, XL (1952—1953). p. 98—111. București.

Halaváts J. (1902) Geologische Verhältnisse der Umgebung Kitid-Russ-Alsó-Telek (Comitat Hunyad). *Jahresber. d.k.u. geol. A. f. 1900*, p. 91—100. Budapest.

— (1904) Über den geologischen Bau der Umgebung von Vajdahunyad. *Jahresber. d.k.ung. geol. Anst. f. 1902*, p. 93—100. Budapest.

Hauer Fr., Stache G. (1863 și 1885) Geologie Siebenbürgens. Wien.

Hollosváry J.v. (1907). Adalékok a Hunyadi vastötelepekröl (Contribuțiuni la cunoașterea zăcămintelor de fier de la Hunedoara). *Bány. és Kdr. Lapok*, 45, 465—485.

Ionescu Fl., Kräutner H., Mureșan M. (1963) Contribuțiuni la cunoașterea fundamentului cristalin din bazinul Streiului, pe baza noilor date geofizice și geologice. *Asoc. geol. Carp.-Balc. V. Congr. 1961*, II, p. 57—85. București.

Kräutner H.G. (1964) Privire generală asupra metalogenezei din masivul Poiana Ruscă. *Acad. RPR Stud. Cercet. Geol. Geofiz. Geogr. Seria Geologie*, 9, p. 101—124. București.

— (1964) Zăcămintele de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.* XLIX, 1. (1961—1962), p. 345—360. București.

— Kräutner Florentina (1962) Chimismul zăcămintelor de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscă. II. Elementele minore. *Acad. RPR Stud. Cerc. Geol.* XII, 2, p. 369—379. București.

Institutul Geologic al României

— Kräutner Florentina (1962) Chimismul zăcămintelor de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscă. I., Elementele majore. *Acad. R.P.R. Stud. Cercet. Geol.* XII, 1, p. 141—179. București.

Lațiu V. (1928) Contribuțiuni la studiul microgenetic al minereurilor de fier de la Ghelar. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII, p. 27—48. București.

Maier O., Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1964) Structura geologică a regiunii Teliuc-Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscă). *D.S. Inst. Geol.* XLIX (1961—1962). Partea I-a București.

Möckel K. (1923) Comunicare preliminară asupra studiilor petrografice din Poiana Ruscă. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XI (1922—1923), p. 75—81. București.

Murgoci G.M. (1912) The geological synthesis of the south Carpathians. *C.R. Cong. Geol. Int.* XI, Sess. Stockholm.

Papiu V. (1956) Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.* XL (1952—1953), p. 135—149. București.

— Popescu A., Serafimovici V., Duțu M. (1962) Cercetări geologice și petrografice în masivul dolomitelor de Hunedoara. *D.S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960), p. 323—344. București.

— Popescu A., Serafimovici V. (1963) Considerații petrografice asupra carbonatitelor epizonale din masivul Poiana Ruscă. *Assoc. geol. Carp. Balc. V Congr. 1961.* II, p. 137—165. București.

— Popescu A., Serafimovici V. (1964) Importanța litogenetică a rocilor carbonatice din epizona masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.* XLIX, 2 (1961—1962), p. 53—67. București.

Papp K.v. (1919) Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des ungarischen Reiches I. Budapest,

Partsch P. (1826—1827) Tagebücher der Reisen in Siebenbürgen. Manuscript. Muzeul Brukenthal. Sibiu.

Pavelescu L. (1953) Cercetări geologice în împrejurimile regiunii Vadu Dobrii. *D.S. Com. Geol.* XXXVII, p. 116—119. București.

— (1954) Studiul geologic și petrografic al părții centrale și de sud-est a Munților Poiana Ruscă. *An. Com. Geol.* XXVII p, 337—373. București.

— (1955) Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.* XXVIII, p. 367—448. București.

— (1958) Geologia Carpaților Meridionali. *Analele Rom.-Sov. Geol.-Geogr.* 3 (36) p. 5—25. București.

— Maier O., Kräutner H., Mureșan M., Kräutner Fl. (1964) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Ruschița (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol.* XXXIV, 1, p. 115—157. București.

Posepny Fr. (1871). Über das Eisensteinvorkommen von Gyalár in Siebenbürgen. *Verh. d.k.u.k. geol. R.A. 1871*, p. 39—40. Wien.

Savul M., Ianovici V. (1959). Chimismul rocilor dolomitice de la Hunedoara. *Acad. RPR. Stud. și Cerc. Geol. IV*, 1, p. 38—58. București.

Institutul Geologic al României

Schafarzik Fr. (1911) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Gyalár. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R.A. f. 1908*, p. 63—71. Budapest.

Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpathes Meridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. Bucureşti.

Stur D. (1863) Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des süd-westlichen Siebenbürgen im Sommer 1860. *Jahrb d.k.k. geol. R.A.* XIII, H, 1. p. 33—120.

Urdea I. (1963) Structura geologică a zăcămintelor de fier Teliuc şi Ghelar. *Rev. Minelor* XIV, 8, p. 345—350. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

STRATIGRAPHIE UND STRUKTUR DER EPIMETAMORPHEN SCHIEFER DER MITTLEREN ZONE DES POIANA RUSCĂ-GEBIRGES (GEBIET VON TELIUC - GHELAR - VADU DOBRII)

VON

OSCAR MAIER, HANS KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER,
GEORGETA MUREȘAN, MIRCEA MUREȘAN

(Zusammenfassung)

Die mittlere Zone des Poiana Ruscă — Gebirges hat die Form eines Ost—West gerichteten, relativ schmalen Streifens, an dessen beiden Enden sich die für ihre Eisenerzlagerstätten bekannten Ortschaften Teliuc (im Osten) und Vadu Dobrii (im Westen) befinden. Dieser, fast nur aus epimetamorphen kristallinen Schiefern gebildete Streifen wird im Norden von den Hunedoara — Dolomiten, im Süden aber von den mesometamorphen Schiefen der Südzone begrenzt. Im Osten, in der Umgebung von Teliuc, werden die kristallinen Schiefer von den sedimentären Formationen des Strei-Beckens überlagert.

Die von O. Maier, Georgeta Mureşan, M. Mureşan (1958) erstmalig (zwischen Teliuc und Ghelar) unternommene Horizontierung der epimetamorphen Schiefer wurde von uns 1959 bis westlich von Vadu Dobrii ausgedehnt und umfasste 1960—1961 auch das Gebiet von Ruschița.

I. STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

Das begangene Gebiet ist vorwiegend aus kristallinen Schiefern gebildet; Sedimentär und Eruptiva kommen nur selten vor.

Institutul Geologic al României

A) DAS KRISTALLIN

Die kristallinen Schiefer der Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii — Zone gehören den beiden tektonischen Grosseinheiten des Poiana Ruscă — Gebirges an : der mesometamorphen Einheit und der nördlich von dieser gelegenen epimetamorphen Einheit. Die beiden tektonischen Einheiten sind durch eine O — W streichende Verwerfung getrennt.

1. MESOMETAMORPHE EINHEIT

Die Schiefer dieser Einheit bilden die Südzone des Poiana Ruscă — Gebirges ; davon wurde von uns nur ein schmaler Streifen südlich der Grenze zu der epimetamorphen Einheit begangen. Die kristallinen Gesteine sind durch Muskovit — Biotitschiefer, Granatglimmerschiefer, Muskovit — Biotitquarzite, Biotitquarzite, Muskovit—Biotitparagneisse und Amphibolite vertreten. Die Mineralparagenesen dieser Schiefer deuten auf ihre Zugehörigkeit zu der Almandin—Amphibolitfazies hin.

In der Nähe der Grenze mit der epimetamorphen Einheit wurden die mesometamorphen Schiefer mylonitisiert. Längs der Verwerfungsfläche, welche die beiden Einheiten trennt, war die Mylonitisierung besonders intensiv : es entstanden Blastomylonite die durch mehrmalige Reaktivierung der Verwerfung wieder in Mylonite umgewandelt wurden. Die damit verbundene Umwandlung des Mineralbestandes (Chloritisierung des Granates und Biotites und Sericitisierung der Feldspate) deuten auf eine tiefgehende Diaphthorese.

2. EPIMETAMORPHE EINHEIT

Die Gesteine der epimetamorphen Einheit entstanden grösstenteils durch Regionalmetamorphose terrigener mariner Ablagerungen, dolomitischer Riffbildungen, basischer und saurer Tuffe und Tuffite, ultrabasischer, basischer und intermediärer Eruptivgesteine sowie des Ausgangsmaterials, aus dem die bekannten Eisenerzlagerstätten der Poiana Ruscă entstanden sind.

Die aus dem erwähnten Ausgangsmaterial entstandenen Gesteine gehören der Grünschieferfazies an, und zwar grösstenteils der Quarz — Albit — Chlorit — und Quarz — Albit — Biotit - Subfazies. Die Quarz — Albit — Almandin - Subfazies ist nur auf kleine Flächen beschränkt.

Institutul Geologic al României

Ausser der normalen Zunahme der Metamorphose mit der Tiefe wurde auch eine horizontale Ansteigerung der Intensität der Metamorphose nach Süden und Westen zu beobachtet. Im Gesamtbild ergibt sich daher eine diskordante Lage der Flächen gleicher Intensität der Metamorphose zu dem Schichten- und Faltenbau der kristallinen Schiefer. Die Verbreitung der metamorphen Fazies ist auf der beiliegenden tektonischen Karte eingezeichnet.

a) Stratigraphie der kristallinen Schiefer

Die kristallinen Schiefer wurden in folgende stratigraphische Komplexe gegliedert :

Komplex der Graphitschiefer mit Grünschiefereinlagerungen ;
Komplex der quarzitischen Sericit — Chlorit-Schiefer
Graphitschiefer-Komplex ;
Grünschiefer-Komplex ;
Oberer Chlorit — Sericitschiefer-Komplex.

Der Grünschiefer-Komplex und der untere Teil des oberen Chlorit — Sericitschiefer-Komplexes verzahnen sich gegen Norden mit den Hunedoara—Dolomiten mit denen sie folglich als gleichaltrig zu betrachten sind.

Der *Komplex der Graphitschiefer mit Grünschiefereinlagerungen* umfasst den untersten bekannten Teil der epimetamorphen Schiefer. Er ist westlich des Cerna-Tales in einem schmalen Streifen aufgeschlossen, der bis westlich der Ortschaft Bunila verfolgt werden konnte. Der Komplex besteht vorwiegend aus Sericit — Graphit-Schiefern, Graphitquarziten, biotit- und calcitführenden Quarzitschiefern, Sericit — Chlorit — Quarzitschiefern, Sericit—Quarziten, Biotit—Granatquarziten, Sericit—Chlorit—Biotitschiefern die auf ursprünglich terrigene Sedimente schliessen lassen. Die selten vorkommenden tuffogenen Grünschiefereinlagerungen deuten auf eine schwache vulkanische Tätigkeit während der Ablagerung des Komplexes hin.

Der *Komplex der quarzitischen Sericit—Chloritschiefer* liegt über dem vorherbesch riebenen Komplex, auf der Nordflanke des Hauptsattels. Er besteht aus einer 50 — 300 m mächtigen, eintönigen Folge, in der die quarzitischen Sericit—Chloritschiefer vorherrschen.

Graphitschiefer-Komplex. Dieser 250—400 m mächtige Komplex lagert unmittelbar über dem vorherbeschriebenen und ist wie dieser auf

Institutul Geologic al României

der Nordflanke der Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii — Antiklinale aufgeschlossen. Er besteht aus Graphit — Chlorit — Sericit-Schiefern und aus Sericit — Graphit-Schiefern. Örtlich sind im unteren Teil des Komplexes charakterische Kalksteineinlagerungen vorhanden. Der Komplex stellt so wie der vorangehende eine ausschliesslich terrigene Bildung dar.

Grünschiefer-Komplex. Über dem Graphitschiefer-Komplex liegt ein Schieferkomplex der durch eine Wechsellagerung von tuffogenen und tuffitogenen Grünschiefern mit terrigenen Schiefern, Kalksteinen und Dolomiten gekennzeichnet wird.

Die tuffogenen Grünschiefer weisen folgende Mineralparagenese auf: Chlorit + Epidot + Albit + Calcit und Actinot + Epidot + Albit. Magnetitkristalle sind in den Grünschiefern häufig vorhanden und verursachen zwischen Teliuc und Vadu Dobrii zahlreiche magnetische Anomalien. Der ursprüngliche terrigene Anteil der tuffitischen Gesteine kommt in diesen durch Beimengung von Quarz, Sericit und Biotit zu den oben erwähnten Paragenesen zum Ausdruck. Als Nebengemengteil sind Apatit, Turmalin, Titanit und Zirkon zu verzeichnen.

Die terrigenen Sedimente lieferten zufolge der Regionalmetamorphose Quarzit — Sericit — Chlorit-Schiefer, Quarzit-Schiefer, Quarzite, Quarzit — Sericit — Graphit-Schiefer.

Kalkstein- und Dolomitschichten verschiedener Mächtigkeit sind in den Schiefern terrigener und tuffogener Herkunft eingelagert.

Die Eisenerzlagerstätten der Poiana Ruscă (Siderite, Ankerite, hämatitische Quarzite, Magnetite) sind in diesem Komplex eingelagert. Die karbonatischen Erze treten gewöhnlich zusammen mit dolomitischen Gesteinen auf.

Der Grünschiefer-Komplex lässt sich stratigraphisch in drei Horizonte gliedern:

Unterer Horizont. Am Nordschenkel des Hauptsattels beginnt die stratigraphische Folge des Komplexes mit einer Wechsellagerung von quarzitischen Sericit — Chlorit-Schiefern, tuffogenen Grünschiefern, Graphitschiefern und gebänderten Kalksteinen und Dolomiten. Dieser Horizont kann folglich als ein lithologischer Übergangshorizont zwischen dem Graphitschiefer-Komplex und dem Grünschiefer-Komplex betrachtet werden.

Mittlerer Horizont. Es folgt ein Horizont terrigener Schiefer mit tuffogenen Grünschiefer-, Kalkstein- und Dolomiteinlagerungen. Sämtliche Eisenerzlagerstätten der östlichen Hälfte der begange-

Institutul Geologic al României

nen Gegend (Teliuc, Pădurea Orașului, Nicolson, Gura Inorii, Fața Mănăstirii, Filimon, Plosca, Sucovate, Wagner, Grenzenstein, Ghelar, Mihail und Cornet) sowie die Eisenerzkörper, die in den letzten Jahren nördlich und östlich von Ghelar aufgeschlossen wurden, befinden sich in diesem Horizont eigelagert. Sie sind stets in Dolomitlinsen, die mit tuffogenen Grünschiefern assoziiert vorkommen, anzutreffen. Über diesen Dolomiten, manchmal auch direkt auf dem Eisenerz lagernd, folgen, örtlich begrenzt, weisse Feldspat (Albit)-Quarzite, die auf ursprünglich saure Tuffe zurückzuführen sind.

Im Kern der Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii — Antiklinale liegt bei Alun ein kristalliner Kalkstein (Alun — Marmor) der auf der Südflanke des Sattels einen Zug bis zur östlichen Grenze des Kristallins bildet. Darüber folgen beständig Grünschiefer und darauf eine Schichte weisser Quarzite.

Die Mächtigkeit des mittleren Horizontes beträgt zwischen Teliuc und Ghelar 250 — 300 m, bei Alun ungefähr 600 m.

Oberer Horizont. Die Grenze zwischen dem mittleren Horizont und dem darauffolgenden oberen Horizont bilden die schon erwähnten weissen Quarzite. Der obere Horizont besteht hauptsächlich aus Sericit — Chloritschiefern mit Kalkstein- und Quarziteinlagerungen von geringer Mächtigkeit. Er wurde auf beiden Schenkeln des Hauptsattels vorgefunden. Seine weiteste Ausdehnung und grösste Mächtigkeit sind auf dem Südschenkel anzutreffen. Auf dem Nordschenkel ist bei der geringen Mächtigkeit des Komplexes zwischen Ghelar und Teliuc seine kartographische Abgrenzung nicht mehr möglich. Dagegen besteht der oberste Teil des Grünschiefer-Komplexes aus einem charakteristischen Niveau, dessen oberer Teil ein weisser Kalkstein und dessen unterster Teil ein schwarzgrauer Dolomit bildet.

Oberer Sericit — Chloritschiefer-Komplex. Die kristallinen Schiefer dieses Komplexes sind vorwiegend terrigenen Ursprungs. Auf dem Nordschenkel der Hauptantiklinale kommen tuffogene Grünschiefer nur spärlich vor; auf dem Südschenkel sind die tuffogenen Schiefer jedoch besser vertreten. Auch bei diesem Komplex konnte eine Unterteilung in drei stratigraphische Horizonte unternommen werden.

Unterer Horizont. Dieser Horizont liegt unmittelbar auf dem Grünschiefer-Komplex oder über dem Retișoara — Niveau der Hune-

Institutul Geologic al României

doara-Dolomite, das stratigraphisch dem oberen Teil des Grünschiefer-Komplexes entspricht. Die Mächtigkeit des Horizontes beträgt auf dem Nordschenkel der Antiklinale 100 — 400 m. Auf dem Südschenkel ist nur der unterste Teil des oberen Sericit — Chlorit-Schiefer-Komplexes anzutreffen, da dieser gegen Süden zu von der mesometamorphen Einheit überschoben wurde.

Mittlerer Horizont. Westlich von Ghelar besteht dieser Horizont hauptsächlich aus Gesteinen terrigener Herkunft (Sericit—Chloritschiefer ± Graphit) mit zahlreichen Einlagerungen karbonatischer Gesteine (Kalksteine und Dolomite). Östlich von Ghelar ist der Horizont durch sein stratigraphisches Äquivalent — das Govăjdia—Niveau der Hunedoara—Dolomite—vertreten.

Oberer Horizont. Der obere Horizont beginnt in der Umgebung von Sohodol mit einem Niveau von schwarzen Graphitquarziten. Die darauffolgenden Schiefer haben einen ausgesprochen terrigenen Charakter und verzahnen sich mit dem oberen Teil der Hunedoara—Dolomite. Die Sericit—Chlorit- und Sericit—Graphit-Schiefer des obersten Teils dieses Horizontes liegen über dem Dolomitmassiv.

Hunedoara—Dolomite. Das Massiv der Hunedoara—Dolomite begrenzt gegen Norden die begangene Zone des Poiana Ruscă—Gebirges. Es besteht vorwiegend aus Dolomit; Kalkstein sowie Quarzit- und Schiefereinlagerungen kommen untergeordnet vor. Bezüglich der Verhältnisse zwischen dem Dolomitmassiv und den anliegenden epimetamorphen Schiefern wurde schon die fazielle Verzahnung der Dolomite mit dem Grünschiefer-Komplex und dem oberen Sericit — Chloritschiefer-Komplex erwähnt. Es wurde auch im Dolomit eine Unterteilung in zwei Niveaus unternommen und zwar entspricht das untere Retişoara — Niveau dem tuffogenen Grünschiefer-Komplex, das darauffolgende Govăjdia — Niveau dem unteren, mittleren und der unteren Hälfte des oberen Horizontes des oberen Sericit—Chlorit — Schiefer-Komplexes.

B) DAS ERUPTIV

Eruptiva kommen in der mittleren Zone des Poiana Ruscă—Gebirges nur selten vor. Banatitische Lamprophyre (Katophorit—Camptonite) wurden in einer Bohrung in dem Govăjdia—Tal angetroffen. Neogene

Institutul Geologic al României

Basalte sind in zwei kleinen Aufschlüssen bei Cerna und im Poni—Tal bekannt.

C) DAS SEDIMENTÄR

Östlich von Teliuc werden die epimetamorphen Schiefer von den tortonen und pliozänen Sedimenten des Strei—Beckens überlagert.

II. TEKTONIK

Die geologische Struktur und die tektonische Evolution der epimetamorphen Schiefer aus dem Gebiet von Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii wurde durch die unmittelbare Nähe zu dem Massiv der Hunedoara—Dolomite beträchtlich beeinflusst. Der parakristallin gebildete Faltenbau der mittleren Zone weist grösstenteils aufrechte Biegefalten mit senkrechten Achsenebenen auf. Die allgemeine Richtung der Faltenachsen verläuft Ost — West. Mikrotektonische Messungen von I. Bercia und Elvira Bercia (1964) ergaben westlich der 0-Linie Mănăstire-Cătinaș ein westliches Eintallen der Faltenachsen von 10° — 20° und ein östliches Einfallen von 5° — 15° östlich der erwähnten Linie.

Die Grosstrukturen der Zone bestehen aus der Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii—Antiklinale und der nördlich davon gelegenen Synklinale der Hunedoara—Dolomite. Der Sattel ist durch eine Längsverwerfung gestört die stellenweise im Scheitel liegt. Die Mulde bleibt im Bereich der Hunedoara—Dolomite. Auf beiden Sattelschenkeln wurden mehrere kleine Falten kartiert.

Die beschriebene Faltenstruktur wurde von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt. Die grosse Anzahl der Längsverwerfungen und Überschiebungen wurde durch das inkompetente Verhalten der Schiefer gegenüber des Dolomitmassivs bedingt. Die Bildung der Quer- und Längsverwerfungen muss gemäss ihrer gegenseitigen Beziehungen auf sieben verschiedene tektonische Betätigungsmomente zurückgeführt werden. Öfters konnte auf eine mehrmalige Betätigung besonders der Längsverwerfungen geschlossen werden.

III. GEOLOGISCHE EVOLUTION

Stratigraphische und petrographische Erwägungen führen zur Schlussfolgerung, dass die kristallinen Schiefer der epimetamorphen tektonischen Einheit der Poiana Ruscă durch regional metamorphe

Institutul Geologic al României

Überprägung ursprünglich psamito-pelitischer Meeresablagerungen entstanden sind. Zu verschiedenen Zeitspannen während der Sedimentogenese fand eine intensive magmatische Tätigkeit statt. Die ersten Anzeichen dieser Tätigkeit finden wir im untersten Komplex, der durch gleichzeitige Ablagerung von psamito-pelitischen Sedimenten und basischen Tuffen entstand. Darauf folgte eine Ablagerung von ausschliesslich terrigenem Ausgangsmaterial (Komplex der quarzitischen Sericit—Chlorit—Schiefer), zu dem sich später auch organische Stoffe vergesellten (Graphitschiefer-Komplex). Nun folgte die Hauptphase des basischen Vulkanismus, dessen Tuffe den Grünschiefer-Komplex bilden. Diese Phase des initialen Magmatismus wurde von einer metallogenetischen Tätigkeit begleitet, der die vulkanogen-sedimentären (R. Dimitrescu, 1961; H. Kräutner, 1964) Eisenerzlagerstätten der mittleren Zone zu verdanken sind. Zur selben Zeit begann auch die Riffbildung, der die jetzigen Hunedoara—Dolomite zu verdanken sind. Sie wurde auch während der Ablagerung der zwei ersten Horizonte des oberen Sericit—Chlorit—Schiefer-Komplexes fortgesetzt. Dieser Komplex entspricht schon grösstenteils einer Sedimentation von pelitischem Material. Sein oberer Horizont lagert grösstenteils über den Hunedoara—Dolomiten. Ausser den basischen tuffogenen Schiefern sind die Produkte des initialen Magmatismus in der mittleren Zone der Poiana Ruscă auch durch Metaserpentinit und Metamikrogabbro vertreten.

Die parakynematische regionale Metamorphose überschritt die untere Grenze der Grünschieferfazies nicht. Die Metamorphoseisograden verlaufen nicht parallel zu den Komplexgrenzen.

Nach der Regionalmetamorphose folgte die Entstehung zahlreicher Verwerfungen in mindestens sieben Etappen. Die letzten Etappen entsprechen den Bildungsphasen der benachbarten mesozoischen und tertiären Becken (Strei-Becken und Rusca Montana-Becken).

Institutul Geologic al României

ERKLÄRUNG DER TAFELN

Tafel I

Geologische Karte der Gegend Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii.

1. Kristalline Formationen
2. Epimetamorphe Einheit
3. Stratigraphie
4. Hunedoara — Dolomite
   b) Retișoara-Niveau
   a) Govăjdia-Niveau
5. Oberer Sericit-Chlorit-Schiefer-Komplex
   - *c*) Oberer Horizont
   - *b*) Mittlerer Horizont
   - *a*) Unterer Horizont
6. Grünschiefer-Komplex
   - *b*) Weisser Kalkstein-schwarzer-Dolomit-Niveau
   - *a*) Unterer Horizont
7. Graphitschiefer-Komplex
8. Komplex der quarzitischen Sericit-Chlorit-Schiefer
9. Komplex der Graphitschiefer mit Grünschiefereinlagerungen
10. undifferenziert
11. Lithologie
12. Terrigene Gesteine
    - (Sericit-Chlorit-Schiefer ± quarzitisch ± graphitisch;
    - Sericit-Chlorit-Schiefer mit Biotit ± Almandin)
13. Tuffogene und tuffitogene Grünschiefer
    - (Chlorit-Kalk-Schiefer ± Magnetit; Chlorit-Schiefer mit Albit ± Epidot ± Magnetit; Chlorit-Actinolit-Schiefer mit Albit ± Epidot; Chlorit-Biotit-Schiefer mit Albit ± Calcit ± Magnetit)
14. Graphitschiefer + Biotit ± Almandin
15. Kalksteine
16. Dolomit
17. Quarzit, Quarzit mit Sericit
18. Schwarze Quarzite
19. Siderit, Ankerit, eisenführender Dolomit
20. Dolomit
21. Kalkstein (a), dolomitischer Kalkstein (b)
22. Quarzit, Karbonat-Quarzit
23. Metaserpentinit (σ)
24. Metamikrogabbro
25. Intermediäres Metaeruptiv
26. Gesteine der Riff-Formation
27. Mesometamorphe Einheit
28. Glimmerschiefer mit Biotit ± Almandin

Institutul Geologic al României

29. Amphibolit
30. Mylonit und Blastomylonit
31. Magmatische Formationen
32. Olivin Basalte
33. Sedimentärformationen
34. Quartär
35. Pliozän
36. Torton.

Tafel II

Geologische Profile durch die Gegend Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii

1. Kristalline Formationen
2. Epimetamorphe Einheit
3. Stratigraphie
4. Hunedoara-Dolomite
5. Oberer Sericit-Chlorit-Schiefer-Komplex
   - *c*) Oberer Horizont
   - *b*) Mittlerer Horizont
   - *a*) Unterer Horizont
6. Grünschiefer-Komplex
   - *b*) Weisser Kalkstein schwarzer Dolomit-Niveau
   - *a*) Unterer Horizont
7. Graphitschiefer-Komplex
8. Komplex der quarzitischen Sericit - Chlorit-Schiefer
9. Komplex der Graphitschiefer mit Grünschiefereinlagerungen
10. Komplexe 7, 8, 9 undifferenziert
11. Lithologie
12. Terrigene Gesteine: Sericit-Chlorit-Schiefer ± Quarzitisch ± Graphit; Sericit-chloritische Schiefer mit Biotit ± Almandin).
13. Tuffogene und tuffitogene Grünschiefer: Chlorit-Kalk-Schiefer ± Magnetit; Chlorit-Schiefer mit Albit ± Epidot ± Magnetit; Chlorit-Actinolit-Schiefer mit Albit ± Epidot; Chlorit-Biotit-Schiefer mit Albit ± Kalzit ± Magnetit).
14. Graphitschiefer mit Biotit (± Almandin)
15. Kalkgestein
16. Dolomite
17. Quarzite, Sericit-Quarzit
18. Siderite, Ankerite, eisenführende Dolomite
19. Dolomite, Kalk-Dolomite (Gesteine der Riff-Formation)
20. Metaserpentinite (σ)
21. Mesometamorphe Einheit:
22. Glimmerschiefer ± Biotit ± Almandin

Institutul Geologic al României

23. Amphibolite
24. Mylonite und Blastomylonite
25. Sedimentärformationen
26. Quartär
27. Torton

Tafel III

Detailprofile durch die epimetamorphen Formationen der Poiana Ruscă aus der Gegend Teliuc-Ghelar-Vadu Dobrii

Höhenmaßstab
Längenmaßstab

1. Hunedoara-Dolomite
   a) Retișoara-Niveau
   b) Govăjdia-Niveau
2. Oberer Sericit-Chlorit-Schiefer-Komplex
   c) Oberer Horizont
   b) Mittlerer Horizont
   a) Unterer Horizont
3. Grünschiefer-Komplex
   c) Oberer Horizont
   b) Mittlerer Horizont
   a) Unterer Horizont
4. Graphitschiefer-Komplex
5. Komplex der quarzitischen Sericit-Chlorit-Schiefer
6. Graphitschiefer-Komplex mit Grünschiefereinlagerungen
7. Dolomite
8. Weisser Kalkstein schwarzer Dolomit-Niveau
9. Kalkstein
10. Tuffogene Grünschiefer
11. Graphitschiefer
12. Quarzite, Albit-Quarzite
13. Eisenerzlagerstätte

Tafel IV

Stratigraphische Vergleiche in der Mittelzone des Poiana Ruscă Massives (Ruschița-Alun — Ghelar).

Tafel V

Tektonische Hauptelemente und metamorphe Fazies in der Gegend Teliuc-Ghelar-Vadu Dobrii

Tektonische Elemente

1. Faltenbau
2. Sattelachse
   a) Hauptsattel
   b) Sekundärer Sattel

Institutul Geologic al României

3. Muldenachse { *a*) Hauptmulde
b) Sekundäre Mulde.

1. Teliuc — Ghelar — Bunila — Vadu Dobrii — Sattel
2. Mulde der Hunedoara — Dolomite
3. Retişoara — Mulde
4. Retişoara — Valea Varului — Sattel
5. Ghelar — Mătrăguna — Muncel — Runc-Mulde
6. Ohaba-Mulde

4. Verwerfungen

5. Altersfolge der Verwerfungen

7. Teliuc — Mănăstire-System (N-S, ac-Type, sekundär)
6′. Nebenverwerfungen des Cernişoara — Florese-Systems (NE—SW, diagonal sekundär)
6. Cernişoara — Florese-System (NW—SE, diagonal, sekundär)
5. Cherghes — Ruschiţa-Verwerfung und Cutin — Runc-Verwerfung (NE—SW, diagonal, Hauptverwerfungen)
4. Wiederaufnahme der zum Streichen parallel verlaufende Cinciş — Vadu Dobrii-Verwerfung (Hauptverwerfung)
3. Den direktionellen Dislokationen folgend und der Wiederaufnahme der Cinciş — Vadu Dobrii-Verwerfung vorangehende diagonale Verwerfungen (NW—SE, diagonal, sekundär)
2. Streichende Verwerfungen { *a*) Hauptverwerfungen
b) Sekundäre Verwerfungen
1. Den direktionnellen Dislokationen vorangehende Verwerfungen
a. NE—SW, diagonal a_1 Hauptverwerfung
a_2 sekundäre Verwerfungen
b. N—S, ac-Type, sekundäre Verwerfung.

6. Die Hauptverwerfungen:

I. Cinciş — Vadu Dobrii-Verwerfung
II. Teliucul Superior — Bunila-Verwerfung
III. Teliuc — Ruda — Muncel-Verwerfung
IV. Retişoara — Alun-Verwerfung
V. Cherghes — Ruschiţa-Verwerfung
VI. Cutin — Runc-Verwerfung

7. Mylonite

Die Farbe entspricht dem für die Mylonitisierung verantwortlichem Verwerfungssystem

8. Sedimentärformationen

9. Torton u. Pannon.

Kristalline Formationen:

11. Epimetamorphe Einheit.

12 Stratigraphische Gliederung

Institutul Geologic al României

13. Hunedoara-Dolomite

a) Govăjdia-Niveau
b) Retișoara-Niveau

14. Oberer Sericit-Chlorit-Schiefer-Komplex
   - *a*) Oberer Horizont
   - *b*) Mittlerer Horizont
   - *c*) Unterer Horizont

15. Grünschiefer-Komplex
16. Graphitschiefer-Komplex
17. Komplex der quarzitischen Sericit-Chlorit-Schiefer
18. Komplex der Graphitschiefer mit Grünschiefereinlagerungen

19. undifferenziert

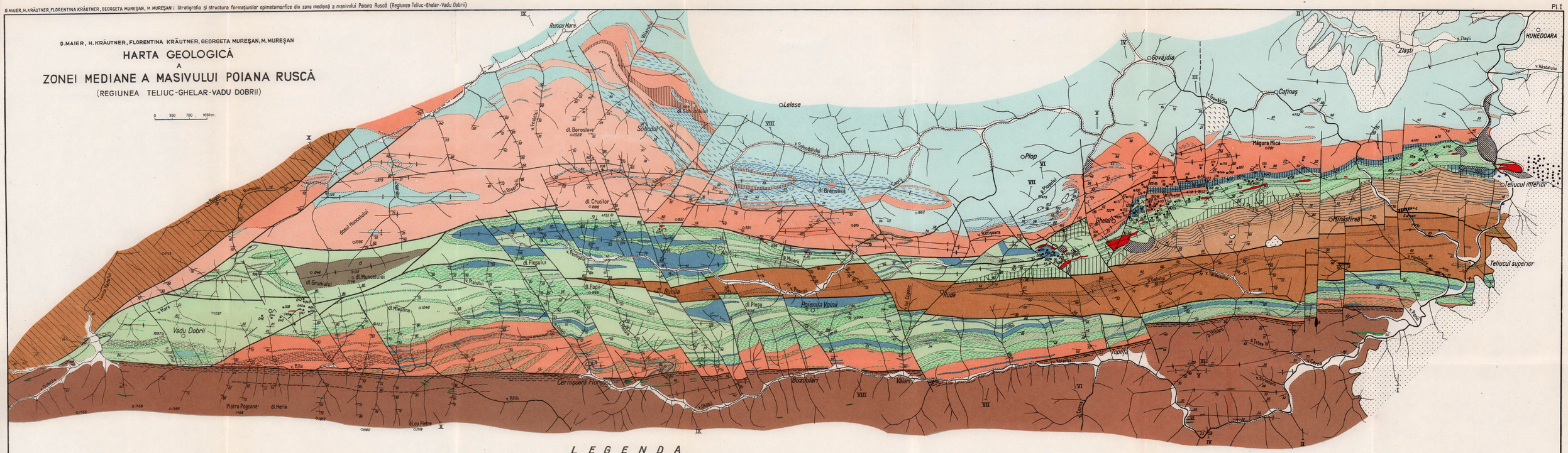
20. Mesometamorphe Einheit
21. Glimmerschiefer, Paragneisse, Amphibolite
22. Verbreitung der Fazies der Regionalmetamorphose
23. Grünschieferfazies
24. Quarz — Albit — Chlorit-Subfazies
25. Quarz- — Albit — Biotit-Subfazies
26. Quarz — Albit — Almandin-Subfazies
27. Almandin Amphibolitfazies
28. Retromorphose

Institutul Geologic al României

D.MAIER, H. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, GEORGETA MUREŞAN, M. MUREŞAN

HARTA GEOLOGICĂ
A
ZONEI MEDIANE A MASIVULUI POIANA RUSCĂ
(REGIUNEA TELIUC-GHELAR-VADU DOBRII)

0 350 700 1050 m.

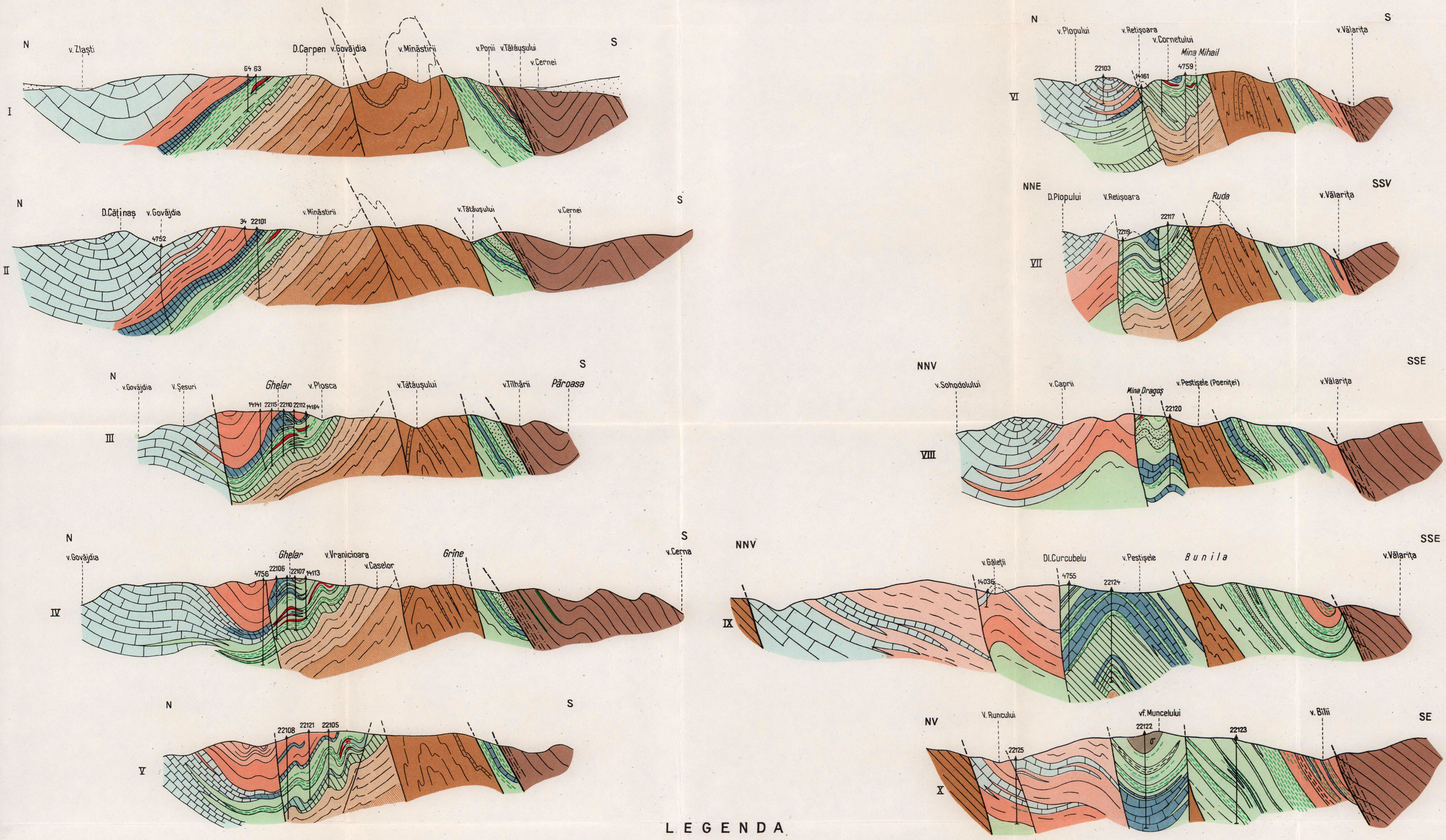

Runcu Mare
Lelese
Sorcoaia
Govăjdia
Căinaş
Ţlaşti
HUNEDOARA
Plop
Măgura Mică
Teliucul inferior
Teliucul superior
Mînăstirea
Ghelar
Poienile Voinii
Ruda
Vadu Dobrii
Piatra Pogoane
Cernişoara Florească
Buzduleri
Valari
Yoplita
dl. Brănească
dl. Crucior
dl. Boroslava
dl. Muncelului
dl. Gruniului
dl. Plesului
dl. Popii
dl. Mieşina
dl. Meria
dl. cu Pietre
Aiuli
Bunila
dl. Plesu
Dosul Muncelului
Valea Mare
v. Bilii
v. Ruda
v. Voinii
v. Ţlaşti
v. Govăjdia
v. Căinaş
v. Plopului
v. Mînăstirii
v. Ghelar
v. Yoplita
v. Cernişoara
v. Buzduleri
v. Valari
v. Runcu
v. Lelese
v. Sorcoaia
v. Schodeiului
v. Boroslavei
v. Crucior
v. Brănească
v. Muncelului
v. Gruniului
v. Plesului
v. Popii
v. Mieşina
v. Meria
v. Aiuli
v. Bunila
v. Plesu
v. Roşiorii
v. Mucanii
v. Ruda
v. Voinii
v. Ţlaşti
v. Govăjdia
v. Căinaş
v. Plopului
v. Mînăstirii
v. Ghelar
v. Yoplita
v. Cernişoara
v. Buzduleri
v. Valari
v. Runcu
v. Lelese
v. Sorcoaia
v. Schodeiului
v. Boroslavei
v. Crucior
v. Brănească
v. Muncelului
v. Gruniului
v. Plesului
v. Popii
v. Mieşina
v. Meria
v. Aiuli
v. Bunila
v. Plesu
v. Roşiorii
v. Mucanii
v. Ruda
v. Voinii
v. Bilii
v. Hăsdatului

O. MAIER, H. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, GEORGETA MUREȘAN, M. MUREȘAN

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN ZONA MEDIANĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ

REGIUNEA TELIUC - GHELAR - VADU DOBRII

0 350 750 1050 m



LEGENDA

1 FORMAȚIUNI CRISTALINE

2 UNITATEA EPIMETAMORFICĂ

3 Stratigrafie

- Dolomitele de Hunedoara 4
- 5 Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare (c, b, a)
  - c. Orizontul superior
  - b. Orizontul mediu
  - a. Orizontul inferior
- 6 Complexul șisturilor verzi tufogene (b, a)
  - b. Nivelul calcar alb-dolomit negru
  - a. Orizontul inferior
- 7 Complexul șisturilor grafitoase
- 8 Complexul șisturilor cuarțitice sericito-cloritoase
- 9 Complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene
- 10 Nediferențiate

11 Litologie

- 12 Roci terigene (șisturi sericito-cloritoase ± cuarțitice ± grafitoase; șisturi sericito-cloritoase cu biotit ± almandin)
- 13 Roci verzi tufogene și tufitogene (șisturi clorito-calcaroase ± magnetit; șisturi cloritoase cu albit ± epidot ± magnetit; șisturi clorito-actinolitice cu albit ± epidot; șisturi clorito-biotitice cu albit ± calcit ± magnetit)
- 14 Șisturi grafitoase cu biotit (± almandin)
- 15 Calcare
- 16 Dolomite
- 17 Cuarțite, cuarțite cu sericit
- 18 Siderite, ankerite, dolomite ferifere
- 19 Dolomite, dolomite calcaroase (roci ale formațiunilor recifal-recifogene)
- 20 Metaserpentinite (σ)

21 UNITATEA MEZOMETAMORFICĂ

- 22 Micașisturi ± biotit ± almandin
- 23 Amfibolite
- 24 Milonite și blastomilonite

25 FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

- 26 Cuaternar (Aluviuni)
- 27 Tortonian

Imprim. atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

O. MAIER, H. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, GEORGETA MUREŞAN, M. MUREŞAN

COLOANE STRATIGRAFICE PRIN FORMAŢIUNILE EPIMETAMORFICE DIN ZONA MEDIANĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ (REGIUNEA TELIUC-GHELAR-VADU DOBRII)

SCARA ÎNĂLŢIMILOR 0 250 500m

SCARA LUNGIMILOR 0 500 1000m

VADU DOBRII | ALUN | POENIŢA VOINII | RUDA | MIHAIL | GHELAR CENTRAL | VRANICIOARA | MUCHIA MOŞULUI | CĂTINAŞ-V. CERNII | ZLAŞTI-V. CERNII

Flancul nordic al anticlinalului Teliuc-Alun-Vadu Dobrii

Flancul sudic al anticlinalului Teliuc-Alun-Vadu Dobrii

LEGENDA

Dolomitele de Hunedoara 1
- b) Nivelul Govăjdia
- a) Nivelul Retişoara

2 Complexul şisturilor sericito-cloritoase superioare
- c. Orizontul superior
- b. Orizontul mediu
- a. Orizontul inferior

3 Complexul şisturilor verzi tufogene
- c. Orizontul superior
- b. Orizontul mediu
- a. Orizontul inferior

4 Complexul şisturilor grafitoase

5 Complexul şisturilor cuarţitice sericito-cloritoase

6 Complexul şisturilor grafitoase cu intercalaţii de roci verzi tufogene

7 Dolomite

8 Nivelul calcar alb-dolomit negru

9 Calcare

10 Şisturi verzi tufogene

11 Şisturi grafitoase

12 Cuarţite, cuarţite albitice

13 Zăcăminte de minereu de fier

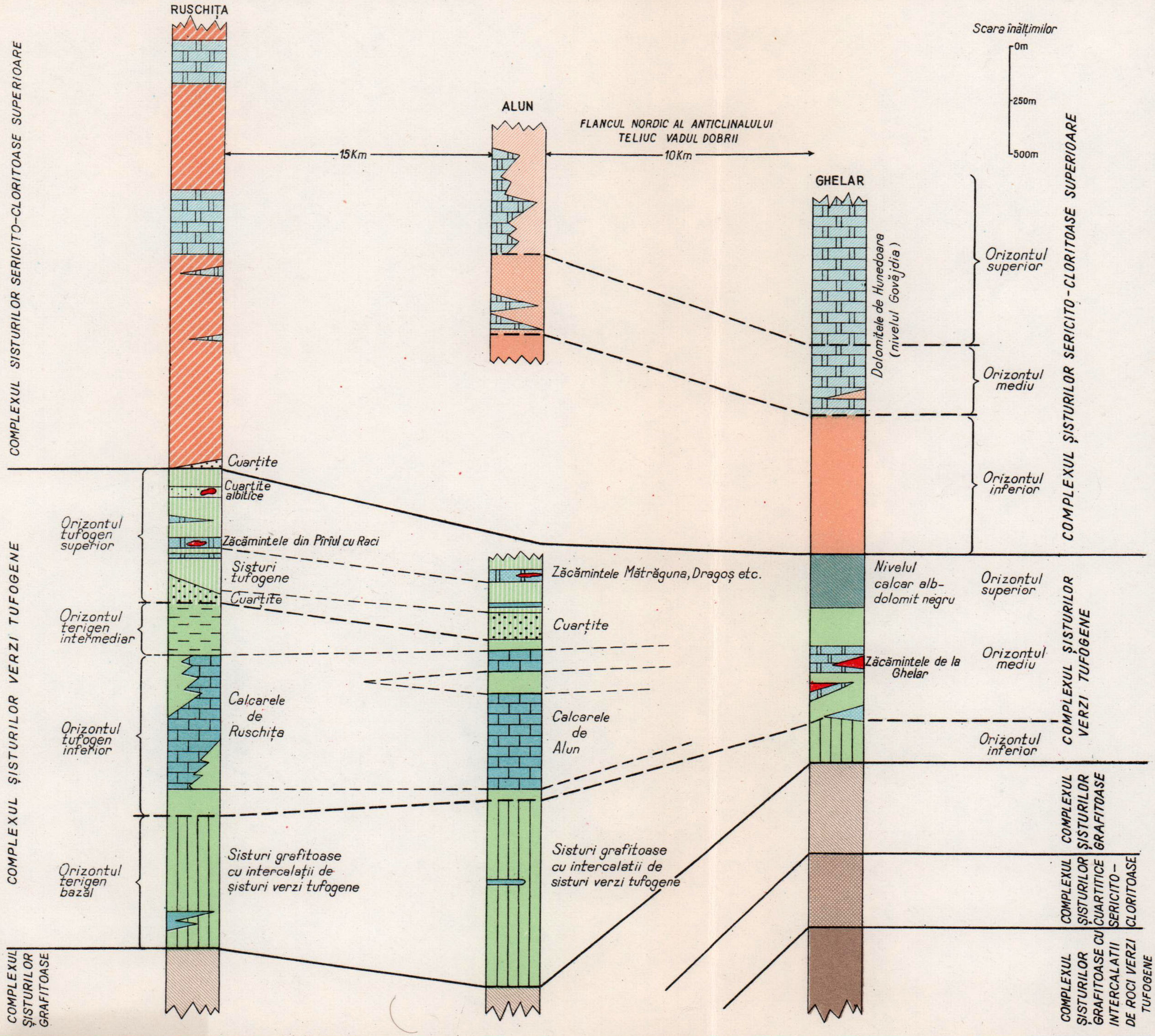
ANUARUL COMITETULUI DE STAT AL GEOLOGIEI: VOL. XXXVIII.

imprim. atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

O.MAIER, H.KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, GEORGETA MUREȘAN, M.MUREȘAN

PARALELIZĂRI STRATIGRAFICE IN ZONA MEDIANĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ (REGIUNEA RUȘCHIȚA - ALUN - GHELAR)



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI: Anuar vol. XXXVII

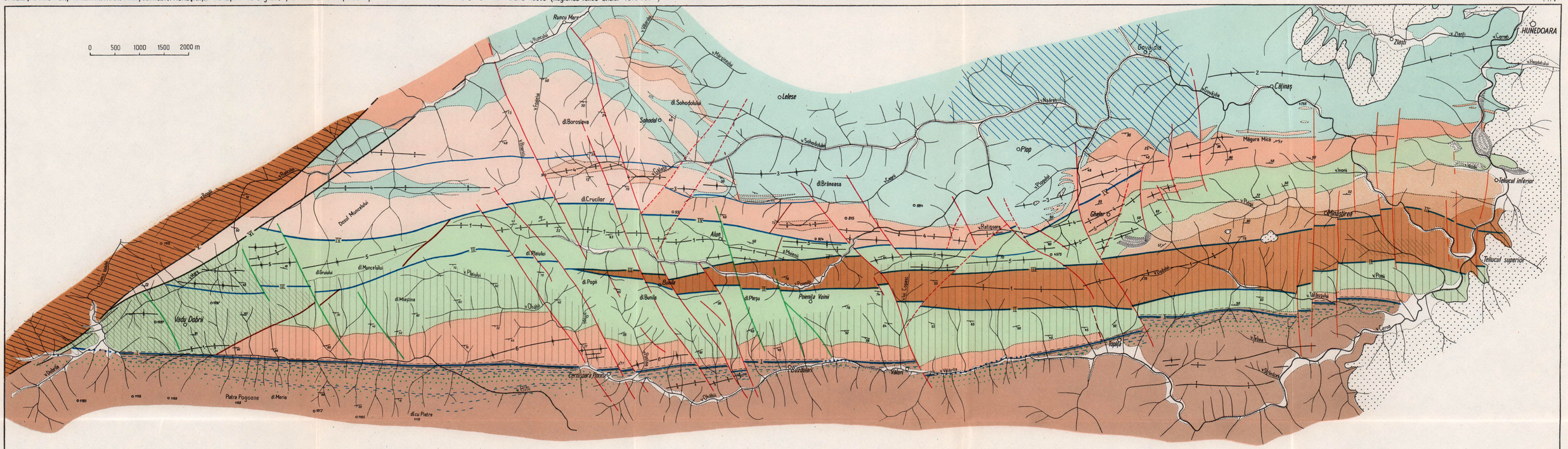
Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

O. MAIER, H. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, GEORGETA MUREŞAN, M. MUREŞAN

PRINCIPALELE ELEMENTE TECTONICE ŞI REPARTIŢIA FACIESURILOR METAMORFICE ÎN ZONA MEDIANĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ

O. MAIER, H. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, GEORGETA MUREŞAN, M. MUREŞAN: Stratigrafia şi structura formaţiunilor epimetamorfice din zona mediană a masivului Poiana Ruscă (Regiunea Teliuc-Ghelar-Vadu Dobrii) (REGIUNEA TELIUC-GHELAR-VADU DOBRII)



LEGENDA

ELEMENTE TECTONICE

1 STRUCTURI PLICATIVE

2 a / b — ax de anticlinal — a. principal; b. secundar

3 a / b — ax de sinclinal — a. principal; b. secundar

1. Anticlinalul Teliuc-Ghelar-Bunila-Vadul Dobrii
2. Sinclinalul dolomitelor de Hunedoara
3. Sinclinalul Retişoara
4. Anticlinalul Retişoara-Valea Varului
5. Sinclinalul Ghelar-Mătrăgune-Muncel-Runc
6. Sinclinalul Ohăbii

FALII

5 Succesiunea dislocaţiilor după vîrsta lor relativă

7 — Sistemul Teliuc-Mînăstire (transversale, N-S)

6' — Falii de sprijin ale sistemului Cernişoara-Florese (oblice, NE-SW)

6 — Faliile sistemului Cernişoara Florese (oblice, NW-SE)

5 — Falia Cherghеş-Ruschiţa şi falia Cutin-Runc (oblice, NE-SW)

4 — Falia direcţională Cinciş-Vadul Dobrii (reluată)

3 — Falii oblice ulterioare dislocaţiilor direcţionale şi anterioare reluării faliei Cinciş-Vadul-Dobrii (oblice, NW-SW)

2 a / b — Falii direcţionale (E-W) a. principale; b. secundare

1 a_1 / a_2 / b — Falii anterioare dislocaţiilor direcţionale: a. oblice NE-SW; a_1 = principale, a_2 = secundare; b. tip ac N-S (secundare)

6 Falii principale

I Falia Cinciş-Vadul Dobrii

II Falia Teliucul Superior-Bunila

III Falia Teliuc-Rudă-Muncel

IV Falia Retişoara-Alun

V Falia Cherghеş-Ruschiţa

VI Falia Cutin-Runc

7 — Milonite (culoarea indică sistemul de falii de care sînt legate milonitele)

ELEMENTE GEOLOGICE

FORMAŢIUNI SEDIMENTARE

9 — Tortonian şi Panonian

FORMAŢIUNI CRISTALINE

11 UNITATEA EPIMETAMORFICĂ

13 Dolomitele de Hunedoara

a. Nivelul Găvăjdia

b. Nivelul Retişoara

12 Succesiunea stratigrafică

14 a. b. c. Complexul şisturilor sericito-cloritoase-superioare — a. orizontul superior; b. orizontul mediu; c. orizontul inferior

15 Complexul şisturilor verzi tufogene

16 Complexul şisturilor grafitoase

17 Complexul şisturilor cuarţitice sericito-cloritoase

18 Complexul şisturilor grafitoase cu intercalaţii cu roci verzi tufogene

19 — Nediferenţiate

20 UNITATEA MEZOMETAMORFICĂ

21 — Micaşisturi, paragnaise, amfibolite

FACIESURILE METAMORFISMULUI REGIONAL

24 — Subfaciesul cuarţ-albit-clorit

25 — Subfaciesul cuarţ-albit-biotit

26 — Subfaciesul cuarţ-albit almandin

27 — Faciesul amfibolitelor cu almandin

23 Faciesul şisturilor verzi

28 — Retromorfism

ANUARUL COMITETULUI DE STAT AL GEOLOGIEI: Vol. XXXVII

Imprim. atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIA, EVOLUȚIA MAGMATISMULUI, METAMORFISMUL ȘI TECTONICA FORMAȚIUNILOR CRISTALINE DIN UNITATEA EPIMETAMORFICĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ

DE

HANS G. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, GEORGETA MUREȘAN, MIRCEA MUREȘAN

Abstract

Stratigraphy, Evolution of Magmatism, Metamorphism and Tectonics of the Crystalline Formations in the Epimetamorphic Unit of the Poiana Ruscă Massif. Two important tectonic units have been brought to light in the Poiana Ruscă crystalline Massif; the mesometamorphic unit (in the south) and the epimetamorphic unit (in the north). In the framework of the pile of the epimetamorphic unit the following series can be differentiated (from bottom upwards): the Bătrîna Series (predominantly terrigenous), the basic Metavolcanic Series and the Padeș Series (terrigenous-carbonate in the lower part and prevalently terrigenous in the upper). The series are subdivided into complexes and horizons. The products of the premetamorphic initial magmatism belong to an older magmatic cycle, and a younger magmatic cycle, each of them being associated with specific metallogenetic processes. It is admitted that on the basis of both palynologic and absolute age data, the primordial sediments formed between Upper Pre-Cambrian and Lower Carboniferous. Variations of the degree of metamorphism were observed in the epimetamorphic unit both in the vertical and horizontal directions. The epimetamorphic formations make up an anticlinorium. Three deformation phases are to be found in the crystalline schists. The folding structures are affected by directional, transversal and oblique Prelaramian, Laramian and Postlaramian-Prepannonian dislocations.

Institutul Geologic al României

Pag.

I. Unităţile tectonice ale masivului Poiana Ruscă 4
Unitatea mezometamorfică 4
Unitatea epimetamorfică 6
II. Stratigrafia şisturilor cristaline 6
Seria de Bătrîna (A) 8
Seria vulcanogenă bazică (B) 12
Seria de Padeş (C) 15
Seria de Nădrag (N) 19
III. Masivele dolomitice şi calcaroase 24
IV. Magmatismul premetamorfic 28
V. Metamorfismul regional 32
VI. Metamorfismul regresiv 38
VII. Vîrsta şisturilor cristaline 38
VIII. Tectonica şisturilor cristaline 41
Tectonica plicativă 41
Tectonica disjunctivă 43
Elemente de microtectonică 47
Bibliografie 56

Masivul Poiana Ruscă este alcătuit preponderent din şisturi cristaline. Din punct de vedere structural, formaţiunile cristaline ale masivului se încadrează în două unităţi tectonice majore : unitatea mezometamorfică în S şi unitatea epimetamorfică în N, unitate care formează obiectul lucrării de faţă. Peste şisturile cristaline se dispun transgresiv, în zonele marginale ale masivului şi în bazinul Rusca Montană—Lunca Cernei, depozite sedimentare atribuite Cretacicului, Paleocenului, Tortonianului, Sarmaţianului şi Pannonianului. Formaţiunile cristaline sînt străbătute de filoane de roci bazice mezozoice, de intruziuni şi dyke-uri de roci banatitice (granodiorite, diorite, porfire granodioritice, riolite, andezite, lamprofire) şi de andezite şi roci bazaltice neozoice.

În evoluţia cunoaşterii geologice a formaţiunilor epimetamorfice din Poiana Ruscă se disting trei perioade principale, corespunzătoare unor etape de acumulare a cunoştinţelor, prin care s-a ajuns la cîte o nouă imagine de ansamblu asupra geologiei masivului.

În *prima perioadă* (1789—1919) se pot distinge două etape : o primă etapă (1789—1863) corespunde celor mai vechi informaţii geologice, acu-

Institutul Geologic al României

mulării de date izolate și cu caracter general (P. Partsch, 1826—1827; D. Stur, 1863) și se încheie odată cu apariția lucrării „Geologia Transilvaniei" (Fr. Hauer, G. Stache, 1863). În etapa următoare (1863—1919) cercetările acoperă întregul masiv; apar studii de detaliu și concepții asupra genezei unor zăcăminte din șisturile cristaline (L. v. Loczy, 1882, 1887, 1905; Fr. Schafarzik, 1902—1909; J. Halaváts, 1902—1905; O. Kadic, 1908—1912; K.v. Papp, 1919).

A doua perioadă (1919—1958) corespunde cercetărilor detaliate care după 1940 s-au extins asupra întregului masiv Poiana Ruscă: Șt. Cantuniari (1941); Al. Codarcea, N. Petrulian (7,8); Al. Codarcea (6); Al. Codarcea, L. Pavelescu (1956); N. Gherasi (10, 11); D. Giușcă (12, 13); D. Giușcă, M. Biloiu, D. Rădulescu, Victoria Stiopol, R. Dimitrescu (1956); V. C. Papiu (1956); H. Savu (36); L. Pavelescu (1954, 1955, 1958); R. Dimitrescu (1955, 1956); C. Gheorghiu (1948, 1959); Olivia Pîrvu-Romanescu (33, 34, 35); P. Ciornei (5); C. Ionescu (16, 17); V. Lucca, S. Cotala, N. Butucescu (1957). Perioada se caracterizează prin studii petrografice detaliate, interpretări tectonice, concepții genetice noi asupra zăcămintelor din șisturile cristaline, încercări de reconstituiri paleogeografice, primele cercetări geofizice în unitatea epimetamorfică, primele foraje și intensificarea activității miniere.

A treia perioadă (1958—1965) corespunde studiului complex al șisturilor cristaline efectuat începînd din 1958 pînă în prezent. Cercetările au avut o amploare deosebită, cuprinzînd întregul masiv Poiana Ruscă. Caracteristica principală a acestei perioade constă în modul complex de abordare a studiului formațiunilor cristaline, cercetările fiind îndreptate concomitent spre descifrarea stratigrafiei, petrografiei, tectonicii, microtectonicii și vîrstei șisturilor cristaline, precum și spre studiul petrografic, geochimic și genetic al zăcămintelor și al masivelor dolomitice și calcaroase: O. Maier, M. Mureșan, Georgeta Mureșan (1964) (1, 2); I. Bercia, Elvira Bercia (1964) (1, 2); H. Kräutner, Florentina Kräutner (1962 a, b) (1, 2, 18, 19); M. Savul, V. Ianovici (1959); V. C. Papiu, A. Popescu, V. Serafimovici, Marcela Duțu (1962, 1963. 1964); H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mure-

Institutul Geologic al României

şan (20, 21); Fl. Ionescu, H. Kräutner, M. Mureşan (1963); I. Hanomolo, Antoaneta Hanomolo, C. Chivu (14); G. Neacşu, P. Paraschivescu, P. Zimmermann (1964); O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu (23, 24); C. Chivu, V. Serafimovici (3, 4); C. Chivu (1964); G. Neacşu, P. Zimmermann, Voichiţa Zimmermann (30); M. Mureşan, Georgeta Mureşan (28, 29); M. Mureşan (1964a, 1964b, 1965, 1966) (27); T. Kosareva, St. Berghes (1962, 1963); I. Urdea (1963); L. Pavelescu, O. Maier, H. Kräutner, M. Mureşan, Florentina Kräutner (1964); A. Popescu (1964); O. Maier, H. Kräutner, Florentina Kräutner, Georgeta Mureşan, M. Mureşan (1969); Maria Pavelescu, Florentina Kräutner, Georgeta Mureşan (31, 32); Violeta Iliescu (15).

I. UNITĂŢILE TECTONICE ALE MASIVULUI POIANA RUSCĂ

Masivul Poiana Ruscă este constituit din două unităţi tectonice majore : unitatea mezometamorfică în sud şi unitatea epimetamorfică în nord, separate printr-o importantă dislocaţie tectonică direcţională — linia Cinciş — Vadu Dobrii — Tincova — de-a lungul căreia unitatea sudică încalecă unitatea nordică.

UNITATEA MEZOMETAMORFICĂ

Formaţiunile mezometamorfice de la sud de falia direcţională Cinciş — Vadu Dobrii — Tincova nu vor fi tratate în lucrarea de faţă. Ele au constituit obiectul unor cercetări petrografice detaliate efectuate de L. Pavelescu (1954), D. Giuşcă, M. Biloiu, D. Rădulescu, V. Stiopol, R. Dimitrescu (1956) şi au fost recent studiate şi cartate stratigrafic de O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. Zimmermann, Voichiţa Zimmermann, A. Andrei (25, 26), Gh. Neacşu, P. Zimmermann, Voichiţa Zimmermann (30) şi L. Pavelescu O. Maier, H. Kräutner, M. Mureşan, Florentina Kräutner (1964).

Institutul Geologic al României

Șisturile cristaline ale unității mezometamorfice a masivului Poiana Ruscă se încadrează în trei subunități tectonice delimitate de dislocații direcționale :

a) *Subunitatea Lingina — Căvăran* ocupă partea de nord a unității mezometamorfice. Spre sud este delimitată de sedimentele bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii, în regiunea Căvăran — vîrful Schelii și de linia de încălecare Lunca Cernii — Hajdău — Țața, în regiunea de la est de Ruschița. Acest contact tectonic reprezintă continuarea estică a liniei de încălecare laramică Lunca Cernii — Tincova, pusă în evidență fragmentar de L. Pavelescu (1954), Fl. Ionescu, H. Kräutner, M. Mureșan (1963), O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu (25, 26), P. Zimmermann, Voichița Zimmermann (38), Al. Dincă, P. Zimmermann (1964). Spre nord, subunitatea Lingina — Căvăran încalecă unitatea epimetamorfică a masivului de-a lungul faliei Cinciș — Vadu Dobrii.

b) *Subunitatea Boița—Lunca Cernii* reprezintă subunitatea mediană a unității mezometamorfice și cuprinde fîșia de șisturi mai slab metamorfozate și puternic retromorfozate, conturată între localitățile Silvașul de Jos — Boița — Hajdău — Lunca Cernii de O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu, P. Zimmermann, Voichița Zimmermann, A. Andrei (25, 26). La nord este delimitată de falia Lunca Cernii — Hajdău — Țața, prin care subunitatea Lingina — Căvăran încalecă spre sud atît bazinul sedimentar Rusca Montană — Lunca Cernii cît și subunitatea Boița — Lunca Cernii. Delimitarea sudică se face în lungul faliei direcționale Boița — Negoi semnalată de Fl. Ionescu, H. Kräutner, M. Mureșan (1963), P. Zimmermann, Voichița Zimmermann (38).

c) *Subunitatea Boutar — Valea Fierului* formează partea sudică a unității mezometamorfice. Spre nord încalecă subunitatea Boița — Lunca Cernii prin falia Boița — Negoi, iar spre sud este delimitată de planul de încălecare a pînzei getice.

În partea de SW a masivului, formațiunile metamorfice ale celor trei subunități tectonice sînt acoperite de sedimentele bazinului Rusca Montană —Lunca Cernii, delimitat de șisturile cristaline de la nord și sud-vest prin falii și încălecări importante.

Institutul Geologic al României

UNITATEA EPIMETAMORFICĂ

În cadrul unității epimetamorfice a masivului Poiana Ruscă se disting două subunități tectonice mai importante :

a) *Subunitatea nordică* ocupă cea mai mare parte a unității epimetamorfice. Spre nord, est și vest este mărginită de bazinele sedimentare limitrofe. În partea de sud delimitarea se face în lungul liniei tectonice direcționale Alun — Nădrag, semnalată fragmentar de O. Maier, H. Kräutner, Fl. Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan (1968) în regiunea Teliuc — Vadu Dobrii, de L. Pavelescu, O. Maier H. Kräutner, M. Mureșan, Florentina Kräutner (1969) în regiunea Ruschița și de D. Giușcă, M. Biloiu, D. Rădulescu, Victoria Stiopol, R. Dimitrescu (1956) în regiunea Nădrag.

b) *Subunitatea sudică* cuprinde fișia de șisturi situată între falia Cinciș — Vadu Dobrii — Tincova la sud și falia Alun — Nădrag la nord. Ea corespunde regiunii Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii — Ruschița, pentru care s-a încetățenit în ultimul deceniu denumirea de zona mediană (centrală) a masivului Poiana Ruscă. Subunitatea sudică încalecă spre nord subunitatea nordică și este încălecată în sud de unitatea mezometamorfică.

Unități tectonice distincte în cadrul subunității sudice sînt reprezentate prin lama tectonică Teliuc — Bunila și prin compartimentul seriei de Nădrag.

Este important de subliniat faptul că în cele două subunități tectonice principale ale unității epimetamorfice, formațiunile cristaline se dezvoltă în mare parte în faciesuri sedimentare și metamorfice diferite.

II. STRATIGRAFIA ȘISTURILOR CRISTALINE

Orizontarea formațiunilor metamorfice din Poiana Ruscă (tabelul 1, fig. 1) s-a bazat pe delimitarea în cadrul stivei de șisturi cristaline a produselor aparținînd principalelor etape de evoluție a sedimentării și a magmatismului. Astfel au putut fi separate ca unități stratigrafice majore trei serii cristaline; seria de Bătrîna, seria vulcanogenă bazică, seria de Padeș.

Drept subdiviziuni stratigrafice ale seriilor cristaline au fost conturate complexe stratigrafice delimitate fie după criterii asemănătoare acelora utilizate pentru separarea seriilor, deci prin luarea în considerare a unor

Institutul Geologic al României

asociații naturale de roci, fie pe baza unor orizonturi și nivele stratigrafice constituite din asociații de roci caracteristice.

Faptul că separarea complexelor stratigrafice și în special a seriilor, se bazează pe delimitarea în stiva de șisturi a formațiunilor corespunzătoare unor etape de evoluție în dezvoltarea domeniului de sedimentare, asigură acestor unități stratigrafice o continuitate mare, care mai ales în cazul seriilor depășește probabil limitele masivului. De asemenea asigură posibilitatea paralelizărilor stratigrafice chiar cînd o formațiune se prezintă în faciesuri deosebite în cadrul diferitelor unități tectonice ale masivului, cum este de exemplu cazul seriei vulcanogene bazice și al seriei de Padeș. Orizonturile și îndeosebi nivelele nu reprezintă entități stratigrafice separabile mereu pe întreaga suprafață a unității epimetamorfice.

Principalele momente din evoluția domeniului de sedimentare și a magmatismului, utilizate pentru orizontarea stratigrafică sînt : instalarea magmatismului bazic extrusiv, încheierea fazei de manifestare a acestuia, sfîrșitul recifogenezei, instalarea magmatismului acid extrusiv.

În lumina celor prezentate vor trebui deci privite subdiviziunile stratigrafice separate în stiva șisturilor cristaline din Poiana Ruscă. Se poate întîmpla ca în unele cazuri limitele unui complex să nu corespundă riguros aceluiași nivel izocron, întrucît produsele caracteristice ale litogenezei sau magmatismului respectiv pot apare în diferite zone ale masivului fie puțin mai devreme, fie puțin mai tîrziu față de cele din alte zone. De aceea s-a căutat pe cît posibil ca limitele complexelor să fie determinate de asociații litologice caracteristice. Acest lucru asigură un izocronism al limitelor, cel puțin pe distanța la care se mențin asociațiile respective. Problema eventualelor mici neconcordanțe în timp se reduce astfel numai la aceea a rigurozității cu care se face paralelizarea nivelelor reper utilizate.

Realizarea orizontării stratigrafice a formațiunilor cristaline a permis recunoașterea unor fenomene și procese importante, care au avut loc în timpul desfășurării sedimentării și magmatismului premetamorfic, precum și în timpul metamorfismului regional. Au putut fi astfel surprinse variații ale faciesului de sedimentare în cadrul complexelor stratigrafice, variații care încep să se manifeste în special odată cu apariția magmatismului bazic și cu instalarea barierei recifale a dolomitelor de Hunedoara — Luncani. În cadrul magmatismului premetamorfic au putut fi distinse

Institutul Geologic al României

TABE

Succesiunea stratigrafică a formațiunilor cristaline

Notație	Denumirea seriei	Notație	Denumirea complexelor stratigrafice	
			Faciesul sudic (a)	Faciesul nordic (b)
C	Seria de Padeș		—	C_3 Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide (de Vețel)
			—	C_2 Complexul șisturilor sericito-cloritoase supradolomitice
		C'_1	N Seria de Nădrag: Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor de Hunedoara-Luncani	C_1 Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor de Hunedoara-Luncani
B	Seria vulcanogenă bazică	B′	Complexul șisturilor verzi tufogene (de Ruschița — Alun)	B_2 Complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de roci verzi tufogene
				B_1 Complexul șisturilor verzi tufogene (de Arănieș-Dîmbul Pascului)
A	Seria de Bătrîna	A_3	Complexul șisturilor grafitoase	
		A_2	Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice	
		A_1	Complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene	

principalele cicluri și faze de manifestare ale acestuia. Referitor la metamorfismul regional s-au pus în evidență variații ale faciesului metamorfic în cadrul diferitelor complexe, demonstrîndu-se neconcordanța izogradelor de metamorfism față de limitele stratigrafice.

SERIA DE BĂTRÎNA (A)

Această serie, a cărei grosime vizibilă este evaluată la 2 000 — 2 500 m, cuprinde formațiunile inferioare cunoscute în unitatea epimeta-

Institutul Geologic al României

LUL 1

din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă

Grosimi în metri		Extinderea stratigrafică a formațiunilor dolomitice și calcaroase (recifogene)	Distribuția subfaciesurilor metamorfice în cadrul complexelor stratigrafice	
a	b		a	b
—	> 2000		—	cuarț — albit — clorit
—	1000 — 2500		—	cuarț — albit — clorit cuarț — albit — biotit
> 1000	1500 — 3000	Dolomitele de Hunedoara-Luncani	cuarț — albit — clorit cuarț — albit — biotit cuarț — albit — almandin	cuarț — albit — clorit
400 — 1500	2000 — 3000	Dolomitele și calcarele de Tomești-Groși Dolomitele și calcarele de Nandru-Valea Izvorașului	cuarț — albit — clorit cuarț — albit — biotit	cuarț — albit — clorit
	500 — 1000		cuarț — albit — almandin	cuarț — albit — clorit
300 — 700			cuarț — albit — clorit cuarț — albit — biotit	
100 — 300			cuarț — albit — clorit cuarț — albit — biotit	
> 1500			cuarț — albit — clorit cuarț — albit — biotit cuarț — albit — almandin	

morfică a masivului Poiana Ruscă. Este constituită predominant din roci de natură terigenă și se caracterizează, spre deosebire de cele două serii superioare, printr-o uniformitate petrografică remarcabilă în cadrul fiecăruia din cele trei complexe stratigrafice care o alcătuiesc. Acest lucru arată că în timpul formării seriei, condițiile paleogeografice și de sedimentare specifice fiecăruia dintre complexe erau constante pe întreaga suprafață a unității epimetamorfice.

În partea inferioară a seriei există indicații asupra unei activități vulcanogene bazice submarine.

Institutul Geologic al României

Seria de Bătrîna cuprinde trei complexe stratigrafice, separate pentru prima dată în regiunea Teliuc — Ghelar de O. Maier, Georgeta Mureşan, M. Mureşan (1964).

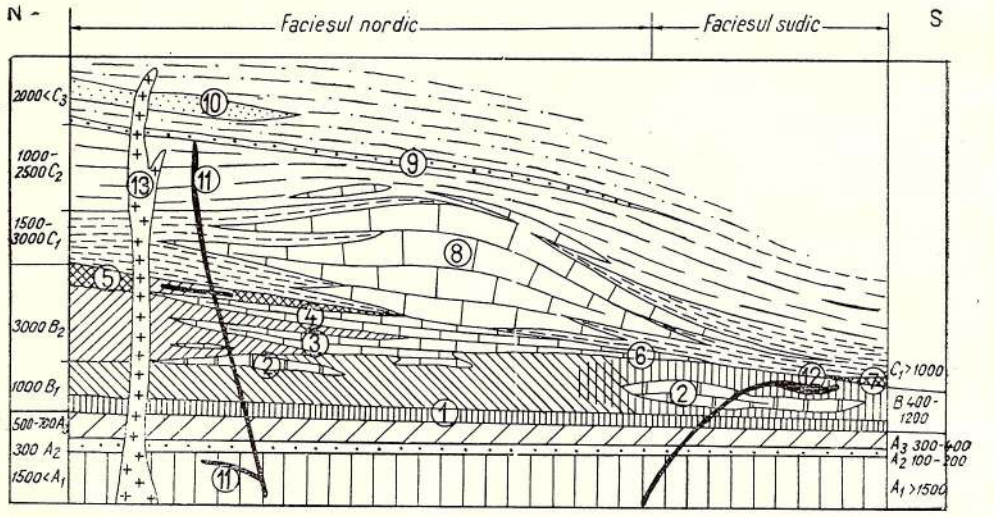


Fig. 1. — Reprezentarea schematică a stratigrafiei, sedimentării şi magmatismului din untatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă.

(Notaţia complexelor stratigrafice corespunde cu cea utilizată în text). 1, orizontul inferior al seriei vulcanogene bazice; 2, calcarele de Ruschiţa — Alun; 3, calcarele şi dolomitele de Nandru — Valea Izvoraşului; 4, calcarele şi dolomitele de Tomeşti — Groşi; 5, orizontul de Tomeşti — Groşi; 6, nivelul „calcar alb — dolomit negru"; 7, orizontul superior al seriei vulcanogene bazice în faciesul zonei sudice; 8, dolomitele de Hunedoara-Luncani; 9, orizontul metatufurilor acide; 10, metatufuri acide, inclusiv nivelul metatufurilor de Veţel; 11, dyke-uri şi silluri de metagabbrouri; 12, sill de metaserpentinite; 13, dyke-uri de porfiroide.

Représentation schématique de la stratigraphie, de la sédimentation et du magmatisme de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă.

(Les indices des complexes stratigraphiques correspondent à ceux utilisés dans le text). 1, horizon inférieur de la série volcanogène basique; 2, calcaires de Ruschiţa — Alun; 3, calcaires et dolomies de Nandru — Valée Izvoraşului; 4, calcaires et dolomies de Tomeşti — Groşi; 5, horizon de Tomeşti — Groşi; 6, niveau „calcaire blanc — dolomie noire"; 7, horizon supérieur de la série volcanogène basique sous faciès de la zone sudique; 8, dolomies de Hunedoara — Luncani; 9, horizon des métatufs acides; 10, métatufs acides, y compris le niveau des métatufs de Veţel; 11, dykes et sills de métagabbros; 12, sills de métaserpentinites; 13 dykes de porphyroïdes.

A_1 Complexul şisturilor grafitoase cu intercalaţii de roci verzi tufogene

A_2 Complexul şisturilor sericito-cloritoase cuarţitice

A_3 Complexul şisturilor grafitoase

Formaţiunile seriei aflorează în două zone ale unităţii epimetamorfice, în zona valea Bătrîna — Socet — Ferigi şi în zona Teliuc-Ghelar — Bunila.

Institutul Geologic al României

A_1 *Complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene* (*>1500 m*) cuprinde formațiunile cristaline inferioare cunoscute în unitatea epimetamorfică a masivului. Este constituit în mare parte din șisturi sericito-grafitoase și șisturi sericito-cloritoase cuarțitice, cărora li se asociază cuarțite grafitoase, șisturi grafitoase, șisturi sericito-cloritoase, șisturi clorito-albitice cu calcit, uneori biotitice, de natură tufogenă și cu totul subordonat calcare.

În cadrul complexului se disting patru orizonturi stratigrafice.

$A_{1.1}$ Orizontul „alternanțelor" reprezintă partea inferioară, cunoscută, a complexului și cuprinde o alternanță caracteristică de șisturi clorito-sericitoase cu cuarțite negre spre partea inferioară și de șisturi sericito-cloritoase cu șisturi grafitoase spre partea superioară. În regiunea Teliuc-Ghelar, în partea mediană a orizontului, se individualizează un nivel cu cuarțite sericitice.

$A_{1.2}$ Orizontul sericito-grafitos inferior este alcătuit din șisturi sericito-cloritoase și șisturi sericito-grafitoase.

$A_{1.3}$ Orizontul metatufurilor bazice cuprinde șisturi verzi tufogene și șisturi sericito-cloritoase cu care alternează metatufurile.

$A_{1.4}$ Orizontul sericito-grafitos superior este constituit din șisturile sericito-grafitoase și șisturile sericito-cloritoase cuarțitice care apar la partea superioară a complexului.

A_2 *Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice* (*100 — 300m*) se caracterizează printr-o remarcabilă uniformitate petrografică, fiind constituit din șisturi cuarțitice sericito-cloritoase și șisturi sericito-cloritoase cuarțitice care sporadic devin slab grafitoase.

A_3 *Complexul șisturilor grafitoase* (*300 — 700 m*), uniform din punct de vedere petrografic, este constituit din șisturi sericito-grafitoase, șisturi clorito-grafitoase și intercalații sporadice de dolomite și calcare. Către baza complexului se individualizează un nivel cu extindere regională (10 — 50 m grosime), constituit din strate subțiri (0,5 — 20 m) și discontinui de calcare — nivelul calcarelor de Ferigi. În partea superioară a acestui complex se intercalează dolomitele cu blendă din valea Dobra (H. Kräutner, 1964 c).

Institutul Geologic al României

SERIA VULCANOGENĂ BAZICĂ (B)

Această serie cuprinde produsele extrusive ale fazei principale de manifestare a magmatismului bazic inițial și formațiunile terigene și carbonatice sincrone. Seria vulcanogenă bazică reprezintă deci stiva de șisturi cristaline cuprinsă între primele și ultimele tufuri ale fazei principale a magmatismului bazic, excluzîndu-se șisturile verzi cu poziția stratigrafică inferioară din complexul A_1 al seriei de Bătrîna și unele iviri de metatufuri bazice intercalate în seria de Padeș.

Seria vulcanogenă bazică urmează în succesiune normală peste seria de Bătrîna, fapt atestat de alternanța rocilor verzi tufogene din baza seriei cu șisturi grafitoase de tipul acelora care alcătuiesc complexul șisturilor grafitoase (A_3). Acest lucru arată că activitatea magmatismului bazic a început în timpul în care mai persistau condițiile de sedimentare caracteristice complexului șisturilor grafitoase (A_3), condiții care s-au menținut și în timpul formării orizontului inferior al seriei vulcanogene bazice.

Instalarea vulcanismului bazic a fost însoțită de schimbări însemnate ale faciesurilor de sedimentare. Asistăm în acest timp la o diferențiere a condițiilor de sedimentare din nordul și sudul unității epimetamorfice a masivului, diferențiere care devine din ce în ce mai accentuată pe măsură ce ne deplasăm spre părțile superioare ale seriei. Instalarea în același timp a recifogenezei dolomitelor — favorizată probabil de activitatea magmatismului bazic — a contribuit de asemenea la diferențierea condițiilor de sedimentare din nordul și sudul masivului. Acest lucru a necesitat distingerea în cadrul seriei vulcanogene bazice a două faciesuri de sedimentare : faciesul nordic și faciesul sudic. Întrucît pe de o parte cele două zone de dezvoltare ale faciesurilor menționate sînt delimitate de o falie direcțională însemnată, iar pe de altă parte între regiunile de aflorare ale seriei vulcanogene bazice din zona nordică și din cea sudică se interpune seria de Padeș cu masivele dolomitice de Hunedoara și Luncani, nu se poate urmări îndeaproape modul în care se realizează trecerile faciale între cele două zone. Acest fapt îngreunează mult paralelizarea în cadrul seriei a subdiviziunilor stratigrafice care se pot distinge destul de clar în fiecare din cele două zone.

Succesiunea stratigrafică stabilită în seria vulcanogenă-bazică este următoarea :

Institutul Geologic al României

Faciesul nordic

B_2 Complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de roci verzi tufogene

B_1 Complexul șisturilor verzi tufogene

Faciesul sudic

B′ Complexul șisturilor verzi tufogene (de Alun-Ruschița)

În zona nordică a masivului seria vulcanogenă bazică (în faciesul nordic) se caracterizează prin grosimi mari (2500 — 4000 m). În cadrul ei au putut fi separate două complexe stratigrafice. Seria conține numeroase intercalații importante de roci carbonatice (calcaroase și dolomitice); șisturile terigene se dezvoltă mult în detrimentul rocilor verzi tufogene; acumulările ferifere apar în faciesul oxizilor.

În zona mediană a masivului seria vulcanogenă bazică (în faciesul sudic) prezintă grosimi mai mici (400 — 1500 m) și corespunde complexului șisturilor verzi tufogene separat în regiunea Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii, de O. Maier, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan (1969) și în regiunea Ruschița, de L. Pavelescu, O. Maier, H. Kräutner, M. Mureșan, Florentina Kräutner (1964). Rocile verzi tufogene sînt abundente și asociate adesea cu calcare marmoreene; zăcămintele de fier apar în faciesul carbonaților. Corespondentele stratigrafice ale celor două complexe din zona nordică nu pot fi distinse. Numai orizontul inferior, prin care se realizează tranziția spre complexul șisturilor grafitoase, apare în ambele zone de sedimentare menționate.

Faciesul nordic

B_1 *Complexul șisturilor verzi tufogene* (*500 — 1 000 m*) cuprinde majoritatea metatufurilor bazice din zona nordică; el corespunde activității maxime a magmatismului bazic inițial din această zonă a masivului.

În baza complexului se distinge un orizont inferior constituit dintr-o alternanță de șisturi sericito-grafitoase cu roci verzi tufogene și șisturi sericito-cloritoase.

Partea superioară a complexului este alcătuită din șisturi verzi tufogene și șisturi sericitoase-cloritoase. Local, la N de Bătrîna apar calcare albe și roci dolomitice. Limita superioară a complexului a fost trasată

Institutul Geologic al României

deasupra unui nivel caracteristic de şisturi verzi tufogene, în care se află intercalate acumulările de minereuri de fier din valea Moşului, Moara Cutin, Limba Vecinii, Arănieş, Socet, Dîmbul Pascului, Iazuri şi vîrful Găilor. O caracteristică mineralogică comună a acestor minereuri oxidice din punctele menţionate o constituie prezenţa spessartinului.

B_2 *Complexul şisturilor sericito-cloritoase cu intercalaţii de roci verzi tufogene* (*2000 — 3000 m*) urmează în succesiune normală peste complexul B_1 şi este alcătuit preponderent din şisturi sericito-cloritoase în care se află intercalate la diferite nivele benzi subţiri de metatufuri bazice şi bancuri groase de dolomite şi calcare.

Rocile carbonatice constituie două orizonturi principale şi anume, orizontul calcarelor şi dolomitelor de Nandru-valea Izvoraşului (inferior) şi orizontul calcarelor şi dolomitelor de Tomeşti-Groşi (superior).

În partea superioară a complexului se distinge un orizont caracteristic, care a fost utilizat pentru delimitarea superioară a seriei vulcanogene bazice: orizontul Tomeşti-Groşi. Acesta urmează peste calcarele de Tomeşti-Groşi şi este alcătuit din şisturi verzi tufogene, cuarţite negre şi şisturi sericito-cloritoase. Local se constată şi prezenţa unui sill de metagabbrouri. Pe flancul sudic al anticlinoriului Arănieş-Tomeşti, orizontul prezintă o grosime mare (250 — 800 m) şi este delimitat în partea inferioară de calcarele de Tomeşti-Groşi. Pe flancul nordic al anticlinoriului orizontul de calcare nemaifiind dezvoltat, limita inferioară a orizontului de Tomeşti-Groşi a fost trasată sub nivelul de şisturi verzi tufogene; limita sa superioară este marcată de un nivel constant de cuarţite negre.

Faciesul sudic

B′ *Complexul şisturilor verzi tufogene* (*de Alun — Ruschiţa*) (400 — *1500 m*) este constituit în mare parte din roci verzi tufogene asociate cu calcare, dolomite şi roci terigene reprezentate prin şisturi sericito-cloritoase, şisturi sericito-grafitoase, cuarţite, şisturi muscovitice cu biotit, uneori cu almandin şi hornblendă verde-albăstruie. În regiunea Alun-Ruschiţa metatufurile şi metatufitele bazice sînt asociate cu calcare marmoreene (calcarele de Ruschiţa — Alun). Abundenţa rocilor verzi tufogene indică o activitate intensă a magmatismului bazic iniţial în zona mediană a masivului.

Institutul Geologic al României

În acest complex se înscriu zăcămintele de fier importante ale masivului (Teliuc, Ghelar, Vadu Dobrii, Ruschița, Negrii), dezvoltate în faciesul carbonaților. Adesea acumulările ferifere sînt însoțite de nivele subțiri de cuarțite albitice, care reprezintă probabil metatufuri acide.

În baza complexului se distinge orizontul inferior, cunoscut și în faciesul zonei nordice. Orizontul inferior este alcătuit dintr-o alternanță de șisturi sericito-grafitoase, sericito-cloritoase și roci verzi tufogene. Local, între Teliuc și Ghelar se întîlnesc și calcare dolomitice în acest orizont. Grosimea orizontului și de altfel a întregului complex crește treptat de la E (regiunea Teliuc) spre W (regiunea Ruda — Ruschița).

În cuprinsul complexului au fost separate și alte orizonturi stratigrafice (L. Pavelescu, O. Maier, H. Kräutner, M. Mureșan, Florentina Kräutner, 1964; O. Maier, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan, 1969), care însă nu se pot urmări de-a lungul întregii zone mediane a masivului, ele fiind separabile numai în regiunea Ruda — Alun — Ruschița. Pe flancul sudic al anticlinalului Teliuc — Ghelar — Alun — Vadu Dobrii, la partea superioară a complexului a fost separat local un orizont superior constituit dintr-o alternanță de bancuri de roci tufogene bazice, șisturi sericito-grafitoase cu biotit, șisturi sericito-cloritoase și calcare.

În regiunea Teliuc — Ghelar pe flancul nordic al anticlinalului Teliuc — Ghelar — Alun — Vadu Dobrii — Ruschița, grosimea complexului șisturilor verzi tufogene (de Alun — Ruschița) atinge valori minime; orizonturile bine individualizate la W de Ghelar nu se regăsesc; zăcămintele carbonatice de fier sînt constant prezente și apar cu dezvoltarea lor maximă; se remarcă prezența frecventă a metatufurilor acide asociate zăcămintelor; la partea superioară a complexului apare un nivel stratigrafic foarte caracteristic — nivelul calcar alb — dolomit negru. În felul acesta se individualizează în regiunea menționată un facies aparte al complexului șisturilor verzi tufogene (de Alun — Ruschița) — *faciesul Teliuc — Ghelar.*

SERIA DE PADEȘ (C)

În această serie au fost cuprinse toate formațiunile cristaline superioare seriei vulcanogene bazice. Grosimea maximă cunoscută a seriei atinge 7 500 m în zona nordică a masivului.

Institutul Geologic al României

Seria de Padeș se caracterizează prin predominarea unui material de natură terigenă în care se află intercalate importante masive de roci dolomitice în partea inferioară și nivele de metatufuri acide în partea superioară. Formațiunile seriei sînt străbătute de dyke-uri de roci porfiroide și de metagabbrouri.

Seria de Padeș se dispune în continuitate de sedimentare peste seria vulcanogenă bazică. Relațiile de succesiune normală dintre cele două serii sînt demonstrate de masivele de roci dolomitice și calcaroase, care se înrădăcinează în seria vulcanogenă bazică prin orizonturile de Nandru — valea Izvorașului și Tomești — Groși și trec în seria de Padeș, în cadrul căreia prezintă dezvoltarea maximă. Caracterul unitar al masivelor carbonatice apare evident în partea lor centrală, deschisă în regiunile Luncani și Cutin, unde diversele orizonturi dolomitice și calcaroase se unesc, impunînd astfel admiterea unei continuități de sedimentare între cele două serii.

Deosebirile de facies dintre cele două zone ale unității epimetamorfice s-au menținut probabil în parte și în decursul sedimentării seriei de Padeș. Ele pot fi constatate însă numai în cadrul complexului inferior al seriei, deoarece în zona mediană a masivului complexele superioare nu aflorează. Faciesul nordic se caracterizează printr-o dezvoltare largă a rocilor dolomitice care ocupă cea mai mare parte a complexului inferior. Formațiunile corespunzătoare din faciesul sudic sînt reprezentate preponderent prin roci de natură terigenă, în care se află intercalate stratele dolomitice prin care se îndințează masivele carbonatice din nord cu șisturile sincrone din sud.

În partea superioară a seriei de Padeș se intercalează produsele extrusive ale ciclului acid al magmatismului inițial, dezvoltate mai ales în nord-estul masivului. Metatufurile acide au fost încadrate complexului superior al seriei de Padeș, întrucît cantitatea lor redusă în comparație cu aceea a rocilor terigene din acest complex nu justifică în Poiana Ruscă separarea unei serii sedimentogen-vulcanogene acide. Doar în partea de NE a masivului, în regiunea Vețel — Căoiu — Muncelul Mic metatufurile acide sînt mai frecvente, însă tot subordonate materialului terigen. În mare parte rocile „porfirogene" din această regiune sînt reprezentate prin porfiroide, care străbat stiva de șisturi cristaline sub formă de dyke-uri și nu pot fi utilizate în consecință, pentru caracterizarea unei serii sedimentare. Însă, în cazul în care în regiuni învecinate masivului Poiana Ruscă, cum ar fi de exemplu cristalinul Rapoltului, cantitatea mai mare a metatufurilor acide — asemănătoare acelora din Poiana Ruscă și în poziție stratigrafică

Institutul Geologic al României

apropiată — va justifica separarea unei serii sedimentar — vulcanogene și vor fi găsite orizonturile reper care să o delimiteze, atunci complexul superior (C_3) al seriei de Padeș va trebui atașat acestei serii sedimetar-vulcanogene acide. El ar reprezenta formațiunile echivalente din Poiana Ruscă unde, cu excepția părții de NE a masivului, activitatea magmatismului acid a fost mai redusă.

Succesiunea stratigrafică stabilită în seria de Padeș este următoarea :

C_1 Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor de Hunedoara-Luncani

C_2 Complexul șisturilor sericito-cloritoase supradolomitice

C_3 Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide.

Pentru subîmpărțirea stratigrafică a seriei de Padeș au fost utilizate două momente importante din evoluția sedimentării și a magmatismului : încetarea sedimentării formațiunilor dolomitice și începutul de manifestare regională a magmatismului acid. Chiar dacă au existat unele decalaje în timp între momentele în care au survenit procesele menționate în diferitele regiuni ale masivului, diferențele de timp n-au putut fi prea importante. Corelarea pe întreaga suprafață a unității epimetamorfice a momentelor respective reprezintă singura posibilitate de subdivizare a seriei de Padeș.

C_1. *Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor de Hunedoara-Luncani (1500 — 3000 m)*, urmează în succesiune normală peste seria vulcanogenă bazică. În timp corespunde dezvoltării maxime a sedimentării formațiunilor dolomitice.

În subunitatea nordică a unității epimetamorfice, complexul (în faciesul nordic) este constituit preponderent din roci dolomitice și subordonat din calcare, șisturi sericito-cloritoase cuarțitice, filite sericitoase, șisturi sericito-grafitoase,filite grafitoase, cuarțite și cuarțite negre (metalidite). Rocile dolomitice și calcaroase formează două masive importante, masivul dolomitelor de Hunedoara și masivul dolomitelor de Luncani, ambele înscriindu-se în bariera dolomitică, barieră care traversează zona nordică a masivului Poiana Ruscă. Masivele dolomitice și calcaroase se îndințează cu șisturile complexului prin intermediul unor brațe care se efilează relativ brusc în masa șisturilor. În zonele de îndințare a rocilor dolomitice cu formațiunile terigene înconjurătoare, grosimea complexului descrește treptat, pentru a atinge valorile minime în regiunile cu dezvoltarea minimă a rocilor dolomitice (M. M u r e ș a n, 1965). În regiunea Luncani — Tomești au fost separate în cadrul complexului — pe baza unor nivele reper de cuarțite negre — mai multe

Institutul Geologic al României

orizonturi cu valoare locală (M. Mureşan, 1965). În masivul dolomitelor de Hunedoara au fost distinse trei orizonturi stratigrafice.

Pe flancul sudic al anticlinoriului Arănieş—Poieni limita superioară a complexului este marcată de un nivel constant de cuarţite negre, situat la partea superioară a dolomitelor de Hunedoara şi Luncani. Pe flancul nordic al anticlinoriului acest reper lipsind, limita superioară a complexului a fost trasată deasupra ultimelor roci carbonatice dolomitice sau calcaroase.

În subunitatea sudică a unităţii epimetamorfice (în faciesul zonei mediane), complexul apare numai în regiunea Ruschiţa — Valea Negrii şi este alcătuit preponderent din formaţiuni de natură terigenă — şisturi sericito-cloritoase ± biotitice, şisturi sericito-grafitoase ± biotitice, şisturi muscovito-biotitice cu granat, cuarţite — în care se află intercalate sub formă de strate dolomitice ce se subţiază treptat spre sud, braţele sudice ale dolomitelor de Luncani.

C_2. *Complexul şisturilor sericito-cloritoase supradolomitice (1000 — 2500 m)* se dispune normal atît peste formaţiunile terigene cît şi peste cele carbonatice (dolomitele de Hunedoara — Luncani) ale complexului C_1. Cuprinde „filitele de Padeş" (V. C. Papiu, 1956) şi şisturile „seriei de Padeş" (V. C. Papiu et al., 1963) considerate ca reprezentînd partea inferioară a formaţiunilor epimetamorfice din Poiana Ruscă. Din punct de vedere petrografic complexul este constituit din şisturi sericito-cloritoase, filite sericitoase, şisturi sericito-grafitoase şi subordonat din calcare, dolomite şi cuarţite. Rocile carbonatice se întîlnesc în partea inferioară a complexului, mai ales pe flancul sudic al anticlinoriului Arănieş-Poieni. Ele reprezintă ultimele formaţiuni ale barierei dolomitice, situate deasupra nivelului de cuarţite negre care delimitează partea superioară a complexului C_1.

Limita superioară a complexului a fost trasată în baza metatufurilor acide, acestea marcînd în Poiana Ruscă începutul activităţii magmatismului acid cu extindere regională.

În cadrul complexului C_2 au fost puse în evidenţă variaţii importante de grosime (M. Mureşan, 1965); grosimile minime apar deasupra zonei centrale a barierei dolomitice, acolo unde formaţiunile carbonatice din complexul inferior (C_1) prezintă grosimile maxime.

C_3. *Complexul şisturilor sericito-cloritoase şi al metatufurilor acide (>2000 m)* cuprinde partea superioară a stivei de şisturi cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului şi corespunde în timp perioadei de

Institutul Geologic al României

desfășurare a magmatismului acid din Poiana Ruscă. Complexul este constituit preponderent din roci de natură terigenă — șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-grafitoase, filite sericitoase, șisturi blastodetritice — și subordonat din metatufuri acide, și șisturi verzi tufogene, cuarțite negre și calcare rubanate.

Limita inferioară a complexului a fost trasată sub primele metatufuri acide cu răspîndire regională din seria de Padeș. În partea de nord-est a masivului, primele metatufuri acide apar la SE de Roșcani și sînt situate deasupra unui nivel de șisturi verzi tufogene. Această asociație litologică caracteristică, separată, sub forma unui orizont stratigrafic — orizontul de Fața Roșie — constituit din două nivele, a fost utilizată pentru delimitarea inferioară a complexului C_3. În partea de vest a masivului, orizontul de Fața Roșie nu a putut fi regăsit, fapt ce a impus delimitarea inferioară a complexului, în această regiune, printr-un alt orizont — orizontul metatufurilor acide — care cuprinde primele tufuri acide metamorfozate cu răspîndire regională în vestul Poienii Ruscăi și are o poziție stratigrafică apropiată față de orizontul de Fața Roșie.

Orizontul metatufurilor acide — alcătuit pe lîngă metatufuri acide, din șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericitoase filitice, șisturi sericito-grafitoase, cuarțite negre, calcare rubanate — apare și în nord-estul masivului, însă cu răspîndire locală (în bazinele văilor Vulcez și Vețel), fapt ce nu a permis utilizarea lui și în această regiune drept reper stratigrafic pentru delimitarea complexului C_3. În coloana stratigrafică oferită de profilul văii Vulcez, orizontul metatufurilor acide se află situat la aproximativ 300 — 450 m deasupra unui nivel de șisturi verzi tufogene care se pot paraleliza probabil cu cele din orizontul de Fața Roșie. În partea mediană a complexului se intercalează un nivel caracteristic de metatufuri acide —metatufurile de Vețel.

SERIA DE NĂDRAG (N)

Sub denumirea „Seria de Nădrag" au fost separate formațiunile cristaline din partea de vest a masivului, pentru care, din cauza contactului tectonic cu restul formațiunilor cristaline din Poiana Ruscă, nu se poate preciza, pe baza superpoziției, poziția lor stratigrafică în stiva șisturilor din unitatea epimetamorfică. Seria de Nădrag

Institutul Geologic al României

cuprinde ceea ce era cunoscut în general sub denumirea de „mezozona de la Nădrag" și „epizona de la sud de Nădrag". Rocile încadrate acestei serii sînt reprezentate atît prin șisturi epimetamorfice cît și mezometamorfice, al căror grad de metamorfism însă nu depășește în general subfaciesul cuarț — albit — almadin al faciesului șisturilor verzi.

Relațiile tectonice dintre șisturile mai intens metamorfozate de la Nădrag și formațiunile epimetamorfice de la nord și sud au fost puse în evidență de D. Giușcă, M. Biloiu, D. Rădulescu, Victoria Stiopol, R. Dimitrescu (1956) și interpretate drept un șariaj al cristalinului mezometamorfic din sudul masivului peste șisturile epimetamorfice din nord. În această accepțiune mezozona de la Nădrag se află în poziție tectonică peste epizona care apare la sud de Nădrag într-o fereastră tectonică. În 1961, O. Maier, I. Solomon, G. Vasilescu (24) au considerat formațiunile mezometamorfice de la Nădrag prinse în nucleul unui anticlinal culcat și învelite de șisturi mai slab metamorfozate, prin intermediul cărora se realizează o tranziție treptată la șisturile epimetamorfice. Șisturile mezometamorfice și cele de tranziție au fost grupate într-o „serie de tranziție", iar cele epizonale într-o „serie epimetamorfică". Între cele două serii, considerate sincrone, autorii menționați figurează o zonă de milonite.

În seria de la Nădrag am înglobat formațiunile cristaline cuprinse între falia direcțională de la nord de localitățile Crivina și Nădrag — falia Alun-Nădrag — corpul banatitic de la Tincova și dislocația direcțională Teliuc — Ruschița.

Succesiunea stratigrafică stabilită în seria de la Nădrag este următoarea (tabelul 2):

N_1 Complexul micașisturilor inferioare;
N_2 Orizontul calcarului de Nădrag;
N_3 Complexul micașisturilor superioare;
N_4 Complexul șisturilor cu muscovit și biotit;
N_5 Complexul șisturilor sericito-cloritoase.

N_1 *Complexul micașisturilor inferioare* (> 1000 *m*), cuprinde formațiunile cele mai profunde cunoscute ale seriei. Din punct de vedere petrografic este alcătuit predominant din micașisturi cu biotit, micașisturi cu granați, șisturi cuarțitice muscovitice și rare intercalații subțiri (centimetrice pînă la decimetrice) de calcare și cuarțite negre rubanate, deschise pe afluenții drepți ai văii Nădragului. Fenomenele de retromorfism sînt frecvente. Ele devin mai intense în apropierea liniilor

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Succesiunea stratigrafică a seriei de Nădrag

Notație	Denumirea complexelor și orizonturilor	Grosimi m	Distribuția subfaciesurilor metamorfice în cadrul complexelor și orizonturilor	
N_5	Complexul șisturilor sericito-cloritoase	1000	Cuarț — albit — clorit Cuarț — albit — biotit	Faciesul șisturilor verzi
N_4	Complexul șisturilor cu muscovit și biotit	1500	Cuarț — albit — biotit Cuarț — albit — almandin	
N_3	Complexul micașisturilor superioare	300		
N_2	Orizontul calcarului de Nădrag	5—50	Cuarț — albit — almandin	
N_1	Complexul micașisturilor inferioare	1000		

direcționale care delimitează tectonic partea inferioară a complexului spre nord și sud. În apropierea dislocațiilor direcționale menționate, micașisturile complexului sînt puternic milonitizate și retromorfozate.

N_2 *Orizontul calcarelor de Nădrag* (*5 — 50 m*) urmează în succesiune normală peste complexul N_1 și a fost utilizat pentru subdivizarea formațiunilor mezometamorfice din jurul localității Nădrag. El constituie un reper stratigrafic excelent, caracterizîndu-se atît prin individualitate litologică cît și prin extindere. Este bine deschis în cariera de pe valea Izvodia și în bazinul Văii Mari.

Din punct de vedere petrografic este constituit dintr-un calcar rubanat alb-cenușiu, care apare fie într-un singur banc gros de 5 — 50 m, fie în mai multe strate separate prin intercalații de șisturi.

N_3 *Complexul micașisturilor superioare* (> 300 *m*) cuprinde din formațiunile mezometamorfice de la Nădrag partea situată deasupra calcarului de Nădrag și formează umplutura sinclinalului Nădrag.

Din punct de vedere petrografic este constituit din micașisturi, micașisturi cu granați, șisturi muscovitice $\pm$ granat. În dreptul localității Nădrag aflorează un banc de dolomite calcaroase intercalat șisturilor complexului.

N_4 *Complexul șisturilor cu muscovit și biotit* (> 1500 *m*) cuprinde formațiunile cristaline care aflorează la vest de confluența văilor Cîrlionțul și Cerbei, între cele două falii direcționale de la Nădrag. Întrucît șisturile complexului N_4 se află în contact tectonic cu șisturile mai intens metamorfozate ale complexului N_1 și nu se cunosc nicăieri relațiile normale față de celelalte complexe ale seriei, nu se poate constata

Institutul Geologic al României

poziția lor stratigrafică în cadrul seriei. Judecînd după gradul de metamorfism al șisturilor este probabil ca acest complex să reprezinte un termen superior complexelor N_1 și N_2.

Din punct de vedere petrografic este constituit din șisturi muscovito-biotitice, șisturi muscovitice cu granat, șisturi muscovito-cloritice și șisturi sericito-cloritice.

N_5 *Complexul șisturilor sericito-cloritoase* (> 1000 *m*) cuprinde șisturile dintre fălia direcțională Izvodia — Crivina și corpul banatitic de la Tincova. Ca și complexul N_4, complexul N_5 este delimitat tectonic de formațiunile înconjurătoare, fapt ce nu permite observarea poziției stratigrafice pe care o ocupă în cadrul seriei. Judecînd de asemenea după gradul de metamorfism, reprezintă probabil termenul stratigrafic superior cunoscut din seria Nădrag.

Complexul N_5 este alcătuit preponderent din șisturi sericito-cloritoase, în care pe valea Cornetului și valea Isvodia, se intercalează un banc gros de dolomite și calcare cu intercalații de șisturi. Pe valea Cornetului în baza acestor roci carbonatice se află șisturi calcaroase sericito-cloritice.

În apropierea contactului cu corpul de granodiorite banatitice de la Tincova — Nădrag, șisturile complexului sînt puternic afectate de metamorfismul termic de contact și hidrotermal al acestuia. În imediata învecinătate, pe o distanță de 50 — 100 m, șisturile sînt cornificate (corneene biotitice), iar în zonele mai îndepărtate (100 — 140 m), silicifiate și uneori slab piritizate (valea Cornetului, vîrful Pleșa, vîrful Coșului, vîrful Pohia).

Poziția stratigrafică a seriei de Nădrag

Întrucît șisturile încadrate seriei de Nădrag sînt delimitate tectonic de restul formațiunilor cristaline ale masivului, poziția lor stratigrafică nu poate fi precizată pe cale directă, de aceea trebuie să apelăm la paralelizări petrografice și deducții. Seria fiind lipsită de produsele unui magmatism inițial bazic, teoretic ea poate corespunde unor formațiuni fie inferioare, fie superioare seriei vulcanogene bazice.

După gradul de metamorfism al rocilor și sensul de mișcare de-a lungul faliei direcționale Alun — Nădrag, seria de Nădrag este cert inferioară părții superioare a complexului șisturilor sericito-cloritoase supradolomitice (C_2).

Institutul Geologic al României

În cazul în care ar reprezenta o stivă inferioară seriei vulcanogene bazice ar trebui să corespundă unei părți din seria de Bătrîna sau unor formațiuni inferioare acesteia. Paralelizarea cu o parte din seria de Bătrîna — ale cărei complexe se caracterizează printr-o constanță litologică remarcabilă — se exclude, pe de o parte din cauza lipsei unei corespondențe petrografice între cele două serii, iar pe de altă parte din cauza săriturii pe verticală exagerate, care ar trebui admisă într-un asemenea caz în lungul faliei Alun — Nădrag[1] (10 — 18 km). Acest din urmă argument este valabil și pentru infirmarea accepției după care seria de Nădrag ar reprezenta formațiuni inferioare seriei de Bătrîna.

Corespondența stratigrafică cu partea inferioară a seriei de Padeș este foarte plauzibilă, întrucît paralelizarea litologică este acceptabilă și amploarea necesară săriturii în lungul faliei Alun — Nădrag corespunde celei cunoscute mai la est în regiunea Ruschița — Vadu Dobrii — Alun. Seria de Nădrag corespunde bine atît litologic — șisturi de natură terigenă cu intercalații de calcare, dolomite, cuarțite negre — cît și din punct de vedere al faciesului metamorfic, complexului șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor de Hunedoara — Luncani (C_1) în faciesul sudic. Cele două complexe inferioare (N_1 și N_3) ale seriei de Nădrag le paralelizăm deci cu micașisturile cu biotit și granat care aflorează în bazinul văii Negrii deasupra seriei vulcanogene bazice. Nu este exclus ca partea superioară a seriei de Nădrag să corespundă în parte și părții bazale a complexului șisturilor sericito-cloritoase supradolomitice (C_2).

În concluzie se poate afirma că seria de Nădrag se paralelizează stratigrafic cu partea inferioară a seriei de Padeș în faciesul sudic (cu complexul C_1, existînd și posibilitatea de a urca pînă în partea inferioară a complexului C_2). Deși, după cum s-a arătat, în stadiul actual al cunoștințelor, se întrevede destul de clar poziția stratigrafică a seriei de Nădrag în stiva șisturilor cristaline din unitatea epimetamorfică, s-a menținut ca utilă separarea aparte a formațiunilor din compartimentul tectonic de la Nădrag (H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan, 21) deoarece ele reprezintă o unitate bine individualizată, ale cărei subdiviziuni stratigrafice nu au putut fi separate și în restul masivului.

[1] În regiunea Ghelar forajele au indicat o săritură pe verticală a faliei de aproximativ 700 m (O. Maier, H. Kräutner, Fl. Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan, 1968). Spre vest amploarea dislocației crește treptat, fără să ajungă însă să aducă în contact decît formațiunile apropiate ale seriilor B și C.

Institutul Geologic al României

III. MASIVELE DOLOMITICE ŞI CALCAROASE

În formaţiunile cristaline ale unităţii epimetamorfice a masivului Poiana Ruscă se află intercalate mase importante de roci dolomitice şi calcaroase, care ating grosimi impresionante (peste 4000 m) şi apar grupate în două zone principale; zona Hunedoara — Runc — Groşi — Cherghes şi zona Tomeşti — Luncani — Poieni — Roşcani.

Masivele de roci carbonatice au atras atenţia cercetătorilor deja din secolul trecut, cînd au fost fie atribuite formaţiunilor cristaline ca termen stratigrafic superior al acestora (D. Stur, 1863), fie considerate drept depozite sedimentare devoniene ori paleozoice în general (L. v. Loczy 1882; J. Halaváts 1902, 1903, 1904, 1905; Fr. Nopcsa 1905; Fr. Schafarzik 1902, 1903, 1904, 1905, 1911; O. Kadic 1908, 1909, 1911, 1912; Şt. Cantuniari 1941), sau triasice (Fr. Nopsca 1905; K. Möckel 1923) dispuse transgresiv peste şisturile cristaline. Deşi caracterul predominant dolomitic al acestor formaţiuni a fost recunoscut încă din 1863 de D. Stur şi confirmat în 1904 de J. Halaváts printr-o analiză chimică, s-a utilizat vreme îndelungată, conform uzanţei timpului, denumirea de „calcare dolomitice" pentru rocile dolomitice din Poiana Ruscă.

În ultimul timp masivele dolomitice au constituit obiectul unor cercetări detaliate geochimice (M. Savul, V. Ianovici, 1959) şi petrografice (V. C. Papiu et al., 1962, 1963, 1964).

Din punct de vedere petrografic masivele carbonatice sînt constituite din dolomite albe şi cenuşii, dolomite stratificate, dolomite calcaroase, calcare dolomitice, calcare, dolomite cuarţoase, cuarţite dolomitice, cuarţite albe şi cenuşii, cuarţite negre (metalidite), şisturi calcaroase, şisturi sericito-cloritoase, filite sericitoase şi filite grafitoase. În această complexitate petrografică predomină net rocile dolomitice care reprezintă principalul constituent al masivelor carbonatice.

Originea primară a formaţiunilor dolomitice a fost demonstrată de V. C. Papiu et al. (1962, 1963, 1964) pe baza unui studiu petrografic detaliat. Argumentul principal adus în favoarea acestei accepţiuni constă în alternanţa intimă, pînă la scara milimetrilor, a rocilor calcaroase şi dolomitice. Rocile în alternanţă prezintă limitele nete şi conforme stratificaţiei marcate de rubanarea determinată de concentraţii variabile ale materialului grafitos şi argilos. Autorii menţionaţi au arătat că stratificaţia caracterizează în special dolomitele calcaroase

Institutul Geologic al României

și calcarele, fiind însă frecventă și în rocile dolomitice, cu precădere în cele cenușii și negricioase. În rocile dolomitice descriu accidente silicioase paralele stratificației (chaill-uri) și unele „elemente figurate" care amintesc microorganisme de tipul radiolarilor sau entroce de crinoide.

Masivele dolomitice trec lateral în cuarțite și șisturi de natură terigenă sau tufogenă. După cum au arătat V. C. Papiu et al. (1962, 1963, 1964), calcarele trec cu precădere în șisturi prin intermediul unor calcare stratificate cu silicați și șisturi calcaroase, iar dolomitele trec în șisturi și în cuarțite prin intermediul unor dolomite cuarțitice. Îndințarea între formațiunile carbonatice și cele șistoase sincrone (D. Stur 1863; Al. Codarcea, 6; V. C. Papiu, 1956) se realizează prin intermediul unor brațe carbonatice, care se desprind din zonele centrale ale masivelor dolomitice și se efilează uneori destul de repede în masa șisturilor.

Îndințarea bruscă dintre formațiunile dolomitice calcaroase și cele șistoase a determinat pe V. C. Papiu (1956) să atribuie masivelor carbonatice din Poiana Ruscă o origine recifală. Această interpretare genetică a fost fundamentată ulterior de V. C. Papiu, A. Popescu, V. Serafimovici, M. Duțu, C. Diaconiță (1962, 1963, 1964) prin noi argumente aduse în urma cartării detaliate a masivelor carbonatice între anii 1958—1961. Aprofundînd studiul relațiilor de îndințare dintre rocile carbonatice și șisturi, cercetătorii menționați au încadrat rocile masivelor carbonatice, cele ale zonei de îndințare și șisturile înconjurătoare în trei complexe petrografice sincrone și juxtapuse, schițate într-o primă fază de V. C. Papiu în 1956: complexul carbonatat, complexul de tranziție și complexul șistos. În cadrul complexului carbonatat au fost separate două macrofaciesuri: macrofaciesul de barieră, în care se distinge un facies biohermic dolomitic masiv, un facies subrecifal dolomito-calcaros stratificat și un facies telerecifal calcaro-dolomitic stratificat și șistos; macrofaciesul organogen calcaros care cuprinde în general ortocalcare. În complexul de tranziție au fost grupate rocile mixte cuarțito-dolomitice și microalternanțele de calcare și șisturi (filite). Complexul șistos cuprinde șisturile terigene și tufogene ale masivului.

Întrucît după cum s-a arătat, formațiunile carbonatice ale masivului Poiana Ruscă au fost cercetate recent detaliat din punct de vedere petrografic și geochimic, vom insista în cele ce urmează doar asupra con-

Institutul Geologic al României

tribuțiilor aduse la cunoașterea masivelor dolomitice și calcaroase de către cercetările stratigrafice din unitatea epimetamorfică.

Roci calcaroase apar cu totul sporadic încă din partea inferioară a seriei de Bătrîna: complexul A_1, apoi în complexul A_3 (calcarul de Ferigi; dolomitele cu blendă și galenă). Dezvoltarea largă a formațiunilor carbonatice apare în partea superioară a seriei vulcanogene bazice și în partea inferioară a seriei de Padeș (complexul C_1). În complexele superioare C_2 și C_3 ale seriei de Padeș se întîlnesc doar sporadice intercalații de calcare rubanate. Răspîndirea pe suprafețe mari și cu grosimi impresionante a formațiunilor carbonatice din seria vulcanogenă bazică și din seria de Padeș se constată numai în zona (subunitatea) nordică a masivului. Dezvoltarea largă a acestor formațiuni dolomitice și calcaroase constituie de altfel una din caracteristicile faciesului nordic din seriile menționate.

Rocile carbonatice, atît calcaroase cît și dolomitice, sînt frecvente în partea inferioară și medie a seriei vulcanogene bazice, caracterizînd la acest nivel stratigrafic în special faciesul sudic în care se dezvoltă ca mase mai importante calcarele de Ruschița — Alun. Primul orizont important calcaro-dolomitic apare în zona nordică în complexul B_2 — orizontul calcarelor și dolomitelor de Nandru — valea Izvorașului. La partea superioară a complexului B_2 urmează al doilea orizont important — orizontul calcarelor și dolomitelor de Tomești — Groși. Ambele orizonturi — paralelizate cu nivelul „calcar alb-dolomit negru" din zona mediană — sînt alcătuite din dolomite, uneori asociate cu cuarțite albe în partea inferioară și din calcare rubanate în partea superioară. În complexul C_1 rocile carbonatice prezintă dezvoltarea maximă, alcătuind masivele dolomitice de Hunedoara și Luncani.

În masivul dolomitic de Hunedoara și în cel de Luncani au fost realizate separații stratigrafice neparalelizabile între cele două masive.

În *dolomitele de Hunedoara* se disting: un orizont inferior constituit din dolomite cenușii-negricioase intens stratificate, local cu accidente silicioase; un orizont mediu extins pe grosimi mai mari, alcătuit din dolomite masive alb-cenușii, stratificate în bancuri groase de ordinul metrilor, care în partea superioară trec la dolomite stratificate cu intercalații de șisturi și calcare; un orizont superior format predominant din dolomite calcaroase stratificate și intercalații de șisturi, calcare și cuarțite negre (metalidite).

Institutul Geologic al României

În *dolomitele de Luncani* au fost separate local, în regiunea Tomești — Luncani, trei nivele de roci carbonatice delimitate prin strate reper de cuarțite negre (M. M u r e ș a n, 1965). În zonele de îndințare cu șisturile sincrone s-au surprins descreșteri importante de grosime în cadrul nivelelor menționate. Similar situației din masivul dolomitelor de Hunedoara, în partea superioară a formațiunilor dolomitice de la Luncani încep să predomine dolomite calcaroase și calcare.

Zona de dezvoltare maximă a formațiunilor dolomitice traversează masivul Poiana Ruscă aproximativ direcțional (E — W), sugerînd astfel existența în trecut în această regiune, a unei importante bariere dolomitice. În zona ei centrală cele trei orizonturi dolomitice și calcaroase principale (Nandru — Valea Izvorașului, Tomești — Groși, Hunedoara — Luncani) tind local să se unească într-o singură stivă de roci carbonatice, a cărei grosime atinge valori de ordinul a 6000 m.

Orizontarea formațiunilor carbonatice a arătat că în masivul dolomitelor de Hunedoara rocile carbonatice atribuite de V. C. P a p i u et al. (1962, 1963, 1964) faciesului biohermic, celui subrecifal precum și complexului de tranziție — faciesuri și complexe considerate de autorii menționați drept sincrone — se întîlnesc adesea pe teren în superpoziții stratigrafice: rocile dolomitice mai masive, ocupă partea mediană a stivei, iar cele stratificate, șistoase și în parte calcaroase, sînt situate în orizonturile inferioare și superioare. Aceste observații nu exclud însă faptul că rocile dolomitice masive se îndințează lateral cu șisturile sincrone prin intermediul unor formațiuni carbonatice stratificate. În favoarea unei asemenea tranziții pledează de altfel lipsa unor situații în care să se constate treceri directe între mase importante de roci dolomitice masive și șisturi. Observațiile menționate arată în schimb că variațiile de facies descrise de V. C. P a p i u et al. (1962, 1963, 1964) pe orizontală se manifestă în diferite segmente ale masivelor carbonatice și pe verticală.

Un lucru important de subliniat este cel al semnificației care trebuie acordată la ceea ce se desemnează în general prin denumirea de dolomite „masive". În deschiderile mari, continue și în numeroasele cariere din masivele dolomitice, se poate constata că și rocile dolomitice care în fragmente sau în aflorimente mici par masive, sînt în realitate stratificate. Stratificația lor este marcată de o alternanță de bancuri groase de roci dolomitice albe și cenușii cu aspect masiv (care ating

Institutul Geologic al României

ordinul metrilor, în unele cazuri poate chiar al cîtorva zeci de metri) fapt ce împiedică observarea stratificației în blocuri sau în deschideri de dimensiuni mici. Dolomitele „masive" reprezintă deci roci macrostratificate.

Stratificația — de la scara milimetrilor pînă la cea a metrilor și a zecilor de metri — apare în consecință ca o trăsătură generală a formațiunilor carbonatice din Poiana Ruscă. Pentru a admite originea recifogenă a masivelor dolomitice și calcaroase într-o asemenea situație, deci pentru a o aduce în acord cu caracterul în general stratificat al rocilor carbonatice, trebuie să admitem fie distrugerea și resedimentarea aproape integrală a construcțiilor biohermice în timpul dezvoltării barierei dolomitice, fie că organismele constructoare ale acestor formațiuni erau reprezentate preponderent prin alge.

IV. MAGMATISMUL PREMETAMORFIC

Numeroasele metatufuri și rocile metaeruptive din formațiunile cristaline ale unității epimetamorfice arată că în timpul formării sedimentelor inițiale din care au provenit actualele șisturi cristaline a avut loc o activitate magmatică relativ intensă, care s-a manifestat atît extrusiv cît și intrusiv. Produsele acestui magmatism sînt reprezentate prin metatufuri bazice (roci verzi) și metatufuri acide, intercalate în formațiuni marine și prin roci metaeruptive bazice (metagabbrouri), ultrabazice (metaserpentinite) și acide (porfiroide — metariolite, metakeratofire cuarțifere). După caracterul produselor, după poziția acestora în stiva formațiunilor cristaline și după modul de evoluție, magmatismul premetamorfic din Poiana Ruscă, reprezintă un magmatism inițial și conferă deci domeniului inițial de sedimentare caracterul de eugeosinclinal.

Orizontarea formațiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a permis recunoașterea pe de o parte a poziției stratigrafice pe care o ocupă metatufurile și pe de altă parte nivelul pînă la care străbat rocile intrusive. S-a putut recunoaște astfel faptul că activitatea magmatică s-a desfășurat în mai multe faze succesive (tabelul 3, fig. 1, 2). Au fost distinse două cicluri magmatice principale, fiecare caracterizîndu-se, în afara timpului diferit de manifestare, printr-o individualitate geochimică și metalogenetică. Ciclurile magmatice cuprind fazele de manifestare ale magmatismului respectiv. Fazele înglobează momentele de erupție ale căror produse extrusive apar în poziții stratigrafice apropiate (în același complex sau în aceeași serie).

Institutul Geologic al României

TABELUL 3

Evoluția magmatismului inițial din formațiunile cristaline ale unității epimetamorfice a masivului Poiana Ruscă

Ciclul magmatic	Faza de activitate magmatică	Poziția stratigrafică	Caracterul activității magmatice	Produsele activității magmatice	Metalogeneză și transformări hidrotermale
II. Ciclul magmatismului acid	II_2 Faza II-a	Ulterioară sedimentării complexului C_3 din seria de Padeș	intrusiv	Dyke-uri de metariolite, metakeratofire cuarțifere și subordonat metagabbrouri	Zăcăminte hidrotermale de sulfuri de Zn, Pb, Cu Transformări hidrotermale: albitizări, silicifieri, carbonatări, piritizări
	II_1 Faza I-a	Sincronă sedimentării complexului C_3 din Seria de Padeș	extrusiv	Metatufuri acide, subordonat metatufuri bazice	—
I. Ciclul magmatismului bazic	? Faza III-a	Sincronă sau ulterioară limitei C_1/B_2?	intrusiv	Metaserpentinite, metagabbrouri	—
	I_2 Faza II-a	Sincronă sedimentării seriei vulcanogene bazice	extrusiv ± intrusiv	Metatufuri bazice, cu totul subordonat metatufuri acide și eventuale curgeri de lave bazice	Zăcăminte vulcanogen-sedimentare de carbonați și oxizi de fier
	I_1 Faza I-a	Sincronă sedimentării orizontului $A_{1\cdot3}$ din complexul A_1 al seriei de Bătrîna	extrusiv	Metatufuri bazice	—

I. *Ciclul magmatismului bazic* cuprinde prima perioadă de manifestare a magmatismului inițial, perioadă caracterizată printr-o activitate preponderent bazică. Magmatismul bazic s-a desfășurat cel puțin în două faze:

I_1. Faza I-a are un caracter extrusiv și este lipsită de metalogeneză. Cuprinde primele manifestări cunoscute, relativ slabe, ale magmatismului bazic inițial. Corespunde metatufurilor care alcătuiesc în cea mai mare parte orizontul $A_{1\cdot3}$ din complexul șisturilor sericito-grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene (A_1) al seriei de Bătrîna.

Institutul Geologic al României

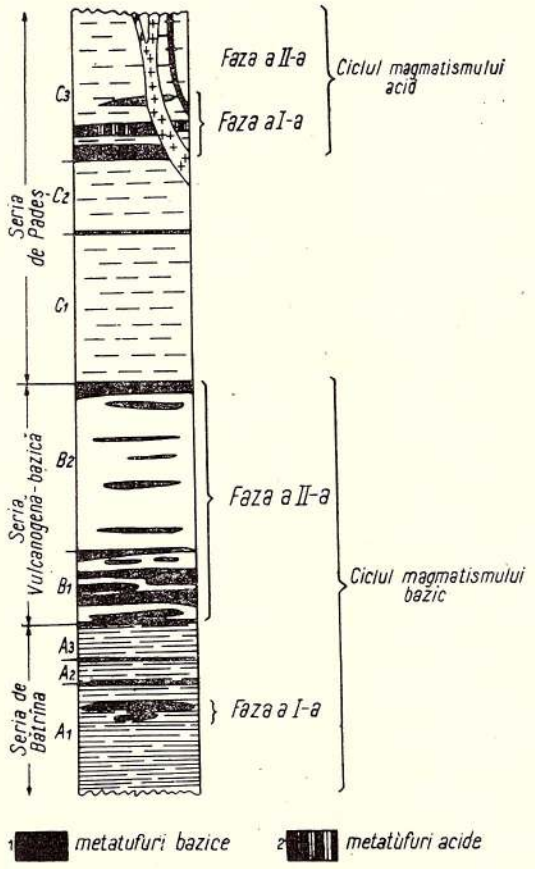


Fig. 2. — Evoluția magmatismului premetamorfic din formațiunile cristaline ale unității epimetamorfice a masivului Poiana Ruscă.

Évolution du magmatisme prémétamorphique des formations cristallophylliennes de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă.

I_2. F a z a I I - a urmează primei faze după o întrerupere a activității vulcanice, întrerupere corespunzătoare în timp formării complexelor A_2 și A_3. Ea cuprinde perioada de activitate maximă a magmatismului bazic inițial.

Are un caracter preponderent extrusiv și este însoțită de o metalogeneză specifică: zăcăminte de fier vulcanogen-sedimentogene dezvoltate în zona mediană în faciesul carbonaților (Teliuc, Ghelar, Vadu Dobrii, Ruschița, Valea Negrii), iar în zona nordică, în faciesul oxizilor (Cutin, Cerbăl, Dîmbul Pascului, Iazuri, Tomești) (H. K r ä u t n e r, 1964 a). Nu este exclus ca în mod subordonat erupțiile de tufuri să fi fost însoțite local de curgeri submarine de lave bazice.

În decursul fazei a II-a apar în zona mediană a masivului primele metatufuri acide, reprezentate prin cuarțite albitice cu sericit. Aceste roci au o răspîndire restrînsă și se întîlnesc cu precădere la nivelul stratigrafic la care sînt intercalate zăcămintele de carbonați de fier în seria vulcanogenă bazică.

Tot în seria vulcanogenă bazică se întîlnesc roci metaeruptive care apar în dyke-uri (metagabbrouri), sau se află intercalate în formațiunile cristaline sub formă de silluri (metaserpentinite, metagabbrouri). Întrucît sillurile apar aproape de limita superioară a seriei vulcanogene bazice, punerea în loc a rocilor metaeruptive este desigur ulterioară

Institutul Geologic al României

formării tufurilor. Ele trebuie deci încadrate unei a treia faze de manifestare a magmatismului bazic. Deși plasarea unei asemenea faze la finele ciclului magmatismului bazic pare destul de plauzibilă, ea este pusă sub semnul întrebării de existența unor dyke-uri de metagabbrouri din bazinul văii Nădrăgel, care străbat partea superioară a complexului C_2 din seria de Padeș pînă aproape de orizontul metatufurilor acide. În cazul în care se admite o singură fază de punere în loc a dyke-urilor și sillurilor de roci metaeruptive bazice, această fază trebuie atașată în timp celui de al doilea ciclu magmatic.

II. *Ciclul magmatismului acid* cuprinde a doua perioadă mare de manifestare a magmatismului inițial, caracterizată printr-o activitate care a generat produse preponderent acide și care s-a desfășurat în două faze :

II_1. Faza I-a deschide al doilea ciclu al magmatismului inițial după o perioadă de încetare a activității extrusive corespunzătoare sedimentării complexelor C_1 și C_2 din seria de Padeș. Faza I-a are un caracter extrusiv, produsele magmatice fiind reprezentate prin diversele varietăți de metatufuri acide intercalate complexului C_3 al seriei de Padeș. În partea inferioară a acestui complex, metatufurilor acide li se asociază local șisturi verzi tufogene (orizontul Fața Roșie), care reprezintă răbufniri tardive ale magmatismului bazic.

II_2. Faza II-a corespunde activității intrusive a magmatismului acid și succede fazei extrusive a acestuia. Rocile metaeruptive, reprezentate prin diferite varietăți de porfiroide (metariolite, metakeratofire cuarțifere) și subordonat prin metagabbrouri, străbat sub formă de dyke-uri metatufurile acide și șisturile din complexul C_3, care cuprinde partea superioară a stivei de șisturi cristaline. Produsele acestei faze reprezintă deci rocile cele mai tinere din formațiunile metamorfice cunoscute în Poiana Ruscă.

Faza II-a a fost însoțită de metalogeneză — zăcămintele de sulfuri de Pb, Zn, Cu de la Muncelul Mic, Vețel, Valea Dobra — și de transformări hidrotermale răspîndite cu precădere în zonele mineralizate — albitizări, silicifieri, carbonatări, piritizări. (H. G. Kräutner, 1963, 1964 a).

După cum rezultă din cele arătate, produsele magmatismului inițial corespunzătoare celor două cicluri de manifestare, reprezintă individualități petrografice și chimice care justifică încadrarea lor în două

Institutul Geologic al României

provincii petrologice : o provincie a magmatismului bazic şi o provincie a magmatismului acid (H. Kräutner, 1963). Această grupare apare justificată şi prin faptul că cele două unităţi petrologice sînt însoţite de provincii metalogenetice distincte (H. Kräutner, 1964 a).

Stabilirea modului de desfăşurare în timp a magmatismului iniţial premetamorfic pe baza orizontării formaţiunilor cristaline a permis recunoaşterea unei evoluţii a magmatismului de la bazic la acid. Trebuie subliniat faptul că această evoluţie nu apare ca rezultatul unui proces de diferenţiere lentă şi continuă ; termenii intermediari între produsele bazice şi acide lipsesc ; magmatismul acid începe să se manifeste în timpul desfăşurării maxime a activităţii bazice, recrudescenţe bazice au loc în timpul punerii în loc a produselor acide. Această situaţie sugerează alimentarea magmatismului bazic şi a celui acid din zone de profunzime diferită a scoarţei (27).

Alternanţa produselor extrusive acide şi bazice, care marchează trecerea de la magmatismul bazic la cel acid, atestă o instabilitate tectonică proprie domeniilor geosinclinale. Unui asemenea regim tectonic i se datoreşte probabil posibilitatea eliberării din profunzimi diferite, alternativ şi în momente succesive apropiate, a unor magme bazice şi acide.

Produsele magmatismului iniţial din Poiana Ruscă nu pot fi considerate deci drept diferenţiate ale unei singure magme. Deosebirile care se remarcă referitor la caracterele petrografice şi chimice ale rocilor respective se datoresc faptului că activitatea magmatică a urmat o evoluţie de la bazic la acid, determinată de mutarea zonelor de alimentare din substratul simatic spre zone sialice în urma afundării treptate a subasmentului domeniului geosinclinal. O asemenea situaţie justifică pe deplin încadrarea produselor bazice şi acide ale magmatismului iniţial în două provincii petrologice distincte (H. Kräutner, 1963, 1964 a).

V. METAMORFISMUL REGIONAL

Formaţiunile cristaline din unitatea epimetamorfică au fost supuse metamorfismului regional în condiţiile faciesului şisturilor verzi. În unitatea mezometamorfică majoritatea rocilor sînt metamorfozate în condiţiile faciesului amfibolitelor cu almandin. Aceste deosebiri pregnante

Institutul Geologic al României

și cu un pronunțat caracter de generalitate, se reflectă de altfel și în denumirile date celor două unități tectonice principale ale masivului.

Creșterea gradului de metamorfism al șisturilor cristaline din Poiana Ruscă de la nord spre sud este un fapt cunoscut de multă vreme. Urmărirea îndeaproape și în detaliu a acestei probleme a fost posibilă însă numai în urma cunoașterii succesiunii stratigrafice a formațiunilor cristaline și a cartării stratigrafice a masivului. Primele rezultate în acest sens au fost obținute prin cercetările efectuate de O. Maier et al. 1964, 1969, L. Pavelescu et al. 1964, în zona mediană a masivului, unde s-au pus în evidență variații ale gradului de metamorfism în cadrul aceluiași orizont stratigrafic și s-a demonstrat că izoplanele de metamorfism sînt orientate aproximativ direcțional și înclină spre nord, intersectînd oblic stratificația și structurile plicative ale șisturilor cristaline.

Urmărirea la scara masivului a distribuției subfaciesurilor metamorfice și a modului de variație a gradului de metamorfism în formațiunile cristaline a dus la imaginea generală figurată în planșa IV, imagine care vădește că intensitatea metamorfismului regional care afectează rocile este condiționată de poziția pe care o ocupă acestea în domeniul geosinclinal.

Variațiile de intensitate ale metamorfismului. Stabilirea distribuției subfaciesurilor metamorfice ale faciesului șisturilor verzi în stiva formațiunilor cristaline arată că izoplanele de metamorfism sînt orientate în general WNW — ESE. Ele intersectează structurile plicative ale șisturilor sub un unghi ascuțit și înclină spre nord, contrar sensului general de înclinare a stratificației și a șistozității rocilor. Datorită acestei poziții oblice a izoplanelor de metamorfism se surprind variații ale gradului de metamorfism pe verticală, între diferite orizonturi stratigrafice și pe orizontală, în cadrul aceluiași orizont stratigrafic, atît transversal (N — S) cît și direcțional (E — W). Aceste variații de intensitate a metamorfismului sînt mai accentuate în subunitatea sudică a unității epimetamorfice și mult mai atenuate în subunitatea nordică. În timp ce în sud se surprind tranziții de la subfaciesul cuarț — albit — clorit pînă la subfaciesul cuarț — albit — almandin, în zona nordică variațiile cuprind numai subfaciesul cuarț — albit — clorit și tranziții spre subfaciesul cuarț — albit — biotit.

Variația pe verticală se poate constata de exemplu la vest de Ghelar (Mihail—Ruda), unde partea superioară a seriei vulcanogene bazice este

Institutul Geologic al României

metamorfozată în subfaciesul cuarț — albit — clorit iar partea ei inferioară, în subfaciesul cuarț — albit — biotit. Trecerea dintre cele două faciesuri a fost pusă în evidență în regiune și prin foraje (22117, 22119). O altă situație similară se poate constata în zona axială a anticlinalului Teliuc — Ghelar, unde pe valea Mînăstirii seria de Bătrîna este metamorfozată în subfaciesul cuarț — albit — biotit și cuarț — albit — almandin, iar seria vulcanogenă bazică, de pe cele două flancuri, în subfaciesul cuarț — albit — clorit și cuarț — albit — biotit.

Variația pe orizontală a intensității metamorfismului se poate urmări datorită deschiderilor favorabile mai ales în cadrul seriei vulcanogene bazice și în partea inferioară a seriei de Padeș. Transversal față de direcțiile structurale ale cristalinului, această variație se concretizează printr-o creștere foarte evidentă a gradului de metamorfism de la nord spre sud; în nordul masivului formațiunile seriilor menționate sînt metamorfozate în subfaciesul cuarț — albit — clorit și conțin adesea roci slab metamorfozate (filite), gradul lor de metamorfism crește pe măsură ce ne deplasăm spre sud. În zona mediană a masivului regăsim aceleași orizonturi și complexe stratigrafice metamorfozate în subfaciesul cuarț — albit — biotit și cuarț — albit — almandin. Direcțional față de structurile șisturilor cristaline, variația intensității metamorfismului se manifestă printr-o creștere a gradului de metamorfism de la est spre vest. Acest lucru se poate urmări cel mai bine în subunitatea sudică și anume, în complexul șisturilor verzi tufogene (de Ruschița — Alun) de pe flancul sudic al anticlinalului Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii — Ruschița: în regiunea Teliuc complexul este metamorfozat în subfaciesul cuarț — albit — clorit, de la Ghelar spre vest în subfaciesul cuarț — albit — biotit, iar la Vadu Dobrii, Ruschița și în bazinul Văii Negrii în subfaciesul cuarț — albit — almandin.

Din cele prezentate a reieșit că subunitățile tectonice ale unității epimetamorfice se deosebesc pe lîngă faciesurile de sedimentare, stilul tectonic și prin subfaciesuri diferite ale metamorfismului regional. Subunitatea mediană conține formațiuni mai intens metamorfozate, în care variațiile de intensitate ale metamorfismului sînt accentuate și au loc pe distanțe de ordinul kilometrilor. Subunitatea nordică, mai slab metamorfozată, se caracterizează, în ceea ce privește variația intensității metamorfismului, printr-o uniformitate pe suprafețe mari. Se constată doar o slabă creștere a gradului de metamorfism de la nord spre sud,

Institutul Geologic al României

pe distanțe de ordinul a mai multor kilometri : de la filite, prin șisturi cu clorit, la șisturi în care începe să apară sporadic biotitul.

Șisturile cristaline mai intens metamorfozate apar într-o zonă aproximativ direcțională (zona mediană), în care formațiunile sedimentare inițiale erau caracterizate prin grosimi relativ mici și faciesuri deosebite față de cele din zona nordică. Tot aici activitatea magmatismului bazic a fost mai intensă, aici se concentrează dislocațiile direcționale importante ale masivului și tectonica plicativă este mai intensă. Dacă adăugăm la acestea variațiile relativ accentuate ale intensității metamorfismului regional și observațiile de ordin tectonic și microtectonic care indică vergențe predominant nordice, deci împingeri de la sud spre nord, ajungem la concluzia că subunitatea sudică a unității epimetamorfice era situată, în comparație cu subunitatea nordică, într-o zonă mai internă a geosinclinalului. În această zonă temperatura desigur era mai ridicată. Cutarea mai intensă a contribuit de asemenea la creșterea regimului termic prin mișcările mai accentuate pe planele șistozității de stratificație.

După cum se vede din planșa IV, izoplanele de metamorfism care delimitează zonele de răspîndire ale condițiilor termodinamice proprii diferitelor subfaciesuri ale metamorfismului regional, prezintă o inflexiune în regiunea de trecere dintre zona nordică și cea mediană a masivului. Această inflexiune, datorită înclinării mai accentuate a izoplanelor în zona mediană, a fost condiționată probabil de creșterea regimului termodinamic în regiunea respectivă și din cauza unei mișcări mai intense pe suprafețele actualei șistozități de stratificație.

Variațiile gradului de metamorfism se datoresc în consecință condițiilor termodinamice diferite în care au ajuns rocile cristaline, atît ale aceluiași orizont stratigrafic cît și din nivele diferite ale stivei de sedimente inițiale, datorită poziției lor diferite în geosinclinal. Sensul în care se desfășoară variațiile de metamorfism, corelat cu stilul tectonic general al masivului, indică situarea eventualelor zone cu regiuni termodinamice mai ridicate, dinafara unității epimetamorfice, la sud, deci în regiunea ocupată în prezent de unitatea mezometamorfică a masivului.

Relațiile dintre cutare și metamorfism. În general, metamorfismul regional a decurs desigur sincron cutării. Acest lucru este indicat de creșterea orientată a mineralelor metamorfice, conformă cu șistozitatea de stratificație cutată. Cantitatea de energie calorică și dinamică necesară

Institutul Geologic al României

a fost deci asigurată în parte de însăşi mişcările care au avut loc pe şistozitatea de stratificaţie, mişcări care însoţesc deformarea plicativă a rocilor.

După cum s-a arătat izoplanele de metamorfism intersectează structurile plicative ale şisturilor cristaline (planşa IV). Urmărirea în detaliu a relaţiilor dintre aspectul structural şi variaţia gradului de metamorfism a fost posibilă în special în regiunea Ruschiţa (L. Pavelescu, O. Maier, H. Kräutner, M. Mureşan, Florentina Kräutner, 1964) datorită unor deschideri şi foraje situate în mod favorabil în zona de tranziţie între subfaciesurile cuarţ—albit—biotit şi cuarţ—albit—almandin (fig. 3). Pentru explicarea acestor relaţii trebuie să admitem fie o cutare sub regimuri termice diferite în zonele respective ale masivului, fie desăvîrşirea metamorfismului regional într-o etapă care succede cutarea. Probabil că ambele explicaţii sînt valabile întrucît există unele evidenţe pentru admiterea unei cristalizări ulterioare fazei principale de cutare. Astfel, de exemplu, în regiunea Vadu Dobrii, în şisturi sericito-grafitoase se dezvoltă cristale de biotit orientate oblic pe şistozitatea de stratificaţie (querbiotit); în regiunea Ruschiţa au fost surprinse cristale idiomorfe de hornblendă verde-albăstruie crescută oblic într-o masă orientată de clorit.

Relaţiile dintre natura materialului iniţial şi gradul de metamorfism. Urmărirea îndeaproape a variaţiilor de intensitate a metamorfismului regional a pus în evidenţă influenţa mare a naturii mineralogice şi chimice a materialului iniţial în realizarea gradului de cristalizare a rocilor şi a paragenezelor acestora.

Gradul de cristalizare este influenţat sesizabil de prezenţa grafitului, care împiedică cristalizarea largă a mineralelor din rocă. Astfel de exemplu, rocile calcaroase puternic grafitoase sînt mereu mai mărunt cristalizate în comparaţie cu cele lipsite de pigmentul grafitos. De asemenea şisturile sericito-grafitoase sînt de regulă mai slab cristalizate; la Vadu Dobrii se întîlnesc şisturi sericito-grafitoase granatifere cu aspect filitic, intercalate între şisturi muscovitice şi amfibolite.

Influenţa naturii chimice a rocii iniţiale se manifestă îndeosebi la rocile carbonatice: dolomitele sînt mereu mărunt cristalizate, în timp ce calcarele apar larg cristalizate chiar în subfaciesul cuarţ — albit — clorit. În regiunea Ghelar în limitele nivelului „calcar alb — dolomit negru" se constată uneori alternanţe de calcare larg cristalizate şi dolomite mărunt cristalizate.

Institutul Geologic al României

Paragenezele mineralogice ale rocilor metamorfice sînt influențate și de chimismul rocilor inițiale. Forajele de la vest de Ghelar (Ruda) au interceptat în baza seriei vulcanogene bazice o alternanță de șisturi verzi,

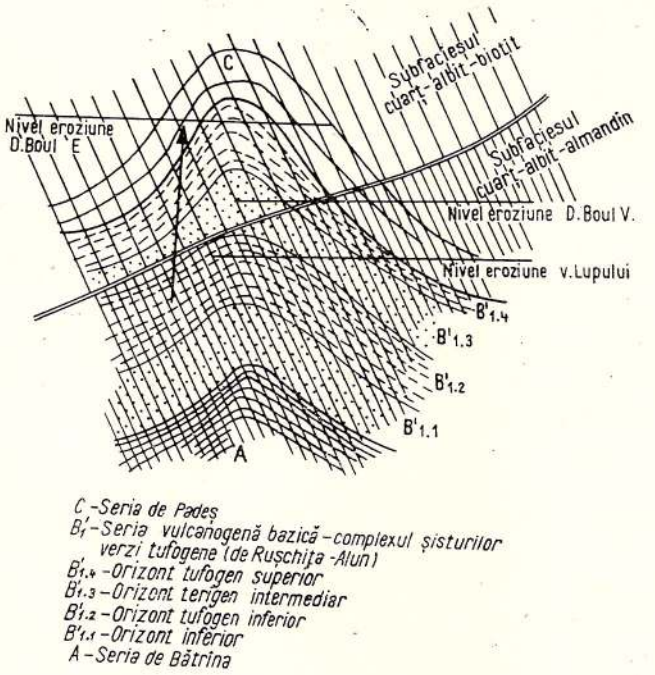


Fig. 3. — Reconstituirea aspectului stratigrafic și structural din timpul metamorfismului regional al anticlinalului Teliuc — Vadu Dobrii — Ruschița, din regiunea Dealul Boul — Valea Lupului, cu indicația poziției izoplanelor de metamorfism care delimitează zona de răspîndire a condițiilor subfaciesurilor cuarț — albit — biotit și cuarț — albit — almandin.

Réconstitution de l'aspect stratigraphique et structural au temps du métamorphisme régional concernant l'anticlinal de Teliuc — Vadu Dobrii — Ruschița, de la région de Dealul Boul — Valea Lupului ; on y indique la position des isoplans du métamorphisme qui délimitent la zone de l'extension des conditions des subfaciès quartz — albite — biotite et quartz — albite — almandin.

puternic biotitice, cu șisturi sericito-grafitoase și șisturi verzi lipsite complet de biotit. De asemenea pe valea Bătrîna, în zona axială a anticlinoriului Arănieș — Tomești, în orizontul șisturilor verzi tufogene din com-

Institutul Geologic al României

plexul A_1 al seriei de Bătrîna se întîlnesc alternînd strate centimetrice pînă la decimetrice de șisturi verzi tufogene cu și fără biotit. În cazul exemplelor citate prezența sau lipsa biotitului în pachete apropiate de roci — care evident au fost supuse unor condiții identice de metamorfism — a fost condiționată de raporturile diferite dintre K și Al, Mg, Fe din rocile inițiale.

VI. METAMORFISMUL REGRESIV

Spre deosebire de unitatea mezometamorfică unde metamorfismul regresiv este frecvent întîlnit (O. Maier et al., 23, 24) (L. Pavelescu et al., 1964) în unitatea epimetamorfică fenomenele de retromorfism sînt relativ restrînse, marea majoritate a rocilor fiind metamorfozată în subfaciesul cuarț — albit — clorit. Diaftoreza apare doar în subunitatea sudică, în rocile mai intens metamorfozate din regiunile Nădrag și Ruschița.

Retromorfismul, manifestat în special prin cloritizarea biotitului, amfibolilor și a granatului, însoțește dislocațiile tectonice direcționale. Acest lucru este foarte evident în regiunea Nădrag unde diaftoreza din seria de Nădrag se intensifică pe măsură ce ne apropiem de faliile direcționale. Falia direcțională Cinciș — Vadu Dobrii — Tincova, care delimitează cele două unități tectonice ale masivului, este de asemenea însoțită de o zonă de retromorfism.

Corelația evidentă între răspîndirea zonelor de retromorfism și sistemele importante de dislocații direcționale sugerează unele relații genetice între diaftoreză și dislocațiile menționate.

VII. VÎRSTA ȘISTURILOR CRISTALINE

Problema vîrstei șisturilor cristaline și în special a masivelor dolomitice a fost și este mult controversată. Ea se încadrează în problema mare a vîrstei formațiunilor metamorfozate din nucleele cristaline ale orogenului alpin carpatic. Numeroasele afirmații și contraafirmații făcute pînă în prezent, nefiind argumentate și demonstrate suficient pentru a-și cîștiga o accepțiune unanimă, rămîn toate în domeniul ipotezelor. Conform acestor ipoteze rocilor cristaline li s-au atribuit aproape toate vîrstele posibile din Precambrian pînă în Mezozoic, astfel încît orice afirmație s-ar mai face nu poate reprezenta o noutate din acest punct de

Institutul Geologic al României

vedere. Noutatea însă va consta în argumentarea și demonstrarea vîrstei formațiunilor cristaline.

Rifeanului i-au fost atribuite șisturile verzi tufogene din Poiana Ruscă, de Marcela Dessila-Codarcea (1964), pe baza paralelizării lor cu seria de Sibișel, părere generalizată pentru tot cristalinul epimetamorfic din masiv de M. Mureșan (1964b).

Vîrsta paleozoică a fost susținută de numeroși cercetători pe considerente variate: I. Halaváts (1903, 1904, 1905) atribuie dolomitelor de Hunedoara, considerate drept partea superioară a cristalinului, vîrsta devoniană. Dolomitele, filitele și cuarțitele negre (lidite) din nord — vestul masivului au fost considerate de Fr. Schafarzik (1903, 1904, 1905, 1906) ca formațiuni sedimentare paleozoice (în general) care repauzează pe șisturi cristaline mai vechi. Tot pentru dolomitele din partea de nord - vest a munților Poiana Ruscă fusese presupusă vîrsta paleozoică și de L. v. Loczy (1882). Rocile porfiroide din nord-estul masivului au fost atribuite Devonianului de Fr. Nopcsa (1905), pe baza paralelizării lor cu formațiunile asemănătoare din Gemeride. Șt. Cantuniari (1941) considera rocile cristaline epimetamorfice din regiunea Ruschița ca devoniene, în urma paralelizării intercalațiilor de calcare cu calcarele devoniene din Dobrogea. Prin asemănarea formațiunilor dolomitice și calcaroase precum și a minereurilor de fier din Poiana Ruscă cu formațiunile ferifere și recifale siluriene din Europa centrală, Asia și America, V. C. Papiu et al. (1963) presupune vîrsta siluriană cu posibilitatea de a urca pînă în Devonian pentru masivele dolomitice, minereurile de fier și șisturile sincrone; șisturile inferioare dolomitelor, provenite din metamorfozarea fundamentului recifilor, au fost încadrate Cambrian-Precambrianului, iar șisturile superioare dolomitelor, Devonianului.

Triasicului i-au fost atribuite dolomitele de Hunedoara, de Fr. Nopcsa (1905), pe baza paralelizării lor cu Triasicul din Munții Apuseni și a faptului că erau considerate stratigrafic ca superioare rocilor porfiroide presupuse devoniene. Pentru vîrsta triasică a dolomitelor de Hunedoara s-a exprimat și K. Möckel (1923).

Pentru elucidarea problemei vîrstei șisturilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă posedăm pînă în prezent foarte puține date concrete, în parte contradictorii față de rezultatele cercetărilor geologice.

Institutul Geologic al României

Date de vîrstă absolută. Determinările efectuate de Eleonora Vîjdea (37), prin metoda plumbului după modelul Holmes-Houtermans, asupra minereului de sulfuri de la Muncelul Mic — asociat genetic rocilor porfiroide din nord-estul masivului (faza II-a din ciclul magmatismului acid) — au indicat vîrsta de 750 mil. ani.

Date paleontologice. Cercetările palinologice efectuate recent de Violeta Iliescu (15) au pus în evidență asociații de spori în unele roci carbonatice și în șisturi grafitoase. Au fost identificate două grupe de asociații microfloristice : una întîlnită îndeosebi în roci calcaroase, considerată predevoniană (Precambrian superior — Paleozoic inferior) întrucît cuprinde specii cunoscute în Precambrian, Cambrian și Ordovician ; alta prezentă mai ales în șisturi grafitoase, atribuită Carboniferului inferior și caracterizată prin predominarea speciilor de *Leiotrilletes*. Asociațiile atribuite intervalului dintre Precambrian și Ordovician provin din seria vulcanogenă bazică și din seria de Padeș, și anume : din nivelul „calcar alb - dolomit negru" (drumul Ghelar - Teliuc, la est de Ghelar) ; din șisturi grafitoase situate deasupra calcarului de Groși ; din dolomitele de Hunedoara (steatitul grafitos din mina Govăjdia). Asociațiile atribuite Carboniferului inferior au fost identificate în seria de Bătrîna și în seria de Padeș. Ele provin din partea superioară a complexului șisturilor grafitoase (A_3) (valea Govăjdia) și din filite grafitoase intercalate orizontului superior al dolomitelor de Hunedoara (valea Bisericii - Runcul Mare).

Vîrstele atribuite asociațiilor de spori contravin poziției lor stratigrafice stabilite pe baza cercetărilor geologice : sporii carboniferi apar în partea inferioară și în cea superioară a stivei de șisturi cristaline, în timp ce sporii precambriani-ordovicieni apar în partea ei mediană. Rezolvarea acestei neconcordanțe rămîne rezervată viitorului.

În afara sporilor menționați au mai fost identificate de O. Maier (comunicare verbală) și V. C. Papiu et al. (1962), în filite și în roci carbonatice, urme organice nedeterminabile.

În momentul de față se poate afirma cu certitudine doar faptul că formarea stivei de sedimente din care a provenit cristalinul de Poiana Ruscă trebuie situată în intervalul larg cuprins între Precambrianul superior inclusiv și Carboniferul inferior. Datele sumare pe care le posedăm pînă acum și caracterul lor contradictoriu nu permit precizări.

Institutul Geologic al României

Paralelizări litologice pe distanțe mari, care depășesc limitele țării sînt, după cum s-a văzut, posibile, însă trebuie efectuate cu maximum de prudență. Paralelizările cu formațiunile cristaline ale altor masive din țară, de asemenea posibile, nu pot contribui la rezolvarea problemei cît timp nu avem certitudini asupra vîrstei formațiunilor cu care facem paralelizarea.

VIII. TECTONICA ȘISTURILOR CRISTALINE

După cum s-a arătat în capitolul referitor la unitățile tectonice ale masivului Poiana Ruscă, în unitatea epimetamorfică se disting două subunități tectonice, delimitate prin dislocația direcțională Alun-Nădrag. Cele două subunități se diferențiază pe lîngă deosebirile arătate referitor la faciesul de sedimentare și gradul de metamorfism al formațiunilor și prin regimuri tectonice diferite. Subunitatea sudică se caracterizează printr-o cutare mai accentuată și o tectonică disjunctivă manifestată prin numeroase falii direcționale, de-a lungul cărora străpung uneori lame tectonice. În subunitatea nordică cutele sînt mult mai largi, au flancurile line, faliile direcționale sînt rare, compartimentarea tectonică datorîndu-se în special dislocațiilor oblice și transversale. Cele două subunități prezintă în parte și regimuri microtectonice diferite.

TECTONICA PLICATIVĂ

Structurile plicative ale unității epimetamorfice s-au format sinmetamorfic prin cutare flexurală cu alunecare concentrică, fapt demonstrat pentru regiunea Teliuc - Vadu Dobrii în 1958 — 1959 de I. Bercia, Elvira Bercia (1,2) (1964). Cutele majore sînt în general drepte, planele lor axiale avînd o poziție verticală.

Orientarea structurilor plicative este în general est - vestică, cu excepția părții nordice a masivului unde structurile rotesc treptat spre NW, ajungînd în zona Roșcani - Poieni - Tomești - Gladna Română să fie orientate NW-SE și N — S. Rotirea direcțiilor structurale se resimte pînă în partea mediană a subunității nordice. Ea se datorește probabil fie configurației inițiale a bazinului de sedimentare din regiunea respectivă, fie formei inițiale a masivului dolomitelor de Luncani. Rotirea structurilor se produce de altfel în sectoarele în care se termină prin îndințare relativ bruscă, zona de dezvoltare maximă a

Institutul Geologic al României

rocilor dolomitice. O indicație asupra faptului că masivele carbonatice au influențat prin forma lor direcțiile structurilor din șisturile apropiate, o constituie inflexiunea structurilor din subunitatea sudică la sud de dolomitele de Hunedoara : în regiunea Ghelar - Alun structurile plicative și faliile direcționale mulează configurația sudică a masivului dolomitelor de Hunedoara.

În partea de vest a munților Poiana Ruscă, atît în unitatea epimetamorfică cît și în unitatea mezometamorfică, direcțiile structurale ale cristalinului încep să rotească treptat spre SW înscriindu-se astfel în curbura Carpaților Meridionali. Această rotire este evidentă și accentuată în partea de NW a masivului, unde între Surducul Mic și regiunea Tomești, se produce o schimbare treptată de direcție care depășește un unghi de 90°.

Afundarea structurilor plicative indicată atît de elementele microtectonice cît și de configurația limitelor geologice — este în general vestică. În medie se produce cu 10° — 20° ; cu totul local se constată înclinări care depășesc 50° ce determină o tectonică B „abruptă" (Ghelar, Ruschița). În regiuni relativ restrînse, de ordinul cîtorva kilometri în lungime, apar înfundări estice. Liniile de „zero" care marchează zonele de schimbare a sensului de afundare a structurii apar în regiunea Teliuc — Ghelar (I. Bercia, Elvira Bercia, 1964), la sud de Rădulești - Făgețel - Lăpugiu, la Muncelul Mic, între Botești și Botinești, etc.

Structurile plicative principale. Din punct de vedere structural unitatea epimetamorfică a masivului este constituită dintr-un anticlinoriu central pe ale cărui flancuri se grefează toate celelalte cute — anticlinoriul Arănieș — Tomești. Începînd de la sud de Poieni spre vest axul anticlinoriului începe să rotească treptat spre NW, pentru a ajunge în regiunea de la est de Tomești și Românești să fie orientat N — S.

Cutele de pe flancul nordic al anticlinoriului sînt largi, înclinările flancurilor fiind în general line. Ca o caracteristică comună a acestor structuri trebuie remarcată rotirea lor spre nord (pînă la direcția N — S), fapt ce imprimă flancului nordic al anticlinoriului un aspect asemănător structurilor în virgație (27). Nu este însă exclus ca acest aspect să fie un rezultat al deplasărilor de-a lungul faliei direcționale Fața Roșie.

Institutul Geologic al României

Cutele de pe flancul sudic al anticlinoriului sînt mai strînse și au flancurile în general abrupte. În zona mediană a masivului sînt adesea faliate axial.

Pe flancul sudic al anticlinoriului Arănieș-Tomești se disting următoarele cute mai importante: anticlinalul Teliuc - Alun - Vadu Dobrii - Ruschița, sinclinalul valea Lupului - Pîrîul cu Raci, sinclinalul Ohăbii, sinclinalul Ghelar - Muncel - Runc, sinclinalul Nădrag, anticlinalul Padeș, sinclinalul dolomitelor de Hunedoara, sinclinalul Retișoara, anticlinalul Nădrag, anticlinalul Retișoara-valea Varului, sinclinalul Iazuri, anticlinalul Iazuri.

Pe flancul nordic al anticlinoriului Arănieș-Tomești se disting următoarele cute mai importante: sinclinalul Cutin, anticlinalul valea Roatei, sinclinalul Cherghеș, anticlinalul Vulcez, sinclinalul Brăduțel, sinclinalul valea Plaiului, anticlinalul Roșcani, sinclinalul Roșcani, anticlinalul Panc, sinclinalul Panc, anticlinalul Lăpugiu, sinclinalul Lăpugiu, anticlinalul Crivina-Poieni, anticlinalul Scalinului, sinclinalul Scalinului, sinclinalul Surduc, anticlinalul Botinești, sinclinalul Verdea, anticlinalul Botești.

TECTONICA DISJUNCTIVĂ

Unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă este puternic compartimentată de numeroase falii oblice, transversale și direcționale, formate în perioade succesive și în parte rejucate.

Faliile oblice sînt orientate NE — SW și NW — SE. Cele cu direcția NE — SW se încadrează unui sistem important (Cherghеș - Ruschița) care compartimentează puternic masivul.

Faliile transversale (de tip „*ac*") orientate N — S sînt puțin frecvente și au adesea importanță mică. Se întîlnesc cu precădere în extremitatea estică a masivului (O. Maier et al., 1964) și în regiunea Nădrag.

Liniile direcționale joacă un rol deosebit în tectonica masivului datorită unor deplasări importante pe verticală. Ele se grupează în majoritate în zona mediană constituind astfel o caracteristică tectonică a acestei subunități.

În urma descifrării relațiilor de vîrstă relativă dintre faliile unității epimetamorfice au fost puse în evidență mai multe momente de compartimentare succesivă, în decursul cărora au luat naștere nouă sisteme

Institutul Geologic al României

principale de falii. În parte faliile unora din aceste sisteme au rejucat ulterior, complicînd astfel descifrarea relațiilor de vîrstă ale dislocațiilor respective. În zona mediană a masivului relațiile între diversele sisteme de falii au fost precizate de O. Maier et al. (1969) pentru regiunea Teliuc - Vadu Dobrii și de L. Pavelescu et al. (1964) pentru regiunea Ruschița. Luarea în considerare de data aceasta a întregii suprafețe a unității epimetamorfice a permis întregirea imaginii asupra succesiunii momentelor de compartimentare.

Lipsa unor depozite sedimentare antecretacice nu permite aprecieri asupra vîrstei dislocațiilor mai vechi decît Cretacicul superior, fapt ce impune gruparea faliilor în falii prelaramice, falii laramice, falii postlaramice - antepannoniene.

Falii prelaramice

Faliile anterioare Cretacicului superior sînt cele mai importante dislocații pentru tectonica cristalinului. În cadrul lor se disting cinci sisteme principale. Deoarece există elemente care indică rejucarea unora din faliile aparținînd la două din sistemele menționate, numărul minim al momentelor de compartimentare precretacică se ridică la șapte.

a. *Falii transversale și oblice anterioare dislocațiilor direcționale.* Aceste falii reprezintă dislocațiile cele mai vechi care au putut fi puse în evidență. În cadrul lor se disting două sisteme — un sistem NE - SW și un sistem NNW — SSE — ale căror relații reciproce nu se pot stabili din cauza lipsei unor situații în care să se intersecteze.

b. *Sistemul faliilor direcționale.* Faliile direcționale joacă un rol important în tectonica masivului. Ele intersectează și deplasează dislocațiile celor două sisteme menționate mai sus (a) și caracterizează în special zona mediană a masivului. Între Teliuc și Bunila zona axială a anticlinalului Teliuc - Alun - Vadu Dobrii - Ruschița este străpunsă de-a lungul a două falii direcționale de o lamă tectonică constituită din formațiunile cristaline inferioare ale seriei de Bătrîna (O. Maier et al., 1969). Faliile principale ale acestui sistem sînt de la sud spre nord următoarele :

Falia Cinciș - Vadu Dobrii - Tincova (I) de-a lungul căreia unitatea mezometamorfică încalecă peste unitatea epimetamorfică. Este însoțită de o zonă groasă de milonite și blastomilonite. A rejucat cel puțin odată, fapt indicat atît de striurile de mișcare (I. Bercia, Elvira Bercia, Cr. Chivu) (2) cît și de caracterele dife-

Institutul Geologic al României

rite ale milonitelor din cele două unități tectonice (O. Maier et al., 1969). În regiunea de la est de Tincova a rejucat și la sfîrșitul Cretacicului superior, în zona dislocației respective fiind instalată linia Oravița - Tincova - Lunca Cernii.

Falia Teteuș - Bunila (II) delimitează spre sud lama tectonică din regiunea Teliuc - Ghelar - Bunila.

Falia Teliuc - Ruschița (III) subdivide subunitatea mediană în două compartimente direcționale. Compartimentul sudic încalecă peste cel nordic. În zona Teliuc - Bunila, delimitează la nord lama tectonică menționată. În partea de vest a masivului, delimitează seria vulcanogenă bazică de seria de Nădrag.

Falia Alun - Nădrag (IV) separă cele două subunități tectonice ale unității epimetamorfice. De-a lungul ei subunitatea mediană încalecă peste subunitatea nordică. La Ghelar amploarea decroșării pe verticală atinge, după cum indică forajul 14. 166 al Ministerului Minelor, 700 m (O. Maier et al., 1969). Spre est falia se pierde treptat. Spre vest amploarea ei crește, deplasarea atingînd valoarea maximă în regiunea Nădrag. În vestul masivului, între Crivina și Nădrag, falia a fost reluată la sfîrșitul Cretacicului superior, în lungul ei fiind delimitate tectonic aglomeratele banatitice daniene de la vest de Nădrag.

Falia Izvodia - Crivina (V) separă în cadrul compartimentului tectonic de la Nădrag șisturile mai intens metamorfozate (N_1, N_2, N_3) din nord, de cele mai slab metamorfozate (N_5) din sud.

Falia Fața Roșie (VI) secționează flancul nordic al anticlinalului Arănieș - Tomești. Compartimentul sudic este ridicat față de cel nordic. În zona de încurbare a anticlinoriului, între Poieni și Tomești, intersectează zona axială a acestuia.

c. *Sistemul Cherghеș - Ruschița* (NE — SW) reprezintă cel mai important sistem de falii oblice din unitatea epimetamorfică. Deplasează dislocațiile direcționale (*b*) și se caracterizează prin sensul unitar al decroșărilor: cu unele mici excepții (Groși), compartimentul nord - vestic este decroșat în mod constant spre sud - vest. La faliile importante ale sistemului deplasările pe orizontală ating ordinul kilometrilor. Deplasările verticale sînt de asemenea importante, fapt ce indică o mișcare oblică în lungul acestor dislocații. Cele mai însemnate falii ale sistemului sînt: falia Cherghеș - Ruschița (VIII) care separă în cadrul masivului două compartimente tectonice importante; falia Cutin - Runc (XIX), care delimitează spre nord - vest masivul dolomitelor de Hunedoara și

Institutul Geologic al României

calcarele și dolomitele de Groși; falia Bătrîna - valea Lupului (X); falia Negrii (XI), care separă compartimentul Ruschița de compartimentul Nădrag; falia Roșcani (XII), falia Panc - Poieni (XIII).

c_1. Faliile de sprijin ale sistemului Cherghеș-Ruschița sînt orientate în general NNW - SSE, și apar bine dezvoltate în compartimentul cuprins între falia Cherghеș - Ruschița și falia Cutin-Runc.

d. *Sistemul NNW — SSE* cuprinde cîteva falii relativ importante care decroșează dislocațiile sistemului Cherghеș - Ruschița. Este însă anterior reluării faliei Cherghеș - Ruschița.

Falii laramice

e. *Sistemul direcțional Lunca Cernii - Tincova* cuprinde dislocațiile de-a lungul cărora șisturile cristaline încalecă spre sud formațiunile sedimentare daniene ale bazinului Rusca Montană - Lunca Cernii. Cea mai importantă falie a sistemului este falia Lunca Cernii - Tincova (VII) care reprezintă continuarea nordică, în Poiana Ruscă, a faliei Oravița - Moldova Nouă (L. Pavelescu et al., 1964; Al. Dincă, P. Zimmermann, 1964). În vestul masivului falia se suprapune dislocației Cinciș - Vadu Dobrii - Tincova. Dislocația Lunca Cernii - Tincova a rejucat în timpul Miocenului, fapt atestat de relațiile față de formațiunile miocene din regiunea Lunca Cernii (9). O altă falie a sistemului este cea care delimitează la nord aglomeratele banatitice daniene de la vest de Nădrag.

Falii postlaramice-antepannoniene

După desăvîrșirea aspectului tectonic major în faza mișcărilor laramice, masivul Poiana Ruscă a fost afectat doar de compartimentări puțin importante la scară regională, legate de evoluția bazinelor neogene limitrofe. Se pot distinge patru sisteme de dislocații dezvoltate în regiuni diferite, ceea ce împiedică observarea relațiilor de vîrstă;

f. *Sistemul Bretelin* se dezvoltă în extremitatea nord-estică a masivului. Faliile orientate NW — SE decroșează formațiunile vraconian-senoniene (22).

g. *Sistemul Cernișoara Florese - Ruschița* apare în partea de sud a unității epimetamorfice. Faliile orientate NNW — SSE se grupează în

Institutul Geologic al României

două regiuni; regiunea Ruschița și regiunea Alun - Bunila - Cernișoara Florese - Ghelar. La sud de Ruschița dislocațiile sistemului decroșează falia Lunca Cernii - Tincova.

h. *Sistemul Nădrag* cuprinde falii orientate aproximativ N—S care decroșează aglomeratele banatitice daniene de la Nădrag. Probabil că acestefalii sînt sincrone cu acelea ale sistemului Cernișoara Florese-Ruschița.

k. *Sistemul Teliuc* se dezvoltă în partea de est a masivului între Teliuc și Ghelar. Cuprinde falii orientate N— S, formate pe planele „*ac*" ale formațiunilor cristaline.

ELEMENTE DE MICROTECTONICĂ

Studiile microtectonice au fost începute în Poiana Ruscă în 1958—1959 de către I. Bercia Elvira Bercia (1964), I. Bercia et al., (1, 2) în regiunea Teliuc-Vadu Dobrii și continuate ulterior de numeroși cercetători în restul unității epimetamorfice. Studiile menționate au pus în evidență două faze de cutare în șisturile cristaline, au demonstrat caracterul flexural cu alunecare concentrică al cutelor și au precizat orientarea și sensul de afundare al structurii.

În urma cercetărilor noastre a rezultat următoarea imagine asupra evoluției și caracterelor deformațiilor suferite de șisturile cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului (fig. 4, tabelul 4):

a) *Cutarea sinmetamorfică principală — tectonica* B_1. În timpul metamorfismului regional, în stadiul de plasticitate al formațiunilor au luat naștere structurile plicative principale ale masivului. Orientarea est - vestică a structurilor tectonicii B_1 arată că deformarea s-a produs sub influența unor forțe tangențiale manifestate aproximativ pe direcția N — S. Caracterul cutării este de flexurare cu alunecare concentrică. Elementele microtectonice principale formate sub acest regim tectonic sînt: microcutele B_1, liniația l_1, clivajul axial Cl_1, șistozitatea de stratificație — Sts_1.

Elementele liniare ale tectonicii (B_1, l_1) formează în nordul masivului o inflexiune către nord. În partea de NW direcția lor revine la E — W și începe să rotească treptat spre WSW. Șistozitatea formată în timpul cutării B_1 coincide cu stratificația rocilor, fapt evidențiat de concordanța ei față de limitele litologice. Caracterul sinmetamorfic al acestei șistozități de stratificație este indicat de creșterea orientată a mineralelor metamorfice în suprafața ei.

Institutul Geologic al României

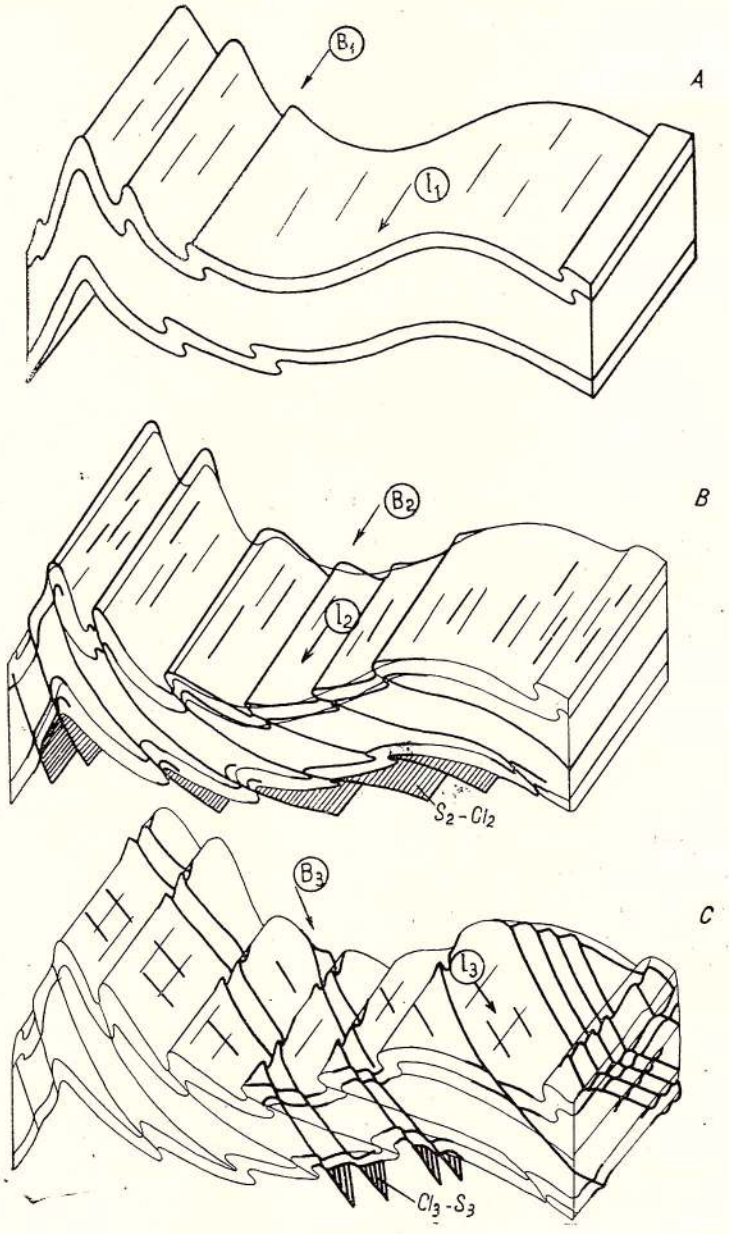


Fig. 4

Institutul Geologic al României

TABELUL 4

Stadiile de deformare ale șisturilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă

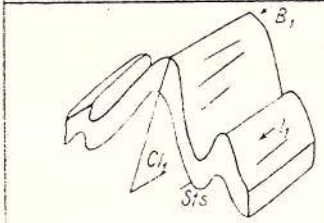
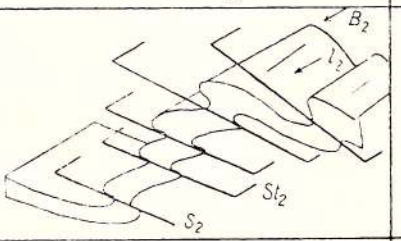
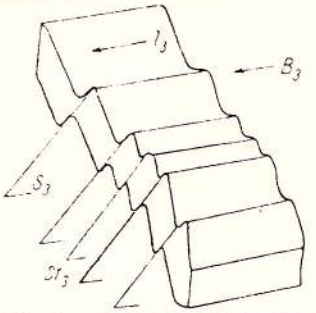
Aspectul morfologic	Elemente microtectonice	Caracterul deformării	Cauza deformării
	B_1 l_1 Cl_1 Sts	Cutare flexurală cu alunecare concentrică (mișcări concentrice pe Sts)	Forțe tangențiale în stadiul plastic
	B_2 l_2 $S_2=Cl_2$ St_2	Flexurare prin mișcări pe plane cu poziții apropiate față de Cl_1 (mișcări de suprapingere pe Cl_2)	Forțe tangențiale în stadiul semiplastic
	B_3 l_3 $S_3=Cl_3$ St_3	Flexurare prin mișcări pe plane cu poziție oblică față de Cl_1 și Cl_2 (mișcări de subîmpingere pe Cl_3)	Forțe radiale și oblice de ridicare în stadiul semiplastic

Fig. 4. — Evoluția și aspectele morfologice ale deformațiilor suferite de șisturile cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă.

A. Cutarea sinmetamorfică principală (flexurală cu alunecare concentrică) — Tectonica B_1 (cute B_1 și lineația l_1). B. Flexurarea prin mișcări pe planele S_2 — Tectonica S_2 (microcute B_2, lineația l_2, plane $S_2 = Cl_2$). C. Flexurarea prin mișcări pe plane S_3 — Tectonica S_3 (microcute B_3, lineația l_3, plane $S_3 = Cl_3$).

Évolution et aspects morphologiques des déformations subies par les schistes cristallins de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă.

A. Plissement synmétamorphique principal (inflexion avec glissement concentrique). — Tectonique B_1 (plis B_1 et linéation l_1). B. Inflexion due aux mouvements le long des plans S_2 — Tectonique S_2 (microplis B_2 linéation l_2, plans $S_2 = Cl_2$). C. Inflexion due aux mouvements le long des plans S_3 — Tectonique S_3 (microplis B_3, linéation l_3, plans $S_3 = Cl_3$).

Institutul Geologic al României

b) *Flexurare prin mișcări pe planele S_2 — tectonica S_2.* Cutarea sinmetamorfică principală a fost succedată de deformări cauzate de mișcări pe plane a căror poziție este adesea apropiată față de clivajele axiale ale microcutelor B_1. Deformațiile au o amploare în general mică. Ele sînt materializate în microcute și nu duc la formarea unor structuri plicative importante. Deplasarea pe planele S_2 este de ordinul milimetrilor și al centimetrilor. Prin însumarea mișcărilor individuale se ajunge

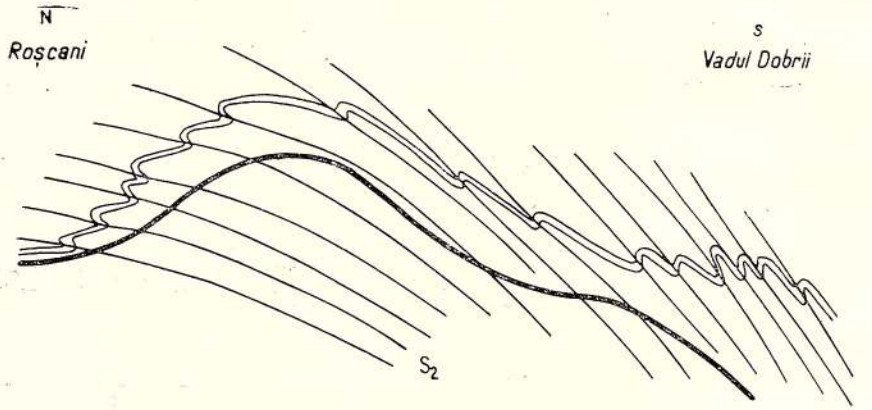


Fig. 5. — Aspectul general al deformărilor suferite de formațiunile cristaline ale unității epimetamorfice prin tectonica S_2 (profil schematic). Linia plină indică relieful structural inițial al tectonicii B_1, linia dublă arată relieful structural dobîndit prin deformarea cauzată de tectonica S_2.

Aspect général des déformations subies par les formations cristallophylliennes de l'unité épimétamorphique dues à la tectonique S_2 (coupe géologique schématique). Le trait simple indique le relief initial de la tectonique B_1, le trait double indique le relief acquis à cause de la déformation due à la tectonique S_2.

însă probabil la o deformare generală remarcabilă. Întrucît deplasările pe planele S_2 sînt îndreptate în mod constant de la sud la nord, compartimentul superior fiind deplasat spre nord față de cel inferior de-a lungul unei suprafețe înclinate spre sud, rezultă pentru mișcările diferențiale un caracter de supraîmpingere. Această deformare corespunde probabil unei slabe „revărsări" spre nord din zonele centrale ale geosinclinalului, situate după cum s-a arătat în capitolele precedente, în sudul unității epimetamorfice.

Aspectul general al deformării structurilor B_1 prin tectonica S_2 este reprezentat schematic în fig. 5.

Institutul Geologic al României

P l a n e l e S_2 , constituie elementul esențial al tectonicii S_2, întrucît prin intermediul lor se produce deformarea și apar celelalte elemente microtectonice. Planele au o poziție apropiată de cea tautozonală față de B_1 (diferența unghiulară variază între 5° — 20°). Adesea coincid sau sînt apropiate de dispoziția clivajelor axiale (Cl_1) ale microcutelor B_1. În partea de nord a masivului S_2 apare bine dezvoltat și prezintă în general inclinări mici spre sud și ondulații largi (fig. 6). În sudul zonei nor-

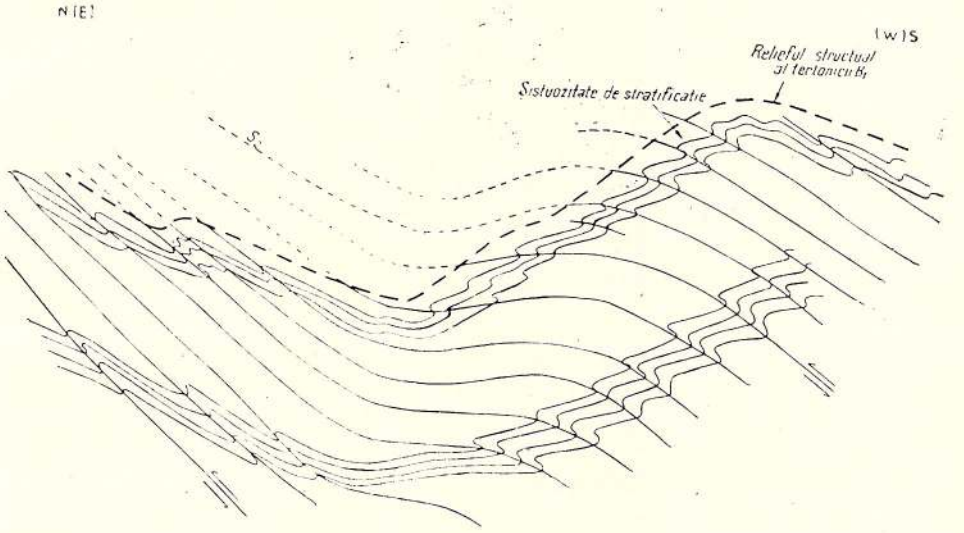


Fig. 6. — Aspectul morfologic al planelor S_2 și al flexurilor (B_2) pe cele două flancuri ale unei cute majore B_1.

Aspects morphologiques des plans S_2 et des inflexions (B_2) sur les deux flancs d'un plis majeur B_1.

dice și în zona mediană înclină puternic spre sud. Sensul de mișcare pe planele S_2 a fost arătat mai sus.

Îndesirea locală a planelor S_2 determină apariția unei ș i s t o z i t ă ț i (St_2) (fig. 7). Asemenea cazuri se întîlnesc de exemplu în șisturile sericitoase din regiunea Muncelul Mic - Vețel și în șisturile grafitoase din zona mediană (Teliuc - Ghelar).

Este important de subliniat faptul că poziția planelor S_2 se modifică concomitent cu rotirea direcțiilor structurale ale tectonicii B_1.

M i c r o c u t e l e B_2 sînt situate la intersecția dintre S_2 și șistozitatea de stratificație (Sts) fiind determinate de flexurarea acesteia în

Institutul Geologic al României

urma deplasărilor pe planele S_2, care devin astfel clivaje axiale (Cl_2) pentru microcutele B_2. Aceste relații sînt evidente mai ales în șisturile filitice din partea de nord a masivului (fig. 6, 7) și mai puțin evidente în zona mediană și în sudul zonei nordice, unde plasticitatea probabil

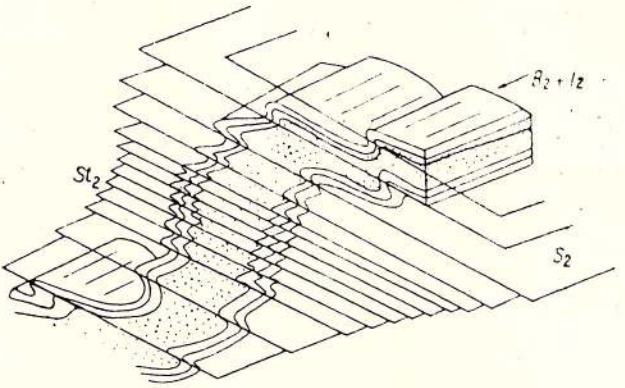


Fig. 7. — Șistozitatea St_2 formată local într-o zonă de îndesire a planelor S_2.

Schistosité St_2 formée localement dans une zone où les plans S_2 se serrent.

mai pronunțată a formațiunilor nu a creat situații favorabile conservării relațiilor menționate.

Aspectul morfologic al microcutelor B_2, se modifică în funcție de poziția lor în ansamblul structural al tectonicii B_1. Astfel de exemplu microcutele B_2 grefate pe flancurile sudice ale cutelor B_1 apar sub forme asemănătoare microcutelor B_1 în flanc normal, iar cele de pe partea opusă a cutei B_1, sub forme asemănătoare microcutelor B_1 în flanc invers. Întrucît planele Cl_2 coincid adesea cu clivajele axiale (Cl_1) ale microcutelor B_1, microcutele B_1 și B_2 sînt uneori greu de deosebit, fapt ce implică o atenție sporită în interpretarea structurilor B_1 pe baza microcutelor.

Axele microcutelor B_2 au o poziție apropiată față de cele ale cutelor B_1. De regulă formează un unghi ascuțit de ordinul a cîtorva grade, ceea ce se evidențiază printr-o mică necoincidență între l_1 și B_2.

L i n i a ț i a l_2 este determinată, ca și microcutele B_2, de intersecția dintre Sts și S_2 (Cl_2). În subunitatea nordică, în rocile competente de genul cuarțitelor, în care se conservă bine elementele l_1, se constată

Institutul Geologic al României

adesea că l_2 nu coincide cu l_1, liniațiile intersectîndu-se după un unghi ascuțit. Cele două maxime apropiate obținute pentru elementele liniare din regiunea Teliuc - Ghelar de I. Bercia și Elvira Bercia (1964), confirmă aceeași situație și în șisturile din subunitatea sudică unde macroscopic relațiile amintite sînt puțin evidente.

c) *Flexurare prin mișcări pe planele S_3 — tectonica S_3.* A treia fază de deformare căreia i-au fost supuse formațiunile cristaline, se datorește unor forțe oblice de subîmpingere care au generat mișcări diferențiale în lungul unor plane puternic înclinate (50°—80°) și cu poziție oblică față de direcțiile structurale ale tectoncii B_1 și S_2 (fig. 8). Deformațiile flexurale rezultate au o amploare mică; ele nu modifică aspectul structural major peste care se suprapun. Deplasările pe planele S_3 nu depășesc în general ordinul centimetrilor. Sensul deplasărilor este contrar celui propriu tectonicii S_2: în majoritatea cazurilor compartimentul inferior este ridicat față de cel superior, ceea ce arată că tectonica S_3 se caracterizează prin mișcări de subîmpingere pe planele S_3. În timp ce sensul de mișcare pe S_2 este constant, cel pe S_3 este variabil. Se constată însă o predominare evidentă a mișcărilor de subîmpingere. Însumarea deplasărilor a cauzat probabil ridicarea sub forma unor boltiri nu prea accentuate a zonelor în care planele S_3 sînt mai frecvente.

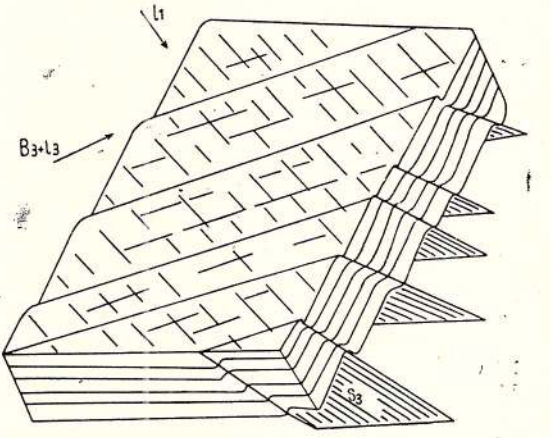


Fig. 8. — Aspect general al flexurărilor prin tectonica S_3 (microcutele B_3, lineația l_3, și planele S_3).

Aspect général des inflexions dues à la tectonique S_3 (microplis B_3, linéation l_3 et plans S_3).

Elementele tectonicii S_3 nu prezintă o răspîndire omogenă în cadrul masivului. Ele se concentrează în partea de nord-est, nord și vest a masivului. În subunitatea sudică au dezvoltarea maximă în regiunea Vadu Dobrii. În restul unității epimetamorfice se întîlnesc sporadic. Intensitatea deformărilor tectonicii S_3 fiind maximă în regiunea de nord a Poienii

Institutul Geologic al României

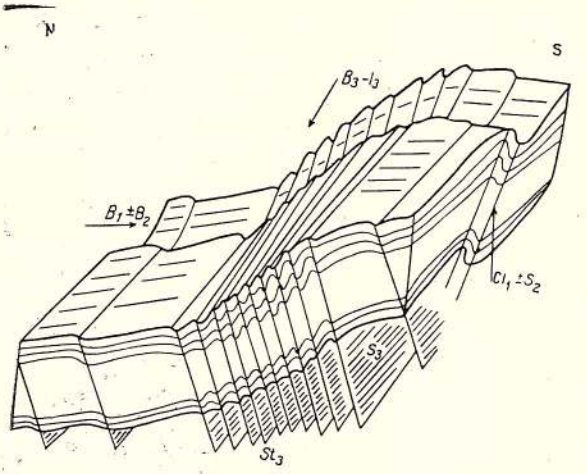


Fig. 9. — Șistozitatea St_3 formată local într-o zonă de îndesire a planelor S_3 și modul în care deformează relieful structural B_1.

Schistosité St_3 localement formée dans une zone où les plans S_3 se serrent et la manière dont ils déforment le relief structural B_1.

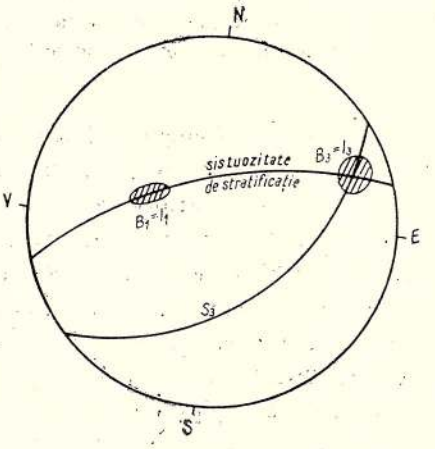


Fig. 10. — Relațiile elementelor microtectonice B_3 și l_3, față de șistozitatea de stratificație și planele S_3.

Relations des éléments microtectoniques B_3 et l_3 par rapport à la schistosité de stratification et les plans S_3.

Ruscăi, se poate conclude asupra unei ridicări a acestei zone în timpul de manifestare a tectonicii S_3.

P l a n e l e S_3, sînt elementul esențial al tectonicii S_3, întrucît prin intermediul lor se produc deformările și iau naștere celelalte elemente microtectonice. Sînt orientate în general NE — SW și prezintă înclinări puternice. Probabil că instalarea sistemului de falii Cherghes-Ruschița a fost favorizată de existența acestor plane S_3.

Prin îndesirea lui S_3 se ajunge local la o ș i s t o z i t a t e (St_3) care produce deformări ale reliefului structural B_1 după cum sînt indicate în fig. 9. Valea Bătrîna oferă deschideri frumoase în șisturi cu St_3.

M i c r o c u t e l e B_3 sînt situate la intersecția șistozității de stratificație cu planele S_3 care devin clivaje axiale (Cl_3) pentru aceste cute.

Demonstrarea statistică și grafică a acestor

Institutul Geologic al României

relații într-un afloriment de pe valea Bătrîna este reprezentată în fig. 10.

Înclinarea și orientarea axelor microcutelor B_3 este condiționată de poziția acestora pe structurile B_1 (fig. 4).

L i n i a ț i a l_3 este determinată ca și microcutele B_3 de intersecția dintre Sts și S_3. Înclinarea și direcția ei este de asemenea condiționată de poziția pe relieful structural B_1.

Primit: mai 1966.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

A) *Lucrări publicate*

Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar — Teliuc (Munții Poiana Ruscă). *D.S. Com. Geol.* XLIX 1, (1961—1962). București.

Cantuniari Șt. (1941) Études géologiques dans les Monts Poiana Ruscă II. Bassin de Rusca, région de Ruschița (dép. Severin). III. Versant S de la crête Poiana Lungă — Măgura. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXVI. București.

Chivu C. (1964) Considerații geologice și tectonice în regiunea Gladna Română — Munții Poiana Ruscă. *Rev. Minelor*, 1. București.

Codarcea Al., Pavelescu L. (1954) Cercetări geologice în regiunea Ruschița. *D.S. Com. Geol.*, XXXVIII. București.

Codarcea Marcela Dessila (1964) Considerații asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali (Regiunea Rășinari — Cisnădioara — Sadu). *An. Com. Geol.* XXXIV/1. București.

Dimitrescu R. (1956) Observațiuni geologice asupra regiunii calcarelor de Hunedoara (Poiana Ruscă de Est). *D.S. Com. Geol.* XL (1952—1953). București.

— (1955) Asupra structurii geologice a părții nord-estice a Munților Poiana Ruscă. *Lucr. Inst. Petrol-Gaze. Studii.* București.

Dincă Al., Zimmermann P. (1964) Contribuțiuni asupra dislocației Tincova-Polom din partea de SW a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.* L/2 (1962—1963). București.

Gheorghiu C. (1948) Observations sur la géologie de la vallée du Mureș entre Deva et Dobra (depart. de Hunedoara) (Communication préliminaire). *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXIX (1940—1941). București.

— (1959) Étude géologique de la vallée du Mureș, entre la Deva et la Dobra (Monts Apuseni et bassin du Streiul). *An. Com. Geol.*, XXVI—XXVIII. București.

Giușcă D., Biloiu M., Rădulescu D., Stiopol Victoria, Dimitrescu R. (1956) Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de Sud-vest. *D.S. Com. Geol.*, XL) (1952—1953). București.

Halaváts J. (1902) Geologische Verhältnisse der Umgebung Kitid-Russ-Alsö-Telek (Comitat Hunyad). *Jahresber. d.k.u. geol. A.f. 1900*, Budapest.

Institutul Geologic al României

— (1903) Über den geologischen Bau der Umgebung von Hatzeg-Szászváros. Vajdahunyad. Arbeiten der XXXII Wanderversammlung ungar. *Ärzte und Naturforscher*. Cluj.

— (1904) Über den geologischen Bau der Umgebung von Vajdahunyad. *Jahresber, d.k. ung. geol. Anst. f. 1902*. Budapest.

— (1905) Der geologischen Bau der Umgebung von Deva. *Jahresber. d.k. ung. geol. Anst. f. 1903*. Budapest.

Hauer Fr., Stache G. (1963, 1885) Geologie Siebenbürgens. Wien.

Ionescu Fl., Kräutner H., Mureșan M. (1963) Contribuțiuni la cunoașterea fundamentului cristalin din bazinul Streiului, pe baza noilor date geofizice și geologice. *Asoc. geol. Carp.-Balc. V. Congr. 1961*, II. București.

Kadic O. (1908) Die geologischen Verhältnisse des Berglandes am linken Ufer des Maros in der Umgebung von Tisza, Dobra und Lapugy. *Jahresber. d.k. ung. geol. A.f. 1906*. Budapest.

— (1909) Die geologischen Verhältnisse des Berglandes am linken Marosufer in der Umgebung von Rădulești, Bojabîrz und Bătrîna. *Jahresb. der k. ung. geol. Anst. f. 1907*, Budapest.

— (1911) Die geologischen Verhälnisse der Umgebung Vadu-Dobri, Cerișor und Cserbel im Komitate Hunyad. *Jahresb. der k.u. geol. R.A.f. 1908*. Budapest.

— (1912) Die geologischen Verhälnnisse des Tales von Runk im Komitat Hunyad. *Jahresber. d.k. ung. geol. A.f. 1909*. Budapest.

Kosareva Tatiana, Berghеș Șt. (1962) Observații asupra distribuției și genezei mineralelor de fier de la Iazuri. *Rev. Minelor*, XIII, 9, București.

— Berghеș Șt. (1963) Considerații generale cu privire la paleogeografia și metalogeneza masivului Poiana Ruscă. *Rev. Minelor*, XIV, 10. București.

Kräutner H.G. (1963) Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelul Mic. (Poiana Ruscă). *Assoc. geol. Carp.-Balc. V. Congr. 1961*, II. București.

— (1964 a) Privire generală asupra metalogenezei din masivul Poiana Ruscă. *Acad. R.P.R. Stud. cercet. Geol. Geofiz. Geogr. Seria Geologie*, 9, 1. București.

— (1964 b) Zăcămintele de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.*, XLIX/1 (1961—1962). București.

— (1964 c) Dolomitele cu blendă și galenă din valea Dobra (Poiana Ruscă). *D.S. Com. Geol.*, L/2 (1962—1963). București.

— Kräutner Florentina (1962 a) Chimismul zăcămintelor de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscă II. Elementele minore. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.*, VII/2. București.

— Kräutner Florentina (1962 b) Chimismul zăcămintelor de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscă I. Elemente majore. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.*, VII, 1. București.

Loczy L. v. (1882) Geologische Notitzen aus dem nördlichen Teile des Krassoer Komitates. *Földt. Közl.*, XII, 5—6. Budapest.

— (1887) Die geologische Übersichtskarte der W-lichen Seite der Umgebung von Pojana Ruszka. *Jahresb. d.k. ung. geol. R.A.* VIII, Tabelle XXVIII. Budapest.

Institutul Geologic al României

Lucca V., Cotala Silvia, Butucescu N. (1957) Cercetări geologice asupra mineralizărilor polimetalice de la Muncelul Mic (raionul Ilia regiunea Hunedoara). Privire specială asupra genezei zăcămîntului. *Acad. R.P.R. (Cluj) Stud. Cercet. Geol. Geogr.*, VIII, 3—4. Cluj.

Maier O., Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureşan M., Mureşan Georgeta (1969). Stratigrafia şi structura formaţiunilor epimetamorfice din zona mediană a masivului Poiana Ruscă (regiunea Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii). *An. Com. Geol.*, XXXVII, Bucureşti.

— Mureşan Georgeta, Mureşan M. (1964) Structura geologică a regiunii Teliuc-Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscă) *D.S. Inst. Geol.*, XLIX/1 (1961—1962). Bucureşti.

Möckel K. (1923) Comunicare preliminară asupra studiilor petrografice din Poiana Ruscăi. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XI (1922—1923). Bucureşti.

Mureşan M. (1964 a) Consideraţiuni asupra corelaţiilor între cartarea stratigrafică-structurală a cristalinului epimetamorfic din Poiana Ruscă şi datele magnetometrice. *D.S. Inst. Geol.*, L/2 (1962—1963). Bucureşti.

— (1964 b) Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Inst. Geol.*, L/2 1(962—1963). Bucureşti.

— (1965) Studii geologice în regiunea Tomeşti-Luncani-Gladna Română (Poiana Ruscă de NW). *D.S. Inst. Geol.*, LI/1, (1963—1964). Bucureşti.

— (1966) Interdependenţe stratigrafice-structurale în şisturile cristaline epimetamorfice din partea de NW a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Inst. Geol.*, LII/1. Bucureşti.

Neacşu Gh. Zimmermann., Paraschivescu C. (1964) Contribuţii la cunoaşterea petrografiei şi structurii cristalinului din partea de nord-est a masivului Poiana Ruscă (Roşcani-Bătrîna-Ferigi-D.Făgeţel). *D.S. Com. Geol.* XLIV/2 (1961—1962). Bucureşti.

Nopcşa Fr. (1905) Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehlésvar, Deva, Ruskabanya und der rumänischen Landesgrenze. *Mitt. a.d. Jahrb. d.k. ung. geol. Anst.*, XIV, H. 4. Budapest.

Papiu V. (1956) Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.*, XL (1952—53). Bucureşti.

— Popescu A., Serafimovici V., Duţu M. (1962) Cercetări geologice şi petrografice în masivul dolomitelor de Hunedoara. *D.S. Com. Geol.*, XLVII (1959—60). Bucureşti.

— Popescu A., Serafimovici V. (1963) Consideraţii petrogenetice asupra carbonatitelor epizonale din masivul Poiana Ruscă. *Assoc. geol. Carp.-Balc. V. Congr. 1961*, II. Bucureşti.

— Popescu A., Serafimovici V. (1964) Importanţa litogenetică a rocilor carbonatate din epizona masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.* XLIX/2 (1961—1962). Bucureşti.

Papp K.v. (1919) Die Eisenerz-und Kohlenvorräte des ungarischen Reiches I. Budapest.

Partsch P. (1826—1827) Tagebücher der Reisen in Siebenbürgen. Manuscript. Muzeul Bruckenthal Sibiu.

Institutul Geologic al României

Pavelescu L. (1953) Cercetări geologice în împrejurimile regiunii Vadu Dobrii. *D.S. Com. Geol.* XXXVII. București.

— (1954) Studiu geologic și petrografic al părții centrale și de sud-est a Munților Poiana Ruscă. *An. Com. Geol.*, XXVII. București.

— (1955). Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.*, XXXIII. București.

— (1958) Geologia și petrografia regiunii Ruschița. *An. Com. Geol.*, XXXII. București.

— Maier O., Kräutner H., Mureșan M., Kräutner Florentina (1964) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Ruschița (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol.*, XXXIV/1. București.

Popescu A. (1964) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Luncani — Tomești. *D.S. Com. Geol.*, XLIX/1 (1961—1962). București.

Savul M., Ianovici V. (1959) Chimismul rocilor dolomitice de la Hunedoara. *Acad. R.P.R. Stud. și Cerc. Geol.* IV, 1, București.

Schafarzik Fr. (1902) Die geologischen Verhältnisse der westlichen Ausläufer der Pojana Ruska. *Jahres. d.k. ung. geol. A.f. 1902.* Budapest.

— (1903) Über de geologischen Verhältnisse der Umgebung von Furdia und Német-Gladna, sowie der Gegend W-lich von Nădrag. *Jahresb. d.k. ung. geol. A.f. 1901.* Budapest.

— (1904) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Romangladna. *Jahresber. d.k. ung. geol. A.f. 1902.* Budapest.

— (1905) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Lunkany und Pojen sowie des Kronyettales bei Nădrag. *Jahresb. d.k.u. geol. A.f. 1903.* Budapest.

— (1906) Über die geologischen Verhältnisse von Forasest un Tomest im Komitat Krasso-Szöreny. *Jahresb. d.k.u. geol. A. 1904.* Budapest.

— (1907) Über die geologischen Verhältnisse des SW-lichen Pojana Ruszkagebirge im Komitat Krassó-Szöreny. *Jahresb. d.k.u.A. 1905.* Budapest.

— (1908) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Ruszkabánya. *Jahresb. d.k.u. geol. A.f.1906*, 111—123, Budapest.

— (1909) Über die geologischen Verhälnisse der Umgebung von Nyiresfalva und Vaspatak im Komitat Hunyad. *Jahresb. d.k. ung. geol. A.f. 1907*, Budapest.

— (1911) Die geologischen verhältnisse der Umgebung von Gyalár. *Jahresb. d.k.u. geol. R.A.f. 1908*, Budapest.

Stur D. (1863) Bericht über die geologische Übersichtaufnahme des süd-vestlichen Siebenbürgens im Sommer 1860. *Jahresb. d.k. ung. geol. R.A.* XIII, Budapest.

Urdea I. (1963) Structura geologică a zăcămintelor de fier Teliuc și Ghelar. *Rev. Minelor*, XIV, 8, București.

B) *Lucrări nepublicate*

1. Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Maier O., Mureșan M., Mureșan Georgeta (1958) Raport asupra cercetărilor geologice în masivul Poiana Ruscă (Teliuc — Ruda). Arh. Com. Stat Geol. București.

Institutul Geologic al României

2. — Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Maier O., Mureşan M., Mureşan Georgeta, Neacşu Gh., Chivu C r. (1959) Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Ruda — Poiana Crivina — Bătrîna — Socet — Cerbăl — Sohodol (Poiana Ruscă) Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

3. Chivu C., Serafimovici V. (1961) Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiuni geologice pentru minereuri de fier şi sulfuri complexe (Poiana Ruscă). Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

4. — Serafimovici V. (1962) Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiuni geologice pentru minereuri de fier şi sulfuri complexe în reg. Gladna Română — Surduc — Boteşti (Poiana Ruscă de NW). Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

5. Ciornei P. (1952) Raport asupra prospecţiunilor de minereuri neferoase din regiunea Tincova. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

6. Codarcea Al. (1948) Raport asupra rezervelor de minereuri de fier ale reg. Teliuc — Ghelar (partea de E a Munţilor Poiana Ruscă). Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

7. — Petrulian N. (1942) Raport geologic minier asupra zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă — reg. Teliuc — Ghelar. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

8. — Petrulian N. (1943) Raport geologic minier asupra zăcămintelor de minereuri din reg. Ruschiţa. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

9. Dincă Al., Georgescu D., Georgescu Lenuţa (1963) Prospecţiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

10. Gherasi N. (1942) Raport asupra zăcămintelor de fier şi mangan din reg. Arănieş — Bătrîna (Poiana Ruscă de N). Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

11. — (1943) Raport asupra ivirilor de minereuri de fier din reg. Poieni (Poiana Ruscă de N). Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

12. Giuşcă D. (1943) Raport asupra posibilităţilor miniere ale reg. Nădrag. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

13. — (1947) Raport asupra posibilităţilor miniere ale regiunii Poiana Ruscă de SW. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

14. Hanomolo I., Hanomolo Antoaneta, Chivu C. (1960) Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiune geologică pentru minereuri de fier în reg. Vf. Plaiului — Ferigi — Poienita Tomii — Muncelul Mic. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

15. Iliescu Violeta (1964—1965) Studiul palinologic al depozitelor paleozoice de la Secu—Doman şi al şisturilor cristaline din Poiana Ruscă. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

16. Ionescu C. (1955) Raport asupra cercetărilor geologice din partea de NW a masivului Poiana Ruscă. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

17. — (1956) Raport geologic asupra regiunii Alun — Sohodol — Lelese. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

18. Kräutner H., Kräutner Florentina (1962) Studii geologice în partea de NE a masivului Poiana Ruscă. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

19. — Kräutner Florentina (1963) Cartări, revizuiri şi coordonări în cuprinsul foilor 82 Deva şi 81 Margina. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

20. — Kräutner Florentina, Mureşan Georgeta, Mureşan M. (1962) Structura geologică a reg. Roşcani — Poieni — Poiana Răchiţele — Ferigi (Poiana Ruscă de N). Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

21. — Kräutner Florentina, Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1964) Studii geologice în partea de W a masivului Poiana Ruscă (reg. Gladna Română — Firdea — Nădrag — Căvăran — Vf. Padeș). Arh. Com. Stat. Geol. București.

22. Lupu M., Lupu Denisa (1962) Cartări, revizuiri și coordonări în cuprinsul foii 82 Deva. Arh. Com. Stat. Geol. București.

23. Maier O., Solomon I., Vasilescu G. (1960) Raport asupra prospecțiunilor geologice în reg. Poieni — Bătrîna — Roșcani (Poiana Ruscă). Arh. Com. Stat. Geol. București.

24. — Solomon I., Vasilescu G. (1961) Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în reg. Nădrag (Poiana Ruscă). Arh. Com. Stat Geol. București.

25. — Solomon I., Vasilescu G., Zimmermann Voichița, Zimmermann P. (1962) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier în regiunea Voislova — Lunca Cernii — Bucova. Arh. Com. Stat Geol. București.

26. — Solomon I., Vasilescu G., Zimmermann P., Zimmermann Voichița, Andrei A. (1963) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier din partea de SE a masivului Poiana Ruscă. Arh. Com. Stat. Geol. București.

27. Mureșan M. (1965) Prezentarea hărții geologice a părții de NW a masivului Poiana Ruscă. Arh. Com. Stat Geol. București.

28. — Mureșan Georgeta (1962) Studii geologice în cuprinsul foii 81 Margina (reg. Poieni — Tomești — Luncani). Arh. Com. Stat. Geol. București.

29. — Mureșan Georgeta (1963) Studii stratigrafice și structurale în partea de NW a masivului Poiana Ruscă (reg. Tomești — Luncani - Gladna Română) Arh. Com. Stat Geol. București.

30. Neacșu G., Zimmermann P., Zimmermann Voichița (1961) Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni pentru minereuri de fier în partea de SW a masivului Poiana Ruscă. Arh. Com. Stat. Geol. București.

31. Pavelescu Maria, Kräutner Florentina, Mureșan Georgeta (1962). Studiul forajelor din șantierul Poiana Ruscă (Ghelar). Arh. Com. Stat. Geol. București.

32. — Kräutner Florentina, Mureșan Georgeta (1963) Studiul petrografic al forajelor din șantierul Poiana Ruscă (Teliuc — Ghelar — Vadul Dobrii — Ruschița). Arh. Com. Stat Geol. București.

33. Pîrvu Olivia (1955) Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Muncelul Mic — Cutin. Arh. Com. Stat Geol. București.

34. Pîrvu-Romanescu Olivia (1956) Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Boș — Groși — Arănieș. Arh. Com. Stat Geol. București.

35. Romanescu Olivia (1958) Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Groși — Cerbăl — Arănieș — Cutin. Arh. Com. Stat Geol. București.

Institutul Geologic al României

36. S a v u H. (1953) Raport geologic asupra lucrărilor din partea de NW a Masivului Poiana Ruscă. Arh. Com. Stat Geol. București.

37. V î j d e a E l e o n o r a (1964) Experimentarea unor metode de determinare a vîrstelor absolute. (Manuscris).

38. Z i m m e r m a n n P., Z i m m e r m a n n V o i c h i ț a (1964) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier din partea SE a masivului Poiana Ruscă. Arh. Com. Stat Geol. București.

Institutul Geologic al României

LA STRATIGRAPHIE, L'ÉVOLUTION DU MAGMATISME, LE MÉTAMORPHISME ET LA TECTONIQUE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES DE L'UNITÉ ÉPIMÉTAMORPHIQUE DU MASSIF DE POIANA RUSCĂ

PAR

HANS G. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, GEORGETA MUREŞAN, MIRCEA MUREŞAN

(Résumé)

Le massif de Poiana Ruscă est constitué principalement par des schistes cristallins. Au point de vue structural les formations cristallines de ce massif appartiennent à deux unités tectoniques majeures: l'unité mésométamorphique au S et l'unité épimétamorphique au N. Cette dernière unité constitue l'objet du présent ouvrage. Dans les zones marginales du massif et dans le bassin de Rusca Montană - Lunca Cernei, les schistes cristallins sont surmontés transgressivement, par des dépôts sédimentaires attribués au : Crétacé, Paléogène, Tortonien, Sarmatien et Pannonien. Les formations cristallines sont traversées par des filons de roches basiques mésozoïques ; par des intrusions et dykes de roches banatitiques (granodiorites, diorites, porphyres granodioritiques, rhyolites, andésites, lamprophyres) ainsi que par des andésites et des roches basaltiques néozoïques.

LES UNITÉS TECTONIQUES DU MASSIF DE POIANA RUSCĂ

Le massif de Poiana Ruscă est constitué par deux unités tectoniques majeures : l'unité mésométamorphique (au S) et l'unité épimétamorphique (au N), séparées par une importante dislocation directionnelle

Institutul Geologic al României

— ligne Cinciş - Vadu Dobrii - Tincova — au long de laquelle l'unité méridionale chevauche l'unité septentrionale.

UNITÉ MÉSOMÉTAMORPHIQUE

Les schistes cristallins de l'unité mésométamorphique du massif de Poiana Ruscă appartiennent à trois subunités tectoniques délimitées par des dislocations directionnelles.

a) *La subunité de Lingina-Căvăran* occupe la partie N de l'unité mésométamorphique. Elle est délimitée vers le S par les sédiments du bassin de Rusca Montană - Lunca Cernii (région de Căvăran - sommet de Schela) et par la ligne de chevauchement Lunca Cernii - Hajdău - Ţaţa, dans la région qui est à l'est de Ruschiţa. Ce contact tectonique représente la continuation vers l'est de la ligne de chevauchement laramique Lunca Cernii - Tincova.

b) *La subunité de Boiţa - Lunca Cernii* représente la subunité moyenne de l'unité mésométamorphique et comprend la bande des schistes à rétromorphisme puissant, installés entre les localités Silvaşul de Jos-Boiţa - Hajdău - Lunca Cernii. La limite méridionale se trouve tout le long de la faille directionnelle de Boiţa - Negoi.

c) *La subunité de Bouţar - Valea Fierului* constitue la partie méridionale de l'unité mésométamorphique. Vers le N elle chevauche la subunité de Boiţa - Lunca Cernii le long de la faille de Boiţa - Negoi, tandis que vers le S elle est délimitée par le plan de chevauchement de la nappe gétique.

Au SW du massif les formations métamorphiques de ces trois subunités tectoniques sont recouvertes par les dépôts du bassin sédimentaire de Rusca Montană - Lunca Cernii ; des failles et des chevauchements importants séparent ces dépôts sédimentaires des schistes cristallins situés au N et au SE.

UNITÉ ÉPIMÉTAMORPHIQUE

On y distingue deux subunités tectoniques plus importantes.

a) *La subunité septentrionale* occupe la plus grande partie de l'unité épimétamorphique. Vers le N, l' E et l'W elle est délimitée par les bassins sédimentaires limitrophes. Au S la limite se réalise au long de la ligne tectonique directionnelle d'Alun - Năd rag.

Institutul Geologic al României

b) *La subunité méridionale* comprend la bande de schistes située entre la faille de Cinciș — Vadu Dobrii — Tincova au S et la faille d'Alun — Nădrag au N. La subunité méridionale chevauche vers le N la subunité septentrionale, et à son tour est chevauchée par l'unité mésométamorphique.

Des unités tectoniques distinctes, appartenant à la subunité méridionale sont représentés par la lame tectonique de Teliuc — Bunila et par le compartiment de la série de Nădrag.

STRATIGRAPHIE DES SCHISTES CRISTALLINS

La séparation en horizons des formations métamorphiques de Poiana Ruscă (tableau 1, fig. 1) est fondée sur la délimitation, dans l'empilement des schistes cristallins, des produits appartenant aux principales étapes de l'évolution de la sédimentation et du magmatisme. Trois séries cristallines peuvent être ainsi séparées comme unités stratigraphiques majeures, notamment : série de Bătrîna, série volcanogène basique et série de Padeș. Des complexes stratigraphiques s'ébauchent comme subdivisions stratigraphiques des séries cristallines. Ces complexes se délimitent soit d'après des critères pareils à ceux utilisés pour la séparation des séries, donc en tenant compte des associations naturelles des roches, soit basé sur certains horizons et niveaux stratigraphiques constitués par des associations de roches caractéristiques. Les principaux moments de l'évolution du domaine sédimentaire et du magmatisme, utilisés afin de séparer les divisions stratigraphiques sont : l'installation du magmatisme basique extrusif, l'achèvement de son activité, la fin de la récifogenèse, l'installation du magmatisme acide extrusif.

(A) SÉRIE DE BĂTRÎNA

Cette série dont l'épaisseur visible est appréciée entre 2000 et 2500 m comprend les formations inférieures connues dans l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă. Les roches de nature terrigène y prédominent. Cette série se caractérise, contrairement aux deux séries supérieures, par une uniformité pétrographique remarquable concernant les trois complexes stratigraphiques constitutifs. Aussi débuit-on que durant la formation de la série respective, les conditions paléogéographiques et de

Institutul Geologic al României

sédimentation spécifiques à chacun des complexes étaient constantes su toute la surface de l'unité épimétamorphique.

Dans la partie inférieure de la série il y a des indications sur l'existence d'une activité volcanogène basique sous-marine.

La série de Bătrîna comprend trois complexes stratigraphiques :

A_1 Le complexe des schistes graphiteux à intercalations de roches vertes tufogènes ;

A_2 Le complexe des schistes séricito-chloriteux quartzitiques ;

A_3 Le complexe des schistes graphiteux.

A_1 *Le complexe des schistes graphiteux à intercalations de roches vertes tufogènes* (> 1500 *m*) comprend les formations cristallophylliennes les plus inférieures connues dans l'unité épimétamorphique du massif. Il est constitué, en majorité, par des schistes séricito-graphiteux et par des schistes séricito-chloriteux quartzitiques, auxquels s'associent des quartzites graphiteux, des schistes graphiteux, des schistes séricito-cloriteux, des schistes chlorito-albitiques à calcite, parfois biotitiques, d'origine tufogène et d'une manière tout à fait subordonnée, par des calcaires.

Ce complexe comprend quatre horizons stratigraphiques :

$A_{1\cdot1}$. L'horizon des „alternances" représente la partie la plus inférieure connue du complexe et comprend une alternance caractéristique de schistes chlorito-sériciteux avec des quartzites noirs vers la partie inférieure et de schistes séricito-chloriteux avec des schistes graphiteux vers la partie supérieure.

$A_{1\cdot2}$. L'horizon séricito-graphiteux inférieur est constitué par des schistes séricito-graphiteux et des schistes séricito-chloriteux.

$A_{1\cdot3}$. L'horizon des métatufs basiques comprend les schistes verts tufogènes et les schistes séricito-chloriteux qui se trouvent en alternance avec les métatufs.

$A_{1\cdot4}$. L'horizon séricito-graphiteux supérieur est constitué par des schistes séricito-graphiteux et des schistes séricito-chloriteux quartzitiques qui apparaissent à la partie supérieure du complexe.

A_2. *Le complexe des schistes séricito-chloriteux quartzitiques* (*de 100 à 300 m*) se caractérise par une remarquable uniformité pétrographique ; il est constitué par des schistes quartzitiques séricito-chloriteux et des schistes séricito-chloriteux quartzitiques qui sporadiquement deviennent faiblement graphiteux.

Institutul Geologic al României

A_3. *Le complexe des schistes graphiteux (de 300 à 700 m)* au point de vue pétrographique uniforme, est constitué par des schistes séricito-graphiteux, des schistes chlorito-graphiteux et des intercalations sporadiques de dolomies et de calcaires. Vers la partie inférieure du complexe s'individualise le niveau des calcaires de Ferigi.

(B) SÉRIE VOLCANOGÉNE BASIQUE

Cette série comprend les produits extrusifs de la phase principale de manifestation du magmatisme initial ainsi que les formations terrigènes et carbonatées synchrones. La série volcanogène basique couvre en succession normale la série de Bătrîna, fait attesté par l'alternance des roches vertes tufogènes qui se trouvent à la partie inférieure de la série, avec des schistes graphiteux du même type que ceux constituent le complexe des schistes graphiteux (A_3).

L'installation du volcanisme basique, pour la plupart sous marin — comme il resort de l'alternance de ses produits extrusifs avec des formations sédimentaires marines — a été accompagnée par des changements importants des faciès sédimentaires. En ce temps nous assistons à une différenciation des conditions de sédimentation au N tant qu'au S de l'unité épimétamorphique du massif. La différenciation s'accentue de plus en plus au fur et à mesure qu'on avance vers les parties supérieures de la série. L'installation concomitante de la récifogenèse dolomitique — favorisée probablement par l'activité du magmatisme basique — a contribué aussi à la différenciation des conditions de sédimentation au N et au S du massif. Aussi distinque-t-on dans la série volcanogène basique deux faciès de sédimentation : le faciès septentrional et le faciès méridional.

La succession stratigraphique établie dans la série volcanogène basique est la suivante :

Faciès septentrional

B_2 Le complexe des schistes séricito-chloriteux à intercalations de roches vertes tufogènes ;

B_1 Le complexe des schistes verts tufogènes ;

Faciès méridional

B′ Le complexe des schistes verts tufogènes (d'Alun-Ruschița).

Institutul Geologic al României

Dans la zone septentrionale du massif la série volcanogène basique se caractérise par de fortes épaisseurs (2500 à 4000 m). On y a pu séparer deux complexes stratigrahiques. La série comprend de nombreuses intercalations importantes des roches carbonatiques (calcaires et dolomitiques) ; les schistes terrigènes se développent surtout au dépens des roches vertes tufogènes ; les accumulations ferrifères apparaissent sous faciès d'oxydes. Dans la zone méridionale du massif la série volcanogène basique présente des épaisseurs réduites (400 à 1500 m). Les roches vertes tufogènes sont abondantes et souvent associées aux calcaires marmoréens ; les gisements de fer apparaissent sous faciès à carbonates. On ne peut pas distinguer les correspondantes stratigraphiques des deux complexes de la zone septentrionale. Il n'y a que l'horizon inférieur, à l'intermède duquel se réalise la transition vers le complexe des schistes graphiteux, qui apparait dans les deux zones de sédimentation mentionnées.

Faciès septentrional

B_1 *Le complexe des schistes verts tufogènes* (*de 500 à 1000 m*) comprend la majorité des métatufs basiques de la zone septentrionale ; il correspond à l'activité maximum du magmatisme basique initial de cette zone du massif.

À la base du complexe on distingue un horizon inférieur constitué par une alternance de schistes séricito-graphiteux à roches vertes tufogènes et de schistes séricito-chloriteux. La partie supérieure du complexe est constituée des schistes verts tufogènes et des schistes séricito-chloriteux.

B_2 *Le complexe des schistes séricito-chloriteux à intercalations de roches vertes tufogènes* (*2000 à 3000 m*) suit en succession normale au complexe B_1 ; il est constitué par des schistes séricito-chloriteux, prépondérents, dans lesquels se trouvent des intercalations, à différents niveaux, de couches minces de métatufs basiques et de bancs épais de dolomies et de calcaires. Les roches carbonatiques constituent deux horizons principaux, notamment : L'horizon des calcaires et des dolomies de Nandru-vallée de Izvoraşu (inférieur) et l'horizon des calcaires et des dolomies de Tomeşti-Groşi (supérieur).

À la partie supérieure de complexe il y a un horizon caractéristique, qui a été utilisé pour délimiter la partie supérieure de la série volcanogène

Institutul Geologic al României

basique : l'horizon de Tomeşti-Groşi. Il repose sur les calcaires de Tomeşti-Groşi, étant constitué par de schistes verts tufogènes, quartzites noirs et schistes séricito-chloriteux.

Faciès méridional

B' *Le complexe des schistes verts tufogènes (d'Alun-Ruschița) (de 400 à 1000 m)* est constitué, pour la plupart, par des roches vertes tufogènes associées aux calcaires, aux dolomies et aux roches terrigènes représentées par des schistes séricito-chloriteux, des schistes séricito-graphiteux, des quartzites, des schistes muscovitiques à biotite, parfois à almandin et hornblènde vert bleuâtre. Dans la région d'Alun-Ruschița les métatufs et les métatuffites basiques sont associés aux calcaires marmoréens (calcaires de Ruschița-Alun). L'abondance des roches vertes tufogènes indique une activité intense du magmatisme basique initial dans la zone méridionale. Ce complexe renferme les gisements importants de fer du massif (Teliuc, Ghelar, Vadu Dobrii, Ruschița, Negrii) développés sous faciès carbonatique.

À la base du complexe on distingue l'horizon inférieur, connu aussi dans le faciès septentrional. L'horizon inférieur est constitué par une alternance de schistes séricito-graphiteux, séricito-chloriteux et roches vertes tufogènes. Localement, entre Teliuc et Ghelar on y rencontre aussi des calcaires dolomitiques. L'épaisseur de cet horizon et d'ailleurs de tout ce complexe, augmente de l'E (région de Teliuc) vers l'W(région de Ruda-Ruschița). Dans la région de Teliuc, à la partie supérieure du complexe, s'individualise un niveau stratigraphique caractéristique-niveau du calcaire blanc-dolomie noire.

(C) SÉRIE DE PADEȘ

Cette série comprend toutes les formations cristallines supérieures à la série volcanogène basique. La puissance maximum de cette série touche 7500 m dans la zone septentrionale du massif.

La série de Padeș se caractérise par la prédominance d'un matériel d'origine terrigène ou se trouvent, à la partie inférieure, d'importantes intercalations massives de roches dolomitiques et, à la partie supérieure, des niveaux de métatufs acides. Les formations de cette série sont traversées par des dykes de roches porphyroïdes et par des métagabbros. La série de Padeș repose en continuité de sédimentation sur la série volcanogène basique.

Institutul Geologic al României

Les dissemblances de faciès entre les deux zones de l'unité épimétamorphique se maintiennent sans doute partiellement aussi durant la sédimentation de la série de Padeș. On ne constate pourtant pas leur présence que dans le cadre du complexe inférieur de la série, parce que dans la zone méridionale du massif les complexes supérieurs n'affleurent pas. Le faciès septentrional a comme caractéristique un large développement des roches dolomitiques, qui occupent la plus grande partie du complexe inférieur. Les formations correspondantes du faciès méridional sont représentées d'une manière prépondérente par les roches de nature terrigène, dans lesquelles se trouvent intercalées les couches dolomitiques grâce auxquelles les massifs carbonatiques du N s'endentent avec les schistes synchrones du S. Dans la partie supérieure de la série de Padeș s'intercalent les produits extrusifs du cycle acide du magmatisme initial, développés spécialement au NE du massif. Les métatufs acides ont été attribués au complexe supérieur de la série de Padeș, car leur présence en quantité réduite, par rapport aux roches terrigènes de ce complexe, ne justifie pas la séparation d'une série sédimentogène volcanogène acide à Poiana Ruscă.

La succession stratigraphique établie dans la série de Padeș est la suivante :

C_1 Le complexe des schistes séricito-chloriteux et des dolomies de Hunedoara-Luncani ;

C_2 Le complexe des schistes séricito-chloriteux supradolomitiques ;

C_3 Le complexe des schistes séricito-chloriteux et des métatufs acides.

Pour la subdivision stratigraphique de la série de Padeș on s'est appuyé sur deux moments importants dans l'évolution de la sédimentation et du magmatisme, notamment : cessation des cumulations des formations dolomitiques et commencement de la manifestation régionale du magmatisme acide.

C_1 *Le complexe des schistes séricito-chloriteux et des dolomies de Hunedoara-Luncani* (*de 1500 à 3000 m*) surmonte, en succession normale, la série volcanogène basique. Il correspond à la période du développement maximum du dépôt des formations dolomitiques.

Dans la subunité septentrionale de l'unité épimétamorphique (dans le faciès septentrional) le complexe est constitué par des roches dolomitiques en abondance et subordonné par des calcaires, des schistes séricito-chloriteux quartzitiques, des phyllites sériciteuses, des schistes séricito-graphiteux, des phyllites graphiteuses, des quartzites et des quartzi-

Institutul Geologic al României

tes noirs (métalidites). Les roches dolomitiques et calcaires constituent deux massifs importants, le massif des dolomies de Hunedoara et le massif des dolomies de Luncani. Dans les zones où les roches dolomitiques s'endentent avec les formations terrigènes environnantes, l'épaisseur du complexe décroît graduellement pour toucher les valeurs minimes dans les régions où les roches dolomitiques sont le moins développées.

Dans la s u b u n i t é m é r i d i o n a l e de l'unité épimétamorphique le complexe (dans le faciès méridional) n'affleure que dans la région de Ruschița-Valea Negrii, et en est constitué, en abondance, par les formations de nature terrigène — schistes séricito-chloriteux ± biotitiques, schistes séricito-graphiteux ± biotitiques, schistes muscovito-biotitiques à grenats, quartzites — dans lesquelles se trouvent intercalés, sous forme de couches dolomitiques qui s'effilent graduellement vers le S, les prolongements méridionaux des dolomies de Luncani.

C_2 *Le complexe des schistes séricito-chloriteux „supradolomitiques" (de 1000 à 2500 m)* repose normalement sur les formations terrigènes autant que sur celles à carbonates (dolomies de Hunedoara-Luncani) du complexe C_1. Quant à la pétrographie, le complexe est constitué par des schistes séricito-chloriteux, par des phyllites sériciteuses, des schistes séricito-graphiteux et d'une manière subordonnée par des calcaires, dolomies et quartzites. Les roches carbonatiques ne se trouvent que sporadiquement à la partie inférieure du complexe. Elles y constituent les dernières formations de la barrière dolomitique, situées au-dessus du niveau des quartzites noirs qui délimitent la partie supérieure du complexe (C_1). La limite supérieure du complexe se trouve à la base des métatufs acides, qui indiquent à Poiana Ruscă, le début de l'activité du magmatisme acide à extension régionale.

L'épaisseur du complexe C_2 est variable ; les épaisseurs les plus réduites se trouvent au-dessus de la zone centrale de la barrière dolomitique, là, où les formations à carbonates du complexe inférieur (C_1) présentent les épaisseurs maximums.

C_3 *Le complexe des schistes séricito-chloriteux et des métatufs acides (>2000 m)* comprend la partie supérieure de la pile de schistes cristallins de l'unité épimétamorphique du massif et correspond à la période de l'activité du magmatisme acide de Poiana Ruscă. Le complexe est constitué essentiellement par des roches de nature terrigène — schistes séricito-chloriteux, schistes séricito-graphiteux, phyllites sériciteuses, schistes blastodétritiques et subordonné par des métatufs acides et des schistes verts tufogènes,

Institutul Geologic al României

quartzites noirs et calcaires rubanés. La limite inférieure du complexe se trouve au-dessous des premiers métatufs acides à extension régionale dans la série de Padeș.

(N) SÉRIE DE NĂDRAG

La série de Nădrag comprend les formations cristallophylliennes situées à l'W du massif, séparées tectoniquement du reste des schistes cristallins. Aussi ne peut-on pas préciser (vue la superposition), leur position stratigraphique dans l'empilement des schistes de l'unité épimétamorphique. Les roches attribuées à cette série sont représentées par les schistes épimétamorphiques autant que mésométamorphiques, dont le degré de métamorphisme ne dépasse pourtant pas, en général, le sous-faciès quartz-albite-almandin du faciès des schistes verts.

La série de Nădrag comprend les formations cristallines qui se trouvent entre la faille directionnelle située au N de la localité de Crivina et de Nădrag—faille d'Alun-Nădrag, le corps banatitique de Tincova et la dislocation directionnelle de Teliuc-Ruschița.

La succession stratigraphique établie dans la série de Nădrag est la suivante :

N_1 complexe des micaschistes inférieurs ;
N_2 horizon du calcaire de Nădrag ;
N_3 complexe des micaschistes supérieurs ;
N_4 complexe des schistes à muscovite et biotite ;
N_5 complexe des schistes séricito-chloriteux.

N_1 *Le complexe des micaschistes inférieurs* (> 1000 *m*) comprend les formations les plus profondes connues de la série. Au point de vue pétrographique il est constitué essentiellement par des micaschistes à biotite, des micaschistes à grenats, des schistes quartzitiques muscovitiques et de rares et minces intercalations (de l'ordre des centimètres jusqu'aux décimètres) de calcaires et quartzites noirs rubanés, affleurant sur les vallées tributaires situées du côté droit de la vallée de Nădrag. Les phénomènes de rétromorphisme y sont fréquents. Ils sont plus intenses à proximité des lignes directionnelles qui délimitent au point de vue tectonique la partie inférieure du complexe vers le S. À proximité des dislocations directionnelles mentionnées, les micaschistes du complexe sont intensément mylonitisés.

N_2 *L'horizon des calcaires de Nădrag* (*de 5 à 50 m*) suit en succession normale au complexe N_1. Il a été utilisé pour la subdivision des formations mésométamorphiques des alentours de Nădrag.

Institutul Geologic al României

N_3 *Le complexe des micaschistes supérieurs* (*>300 m*) comprend les formations mésométamorphiques de Nădrag situées au-dessus du calcaire de Nădrag et constitue la zone axiale du synclinal de Nădrag. Au point de vue pétrographique ce complexe est constitué par des micaschistes, des micaschistes à grenats, des schistes muscovitiques ± à grenats. Au droit de la localité de Nădrag affleure un banc de dolomies calcaires intercalé aux schistes du complexe.

N_4 *Le complexe des schistes à muscovite et biotite* (*>1500 m*) comprend les formations cristallines qui affleurent entre les deux failles directionnelles de Nădrag, à l'W du confluent des vallées Cîrlionţu et Cerbei. Vu que les schistes du complexe N_4 se trouvent en contact tectonique avec les schistes à métamorphisme plus intense du complexe N_1 et qu'on ne connaît nulle part les relations normales de ceux-là avec les autres complexes de la série, on ne peut pas établir leur position stratigraphique dans la série de Nădrag. En jugeant d'après le degré de métamorphisme des schistes, il est probable, que ce complexe présente un terme supérieur aux complexes N_1 et N_3. Au point de vue pétrographique il est constitué par des schistes muscovito-biotitiques, des schistes muscovitiques à grenats, des schistes muscovito-chloriteux et des schistes séricito-chloriteux.

N_5 *Le complexe des schistes séricito-chloriteux* (*>1000 m*) comprend les schistes qui se trouvent entre la faille directionnelle de Izvodia-Crivina et le corps banatitique de Tincova. Tout comme le complexe N_4, le complexe N_5 est délimité tectoniquement par les formations environnantes, fait qui empêche d'observer la position stratigraphique qu'il occupe dans cette série. En jugeant d'après le degré de métamorphisme, il représente probablement le terme supérieur stratigraphique connu dans la série de Nădrag. Ce complexe stratigraphique est essentiellement constitué par des schistes séricito-chloriteux, auxquels, dans les vallées de Cornetu et d'Izvodia s'intercale un banc épais de dolomies et calcaires à intercalations de schistes. Sur la vallée de Cornetu, à la base de ces roches à carbonates se trouvent des schistes calcaires séricito-chloriteux

La position stratigraphique de la série de Nădrag

Vu que les schistes attribués à la série de Nădrag sont délimités tectoniquement du reste des formations cristallophylliennes du massif, leur position stratigraphique ne peut être précisée directement. Aussi doit-on faire appel à des comparaisons pétrographiques et à des déductions.

Institutul Geologic al României

Selon le degré de métamorphisme des roches et le sens du mouvement le long de la faille directionnelle d'Alun-Nădrag, la série de Nădrag est sans doute inférieure à la partie supérieure du complexe des schistes séricito-chloriteux supradolomitiques (C_2).

La correspondance stratigraphique avec la partie inférieure de la série de Padeş, est bien plausible, parce que la corrélation lithologique est acceptable et l'ampleur nécessaire au rejet le long de la faille d'Alun-Nădrag correspond à l'ampleur connue à l'E dans la région de Ruschiţa-Vadu Dobrii-Alun. La série de Nădrag correspond lithologiquement (schistes d'origine terrigène a intercalations calcaires, dolomies, quartzites noirs) autant qu'au point de vue du faciès métamorphique, au complexe des schistes chloriteux et des dolomies de Hunedoara-Luncani (C_1) sous faciès de la zone méridionale. Il est probable que la partie supérieure de la série de Nădrag correspond partiellement à la partie inférieure du complexe des schistes séricito-chloriteux supradolomitiques (C_2).

LES MASSIFS DOLOMITIQUES ET CALCAIRES

Dans les formations cristallines de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă sont intercalées d'importantes masses de roches dolomitiques et calcaires dont la puissance dépasse 4 000 m et apparaissent groupées dans deux zones principales : la zone de Hunedoara-Runc-Groşi-Cherghes et la zone de Tomeşti-Luncani-Poieni-Roşcani.

Au point de vue pétrographique les massifs carbonatiques sont constitués par des dolomies blanches et grises des dolomies stratifiées, des dolomies calcaires, des calcaires dolomitiques, des calcaires, des dolomies quartzeuses, des quartzites dolomitiques, des quartzites blancs et sombres, des quartzites noirs (métalidites), des schistes calcaires, des schistes séricito-chloriteux, des phyllites sériciteuses et des phyllites graphiteuses. Dans cette complexité pétrographique prédominent nettement les roches dolomitiques qui représentent l'élément primordial des massifs carbonatiques. L'origine primaire des formations dolomitiques a été démontrée grâce à une étude pétrographique détaillée. L'argument essentiel qui est en faveur de cette acception est l'alternance intime (jusqu'à l'ordre des millimètres) entre les roches calcaires et dolomitiques. Les massifs dolomitiques passent latéralement aux quartzites et aux schistes de nature terrigène ou bien tufogène.

Institutul Geologic al României

Les formations à carbonates, largement développées apparaissent à la partie supérieure de la série volcanogène basique en même temps que dans la partie inférieure de la série de Padeș (complexe C_1). Les roches carbonatiques, calcaires autant que dolomitiques, sont fréquentes à la partie inférieure et moyenne de la série volcanogène basique, et caractérisent à ce niveau stratigraphique surtout le faciès méridional, où se développent comme masse ayant quelque importance, les calcaires de Ruschița-Alun. Dans la zone septentrionale le premier horizon important calcaréo-dolomitique apparaît dans le complexe B_2 (horizon des calcaires et des dolomies de Nandru-Valea Izvorașu). À la partie supérieure du complexe B_2 suit le second horizon important : l'horizon des calcaires et des dolomies de Tomești-Groși. Les deux horizons (comparés stratigraphiquement au niveau „calcaire blanc-dolomie noire" de la zone médiane) sont constitués par des dolomies parfois associées aux quartzites blancs à la partie inférieure et par des calcaires rubanés à la partie supérieure. Dans le complexe C_1 les roches carbonatiques ont leur plus large développement, constituant les massifs dolomitiques de Hunedoara et de Luncani.

La zone à développement maximum des formations dolomitiques traverse le massif de Poiana Ruscă à peu près en direction (E—W), y suggérant ainsi l'existence, jadis, d'une importante barrière dolomitique.

MAGMATISME PRÉMÉTAMORPHIQUE

Les innombrables métatufs et roches métaéruptives des formations cristallophylliennes de l'unité épimétamorphique indiquent que durant la formation des dépôts initiaux dont nous parviennent les schistes cristallins actuels, une activité magmatique assez intense à eu lieu, manifestée extrusivement autant qu'intrusivement. Les produits de ce magmatisme sont représentés par des métatufs basiques (roches vertes) et des métatufs acides, intercalés aux formations marines et par des roches métaéruptives basiques (métagabbros), ultrabasiques (métaserpentinites) et acides (porphyroïdes, métarhyolites, métakératophyres quartzifères). Selon le caractère des produits, leur position dans la pile des formations cristallophylliennes et leur manière d'évoluer, le magmatisme prémétamorphique de Poiana Ruscă représente un magmatisme initial et confère donc au domaine initial des dépôts le caractère d'eugéosynclinal. On y a distingué deux cycles magmatiques principaux, chacun ayant comme caractéristique des mo-

Institutul Geologic al României

ments différents de manifestation ainsi qu'une individualité géochimique et métallogénique.

I. *Le cycle du magmatisme basique* comprend la première période de manifestation du magmatisme initial, période caractérisée par une activité essentiellement basique. Le magmatisme basique s'est déroulé au moins dans deux phases :

I_1. La première phase a un caractère extrusif, étant dépourvue de métallogenèse. Elle comprend les premières manifestations connues, relativement faibles, du magmatisme basique initial. Elle correspond aux métatufs qui en constituent pour la plupart l'horizon $A_{1\text{-}3}$ du complexe des schistes séricito-graphiteux à intercalations de roches vertes tufogènes (A_1) de la série de Bătrîna.

I_2. La seconde phase suit à la première phase après une interruption de l'activité volcanique, interruption correspondant à la période de la formation des complexes A_2 et A_3. Elle comprend la période d'activité maximum du magmatisme basique initial.

Elle a un caractère essentiellement extrusif étant accompagnée par une métallogenèse spécifique : gisements de fer volcanogène-sédimentogènes développés dans la zone méridionale sous faciès carbonatique (Teliuc, Ghelar, Vadu Dobrii, Ruschiţa, Valea Negrii) tandis que dans la zone septentrionale sous faciès d'oxydes (Cutin, Cerbăl, Dîmbul Pasculuí, Iazuri, Tomeşti). Durant la seconde phase apparaissent dans la zone méridional du massif les premiers métatufs acides, représentés par des quartzites albitiques à séricite.

Dans la série volcanogène basique on rencontre aussi des roches métaéruptives qui apparaissent dans des dykes (métagabbros) ou se trouvent intercalées dans les formations cristallophylliennes sous forme de sills (métaserpentinites, métagabbros). Vu que les sills apparaissent à proximité de la limite supérieure de la série volcanogène basique, la mise en place des roches métaéruptives est sans doute ultérieure à la formation des tufs. On doit donc les attribuer à une troisième phase de manifestation du magmatisme basique.

II. *Le cycle du magmatisme acide* comprend la seconde période de manifestation du magmatisme initial, caractérisée par une activité qui a généré des produits essentiellement acides et qui a deux phases :

II_1. La première phase ébauche le seconde cycle du magmatisme initial après une période d'interruption de l'activité extrusive correspondant à la sédimentation des complexes C_1 et C_2 de la série de Padeş.

Institutul Geologic al României

Cette première phase a un caractère extrusif, les produits magmatiques étant représentés par différents variétés de métatufs acides intercalés dans le complexe C_3 de la série de Padeș. À la partie inférieure de ce complexe les métatufs acides s'associent, localement, aux schistes verts tufogènes (l'horizon de Fața Roșie) qui représente des manifestations tardives du magmatisme basique.

II_2. La seconde phase correspond à l'activité intrusive du magmatisme acide, succédant à sa phase extrusive. Les roches métaéruptives, représentées par différentes variétés de porphyroïdes (métarhyolites, métakératophyres quartzifères) et subordonné par des métagabbros, percent sous forme de dykes les métatufs acides et les schistes du complexe C_3. La seconde phase a été accompagnée par une métallogenèse spécifique — les gisements de sulfures de Pb, Zn, Cu de Muncelu Mic, Veţel, Valea Dobra — et par des transformations hydrothermales répandues principalement dans les zones minéralisées : albitisations, silicifications, carbonatisations, pyritisations.

L'alternance des produits extrusifs acides et basiques, qui marque le passage du magmatisme basique à celui acide, atteste une instabilité tectonique propre aux domaines géosynclinaux. Un tel régime tectonique a probablement créé la possibilité aux magmas basiques et acides, situées à de différentes profondeurs, de s'éliberer alternativement et à des moments successifs rapprochés.

On ne peut donc pas considérer les produits du magmatisme initial de Poiana Ruscă comme des produits de différenciation d'un seul magma. Les différences remarquées en ce qui concerne les caractères pétrographiques et chimiques des roches respectives sont dues au fait que l'activité magmatique a subi une évolution de basique à acide, déterminée par le déplacement des zones d'alimentations du soubassement simique vers des zones sialiques, à cause de l'affaissement graduel du soubassement du géosynclinal.

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Les formations cristallines de l'unité épimétamorphique ont subi lè métamorphisme régional sous faciès des schistes verts. Dans l'unité mésometamorphique la majorité des roches ont subi une métamorphose sous faciés amphibolitique à almandin.

Institutul Geologic al României

Variation d'intensité du métamorphisme. L'établissement de la répartition des sous-faciès métamorphiques du faciès des schistes verts dans la pile des formations cristallophylliennes indiquent que les isoplans de métamorphisme sont généralement orientés du WNW à l'ESE. Elles intersectent les structures plicatives des schistes à angle aigu et inclinent vers le N, contrairement au sens général du pendage de la stratification et de la schistosité des roches. À cause de cette position oblique des isoplans du métamorphisme, on constate des variations du degré de métamorphisme en verticale entre les différents horizons stratigraphiques et en horizontale, dans le cadre du même horizon stratigraphiques, transversalement (N—S) autant qu'en direction (E—W). Ces variations de l'intensité du métamorphisme sont plus accentuées dans la subunité méridionale et de beaucoup plus aténuées dans la subunité septentrionale. Tandis que dans la zone méridionale on surprend des transitions à partir du sous-faciès quartz-albite-chlorite jusqu'au sous-faciès quartz-albite-almandin, dans la zone septentrionale les variations ne comprennent que le faciès quartz-albite-chlorite, ainsi que des transitions vers le sous-faciès quartz-albite-biotite.

Les schistes cristallins à métamorphisme plus intense apparaissent dans une zone à peu près en direction (zone méridionale) dans laquelle les formations sédimentaires initiales étaient caractérisées par des épaisseurs assez réduites et par des faciès différents par rapport à ceux de la zone septentrionale. L'activité du magmatisme basique y a été plus intense, les dislocations importantes en direction du massif s'y concentrent, et la tectonique plicative y est plus intense. Si l'on ajoute aussi les variations relativement accentuées des intensités du métamorphisme régional et les observations d'ordre tectonique et microtectonique qui indiquent des vergences vers le N, donc des poussées qui vont du S au N, on conclut que la subunité méridionale du massif était située, par rapport à la subunité septentrionale, dans une zone plus interne du géosynclinal. Dans cette zone la température était sans doute plus élevée. Le plissement étant plus intense (les mouvements laminaires sur les plans de schistosités de la stratification étant plus accentués) a contribué aussi à l'augmentation du régime thermique.

Relations entre le plissement et le métamorphisme. En général, le métamorphisme régional a lieu certainement en même temps que le plissement. Ce fait est indiqué par la croissance orientée des minéraux métamorphiques, conformément à la schistosité de la stratification plissée.

Institutul Geologic al României

Comme il a été déjà indiqué, les isoplans du métamorphisme intersectent les structures plicatives des schistes cristallins. Afin d'expliquer ces relations on doit admettre soit des plissements sous des régimes thermiques différents dans les zones respectives du massif, soit l'achèvement du métamorphisme durant une étape qui succède au plissement. Il est possible que les deux explications soient valables parce qu'il y a des raisons pour admettre aussi une cristallisation ultérieure à la phase principale de plissement.

Relations entre la nature du materiel initial et le degré de métamorphisme. La présence du graphite a une importance sensible sur le degré de cristallisation parce que le graphite empêche considérablement la cristallisation des minéraux des roches. Ainsi, par exemple, les roches calcaires intensément graphiteuses sont constamment à cristallisation menue, contrairement aux mêmes roches dépourvues du pigment graphiteux. De même, les schistes séricito-graphiteux sont en géneral faiblement cristallisés.

L'influence de la nature chimique des roches initiales se manifeste surtout chez les roches à carbonates : les dolomies sont constamment à cristallisation menue, tandis que les calcaires apparaissent largement cristallisés même sous faciès quartz-albite-chlorite. La présence ou l'absence de la biotite dans les paquets de roches rapprochées — qui évidemment ont subi les mêmes conditions de métamorphisme — ont été conditionnées par le rapport entre le K et Al, Mg, Fe des roches initiales.

MÉTAMORPHISME RÉGRESSIF

La diaphtorèse n'apparaît que dans la subunité médiane, dans les roches à métamorphisme plus intense des régions de Nădrag et de Ruschița. Le rétromorphisme, manifesté surtout par la chloritisation de la biotite, des amphiboles et du grenat, acompagne les dislocations tectoniques directionnelles.

L'ÂGE DES SCHISTES CRISTALLINS

Pour élucider le problème de l'âge des schistes cristallins de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă nous n'avons que très peu de données concrètes, souvent contradictoires, par rapport aux résultats des recherches géologiques.

Institutul Geologic al României

Données d'âge absolu. Les identifications effectuées par Eleonora Vîjdea, à l'aide de la méthode du plomb d'après le modèle Holmes-Houtermans concernant le minerai à sulfures de Muncelul Mic associé au point de vue génétique aux roches porphyroïdes du NE du massif (phase II du cycle magmatique acide) indiquent l'âge de 750 millions d'années.

Données paléontologiques. Les associations microfloristiques attribuées à l'intervalle compris entre le Précambrien et l'Ordovicien ont été prélevées à la série volcanogène basique (B) et à la série de Padeș (C). Les associations microfloristiques attribuées au Carbonifère inférieur ont été prélevées aux séries de Bătrîna (A) et de Padeș (C).

Les âges attribués aux associations de spores contreviennent à leur position stratigraphique établie à la suite des recherches géologiques : les spores d'âge carbonifère apparaissent à la partie inférieure et à la partie supérieure de la pile de schistes cristallins, tandis que les spores d'âge précambrien-ordovicien apparaissent à la partie médiane. C'est à l'avenir de résoudre cette discordance.

Pour le moment, on peut affirmer avec certitude seulement que la pile de dépôts au dépens desquels le Cristallin de Poiana Ruscă s'est formé doit être attribuée au large intervalle compris entre le Précambrien supérieur et le Carbonifère inférieur.

TECTONIQUE DES SCHISTES CRISTALLINS

Comme il a été déjà indiqué dans la chapitre concernant les unités tectoniques du massif de Poiana Ruscă, dans l'unité épimétamorphique on distingue deux subunités tectoniques limitées par la dislocation directionnelle d'Alun-Ruschița. Les deux subunités se distinguent par les différences déjà indiquées concernant le faciès sédimentaire des dépôts et le degré de métamorphisme ainsi que par des régimes tectoniques différents. La subunité méridionale se caractérise par un plissement plus accusé et par une tectonique disjonctive manifestée par de nombreuses failles directionnelles, et de lames tectoniques. Dans la subunité septentrionale les plis sont beaucoup plus larges, aux flancs doux, les failles directionnelles y sont rares, la division des compartiments tectoniques y est mise sur le compte des dislocations obliques et transversales. Les deux subunités présentent partiellement aussi des régimes microtectoniques différents.

Institutul Geologic al României

TECTONIQUE PLICATIVE

Les structures plicatives de l'unité épimétamorphique se sont constituées de manière synmétamorphique par plissements d'inflexion à glissements concentriques. Les plis majeurs sont généralement droits, leurs plans axiaux ayant une position verticale. Les structures plicatives sont en générale orientées de l'E à l'W, à l'exception de la partie septentrionale du massif où les structures tournent peu à peu vers le NW, pour que dans la zone de Roșcani-Poieni-Tomești-Gladna Română l'orientation de ces structures devienne NW-SE et N-S. La rotation des directions structurales se fait resentir jusque dans la partie médiane de la subunité septentrionale. Elle tient, probablement, soit de la configuration initiale du bassin de sédimentation de la région respective, soit de la forme initiale du massif des dolomies de Luncani.

Dans la partie occidentale des monts de Poiana Ruscă dans l'unité épimétamorphique autant que dans celle mésométamorphique, les directions structurales du Cristallin commencent à tourner peu à peu vers le SW se raccordant ainsi à la courbure des Carpates Méridionales.

L'affaisement des structures plicatives indiqué par les éléments microtectoniques autant que par la configuration des limites géologiques est en général orienté vers l'W. Au point de vue structural l'unité épimétamorphique du massif est constituée par un anticlinorium central, d'Arănieș-Tomești, sur les flancs duquel vient se greffer tous les autres plis. À partir du S de Poieni vers l'W l'axe de l'anticlinorium commence à tourner peu à peu vers le NW, pour s'orienter à l'E de Tomești et de Românești vers le N-S. Les plis qui se trouvent sur le flanc septentrional de l'anticlinorium sont larges, le pendage des flancs étant en général doux.

Les plis du flanc méridional de l'anticlinorium sont plus serrés et aux flancs en général abrupts. Dans la zone méridionale du massif ils sont souvent affectés par des failles axiales.

TECTONIQUE DISJONCTIVE

L'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă est très divisée par de nombreuses failles obliques, transversales et directionnelles, partiellement rejouées, formées dans des périodes successives.

Institutul Geologic al României

L'absence de dépôts sédimentaires antécrétacés nous empêche de faire des appréciations sur l'âge des dislocations antérieures au Crétacé supérieur, fait qui impose le groupement des failles en failles prélaramiques, failles laramiques, failles postlaramiques-antépannoniennes.

Failles prélaramiques

Les failles antérieures au Crétacé supérieur sont les plus importantes dislocations concernant la tectonique du Cristallin. La division des compartiments précrétacés connaît au moins sept périodes :

a. Les *failles transversales et obliques, antérieures aux dislocations directionnelles*, représentent les dislocations les plus anciennes qu'on a pu mettre en évidence. On y distingue deux systèmes — un NE — SW et un autre NNW — SSE.

b. Le *système des failles directionnelles* joue un rôle important dans la tectonique du massif. Les failles intersectent et déplacent les dislocations des deux systèmes mentionnés et apparaissent principalement dans la zone méridionale.

c. Le *système Cherghes — Ruschita* (NE — SW) constitue le système de failles obliques le plus important de l'unité épimétamorphique. Il déplace les dislocations directionnelles (b) et se caractérise par le sens unitaire des décrochements.

c_1. Les failles accessoires du système de Cherghes — Ruschita sont orientées généralement NNW — SSE ; elles sont bien développées dans le compartiment limité par la faille Cherghes — Ruschita et la faille Cutin — Runc.

d. Le *système NNW — SSE* comprend quelques failles assez importantes qui décrochent les dislocations du système Cherghes — Ruschita. Il est pourtant antérieur à la reprise du jeu de la faille de Cherghes — Ruschita.

Failles laramiques

e. Le *système directionnel Lunca Cernii — Tincova* comprend des dislocations le long desquelles les schistes cristallins chevauchent vers le S les formations sédimentaires daniennes du bassin de Rusca Montana — Lunca Cernii.

Institutul Geologic al României

Failles postlaramiques-antépannoniennes

On peut y distinguer quatre systèmes de dislocations développés dans des régions différentes, ce qui empêche à remarquer les relations d'âges.

f. Le *système Bretelin* se développe à l'extrémité NE du massif. Les formations vraconiennes-sénoniennes se décrochent des failles orientées NW — SE.

g. Le *système de Cernișoara Florese — Ruschița* apparaît dans la partie S de l'unité épimétamorphique.

h. Le *système de Năḑrag* comprend des failles orientées à peu près N — S. Elles décrochent les agglomérats banatitiques danienns de Năḑrag.

k. Le *système de Teliuc* se développe dans la partie E du massif entre Teliuc et Ghelar. Il comprend les failles orientées N — S, formées sur les plans „ac" des formations cristallines.

ÉLÉMENTS DE MICROTECTONIQUE

a) *Plissement synmétamorphique principal — tectonique* B_1.

Pendant le métamorphisme régional dans les formations en état de plasticité ont pris naissance les structures plicatives principales du massif. L'orientation de l'E à l'W des structures tectoniques B_1 indiquent que la déformation a eu lieu sous l'influence de certaines poussées tangentielles manifestées à peu près en direction NS. Le caractère du plissement est d'inflexion à glissement concentrique. Les éléments microtectoniques principaux formés par ce régime tectonique sont : les microplis B_1, la linéation l_1, le clivage axial Cl_1, la schistosité de stratification Sts.

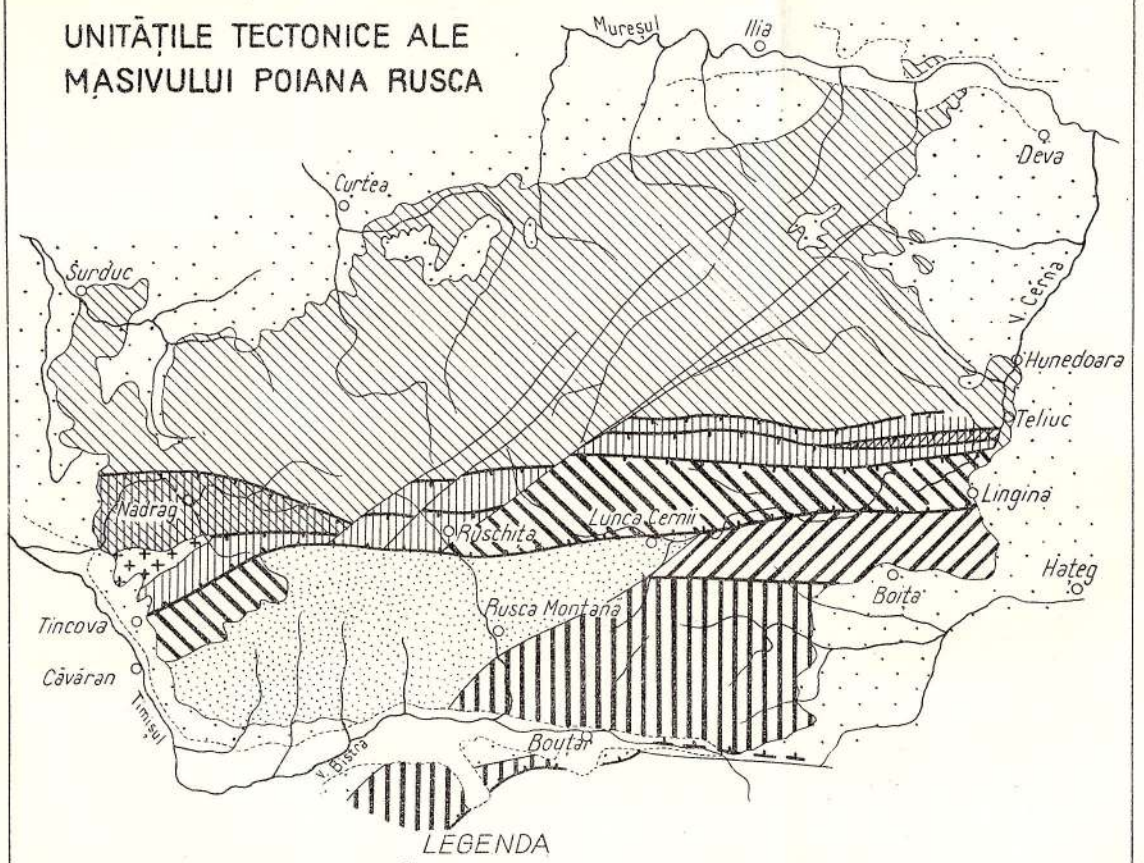
La schistosité formée pendant le plissement B_1 coïncide avec la stratification des roches.

b) *Flexures dues aux mouvements sur les plans* S_2 *— tectonique* S_2.

Le plissement synmétamorphique principal a été succédé par des déformations dues aux mouvements le long des plans dont la position est souvent rapprochée par rapport aux clivages axiaux des microplis B_1. En général les déformations sont d'ampleur réduite. Vu que les glissements le long des plans S_2 se dirigent constamment du S au N, il en résulte que les mouvements différenciels ont un caractère de sur-poussée.

Institutul Geologic al României

UNITĂȚILE TECTONICE ALE MASIVULUI POIANA RUSCA



LEGENDA

UNITATEA MEZOMETAMORFICĂ

1 Subunitatea Lingina-Căvăran

2 Subunitatea Boița-Lunca Cernii

3 Subunitatea Bouțar-Valea Fierului

UNITATEA EPIMETAMORFICĂ

4 Subunitatea nordică

5 Subunitatea sudică
a. lama tectonică Teliuc-Bunila
b. Compartimentul Nădrag

6 Bazinul sedimentar cretacic Rusca Montană-Lunca Cernii

7 Bazine sedimentare limitrofe

0 5 10 Km.

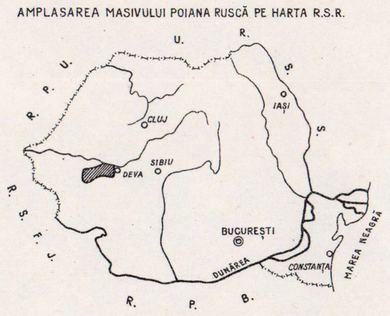
Institutul Geologic al României

H. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, M. MUREȘAN, GEORGETA MUREȘAN

HARTA STRATIGRAFICĂ ȘI STRUCTURALĂ A FORMAȚIUNILOR CRISTALINE DIN UNITATEA EPIMETAMORFICĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ

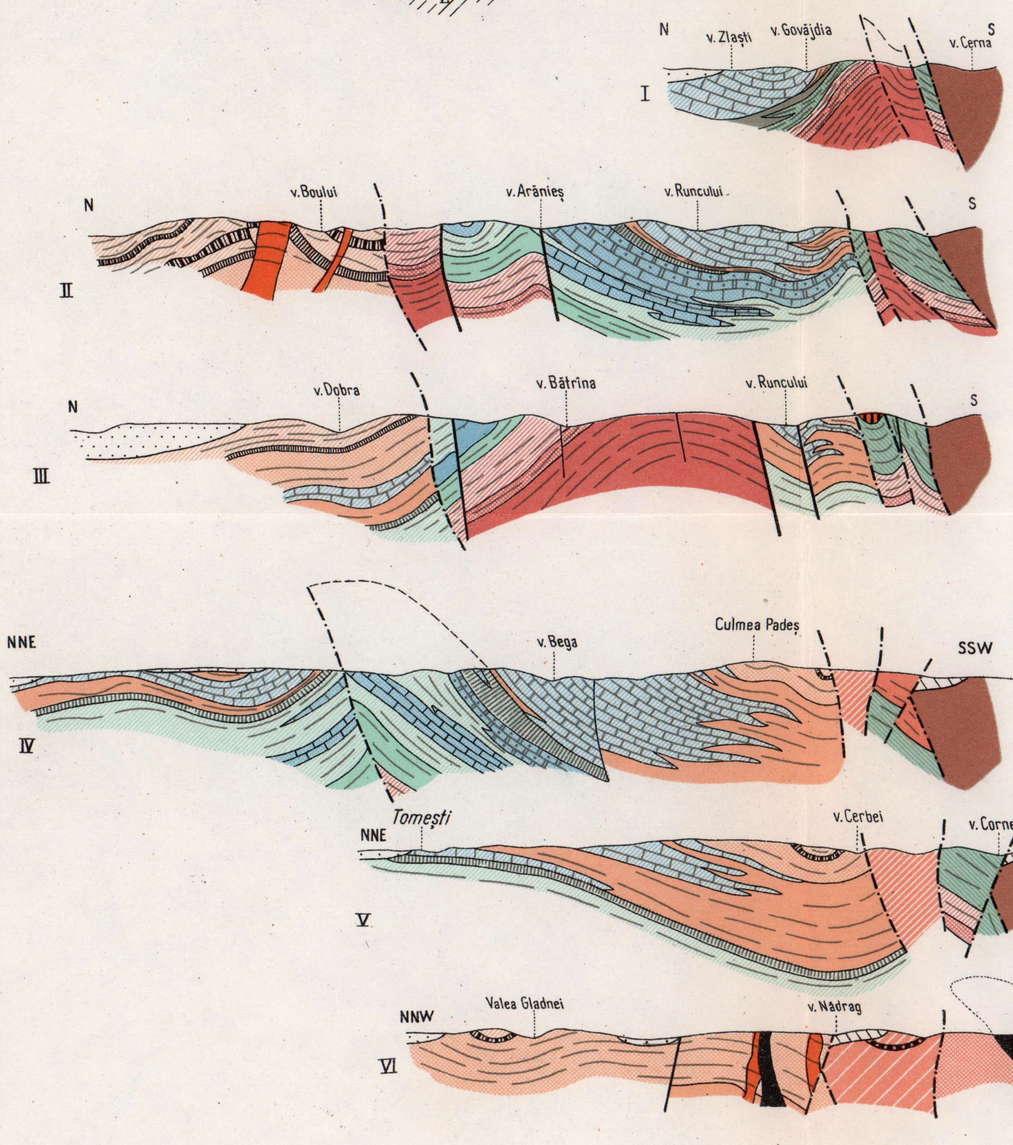
0 2 4Km

AMPLASAREA MASIVULUI POIANA RUSCĂ PE HARTA R.S.R.



DATE GEOLOGICE UTILIZATE

1. O. MAIER, H. și FL. KRÄUTNER, M. și G. MUREȘAN (1958-1966)
2. L. PAVELESCU, O. MAIER, H. și FL. KRÄUTNER, M. și G. MUREȘAN (1960-1963)
3. H. și FL. KRÄUTNER, M. și G. MUREȘAN (1960-1965)
4. R. CIOCÂNELEA (1959)



LEGENDA

FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

1. Cuaternar (aluviuni)
2. Neogen (Tortonian, Sarmațian, Pannonian)
3. Vraconian-Senonian (Strate de Fornădia, Strate de Deva, Strate de Cherghеș)
4. Cretacic-Paleogenul bazinului Rusca Montana-Lunca Cernii

FORMAȚIUNI ERUPTIVE

5. Roci bazaltice (neogene și cuaternare)
6. Andezite (neogene)
7. Aglomerate andezitice (neogene)
8. Granodiorite, diorite, porfire granodioritice, porfire dioritice (banatite)

FORMAȚIUNI CRISTALINE

Unitatea epimetamorfică

C) Seria de Padeș

a) Faciesul nordic

- C_3 Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide
  - 3. nivelul metatufurilor de Vețel
  - 2. orizontul metatufurilor acide
  - 1. orizontul de Fața Roșie
- C_2 Complexul șisturilor sericito-cloritoase supradolomitice
- C_1 Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor de Hunedoara-Luncani
  - a) dolomite de Hunedoara-Luncani

b) Faciesul sudic

- C_1' Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor de Hunedoara-Luncani

N) Seria de Nădrag

- N_5 Complexul șisturilor sericito-cloritoase
- N_4 Complexul șisturilor cu muscovit și biotit
- N_3 Complexul micașisturilor superioare
- N_2 Orizontul calcarului de Nădrag
- N_1 Complexul micașisturilor inferioare

B) Seria vulcanogenă bazică

a) Faciesul nordic

- B_2 Complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de roci verzi tufogene
  - 1. Calcarele (a) și dolomitele (b) de Nandru-Valea Izvorașului
  - 2. Calcarele (a) și dolomitele (b) de Tomești-Groși
  - 3. Orizontul de Tomești-Groși
- B_1 Complexul șisturilor verzi tufogene

b) Faciesul sudic

- B_1' Complexul șisturilor verzi tufogene (de Ruschița-Alun)
  - 4. Calcarele marmoreene de Ruschița-Alun
  - 5. Nivelul calcar alb-dolomit negru
  - 6. Orizontul superior

A) Seria de Bătrîna

- a A_3 Complexul șisturilor grafitoase (a. dolomite)
- A_2 Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice
- A_1 Complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene

Roci metaeruptive

9. Porfiroide
10. Metaserpentinite

Unitatea mezometamorfică

11. Micașisturi, gnaise, amfibolite

12. Șistuozitate de stratificație
13. Falii principale / Falii secundare
    - Profile: 1) falii direcționale; 2) falii oblice (a) principale (b) secundare
14. Axele principalelor structuri plicative
15. Capete de profil

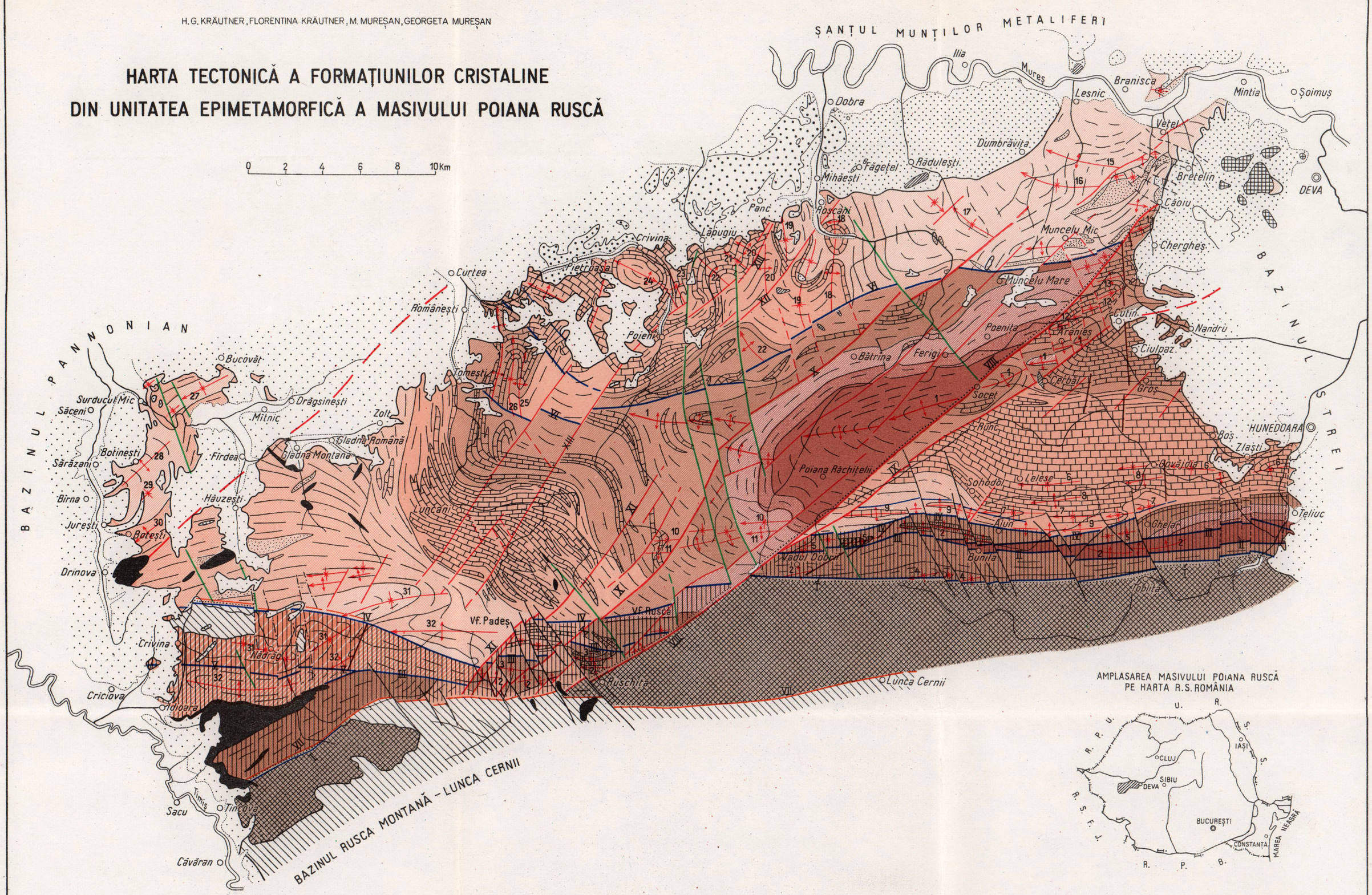
Imprim. Atel. Instit. Geol.

Institutul Geologic al României

H. G. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, M. MUREȘAN, GEORGETA MUREȘAN

HARTA TECTONICĂ A FORMAȚIUNILOR CRISTALINE DIN UNITATEA EPIMETAMORFICĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ

0 2 4 6 8 10 Km



AMPLASAREA MASIVULUI POIANA RUSCĂ PE HARTA R.S. ROMÂNIA

LEGENDA

FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

1 a, b — Bazine sedimentare limitrofe: a. neogene; b. cretacice

2 — Bazinul sedimentar Rusca Montană-Lunca Cernii

FORMAȚIUNI ERUPTIVE

3 — Aglomerate neogene

4 a, b — Intrusiuni neogene: a. roci bazaltice; b. roci andezitice

5 — Intrusiuni laramice (banatitice)

FORMAȚIUNI CRISTALINE

UNITATEA EPIMETAMORFICĂ

Subunitatea nordică

C. Seria de Padeș:
- C_3 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide
- C_2 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase supradolomitice
- C_1 1 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor de Hunedoara-Luncani 1) Dolomite și calcare

B. Seria vulcanogenă bazică:
- a B_2 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase cu intercalații de roci verzi tufogene a) Dolomite și calcare
- B_1 — Complexul șisturilor verzi tufogene

A. Seria de Bătrîna:
- A_3 — Complexul șisturilor grafitoase
- A_2 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice
- A_1 — Complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene

Dykuri de roci porfiroide acide

Subunitatea sudică.

C. Seria de Padeș:
- C_1^s — Complexul șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor

N. Seria de Nădrag:
- N_4+ N_5 — Complexul șisturilor sericito-cloritoase și complexul șisturilor cu muscovit și biotit
- N_2+ N_3 — Complexul micașisturilor superioare și orizontul calcarelor de Nădrag
- N_1 — Complexul micașisturilor inferioare

B. Seria vulcanogenă bazică:
- B_1^s — Complexul șisturilor verzi tufogene (de Ruschița-Alun) 1 Calcarele de Ruschița-Alun

Silluri de metaserpentinite

A. Seria de Bătrîna:
- A_3^s — Complexul șisturilor grafitoase
- A_2^s — Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice
- A_1^s — Complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene

UNITATEA MESOMETAMORFICĂ

6 — Subunitatea Lingina-Cavăran

7 — Șistozitatea de stratificație a rocilor cristaline

STRUCTURI PLICATIVE

Axele principalelor structuri plicative și sensul afundării axiale
- a. anticlinal
- b. sinclinal

Structura majoră a unității epimetamorfice

1. Anticlinoriul Aranies-Tomești

Cutele subunității sudice

2. Anticlinalul Teliuc-Alun-Vadul Dobrii-Ruschița
3. Sinclinalul Valea Lupului-Piriul cu Raci
4. Sinclinalul Ohăbii
5. Sinclinalul Ghelar-Muncel-Runc

Cutele subunității nordice

6. Sinclinalul Dolomitelor de Hunedoara
7. Sinclinalul Retișoara
8. Anticlinalul Nădrab
9. Anticlinalul Retișoara-Valea Varului
10. Sinclinalul Iazuri
11. Anticlinalul Iazuri
12. Sinclinalul Cutin
13. Anticlinalul Valea Roatei
14. Sinclinalul Cherghes
15. Anticlinalul Vulcez
16. Sinclinalul Brăduțel
17. Sinclinalul Valea Plaiului
18. Anticlinalul Roșcani
19. Sinclinalul Roșcani
20. Anticlinalul Panc
21. Sinclinalul Panc
22. Anticlinalul Lăpugiu
23. Sinclinalul Lăpugiu
24. Anticlinalul Crivina-Poieni
25. Anticlinalul Scalinului
26. Sinclinalul Scalinului
27. Sinclinalul Surduc
28. Anticlinalul Botinești
29. Sinclinalul Verdea
30. Anticlinalul Botești

Cutele comune ale Compartimentului Nădrag și ale subunității nordice

31. Sinclinalul Nădrag
32. Anticlinalul Padeș

ELEMENTE TECTONICE

8 Falii majore — 9 Falii minore

FALII

Sistemele de falii

Falii postlaramice și antepannoniene:
- i. Sistemul Teliuc
- h. Sistemul Nădrag
- g. Sistemul Cernișoara-Florese-Ruschița
- f. Sistemul Bretelin

Falii laramice:
- e. Sistemul direcțional Lunca Cernii-Tincova

Falii prelaramice:
- d. Sistemul NNW-SSE
- c. Sistemul Cherghes-Ruschița (NE-SW) și C_1 Falii de sprijin ale sistemului Cherghes-Ruschița (NW-SE)
- b. Sistemul faliilor direcționale
- a. Falii transversale și oblice anterioare dislocațiilor direcționale: a_1 Sistem NE-SW; a_2 Sistem NNW-SSE
- Falii cu reluări ulterioare sistemului de care aparțin

Faliile principale ale unității epimetamorfice

Falii direcționale
- I. Falia Cinciș-Vadul Dobrii-Tincova
- II. Falia Teteuș-Bunila
- III. Falia Teliuc-Ruschița
- IV. Falia Alun-Nădrag
- V. Falia Izvodia-Crivina
- VI. Falia Fata Roșie
- VII. Falia Lunca Cernii-Tincova (Oravița-Moldova Nouă)

Falii oblice
- VIII. Falia Cherghes-Ruschița
- IX. Falia Cutin-Runc
- X. Falia Bătrîna-Valea Lupului
- XI. Falia Negrii
- XII. Falia Roșcani
- XIII. Falia Panc-Poieni

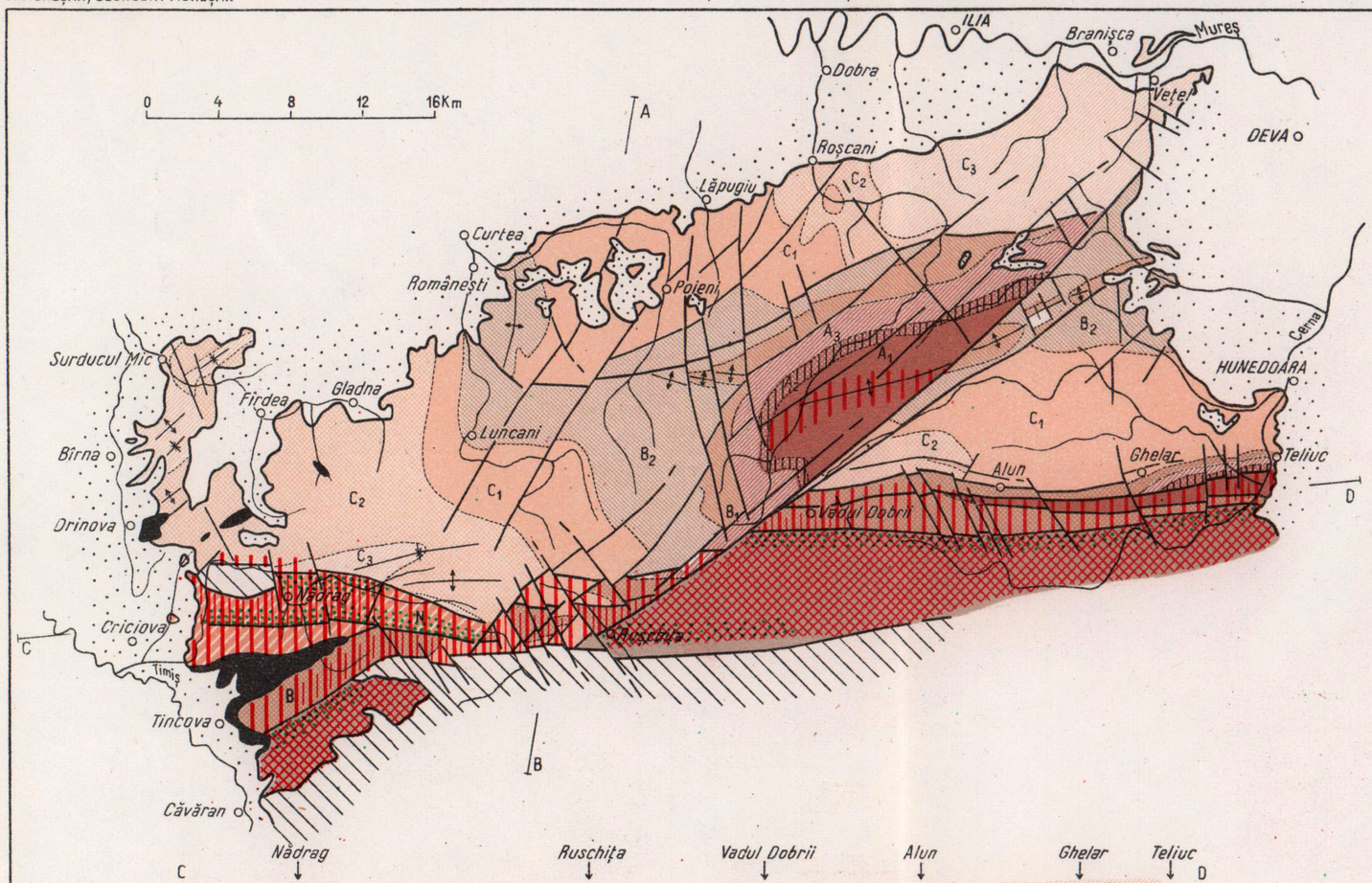
Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

H.G. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, M. MUREȘAN, GEORGETA MUREȘAN

DISTRIBUȚIA FACIESURILOR METAMORFISMULUI REGIONAL ÎN UNITATEA EPIMETAMORFICĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ

H.G. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER, M. MUREȘAN, GEORGETA MUREȘAN: Stratigrafia, evoluția magmatismului, metamorfismul și tectonica formațiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă



L E G E N D A

FORMAȚIUNI SEDIMENTARE ȘI ERUPTIVE

1. Formațiunile sedimentare ale bazinelor limitrofe (Cretacic superior, Tortonian, Pannonian)
2. Formațiunile sedimentare ale bazinului Rusca Montană–Lunca Cernii (Cretacic superior Paleocen)
3. Intrusiuni banatitice (granodiorite, diorite)

FORMAȚIUNI CRISTALINE

UNITATEA EPIMETAMORFICĂ

- C_3, C_2, C_1 — Seria de Padeș
- N — Seria de Nădrag
- B, B_2, B_1 — Seria vulcanogenă bazică
- A_3, A_2, A_1 — Seria de Bătrîna

FACIESURILE METAMORFISMULUI REGIONAL

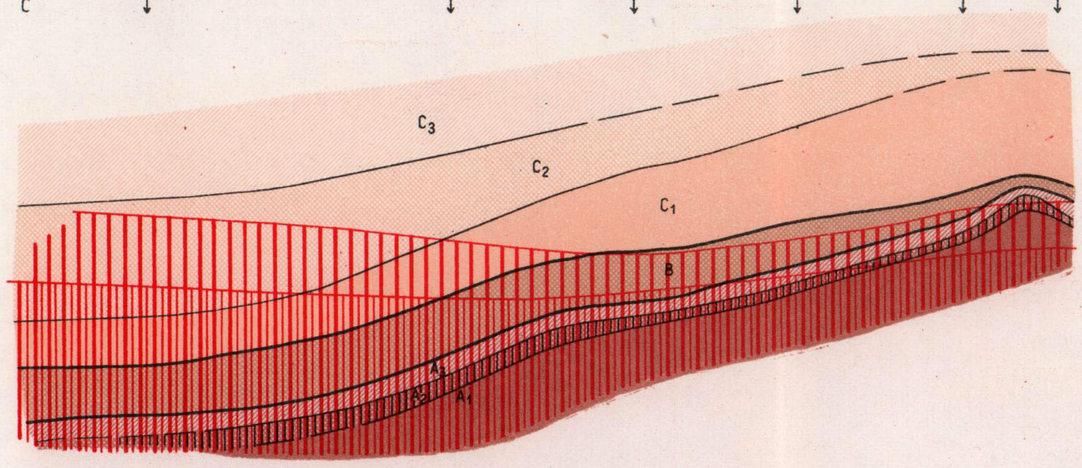
4. Subfaciesul cuarț-albit-clorit
5. Subfaciesul cuarț-albit-biotit
6. Subfaciesul cuarț-albit-almandin

Faciesul șisturilor verzi

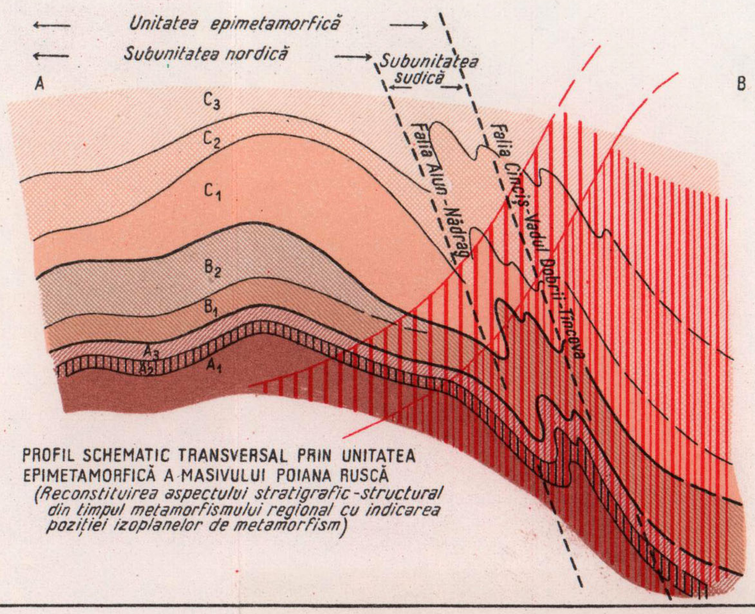
7. Faciesul amfibolitelor cu almandin
8. Retromorfism

UNITATEA MEZOMETAMORFICĂ

9. Subunitatea Lingina Căvaran



PROFIL LONGITUDINAL SCHEMATIC PRIN SUBUNITATEA SUDICĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ
(Reconstituirea aspectului stratigrafic-structural din timpul metamorfismului regional cu indicarea poziției izoplanelor de metamorfism)



PROFIL SCHEMATIC TRANSVERSAL PRIN UNITATEA EPIMETAMORFICĂ A MASIVULUI POIANA RUSCĂ
(Reconstituirea aspectului stratigrafic-structural din timpul metamorfismului regional cu indicarea poziției izoplanelor de metamorfism)

Imprim. în atel. Instit. Geol.

Institutul Geologic al României

Localement, le serrement des plans S_2, détermine l'apparition de la schistosité (St_2).

c. *Flexures dues aux mouvements le long des plans S_3 — tectonique S_3.* La troisième phase de déformation subie par les formations cristallophylliennes est due à des forces obliques de sous-poussée qui ont généré des mouvements différenciels le long de certains plans fort inclinés (50° — 80°) ayant une position oblique par rapport aux directions structurales de la tectonique B_1 et S_2. Les déformations d'inflexions qui en résultent sont d'ampleur réduite ; elles ne modifient pas l'aspect majeur de la structure antérieure. La tectonique S_3 se caractérise par des mouvements de sous-poussée le long des plans S_3.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Les unités tectoniques du massif de Poiana Ruscă.

Unité mésométamorphique : 1, subunité de Lingina — Căvăran ; 2, subunité de Boiţa — Lunca Cernii ; 3, subunité de Bouţar — Valea Fierului. **Unité épimétamorphique** : 4, subunité septentrionale ; 5, subunité méridionale (a, lame tectonique de Teliuc-Bunila ; b, compartiment de Nădrag) ; 6, bassin sédimentaire crétacé Rusca Montană — Lunca Cernii ; 7, bassins sédimentaires limitrophes.

Planche II

Carte stratigraphique et structurale des formations cristallines de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă.

Formations sédimentaires : 1, Quaternaire (alluvions) ; 2, Néogène (Tortonien, Sarmatien, Pannonien) ; 3, Vraconien — Sénonien (couches de Fornădia ; couches de Deva ; couches de Cherghes) ; 4, Crétacé — Paléogène du bassin de Rusca Montană — Lunca Cernii. **Formations éruptives** : 5, roches basaltiques (néogènes et quaternaires) ; 6, andésites (néogènes) ; 7, agglomérats andésitiques (néogènes) ; 8, banatites (granodiorites, diorites, porphyres granodioritiques, porphyres dioritiques). **Formations cristallines** : *Unité épimétamorphique.* Série de Padeş (C) : a) Faciès septentrional : C_3 complexe des schistes séricito-chloriteux et des métatufs acides : 3, niveau des métatufs de Veţel ; 2, horizon des métatufs acides, 1, l'horizon de Faţa Roşie ; C_2 complexe des schistes séricito-chloriteux supradolomitiques, C_1 complexe des schistes séricito-chloriteux et des dolomies de Hunedoara — Luncani ; a) dolomies de Hunedoara — Luncani ; b) faciès méridional : C_1' complexe des schistes séricito-chloriteux et des dolomies de Hunedoara — Luncani. Série volcanogène basique (B) : a) faciès septentrional : B_2 complexe des schistes séricito-chloriteux à intercalations de roches vertes tufogènes : 1,

Institutul Geologic al României

calcaires (a) et dolomies (b) de Nandru — Valea Izvorașului ; 2, calcaires (a) et dolomies (b) de Tomești- Groși ; 3, horizon de Tomești — Groși ; B_1 complexe des schistes verts tufogènes : b) faciès méridional : B' complexe des schistes verts tufogènes (de Ruschița — Alun) : 4, calcaires marmoréens de Ruschița — Alun ; 5, niveau calcaire blanc — dolomie noire ; 6, horizon supérieur. Série de Bătrîna (A) : A_3 complexe des schistes graphiteux (a, dolomies) ; A_2 complexe des schistes séricito-chloriteux quartzitiques ; A_1 complexe des schistes graphiteux **a** intercalations de roches vertes tufogènes. *Roches métaéruptives* : 9, porphyroïdes ; 10, métaserpentinites. Série de Nădrag (N) : N_5 complexe des schistes séricito-chloriteux ; N_4 complexe des schistes à muscovite et biotite ; N_3 complexe des micaschistes supérieurs ; N_2 horizon du calcaire de Nădrag ; N_1 complexe des micaschistes inférieurs. *Unité mésométamorphique* : 11, micaschistes, gneiss, amphibolites ; 13, a. failles principales, b. failles secondaires ; 14, axes des principales structures plicatives.

Planche III

Carte tectonique des formations cristallines de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă.

Formations sédimentaires : 1, bassins sédimentaires limitrophes : a. néogènes, b. crétacés ; 2, bassin sédimentaire de Rusca Montană — Lunca Cernii. **Formations éruptives** : 3, agglomérats néogènes ; 4, intrusions néogènes : a. roches basaltiques ; b. andésites ; 5. intrusions laramiques (banatitiques). **Formations cristallines.** *Unité épimétamorphique* : subunité septentrionale : Série de Padeș (C) : C_3 complexe des schistes séricito-chloriteux et des métatufs acides ; C_2 complexe des schistes séricito-chloriteux supradolomitiques ; C_1 complexe des schistes séricito-chloriteux et des dolomies de Hunedoara — Luncani ; 1, dolomies et calcaires. Série volcanogène-basique (B) : B_2 complexe des schistes séricito-chloriteux à intercalations de roches vertes tufogènes ; a. dolomies et calcaires ; B_1 complexe des schistes verts tufogènes. Série de Bătrîna (A) : A_3 complexe des schistes graphiteux ; A_2 complexe des schistes séricito-chloriteux quartzitiques ; A_1 complexe des schistes graphiteux à intercalations de roches vertes tufogènes. Subunité méridionale : Série de Padeș (C) : C_1 complexe des schistes séricito-chloriteux et des dolomies. Série volcanogène-basique (B) : B' complexe des schistes verts tufogènes (de Ruschița — Alun) (1, calcaires de Ruschița — Alun) ; Série de Nădrag (N) : N_4+N_5 complexe des schistes séricito-chloriteux et complexe des schistes à muscovite et biotite ; N_2+N_3 complexe des micaschistes supérieurs et horizon des calcaires de Nădrag ; N_1 complexe des micaschistes inférieurs. *Unité mésométamorphique* : 6, subunité de Lingina — Căvăran. **Eléments tectoniques** 7, schistosité de stratification des roches cristallines ; *structures plicatives* : axes des principales structures plicatives et sens du plongement axial (a. anticlinal, b. synclinal). *Structure majeure de l'unité épimétamorphique* : 1. anticlinorium d'Arănieș — Tomești. *Plis de la subunité meridionale* : 2, anticlinal de Teliuc — Alun — Vadu Dobrii — Ruschița ; 3, synclinal de Valea Lupului — Piriul cu Raci ; 4, synclinal d'Ohaba ; 5, synclinal de Ghelar — Muncel-Runc. *Plis de la subunité septentrionale* : 6, synclinal des dolomies de Hunedoara ; 7, synclinal de Retișoara ; 8, anticlinal de Nădrab ; 9, anticlinal de Retișoara — Valea Varului ; 10, synclinal de Iazuri ; 11, anticlinal de Iazuri ; 12, synclinal de Cutin ; 13, anticlinal de Valea Roatei ; 14, synclinal de Cherghes ; 15, anticlinal de Vulcez ; 16, synclinal de Brăduțel ; 17, synclinal de Valea Plaiului ; 18, anticlinal de Roșcani ; 19, synclinal de Roșcani ; 20, anticlinal de Panc ; 21, synclinal de Panc ; 22, anticlinal de Lăpugiu ; 23, synclinal de Lăpugiu ; 24, anticlinal de Grivina — Poieni ;

Institutul Geologic al României

25, anticlinal de Scalin ; 26, synclinal de Scalin ; 27, synclinal de Surduc ; 28, anticlinal de Botineşti ; 29, synclinal de Verdea ; 30, anticlinal de Boteşti. *Plis communs du compartiment de Nădrag et de la subunité septentrionale* : 31, synclinal de Nădrag ; 32, anticlinal de Padeş. *Failles* : 8, failles majeures ; 9, failles mineures. *Systèmes de failles* : failles postlaramiques et antépannoniennes : i, système de Teliuc ; h, système de Nădrag, *g*, système de Cernişoara — Florese — Ruschiţa ; *f*, système de Bretelin. Failles laramiques : *e*, système directionnel Lunca Cernii — Tincova. Failles prélaramiques : *d*, système NNW — SSE ; *c*, système de Cherghes — Ruschiţa (NE — SW) ; C_1 failles accessoires du système de Cherghes — Ruschiţa (NW — SE) ; *b*. système des failles directionnelles ; *a*. failles transversales et obliques antérieures aux dislocations directionnelles : a_1 système NE — SW ; a_2 système NNW — SSE. Failles à rejet ultérieurs aux systèmes auquel il appartient. Failles principales de l'unité épimétamorphique. *Failles directionnelles* : I, faille de Cinciş — Vadu Dobrii — Tincova ; II, faille de Teteuş — Bunila ; III, faille de Teliuc — — Ruschiţa ; IV, faille d'Alun — Nădrag ; V, faille d'Izvodia — Crivina ; VI, faille de Faţa Roşie ; VII, faille de Lunca Cernii — Tincova (Oraviţa — Moldova Nouă). *Failles obliques* : VIII, faille de Cherghes — Ruschiţa ; IX, faille de Cutin — Runc ; X, faille de Bătrîna — Valea Lupului ; XI, faille de Negrii ; XII, faille de Roşcani ; XIII, faille de Panc — Poieni.

Planche IV

Distribution des faciès du métamorphisme régional dans l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă.

Formations sédimentaires et éruptives : 1, formations sédimentaires des bassins limitrophes (Crétacé supérieur, Tortonien, Pannonien) ; 2, formations sédimentaires du bassin de Rusca Montană — Lunca Cernii (Crétacé supérieur — Paléocène) ; 3, intrusions banatitiques (granodiorites, diorites). **Formations cristallines** : faciès du métamorphisme régional : — faciès des schistes verts : 4, sous-faciès quartz — albite — chlorite ; 5, sous-faciès quartz-albite- biotite ; 6, sous-faciès quartz- albite- almandin ; 7, faciès des amphibolites à almandin ; 8, rétromorphisme. *Unité épimétamorphique* : $C_3 — C_2 — C_1$ série de Padeş ; $B_2 — B_1$ série volcanogène basique ; $A_3 — A_2 — A_1$ série de Bătrîna ; N série de Nădrag. *Unité mésométamorphique*. 9, subunité de Lingina — Căvăran : A — B coupe géologique schématique transversale à travers l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă (réconstitution de l'aspect stratigraphique structural pendant le métamorphisme régional, avec indication de la position des isoplans du métamorphisme) ; C — D coupe géologique longitudinale schématique à travers la subunité méridionale du massif de Poiana Ruscă (réconstitution de l'aspect stratigraphique structural pendant le métamorphisme régional, avec indication de la position des isoplans du métamorphisme).

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI PETROGRAFICE, STRATONOMICE ŞI STRUCTURALE ÎN CRISTALINUL MUNŢILOR BISTRIŢEI (REGIUNEA IZVOARELE ŢIBĂULUI-COŞNA)

DE

C. IONESCU

Abstract

Petrographic, Stratonomic and Structural Investigations in the Bistriţa Mountains Crystalline (Izvoarele Ţibăului—Coşna Region). Crystalline formations, igneous recks and sedimentary formations have been separated in the Ţibău-Coşna region. Within the first ones two Crystalline groups have been identified: and older one composed of mesometamorphic formations (Bretila Series) and a younger one, represented by epimetamorphic formations, which covers the first group. Between them there is a stratigraphical break. In the process of deformation the old, mesometamorphic crystalline basement has played the part of a leading tectonic relief, which influenced to a great extent the younger structures, formed within the epimetamorphic series. The general direction of the structure is NNW — SSE until N—S. In some zones the structure is nearly normaly orientated (NE—SW) to the former ones.

Pag.

I. Introducere 2
II. Istoricul cercetărilor 2
III. Consideraţiuni petrografice şi stratigrafice 3
A) Formaţiuni cristalofiliene 4
1. Seria mezometamorfică de Bretila 4
a) Complexul inferior 4
b) Complexul superior 10
2. Consideraţiuni privind sedimentologia formaţiunilor epimetamorfice 13
3. Stratigrafia şi petrografia seriei epimetamorfice de Cîrlibaba . . . 16
a) Complexul şisturilor blastopsefitice-blastopsamitice 17

Institutul Geologic al României

b) Complexul cuarțitelor negru-vineții 21
c) Complexul porfiroidelor alb-verzui 24
d) Complexul calcarelor dolomitice-cristaline 29
B) Rocile eruptive 30
C) Formațiuni sedimentare 31
IV. Considerațiuni tectonice și de metamorfism 35
V. Concluzii 44
Bibliografia 46

I. INTRODUCERE

Regiunea care face obiectul lucrării de față se găsește în partea de NW a Carpaților Orientali, în bazinul superior al văii Bistriței Aurii. Geografic, este situată între granița cu U. R. S. S. și localitățile Iacobeni și Coșna.

Valea Bistriței Aurii, în această zonă primește o serie de afluenți importanți, care au lungimi ce variază între 10 km și 25 km, cum sînt văile : Țibăului, Cîrlibabei, Tătarca, Deaca, Stînii și Suhărzelului.

Afluenții văii Bistriței Aurii, în general, au un caracter îmbătrînit către vărsare și chiar în cursul mijlociu, și abia către izvoare, cursul lor devine torențial, cu pante abrupte.

Vîrfurile de munți cele mai înalte, cum sînt vîrful Omului (1909 m) și vîrful Suhărzel (1709 m), alcătuiesc creste destul de greu accesibile, fiind acoperite, în parte, de jnepeniș. Culmile de munți, ce ating înălțimi ce variază între 1400 — 1600 m, sînt domoale și, în general, sînt orientate NW — SE.

II. ISTORICUL CERCETĂRILOR

Cei mai vechi cercetători care s-au referit, în general, asupra regiunii Carpaților Orientali sînt Gr. Ștefănescu în anul 1885 și Bruno Walter în anul 1876. Bruno Walter cercetează regiunea Cîrlibaba, ocupîndu-se în mod special de raporturile dintre epizona și mezozona din regiunea muntelui Bretila. În acest scop el dă un profil cu structura anticlinală a acestei zone.

M. Reinhardt și I. Atanasiu (1928) au continuat cercetările în zona masivului Bretila și au confirmat poziția anticlinală a acestei zone.

Institutul Geologic al României

Th. Kräutner (1927) căutînd să facă legătura dintre munții Bistriței și Maramureș studiază îndeaproape zona masivului Bretila, separînd pentru prima dată șisturile cristaline în funcție de gradul de metamorfism, în roci epizonale și roci mezozonale.

M. Savul a executat cercetări începînd din anul 1948 în partea de N a Cristalinului Carpaților Orientali și a descris amănunțit formațiunile geologice. Cu această ocazie a făcut considerațiuni asupra tectonicii regiunii, precum și a genezei mineralizațiilor de pirită și galenă și asupra concentrațiilor de mangan și magnetit.

G. Mastacan își susține, în 1948, teza de doctorat ce are ca obiect regiunea Vatra Dornei-Iacobeni.

În anul 1953 P. Ciornei a efectuat studii în regiunea de la E de Giumalău, iar în anul 1954 în regiunea Iacobeni au executat cercetări pentru mangan: Dan Rădulescu, Gr. Cioflica, P. Ciornei, R. Dimitrescu, D. Constantinoff, H. Savu, Remus Ștefan, Al. Vasilescu, S. Cosma și M. Lupu.

Între anii 1954 și 1963, cu mici întreruperi, regiunea ce face obiectul acestei lucrări a fost cercetată de C. Ionescu.

Bazinul văii Bistriței, la N de regiunea studiată de noi, a fost cartat, în anul 1960, de I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, V. Ignat, P. Costache și Felicia Barbu.

În anul 1962, Marcela Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner și M. Mureșan au efectuat o serie de profile în regiunea Bărnărel-Holdița din munții Bistriței, descifrînd stratigrafia și structura Cristalinului din zona respectivă.

R. Dimitrescu, I Rădulescu, G. Pitulea, Ludmila Rădulescu, I. Teuca și A. Mușat au efectuat, în anul 1963, cercetări stratonomice și structurale în partea de NE și SE a regiunii cercetate de noi.

III. CONSIDERAȚIUNI PETROGRAFICE ȘI STRATIGRAFICE

Formațiunile geologice ce iau parte la alcătuirea regiunii cercetate, se pot grupa în trei unități mari: formațiuni cristalofiliene, roci eruptive și formațiuni sedimentare.

Institutul Geologic al României

A) FORMAȚIUNILE CRISTALOFILIENE

Fundamentul general al regiunii este constituit dintr-o succesiune de depozite sedimentare, foarte variate, roci eruptive și roci piroclastice, metamorfozate în diferite condițiuni de metamorfism regional.

Formațiunile cristaline, în funcție de evoluția geologică și de poziția lor stratigrafică, au fost separate în două serii distincte.

1. Seria mezometamorfică de Bretila, alcătuită din formațiuni cristaline vechi, peste care, transgresiv, s-au depus formațiuni mai noi, sedimentare, însoțite de roci eruptive și piroclastice ;

2. Seria epimetamorfică de Cîrlibaba, constituită din depozitele sedimentare, transgresive, rocile eruptive și piroclastice, menționate mai sus, ce au fost metamorfozate într-o nouă fază, cînd a avut loc recutarea și retromorfozarea seriei de Bretila.

Avînd în vedere evoluția geologică a celor două serii înainte de a se face descrierea stratigrafică și petrografică a seriei epimetamorfice, vom trata paleogeografia geosinclinalului în care s-au depus formațiunile, care, prin metamorfozare, au dat naștere seriei de Cîrlibaba.

1. SERIA MEZOMETAMORFICĂ DE BRETILA

Seria de Bretila (Th. Kräutner, 1927) prezintă în general o varietate largă de structuri, începînd de la structura blastopelitică și pînă la cea blastopsamitică. Din punct de vedere textural, se găsesc variații de la cele mai șistoase pînă la cele slab orientate. Frecvent, rocile sînt puternic tectonizate, fapt care a determinat formarea de mici fisuri și rupturi ce sînt vizibile la microscop. Atunci, cînd predomină biotitul, ele au o culoare pestriță, brun-cenușie, însă pe măsură ce fenomenul de retromorfism este mai evident și biotitul este cloritizat, rocile prezintă culori cu nuanțe verzui. Odată cu creșterea cantității de feldspat și cuarț, rocile devin mai deschise la culoare, iar atunci cînd crește cantitatea de amfibol și clorit, prezintă culori închise, verzui.

În cadrul seriei de Bretila au fost separate stratigrafic două complexe și anume : complexul inferior și complexul superior.

a) *Complexul inferior.* Complexul inferior se întîlnește în bazinele văilor Țibău, Izvorul Gîndacului și valea Deaca. În lucrările

Institutul Geologic al României

anterioare, acestui complex i-am atribuit numele de „complexul de Pîrîul Roșu".

Complexul inferior este alcătuit din două orizonturi : a_1. orizontul micașisturilor și amfibolitelor și a_2. orizontul șisturilor cuarțito-muscovito-clorito-biotitice și al șisturilor cloritoase cu biotit, calcit și magnetit.

a_1. *Orizontul micașisturilor și amfibolitelor*. Este constituit din micașisturi cu biotit și muscovit, amfibolite, șisturi amfibolice, șisturi cloritoase tufogene cu biotit și paragnaise cu biotit și muscovit.

Micașisturile cu biotit și muscovit au culoare brun-cenușie, pestriță. Sînt șistoase și au structură lepidoblastică.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm pentru 12 secțiuni

Minerale	Limite %	Dimensiuni mm
Biotit	30—87	0,8 : 0,24 — 0,08 : 0,07
Muscovit	8—40	0,6 : 0,1 — 0,09 : 0,05
Cuarț	12—22	0,12 : 0,09 — 0,08 : 0,07
Plagioclaz	0—90	0,9 : 0,8 — 0,08 : 0,06
Apatit	0—20	0,03 : 0,02
Epidot	0—10	0,06 : 0,04

Biotitul formează împreună cu muscovitul rețeaua în care se găsesc granulele de cuarț și plagioclaz. Se remarcă prezența unui biotit dezvoltat în lamele mari paralele cu șistozitatea și a unui biotit cu aspect porfiroblastic.

Muscovitul apare subordonat biotitului și este dezvoltat în lamele mai scurte.

Cuarțul este în general microgăunțos.

Plagioclazul este un oligoclaz, mai rar un albit. În unele porțiuni din secțiune se prezintă în porfiroblaste cu 9 — 13% An. Este în general alterat, prezentînd uneori fisuri pe care se află insinuat cuarț.

Amfibolitele și șisturile amfibolice au structură granolepidoblastică pînă la nematoblastică și textură orientată pînă la șistoasă.

Paragenezele mineralogice cele mai des întîlnite în cazul amfibolitelor sînt :

Institutul Geologic al României

Hornblendă ± actinot + plagioclaz ± clorit, ± epidot ± zoizit ± magnetit ;

Hornblendă + plagioclaz ± clorit ± cuarț ± rutil ± granat.

Lateral, amfibolitele trec la șisturi amfibolice și la șisturi cloritoase tufogene, bazice, cu biotit. Caracteristic, pentru șisturile amfibolice este cantitatea mare de actinot, dezvoltat în detrimentul hornblendei și textura șistoasă.

Hornblenda apare sub formă de cristale prismatice, uneori fasciculizate la capete, cu treceri spre actinot. Rar, se găsește în cristale maclate și puternic cloritizate, avînd în acest caz culori anomale de birefringență. Uneori, cloritul pseudomorfozează una din maclele hornblendei. Alteori, hornblenda este scheletică, cuprinzînd numeroase incluziuni de plagioclaz, clorit, zoizit, rutil și magnetit. Este puternic pleocroică : verde-albăstruie verde, verde-gălbuie.

Plagioclazul se întîlnește sub formă de xenoblaste de mărimi diferite, rareori găsindu-se maclat după legea albitului. Este puternic alterat și conține, descori, incluziuni de sericit, clorit și epidot.

Cuarțul apare sporadic și în general prezintă numeroase fisuri.

Cloritul a luat naștere în mare parte prin cloritizarea amfibolului, biotitului și granatului.

Cristalele de magnetit se găsesc diseminate în toată masa rocii.

Șisturile cloritoase, tufogene cu biotit, au culoare verde pînă la verzui-cenușie, cu nuanțe gălbui, prezentînd o structură lepidoblastică pînă la granolepidoblastică și textură șistoasă. Culoarea verde se datorează cloritului și amfibolilor verzi, frecvent cloritizați, iar nuanțele verzui sînt date de creșterea cantității de albit și epidot.

Cloritul, împreună cu hornblenda verde, parțial cloritizată și actinotul, formează rețeaua în care sînt prinse porfiroblaste de albit. Frecvent, benzi cu structură porfiroblastică alternează cu benzi alcătuite din granoblaste de albit, parțial calcitizate și epidotizate. Cloritul prezintă uneori culori anomale de birefringență sau mai rar apare foarte slab birefringent. Este dezvoltat în lamele largi, orientate în general conform șistozității. În parte, s-a format pe seama unor minerale melanocrate.

Biotitul, întîlnit de obicei în lamele mici, alcătuiește împreună cu cloritul, benzi ce alternează cu benzi foarte subțiri în care se găsesc granoblaste de cuarț și mai rar de plagioclaz.

Albitul este dezvoltat în porfiroblaste, rareori maclate, prezentînd adesea crăpături pe care s-a dezvoltat clorit foarte slab birefringent.

Institutul Geologic al României

Hornblenda verde apare sub formă de prisme alungite, în parte transformate în actinot sau cloritizate.

Calcitul mulează și înlocuiește uneori granoblastele de albit.

Șisturile cloritoase, tufogene cu biotit, au luat naștere prin metamorfozarea unor roci bazice și tufite bazice, în condițiile faciesului de șisturi verzi, subfaciesul cuarț-albit-epidot-biotit. Fenomenele de retromorfism au transformat întregul pachet de șisturi cloritoase tufogene, încît, la prima vedere, sau în urma unui studiu făcut superficial, s-ar părea că sînt șisturi cloritoase metamorfozate în condițiuni de temperatură scăzută. Pentru acest facies, de temperatură scăzută, ar pleda prezența cloritului în cantitate mare, a epidotului și actinotului ce se întîlnește aproape în toate secțiunile. Prezența biotitului în componența lor mineralogică și a amfibolitelor de tip mezozonal, intercalate în cadrul lor, ne-a determinat să considerăm că aparțin seriei de Bretila.

Paragnaisele cu biotit și muscovit au structură granoblastică și textură gnaisică. Textura rubanată se datorește alternanței benzilor micacee cu cele granulare alcătuite din cuarț și feldspat.

Cuarțul se prezintă în xenoblaste, participînd la benzile granulare împreună cu feldspații plagioclazi și mai rar potasici. Granulele mici de cuarț se întîlnesc deseori ca incluziuni în feldspați.

Plagioclazul este un oligoclaz, uneori puternic sericitizat.

Feldspatul potasic se găsește îndeosebi ca microclin, în general proaspăt.

Biotitul, în general, este cloritizat și conține incluziuni de apatit, minereu, zircon. Este aproape integral transformat în clorit. Cu toate acestea, se întîlnesc numeroase fragmente relicte de biotit.

Muscovitul participă împreună cu cloritul și biotitul la benzile micacee.

a_2. *Orizontul șisturilor cuarțito-muscovito-clorito-biotitice și al șisturilor cloritoase cu biotit, calcit și magnetit.* Are răspîndire mare în bazinul văii Țibăului.

Șisturile cuarțito-muscovito-clorito-biotitice apar frumos dezvoltate în versantul stîng al văii Țibăului, într-un nivel cu grosimi de peste 40 m. Se mai întîlnesc în bazinul Pîrîului Roșu și în regiunea comunei Coșna, în bazinul pîrîului Făgețel. Au culoare cenușiu-

Institutul Geologic al României

verzui-pestriță. Sînt roci foarte fine cu structură fin granoblastică-lepidoblastică și cu textură paralelă, datorită muscovitului și cloritului, ce apar îndeosebi pe fețele de șistozitate, sau în pături onduloase.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm pentru 11 secțiuni

Minerale	Limite %	Dimensiuni mm
Cuarț	40—70	0,2 : 0,16 — 0,01 : 0,01
Muscovit	8—27	0,64 : 0,05 — 0,58 : 0,01
Clorit	6—14	0,12 : 0,03 — 0,52 : 0,01
Biotit	2—50	0,1 : 0,09 — 0,12 : 0,022
Plagioclaz	2—40	0,3 : 0,28 — 0,062 :0,06
Epidot	1—30	0,04 : 0,03 — 0,01 : 0,01
Zoizit	0—10	0,05 : 0,04
Apatit	0—10	0,32 : 0,1 — 0,04 : 0,03
Rutil	0—10	ace fine
Magnetit	4—13	5,00 + 4,00 — 0,3 : 0,2

Cuarțul este dezvoltat în granoblaste cu contur neregulat și mărimi variabile. Granoblastele sînt alungite pe șistozitate și alcătuiesc benzi în care cuarțul este uneori cataclazat.

Muscovitul apare în lamele de mărimi variabile. Lamelele mai mari sînt asociate în benzi mai subțiri, ce alternează cu benzi mai groase, în care predomină cuarțul. Foițele mai scurte apar împrăștiate în toată masa rocii. În mare parte, muscovitul a luat naștere prin decolorarea biotitului.

Cloritul, sub formă de clinoclor, și mai rar pennin, este intim asociat cu muscovitul și a luat naștere pe seama cloritizării biotitului.

Plagioclazul se prezintă în granoblaste răspîndite neuniform în fișiile în care predomină granoblastele de cuarț. Atunci cînd nu este transformat în zoizit sau epidot, conține numeroase incluziuni fine de rutil, maclate uneori în genunchi.

Șisturile cloritoase cu biotit, calcit și magnetit se întîlnesc în bazinul văii Țibăului. Sînt, în general, cenușiu-verzui, iar cu creșterea cantității de calcit și epidot capătă culori verzui mai deschise. Macroscopic, se observă frecvente benzi de calcit și epidot, alb-verzui, ușor rozii, pînă la 3 mm grosime, alternînd cu benzi cloritoase verzui-

Institutul Geologic al României

cenușii, pînă la 1 cm grosime. Deseori, roca este impregnată cu cristale de magnetit.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm pentru 8 secțiuni

Minerale	Limite %	Dimensiuni mm
Clorit	6—22	0,16 : 0,048—0,064 : 0,016
Plagioclaz	2—10	0,4 : 0,32 —0,072 : 0,008
Biotit	5—16	0,48 : 0,12 —0,12 : 0,024
Muscovit	4—36	0,72 : 0,056—0,55 : 0,016
Cuarț	0—80	0,2 : 0,17 —0,01 : 0,01
Calcit	17—46	0,32 : 0,24 —0,07 : 0,16
Epidot	2—12	0,1 : 0,08 —0,01 : 0,01
Granat	0—20	0,03 : 0,02 —0,01 : 0,01
Titanit	1—70	0,02 : 0,01
Apatit	0—10	0,34 : 0,01 —0,01 : 0,02
Rutil	0—30	ace fine
Zircon	0—10	0,02 : 0,02 —0,01 : 0,01
Magnetit	7—19	5,00 : 3,4 —0,4 : 0,3

Cloritul, intim asociat cu muscovitul și biotitul, alcătuiește rețeaua în care se găsesc prinse celelalte minerale. În mare parte a luat naștere pe seama biotitului. Se prezintă în lamele scurte sub formă de șiraguri neîntrerupte. Are uneori culori anomale de birefringență, foarte rar fiind chiar izotrop.

Plagioclazul se află în benzi granoblastice, în care se găsesc și granule mici de cuarț. Este un albit-oligoclaz, rar maclat după legea albitului. Uneori, în unele porțiuni de secțiune, feldspatul este sericitizat conținînd și mici cristale de calcit, lamele de muscovit, cristale de rutil și zircon. Deseori, cristalele de plagioclaz prezintă crăpături pe care s-au produs calcitizări. Unele fîșii granoblastice de plagioclaz sînt calcitizate, încît se ajunge la benzi granoblastice de calcit, în care sînt incluse granule de plagioclaz și lamele de muscovit.

Biotitul, în general, este cloritizat. Cloritizarea biotitului a avut loc în special pe liniile de clivaj. Din această cauză el apare în lamele scheletice, mari, prezentînd crăpături pe care se află insinuat calcitul. Uneori se întîlnește biotit ce pseudomorfozează cristale prismatice de amfibol.

Institutul Geologic al României

Muscovitul, asociat cu biotitul și cloritul, apare sub formă de lamele alungite, de mărimi variabile.

Epidotul se prezintă de obicei granular și se întîlnește în fișiile granoblastice de feldspat.

Calcitul formează benzi subțiri cu grosimi de pînă la 3 mm în masa rocii. A luat naștere, în parte, prin calcitizarea benzilor de feldspat.

Rutilul se află în cristale prismatice foarte fine, incluse în granule de feldspat. Uneori, prezintă macle în genunchi.

Granatul este de obicei sfărîmat și în mare parte cloritizat.

Magnetitul se află în cristale de dimensiuni mari, diseminate în masa rocii.

b) *Complexul superior*. Complexul superior este dezvoltat în raza localității Iacobeni, în bazinul rîului Tisei, pe culmea Suhardului și în bazinul văii Făgețel. Este constituit din două orizonturi bine individualizate și anume:

b_1, orizontul gnaiselor clorito-muscovitice cu biotit și granat și al gnaiselor clorito-muscovitice;

b_2, orizontul șisturilor clorito-cuarțito-sericitoase cu biotit, cu intercalații de șisturi calcaroase cenușii.

b_1 *Orizontul gnaiselor clorito-muscovitice cu biotit și granat și al gnaiselor clorito-muscovitice*. Se întîlnește în bazinul văii Tisei și în bazinul văii Făgețel.

Gnaisele clorito-muscovitice cu biotit și granați au extindere mare în bazinul văii Tisei. Au structură granolepidoblastică și textură șistoasă.

La constituția rocii, participă din abundență cuarțul sub formă de granoblaste mărunte ce se asociază intim cu feldspatul, care, se află subordonat cantitativ. Printre xenoblastele de cuarț și feldspat, se găsesc foițe de muscovit asociate cu lamele de biotit orientate pe direcția de șistozitate.

Feldspatul este un albit-oligoclaz. Granoblastele sale în general sînt mărunte, rar maclate polisintetic și cu conture neregulate. Deseori se disting granoblaste fisurate, zdrobite și recimentate.

Așa cum s-a arătat mai sus, muscovitul apare, fie sub formă de foițe asociate cu biotit în benzile alcătuite din granoblaste de cuarț și feldspat, fie în benzi orientate conform șistozității, în care este intim asociat cu biotit cloritizat.

Institutul Geologic al României

Cloritul format pe seama biotitului apare sub formă de foițe sau plaje neregulate. Culoarea este verde cu pleocroism evident. Culorile de birefringență indică prezența penninului.

Apatitul și zirconul se întîlnesc sporadic.

Granatul de obicei este cloritizat, iar atunci cînd se mai păstrează unele porțiuni, oarecum proaspete, prezintă crăpături sau este fragmentat.

Gnaisele clorito-muscovitice se întîlnesc pe valea Făgețel. Au aspect șistos, fiind destul de fine, au culoare cenușiu-argintie pînă la cenușiu-verzuie.

Macroscopic, în bazinul văii Făgețel, la prima vedere, s-ar părea că ar fi un complex epimetamorfic. Totuși, prezența paragnaiselor fin șistoase cu granat și mai rar cu biotit, atrag atenția. Cercetat mai cu atenție, se poate observa că reprezintă un orizont de șisturi cristaline ce au suferit două faze de metamorfism și anume : o primă fază, în condițiile unui metamorfism regional de tip mezozonal și a doua fază în condițiile unui metamorfism regional de tip epizonal, în care rocile acestui complex au suferit un accentuat proces de retromorfism. Datorită retromorfismului, cea mai mare parte din biotit a fost transformată în clorit sau mai rar în biotit decolorat și numai rareori se întîlnesc lamele frumoase de biotit. Granatul este de obicei sfărîmat și în mare parte cloritizat.

Deseori, în cadrul gnaiselor fine, cu clorit și muscovit, datorită cantității mici de material detritic amestecat cu material cineritic, sau chiar lipsei totale a materialului detritic, se individualizează șisturi tufogene. În cazul acestor șisturi, în care predomină materialul cineritic, se constată că rețeaua ce alcătuiește masa rocii, este formată din foițe de clorit, muscovit, sericit și foarte rar biotit, intim asociate și orientate. În această rețea se găsesc cristale relicte de feldspat și fenoblaste de cuarț, ce au dimensiuni variabile.

Cînd cantitatea de material detritic este destul de mare se constată că gnaisele cu clorit și muscovit au un aspect mai puțin șistos, iar cantitatea de cuarț în xenoblaste, este mult mai mare. Au structură granolepidoblastică și textură șistoasă.

Feldspatul a suferit un accentuat proces de sericitizare. Se recunoaște habitusul prismatic al cristalelor, iar conturele sînt zimțuite de foițele de sericit cu care se întrepătrund. Feldspatul, care este un albit-oligoclaz, este frecvent străbătut de o rețea deasă de fisuri, pe care, fie că s-a dezvoltat o nouă generație de feldspat, fie o generație de cuarț și feldspat.

Institutul Geologic al României

Muscovitul este intim asociat cu cloritul și apare în lamele alungite. O parte din muscovit este pleocroic, iar în jur se găsesc oxizi de fier.

Cloritul este abundent în rocă și în mare parte a luat naștere pe seama biotitului în urma scăderii intensității metamorfismului. Pe alocuri se observă fragmente relicte de biotit și granat cloritizat.

În aproape toată seria gnaiselor cu clorit și muscovit se întîlnesc cristale de turmalină diseminate în masa rocii și cristale alungite de minerale opace relativ mari și abundente. Baghetele de minerale opace apar dispuse conform șistozității rocii.

Șisturile clorito-cuarțito-sericitoase cu biotit și granați se întîlnesc în bazinul pîrîului Tisei, în versanții pîrîului Puiu, în apropiere de confluența cu valea Bistriței, în versantul drept al văii Deaca și pe culmea Suhardului. Retromorfismul le-a afectat în așa măsură, încît cu mare greutate pot fi recunoscute ca aparținînd seriei mezometamorfice. Atunci cînd sînt diaftorizate mai slab, se găsesc sub formă de micașisturi cu două mice. Caracteristic, pentru acest nivel mezometamorfic, este că mai totdeauna conține lentile de șisturi calcaroase cenușii pînă la negre. Micașisturile, atunci cînd sînt mai slab afectate de retromorfism, au culoare cenușiu-verzui-brună, cu nuanțe argintii, datorită conținutului în clorit, biotit și muscovit. Au structură lepidogranoblastică pînă la granolepidoblastică și textură șistoasă. Culoarea se datorește cloritului, sericitului și muscovitului.

Mineralele micacee alcătuiesc benzi ce alternează cu benzi mai subțiri constituite din granoblaste fine de cuarț și feldspat, cu conture neregulate și ușor alungite pe șistozitate.

Cloritul, în mare parte, a luat naștere pe seama biotitului. Este un pennin, mai rar clinoclor, participînd împreună cu biotitul decolorat sau parțial cloritizat și muscovitul, la benzile micacee.

Deseori, muscovitul este slab pleocroic, prezentînd parțial culorile de birefringență ale biotitului. În acest caz, cantitatea de limonit ce înconjoară lamelele de muscovit este mare.

La benzile cu minerale granulare, mai participă grăunțe de apatit, lamele mărunte de biotit, muscovit și granați de obicei cloritizați.

Șisturile calcaroase, cenușiu-negricioase, în plăci, se găsesc ca intercalații în șisturile cuarțito-clorito-sericitoase cu biotit și granați de pe culmea Suhardului și în versantul drept al văii

Institutul Geologic al României

Deaca. În general, șisturile calcaroase, au pe fețele de șistozitate, clorit, sericit, muscovit și mai rar biotit. Intercalațiile lenticulare de calcare cenușii, în plăci, au grosimi ce nu depășesc 15 m.

2. CONSIDERAȚII PRIVIND SEDIMENTOLOGIA FORMAȚIUNILOR EPIMETAMORFICE

Pentru a discuta stratigrafia și petrografia diferitelor orizonturi din seria epimetamorfică, vom căuta să trecem în revistă, sumar, paleogeografia geosinclinalului Carpaților Orientali în care s-au sedimentat formațiunile ce au dat naștere prin metamorfozare, seriei epimetamorfice.

O serie de fapte geologice, ce au fost puse în evidență, ne determină să le discutăm pentru ca astfel să putem interpreta cît mai corect stratigrafia și petrografia regiunii. Vom trece la discutarea lor după cum urmează :

Peste tot seria mezometamorfică este diaftorizată, iar uneori în urma proceselor de retromorfism, unele faciesuri petrografice, ajung aproape pînă la roci epimetamorfice încît cu mare greutate îți poți da seama că aparțin seriei mezometamorfice.

Începînd din bazinul văii Țibăului pînă în bazinul văii Coșna se întîlnesc discordanțe stratigrafice, ce ne ajută la interpretarea paleogeografică a bazinului în care s-au sedimentat formațiunile epimetamorfice și la descifrarea stratigrafiei. Am considerat că se poate folosi noțiunea de discordanță, ținînd seamă că, formațiuni mai noi, ce reprezintă ultimii termeni de depunere în coloana stratigrafică și anume calcarele dolomitice cristaline, în care se găsesc intercalații de filite sericito-grafitoase, stau peste formațiuni mezometamorfice. În bazinul văii Țibăului, peste micașisturi, șisturi amfibolice, amfibolite și șisturi cloritoase cu biotit, se găsesc calcare dolomitice cu intercalații de filite sericito-grafito-cloritoase.

Pe culmea Suhardului, peste formațiuni mezometamorfice, retromorfe, se află calcare dolomitice cristaline și șisturi clorito-sericitoase. Discordanța este nu numai stratigrafică, ci, am putea spune și o discordanță în ceea ce privește intensitatea metamorfismului dintre fundamentul mezometamorfic și metamorfismul slab al calcarelor dolomitice și filitelor sau chiar a șisturilor sericito-grafito-cloritoase.

Complexul blasto-psefitic de pîrîul Omului pus în evidență de noi în bazinul văii Deaca încă din anul 1960 iar de I. Rădulescu, mai tîrziu, în zona Bretila, se găsește dispus peste formațiuni mezometamorfice.

Institutul Geologic al României

R. Dimitrescu, în anul 1964, a arătat că în complexul de pîrîul Omului pe care l-a conturat în regiunea Iacobeni, a găsit galeți de tipul paragnaiselor, deci fragmente de roci remaniate din fundamentul mezometamorfic.

Încă din anul 1960 am arătat că în complexul de pîrîul Omului, metamorfozat în condiții de tip epizonal, se întîlnesc o serie de minerale tipic mezometamorfice, cum sînt granați cloritizați, biotit parțial cloritizat și foarte mult muscovit în lamele mari.

R. Dimitrescu în nota susținută în februarie 1964, privind regiunea Iacobeni și I. Rădulescu[1], în cadrul discuțiilor la această notă, au admis și s-au raliat celor comunicate de noi în anul 1960, în ceea ce privește caracterul transgresiv al formațiunilor epimetamorfice și faptului că, Cristalinul Carpaților Orientali de N a fost afectat de cel puțin două faze de metamorfism[2].

În evoluția geosinclinalului în care au transgresat rocile seriei epimetamorfice, formațiunile mezometamorfice au alcătuit de-a lungul acestuia o cordilieră, orientată NW — SE, în lungul căreia s-a depus material psefitic și psamitic și s-au dezvoltat bariere de recifi calcaroși.

Această cordilieră, în zonele în care se ridica deasupra nivelului apei, forma o serie de insule. Colmatarea acestui geosinclinal a început prin depunerea materialului detritic, organogen și eruptiv. În apropierea țărmurilor s-au depus materiale detritice cu granulație mai mare, de tipul gresiilor, iar cu îndepărtarea de țărm materialul terigen depus a fost din ce în ce mai fin. Totuși, datorită granoclasării, curenților submarini și mișcărilor tectonice active ce au însoțit sedimentarea, materialul terigen a fost clasat și depus în funcție de granulație, formîndu-se ritmuri și microritmuri de gresii, aleurite și pelite, iar în unele cazuri, au luat naștere laminații oblice de curent. Microritmurile se remarcă în șisturile cuarțito-clorito-sericitoase slab grafitoase, care au de multe ori aspect rubanat. Laminația oblică de curent se evidențiază în șisturile cuarțito-grafito-clorito-sericitoase de pe pîrîul Sweizerii unde granoclasarea este foarte slabă și chiar absentă, în schimb cuarțitele negre și șisturile calcaroase cenușii, care sînt stratele oblic laminare, prezintă variații de gro-

[1] Comunicare orală la Ședința de Comunicări a Inst. Geol. în cadrul discuțiilor din 14.II 1964.

[2] H. Savu discută existența a două faze de metamorfism, nu însă și de transgresiune în: „Raport geologic asupra regiunii Roșu-Șarul Dornei" 1955. Arh. Com. Stat Geol. București.

Institutul Geologic al României

sime și chiar caracter lenticular, în special în cazul stratelor cu grosime redusă.

La aceste depuneri se adaugă materialul cărbunos, care, prin metamorfozare a trecut în grafit. Acesta se întîlnește în aproape toată seria epimetamorfică a Carpaților Orientali.

Concomitent cu sedimentarea materialului terigen în geosinclinalul Carpaților Orientali au fost puse în loc roci eruptive care, prin metamorfozare, au fost transformate în gnaise porfiroide de tip Mîndra, gnaise porfiroide biotitice și cloritoase și porfiroide albe-verzui. Totodată a avut loc și depunerea rocilor piroclastice respective care le-au însoțit, precum și a unor tufuri bazice.

În apropierea insulelor și pe geanticlinalele ce nu ajunseseră deasupra nivelului apei, au început să se dezvolte calcare recifale. Mișcările de subsidență au dus la crearea în zonele văilor Țibău, Bistrița și pe direcția culmii Suhardului Mare, a unei bariere calcaroase recifogene. În bazinul văii Țibăului se remarcă o mare dezvoltare a calcarelor dolomitice recifogene, care, în prezent, în această zonă, au grosimi maxime de pînă la 500 m, fără a mai ține seama de grosimea pierdută prin eroziune. Dezvoltarea mare, laterală, a calcarelor dolomitice recifogene, cît și grosimea, sînt un rezultat al condițiilor optime în care s-au dezvoltat recifii în această zonă. Pentru a atinge grosimi atît de mari, a fost necesar ca mișcările negative, de coborîre ale recifului să fi fost de ordinul sutelor de metri.

În bazinul văii Țibăului, calcarele dolomitice cristaline atunci cînd sînt dispuse direct pe fundamentul mezometamorfic, au în bază o structură brecioasă, corespunzătoare breciei de flanc. Cu cît ne îndepărtăm de zona geanticlinală și de zona de calcare dolomitice masive, încep să apară calcare șistoase negre, mai rar gălbui, fine, în plăci, iar mai departe se întîlnesc alternanțe de calcare șistoase, cloritoase, cu șisturi sericito-clorito-grafitoase. Către periferia zonei recifale, acolo unde gresiile și aleuritele calcaroase se îndințau cu gresiile detritice, se găsesc calcare silicioase, albe sau cenușii și cuarțite carbonatate. Deseori, în baza cuarțitelor cristaline, albe, carbonatate, se află cuarțite albe cu microritmuri cu grosimi milimetrice și centimetrice de cuarțite negre.

În zona pîrîul Omului cu cît ne îndepărtăm de calcarele dolomitice, masive, recifale, se trece la calcare șistoase în plăci, negre, muscovitice, la șisturi negre muscovitice calcaroase și la șisturi negre muscovitice cu lentile mici de calcar, ce ar corespunde zonei îndințărilor nisipului recifogen cu materialul argilos și grezos.

Institutul Geologic al României

Spre SE, pe culmea Suhardului, calcarele dolomitice cristaline, recifogene, sînt dispuse peste formațiunile mezometamorfice și se îndințează spre NE cu șisturile calcaroase și șisturile clorito-sericitoase. Atît în zona pîrîului Omul cît și pe culmea Suhardului, grosimea recifilor nu depășește 100 m; deci mișcările negative de coborîre au fost mai mici decît în nord-vestul regiunii. În timpul mișcărilor de coborîre, au existat momente de oprire ale subsidenței, cînd dezvoltarea recifilor a avut loc lateral, din care cauză, se întîlnesc în bazinul văii Bistriței adevărate intercalații de calcare dolomitice cristaline în cadrul seriei epimetamorfice. Totodată, nisipurile calcaroase ce s-au format în jurul recifilor, au dat naștere, datorită îndințării cu materialul detritic, în urma metamorfozării, la intercalații laterale de calcare șistoase și șisturi calcaroase.

3. STRATIGRAFIA ȘI PETROGRAFIA SERIEI EPIMETAMORFICE DE CÎRLIBABA

Seria epimetamorfică are cea mai mare răspîndire în regiunea cercetată. Așa cum s-a arătat, în timp ce în zona barierelor recifogene, coloana stratigrafică este destul de mică, atît în ceea ce privește grosimea formațiunilor epimetamorfice cît și în ceea ce privește numărul orizonturilor stratigrafice, pe măsură ce se înaintează spre largul bazinului de sedimentare, grosimea coloanei stratigrafice crește și se mărește și numărul orizonturilor și faciesurilor petrografice.

Faciesurile petrografice au fost condiționate atît de configurația bazinului de sedimentare, de materialul depus, cît și de o serie de alți factori cum sînt granoclasarea, curenții de turbiditate și mișcările tectonice.

Din această cauză, variațiile faciale sînt destul de numeroase, încît cu mare greutate se pot face orizontări de ansamblu.

Din orizontările făcute, reiese că, datorită reliefului fundului bazinului de sedimentare, același facies petrografic care pentru un anumit punct geografic este dispus peste formațiuni mezometamorfice, în alt punct al bazinului poate să se găsească spre mijlocul sau partea superioară a seriei epimetamorfice.

În regiunea Bărnărel—Holdița, Marcela Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner, M. Mureșan [3] separă în cadrul unității estice a Cristalinului Bistriței, patru complexe și anume:

[3] Cercetări structurale și stratigrafice în Cristalinul Bistriței (regiunea Bărnărel-Holdița). Comunicare Inst. Geol. 1963 (sub tipar).

Institutul Geologic al României

a) Complexul șisturilor sericito-cloritoase inferioare cu intercalații de șisturi blastopsefitice;

b) Complexul cuarțitelor negre și al șisturilor grafitoase;

c) Complexul porfiroidelor și al tufoidelor acide;

d) Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare.

Am citat cele patru complexe separate în cadrul seriei epimetamorfice de către autorii susmenționați (4) pentru a sublinia că în mare, unele complexe și chiar orizonturi au fost găsite și în regiunea noastră, încît se pot face unele corelări între cele două regiuni.

În cadrul seriei epimetamorfice, în regiunea cercetată, am separat complexele menționate mai jos.

a) Complexul șisturilor blastopsefitice-blastopsamitice cu o grosime de cca 450 m constituit din:

a_1. Orizontul șisturilor blastopsefitice;

a_2. Orizontul șisturilor blastopsamitice și al gnaiselor porfiroide.

b) Complexul cuarțitelor negre-vineții cu o grosime ce variază între 550 m și 700 m, alcătuit din:

b_1. Orizontul șisturilor clorito-sericitoase și al porfiroidelor albe-verzui;

b_2) Orizontul cuarțitelor negre-vineții.

c) Complexul porfiroidelor albe-verzui cu o grosime de cca 300 m, constituit din:

c_1. Orizontul șisturilor cuarțito-clorito-sericitoase, cuarțitelor cloritoase și al gnaiselor psamitice;

c_2. Orizontul porfiroidelor și al șisturilor cloritoase cu porfiroblaste de albit;

c_3. Orizontul șisturilor sericito-cloritoase și al șisturilor sericito-clorito-grafitoase.

d) Complexul calcarelor dolomitice cristaline și al șisturilor clorito-sericito-grafitoase cu o grosime ce variază între 100 m și 500 m.

a) Complexul șisturilor blastopsefitice-blastopsamitice. Complexul șisturilor blastopsefitice-blastopsamitice a luat naștere prin metamorfozarea unui complex transgresiv, conglomeratic, grezos.

a_1. *Orizontul șisturilor blastopsefitice.* Se întîlnește în bazinul pîrîului Omului fiind alcătuit din conglomerate cuarțitice, cenușii, metamorfozate, șisturi cuarțitice cenușii și negre, șisturi negre muscovitice, conglomerate

Institutul Geologic al României

clorito-sericitoase, metamorfozate, şisturi calcaroase cu muscovit şi calcare masive.

Metaconglomeratele cuarţitice au răspîndire mică în regiunea noastră. Se întîlnesc în bazinul pîrîul Omului şi Pîrîul Roşu şi sînt situate peste seria de Bretila. Au grosimi de peste 20 m şi sînt puternic fracturate, decroşate şi compartimentate. Au culoare cenuşie pînă la negricioasă. Elementele rulate sînt alcătuite din cuarţ, prinse într-o masă recristalizată, cenuşie. De multe ori sînt străbătute în diferite direcţii de filonaşe de cuarţ alb, metamorfic. Elementele rulate de cuarţ alb au dimensiuni de pînă la 3 cm. Masa recristalizată, în care se găsesc elementele de cuarţ, este alcătuită din cuarţ în mare parte recristalizat lamele de muscovit, sericit, turmalină, uneori granaţi cloritizaţi şi fragmente de biotit cloritizat. Procentual, cuarţul ajunge pînă la 68%.

Muscovitul se află în lamele larg dezvoltate, orientate diferit, uneori mulînd cuarţul rulat, ajungînd procentual pînă la 17%.

Biotitul şi granatul sînt cloritizaţi.

În timp ce granatul şi biotitul se întîlnesc sporadic, turmalina şi muscovitul se găsesc în tot orizontul transgresiv.

Cantitatea de grafit variază în limite largi, însă niciodată nu depăşeşte 12%. Uneori se mai întîlnesc cuiburi de pirită cu dimensiuni de pînă la 8 mm.

Şisturile cuarţito-muscovitice, în funcţie de cantitatea de grafit ce o conţin, au nuanţe mai cenuşii sau mai negricioase. Au structură granolepidoblastică şi textură orientată pînă la şistoasă. În componenţa lor mineralogică intră: cuarţ, sericit, clorit, muscovit, grafit, turmalină şi pirită.

Cuarţul se află relict cu tendinţa de a avea un contur oval, rareori fiind mulat de muscovit. Lamelele de muscovit sînt orientate pe direcţia de şistozitate şi mai rar se găsesc oblic pe această direcţie. Cloritul şi sericitul sînt dezvoltaţi în lamele mici. Grafitul apare pulverulent, frecvent concentrat în cuiburi, uneori înconjurînd golurile în care au fost cristalele de pirită.

Şisturile negre muscovitice au structură lepidoblastică, rar granolepidoblastică şi textură şistoasă. Muscovitul este dezvoltat în lamele mari, orientate pe direcţia de şistozitate şi ajunge procentual pînă la 19%. Grafitul apare pulverulent fiind aglomerat pe direcţiile de şistozitate. Deseori, în şisturile negre muscovitice, se întîlnesc cuiburi de carbonat de pînă la 10 cm lungime şi 3 cm grosime, care,

Institutul Geologic al României

atunci, cînd sînt levigați, lasă goluri tapisate cu cristale de calcit și oxizi de fier. Alteori se întîlnesc goluri cubice lăsate de cuburile de pirită levigată.

Metaconglomeratele clorito-sericitoase se întîlnesc în bazinul pîrîului Omului, unde au grosimi mici și sînt puternic fracturate. Au culoare verzuie și cenușie, cu nuanțe verzui. Elementele rulate sînt alcătuite din cuarț alb cu dimensiuni de pînă la 2,5 cm Ø. Cloritul se află în lamele larg dezvoltate, uneori mulînd cuarțul rulat și formînd împreună cu sericitul și cuarțul recristalizat masa sernifitului. Cloritul, procentual, ajunge pînă la 28%, iar granulele de cuarț recristalizat ce participă la masa micacee au dimensiuni de pînă la 0,3 mm.

Șisturile calcaroase cu muscovit, lateral, prin îndințări faciale trec la calcare masive. Se întîlnesc în bazinele văilor Deaca și Gîndacului, cu grosimi de peste 4,5 m. Culoarea neagră a șisturilor calcaroase negre se datorește conținutului mare în grafit. Muscovitul, care este dezvoltat pe șistozitate, ajunge procentual pînă la 19%. În versantul drept al pîrîului, șisturile calcaroase negre trec la calcare dolomitice, cenușii, masive, lipsite de minerale micacee.

a_2. *Orizontul șisturilor blastopsamitice.* Acest orizont a luat naștere prin metamorfozarea unui complex grezos cu intercalații de șisturi calcaroase și calcare, la care uneori se remarcă laminația oblică de curent. În acest orizont se mai întîlnesc intercalate gnaise porfiroide biotitice și șisturi tufogene.

În cadrul acestui orizont au fost separate: șisturi cuarțito-clorito-grafitoase, șisturi clorito-grafitoase rubanate, șisturi calcaroase cenușii și gnaise porfiroide biotitice.

Șisturile cuarțito-clorito-grafitoase cu lamine de cuarțite negre și intercalații lenticulare de șisturi calcaroase cenușii, se găsesc în bazinul pîrîul Sweizerii de unde, lateral, în bazinele văilor Deaca, Stînii și Andronic, trec la șisturi cuarțito-grafitoase rubanate. În cadrul acestui orizont se întîlnesc gnaise porfiroide biotitice și șisturi tufogene.

Șisturile cuarțito-clorito-grafitoase din bazinul rîului Sweizerii conțin lamine de cuarțite negre de pînă la 10 cm lungime și 3—4 cm grosime. Au structură granolepidoblastică, textură șistoasă și prezintă limită netă între șistul cuarțitic și cuarțitul negru. Această stratificație, așa cum s-a arătat, se datorește curenților submarini de turbiditate.

Institutul Geologic al României

Aici, caracterul rubanat lipsește, datorită lipsei procesului de granoclasare. În schimb, rubanajul este prezent în șisturile cuarțito-clorito-sericito-grafitoase din cele două zone din versantul drept al văii Deaca și din bazinele văilor Stînii și Andronic. Caracterul rubanat a luat naștere în urma procesului de granoclasare. Prin scăderea cantității de grafit, șisturile cuarțito-clorito-grafitoase ajung pînă la șisturi cuarțito-clorito-sericitoase.

Șisturile calcaroase cenușii se găsesc intercalate în orizontul de șisturi cuarțito-clorito-sericito-grafitoase, cu lamine de cuarțite negre, din bazinul pîrîului Sweizerii, sub formă de lentile și intercalații lenticulare, de dimensiuni variabile. Au culoare cenușie, iar atunci cînd șistozitatea este pronunțată au pe fețele de șistozitate clorit și sericit.

Gnaisele porfiroide biotitice au răspîndire mare în regiunea noastră. În afara celor cunoscute în versantul văii Bistriței și bazinul pîrîului Dornencii, am conturat noi zone, în bazinele văilor Scoruș, Humor, Deaca, Andronic, Făgețel și Prislop.

Gnaisele porfiroide biotitice se găsesc intercalate în șisturi cuarțito-clorito-sericito-grafitoase și în șisturi cuarțito-clorito-sericito-grafitoase rubanate. În aceste roci, mai mult sau mai puțin orientate, se recunosc fenocristale de fledspat idiomorf și de cuarț cu o culoare albăstruie caracteristică. Uneori, roca prezintă fenocristale cu aspect de amfibol, care, însă examinate sub microscop se constată că sînt pseudomorfoze constituite din biotit. Structura rocii este porfirică pînă la blastoporfirică. Uneori se mai observă la fenocristalele de cuarț, forma bipiramidală. Deseori, fenocristalele de cuarț și feldspat prezintă crăpături pe care se află recristalizat cuarț, feldspat și biotit. Aceste crăpături deseori sînt intersectate de un sistem de fisurații mai noi.

De foarte multe ori, se găsesc pseudomorfoze de schahbrettalbit după fenoscristale de ortoză. Plagioclazul este un albit și foarte rar se întîlnește feldspat potasic. Se deosebește un biotit primar, de culoare brună, ce apare sub formă de lamele bine dezvoltate ce ating 3 mm lungime și un biotit care pseudomorfozează cristalele prismatice. Aceste pseudomorfoze apar sub forma unui agregat microcristalin, constituit din mici lamele de biotit cu orientări diferite, asociat cu un număr redus de granule de cuarț și minereu opac.

Masa fundamentală are o structură fin granoblastică pînă la granolepidoblastică și textură orientată.

Institutul Geologic al României

b) *Complexul cuarțitelor negre-vineții.* Complexul cuarțitelor negre-vineții are dezvoltare în regiunea muntelui Dadu și în raza localităților Ciocănești-Coșna.

b_1. *Orizontul șisturilor clorito-sericitoase și al porfiroidelor albe-verzui.* Acest orizont este constituit din șisturi clorito-sericitoase și porfiroide albe-verzui. În timp ce, în regiunea Cîrlibaba, porfiroidele lipsesc din cadrul acestui orizont, în raza localității Coșna ele alcătuiesc un nivel-reper ce se poate urmări pe distanțe de ordinul kilometrilor.

Șisturile clorito-sericitoase au cea mai mare dezvoltare în regiunea cercetată. Au culoare cenușiu-verzuie, cu reflexe argintii, sînt fin șistoase, uneori satinate, prezentînd adesea mici franjuri și cute. Au structură lepidoblastică pînă la granolepidoblastică.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm pentru 9 secțiuni

Minerale	Limite %	Dimensiuni mm
Clorit	24—46	0,36 : 0,06—0,02 : 0,01
Sericit	12—31	0,42 : 0,07—0,01 : 0,1
Cuarț	8—17	0, 5 : 0, 3—0,03 : 0,02
Plagioclaz	1—4	0,18 : 0,12—0,06 : 0,04
Rutil	0—1	0,04 : 0,01—
Turmalină	0—1	0,09 : 0,03

Cloritul și sericitul alcătuiesc benzi ce alternează cu benzi mai subțiri de cuarț și feldspat. În benzile de sericit și clorit, între foițele de sericit se întîlnesc granoblaste de albit, baghete de turmalină și ace de rutil.

Porfiroidele alb-verzui, descrise de către I. Atanasiu (1928) și M. Savul (1952) sub denumirea de roci albe porfirogene au răspîndire destul de mare în regiunea cercetată. Se găsesc atît în complexul cuarțitelor negru-vineții cît și în complexul următor. Dacă considerăm nivelul silicios, manganifer, de cuarțite negre, nivel-reper, atunci vom deosebi un nivel de porfiroide situat în șisturile clorito-sericitoase, ce se găsesc în culcușul orizontului discontinuu manganifer, așa cum se întîlnesc în regiunea Coșna, și un nivel situat fie peste orizontul manganifer, așa cum se găsește pe muntele Dadu, fie intercalat în șisturile clorito-sericitoase ale complexului, așa cum apar în regiunea Cîrlibaba.

Institutul Geologic al României

În regiunea Coşna, porfiroidele alcătuiesc un nivel destul de răspîndit, care, pentru această zonă, constituie un nivel-reper, deoarece, aşa cum s-a arătat mai sus, este situat în şisturile clorito-sericitoase din culcuşul nivelului manganifer.

Porfiroidele alb-verzui din regiunea Coşna prezintă numeroase variaţii petrografice. Astfel, în timp ce în bazinele pîraielor Runcu, Prislop şi Bancu, pot fi confundate cu cuarţitele, dacă nu ar prezenta rare fenocristale idiomorfe de feldspat şi granule lenticulare de cuarţ, spre W, în versantul drept al pîrîului Bancu, sînt mult mai fine, au un conţinut de cuarţ redus şi dau impresia că sînt tufite metamorfozate.

Porfiroidele alb-verzui au de obicei structură blastoporfirică şi textură orientată pînă la şistoasă. Fenocristalele de feldspat sînt constituite uneori din feldspat potasic, care, deseori prezintă începuturi de substituire prin schachberttalbit. Fenoblastele de albit sînt maclate polisintetic şi au habitusul gros tabular. Fenocristalele de cuarţ au mărimi diferite, deseori prezentînd o formă bipiramidală cu coroziuni. Frecvent sînt cataclazate şi recimentate. Agregatele de cuarţ ce sînt prinse de un ciment recristalizat, microcristalin, de cuarţ şi de feldspat, au un aspect lenticular.

Masa fundamentală în care sînt situate fenocristalele de feldspat şi cuarţ, este constituită din cuarţ, sericit, clorit, albit şi microclin.

b_2. *Orizontul cuarţitelor negre-vineţii.* Are dezvoltare mare în regiunea Ciocăneşti—Coşna şi apare mai puţin răspîndit în zona muntelui Dadu, din raza comunei Cîrlibaba. Este constituit din şisturi cloritoase tufogene, din două nivele discontinui de cuarţite negru-vineţii ce sînt însoţite de şisturi silicioase manganifere, între care se află intercalate şisturi clorito-sericito-grafitoase şi un nivel discontinuu, subţire, cu grosimi ce variază între 0,5 m şi 15 m, de şisturi calcaroase cenuşii. Şisturile silicioase manganifere ajung uneori la grosimi de ordinul zecilor de metri, aşa cum apar în zona manganiferă de pe muntele Dadu.

Şisturile cloritoase tufogene se găsesc în baza nivelului manganifer de pe muntele Dadu, în culcuşul nivelului manganifer din zona Puiu şi din regiunea Coşna şi ca nivel discontinuu lipsit de cuarţite negre, în regiunea Coşna (aşa cum se întîlneşte pe pîraiele Prislop şi Bancu). Au culoare verde pînă la verzui-cenuşie sau verzui-gălbuie, uneori cu irizaţii argintii. Prezintă o structură lepidogranoblastică pînă la granolepidoblastică, uneori porfiroblastică şi textură şistoasă. Culoarea

Institutul Geologic al României

verde se datorește cloritului și amfibolilor verzi cloritizați. Nuanțele gălbui sînt date de creșterea cantității de albit și epidot, iar irizațiile argintii, ce apar destul de rar, sînt date de prezența sericitului. Deseori, granoblastele de albit în unele porțiuni se găsesc în porfiroblaste. Microscopic în ordinea preponderenței mineralogice, se constată existența următoarelor parageneze :

clorit + albit ± cuarț ± hornblendă cloritizată ± epidot ;
clorit ± albit ± cuarț ± calcit ± epidot ± minerale opace ;
clorit + albit ± cuarț ± sericit ± epidot.

Cloritul, împreună cu hornblenda verde cloritizată, formează rețeaua în care sînt prinse porfiroblastele de albit. Deseori, benzi cu structură porfiroblastică alternează cu benzi alcătuite din granoblaste de albit, parțial calcitizate și epidotizate. Cloritul prezintă uneori culori anomale de birefringență sau mai rar apare slab birefringent. Hornblenda verde se găsește sub formă de prisme alungite, cloritizate, în parte transformate în actinot.

Șisturile cloritoase au luat naștere prin metamorfozarea unor tufuri și tufite bazice.

Cuarțitele negru-vinețiii însoțite de șisturi silicioase manganifere în regiunea cercetată, au fost întîlnite în sectorul Cîrlibaba, în zona muntelui Dadu, în apropierea comunei Ciocănești, în bazinul pîrîului Puiu și în regiunea Coșna, în bazinele pîraielor Bancu și Vîlfii.

Geneza și chimismul rocilor cu mangan din Carpații Orientali au fost dezbătute și explicate de către M. Savul și V. Ianovici (1957), încît noi nu vom mai reveni asupra acestei probleme.

M. Savul și V. Ianovici (1957) au arătat că, cuarțitele negre reprezintă echivalentul metamorfic al unor jaspuri. Au culoare cenușiu-vineție pînă la neagră, cu nuanțe vinețiii, cu structură granoblastică și textură masivă, slab orientată. Grafitul pe care îl conține apare pulverulent. În regiunea muntelui Dadu și în sectorul Coșna, în urma cercetărilor efectuate, s-au pus în evidență noi nivele de cuarțite negre, însoțite de șisturi silicioase manganifere. Pentru aceste zone, am propus explorarea concentrațiilor de mangan [5].

Șisturile cuarțito-clorito-sericito-grafitoase se găsesc intercalate între cele două nivele de cuarțite negru-vinețiii.

[5] C. Ionescu Structura zonelor manganifere din regiunea Cîrlibaba și Coșna — Comunicare 1963. Sub tipar.

Institutul Geologic al României

Frecvent, şisturile cuarţito-clorito-sericito-grafitoase trec la şisturi clorito-sericito-grafitoase. Au structură granolepidoblastică şi textură şistoasă.

Compoziţia mineralogică procentuală şi dimensiunile mineralelor pentru 7 secţiuni

Minerale	Limite %	Dimensiuni mm
Cuarţ	52—76	0,6 : 0,4 —0,03 : 0,01
Clorit	11—18	0,3 : 0,04—0,1 : 0,02
Sericit	3—9	0,4 : 0,05—0,04 : 0,01
Plagioclaz	0—6	0,3 : 0,2 —0,06 : 0,04
Grafit	3—14	pulverulent

Cuarţul este dezvoltat în granule cu contur neregulat, participînd împreună cu plagioclazul la benzile granulare ce alternează cu benzi formate din clorit şi sericit. Grafitul apare pulverulent în toată masa rocii. În cadrul şisturilor cuarţito-clorito-sericito-grafitoase se află un nivel discontinuu de şisturi calcaroase cenuşii şi negre, cu grosimi ce variază între 0,5 m şi 15 m.

c) *Complexul porfiroidelor alb-verzui*

Complexul porfiroidelor alb-verzui are cea mai mare răspîndire în regiunea noastră. Se întîlneşte începînd din bazinul văii Cîrlibaba pînă în raza comunelor Ciocăneşti şi Coşna.

c_1. *Orizontul şisturilor cuarţito-clorito-sericitoase, cuarţitelor cloritoase şi al gnaiselor psamitice.* Are răspîndire mare în regiunea valea Tătarca, valea Stînii şi valea Izvorul Gîndacului.

Şisturile cuarţito-clorito-sericitoase se întîlnesc şi în celelalte complexe, deoarece au luat naştere prin metamorfozarea unor ritmuri sau microritmuri de gresii. În acest orizont, însă, grosimea nivelului grezos a fost destul de mare, încît a permis să se individualizeze un nivel de şisturi cuarţito-clorito-sericitoase. Au culoare cenuşiu-verzuie cu reflexe argintii. Sînt şistoase şi au structură granolepidoblastică.

Mineralele granulare de tipul cuarţului şi mai puţin feldspatului plagioclaz, alcătuiesc benzi groase ce alternează cu benzi subţiri din clorit şi sericit. În cadrul benzilor groase, granulare, se mai întîlnesc lamele mici de clorit şi sericit, uneori turmalină şi apatit.

Institutul Geologic al României

Deseori, șisturile cuarțito-clorito-sericitoase trec gradat la cuarțite cloritoase, prin creșterea cantității de cuarț în detrimentul mineralelor micacee sau la gnaise psamitice prin creșterea cantității de feldspat.

Cuarțitele cloritoase se prezintă ca îndințări laterale ale șisturilor cuarțito-clorito-sericitoase. Au structură granoblastică pînă la granolepidoblastică.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor în mm pentru 5 secțiuni

Minerale	Limite %	Dimensiuni mm
Cuarț	56—82	1,2 : 1,0—0,08 : 0,07
Clorit	2—39	0,4 : 0,05—0,02 : 0,01
Sericit	0—5	0,07 : 0,02—0,03 : 0,01
Plagioclaz	0—1	0,02 : 0,01

Cuarțul se află în xenoblaste de dimensiuni diferite cu tendința de orientare pe o singură direcție. Cloritul împreună cu sericitul alcătuiește benzi foarte subțiri ce alternează cu benzi groase de cuarț. În afară de componenții obișnuiți ai cuarțitelor cloritoase, se mai întîlnesc în benzile alcătuite din xenoblaste de cuarț și albit, lamele mici de clorit și sericit. Atunci cînd cantitatea de plagioclaz crește, se ajunge la gnaise psamitice.

Gnaisele psamitice se întîlnesc ca îndințări laterale ale cuarțitelor cloritoase sau ale șisturilor cuarțito-clorito-sericitoase. Sînt constituite din feldspat plagioclaz, cuarț și sericit. Macroscopic se disting cu ușurință granulele mici de feldspat. Au structură granolepidoblastică pînă la șistoasă.

În masa microcristalină, se disting lamele mici de clorit, xenoblaste de cuarț și albit și mici granule de epidot.

c_2. *Orizontul porfiroidelor și al șisturilor cloritoase cu porfiroblaste de albit.* Acest orizont se întîlnește începînd din bazinul văii Cîrlibaba pînă în regiunea Ciocănești.

Porfiroidele alb-verzui, așa cum s-a mai arătat, alcătuiesc două nivele distincte în coloana stratigrafică și anume: un nivel situat în șisturile clorito-sericitoase din culcușul orizontului manganifer și un orizont superior, situat deasupra orizontului manganifer, ce este deseori însoțit de șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit.

Institutul Geologic al României

Petrografic, deosebirile dintre porfiroidele ce se găsesc în cele două complexe, sînt mici. În timp ce în porfiroidele din complexul cu același nume, par să predomine roci cu un caracter mai masiv, în porfiroidele din complexul cuarțitelor negru-vineții se pare că predomină, în unele zone, șisturile tufitogene, din care cauză și extinderea mare pe care o au aceste roci, dau, uneori, impresia că ar fi metagrauwake. Porfiroidele din complexul cu același nume au conture deseori de corpuri lenticulare interstratificate fiind însoțite de șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, ce apar, fie în baza porfiroidelor, fie ca intercalații. Porfiroidele au structură blastoporfirică și textură orientată pînă la șistoasă. Fenocristalele de feldspat prezintă deseori începuturi de substituire prin schachbrettalbit. Fenoblastele de albit sînt maclate polisintetic și au habitusul gros tubular. Fenocristalele de cuarț au mărimi diferite, deseori prezentînd coroziuni. Frecvent, sînt cataclazate și recimentate. Agregatele de cuarț ce sînt prinse de un ciment recristalizat, microcristalin, de cuarț și feldspat, au un aspect lenticular.

Masa fundamentală în care se găsesc fenoblastele de feldspat și cuarț este constituită din cuarț, sericit, clorit, albit și microclin. În porfiroidele alb-verzui se întîlnesc și porfiroide de tip hälleflinta cu structură microgranoblastică și textură orientată, tip ce a fost pus în evidență și descris pentru prima dată de I. A t a n a s i u (1928).

Analiza chimică a unei probe porfiroide de pe muntele Dadu și analizată de chimistul M. M a t e i.

	%
SiO_2	76,15
Al_2O_3	12,90
Fe_2O_3	1,55
FeO	lipsă
MgO	1,20
CaO	0,20
Na_2O	4,00
K_2O	2,10
$H_2O^{-105°}$	0,20
$H_2O^{+105°}$	1,34
TiO_2	0,15
MnO	0,07

Coeficienții Niggli

si	= 520	*alk*	= 26
al	= 53	*k*	= 0,25
fm	= 9	*mg*	= 0,25
c	= 2		

Institutul Geologic al României

În urma comparării coeficienților Niggli, se poate admite că porfiroidele alb-verzui (rocile albe porfirogene) de pe muntele Dadu, ar corespunde unei magme trondhjemitice cu tendințe aplit-granitice. Avînd în vedere rezultatele analizelor chimice (în special $SiO_2 = 76{,}15\%$) considerăm că porfiroidele alb-verzui de pe muntele Dadu, corespund în parte unei roci ce se apropie de riolite sau porfire cuarțifere.

Cum însă, mai toate porfiroidele se găsesc intercalate concordant în celelalte șisturi cristaline, ne determină că considerăm că aceste roci au luat naștere prin metamorfozarea unor tufuri și tufite. În materialul lor vulcanic s-a amestecat și o oarecare cantitate de material detritic silicios. La această concluzie, privitoare la geneza rocilor albe porfirogene, au ajuns M. Savul și G. Mastacan (1952) pentru rocile albe porfirogene din regiunea de la SE de zona care face obiectul acestei lucrări.

c_3. *Orizontul șisturilor sericito-cloritoase și al șisturilor sericito-clorito-grafitoase.* Are dezvoltare mare în regiunea Cîrlibaba. În cadrul acestui orizont au fost întîlnite șisturi sericito-cloritoase, gnaise porfiroide de tip Mîndra, gnaise porfiroide cloritoase, șisturi cloritoase tufogene, șisturi clorito-sericito-grafitoase și cuarțite negre.

Șisturile clorito-sericitoase se întîlnesc începînd din bazinul văii Cîrlibaba pînă în regiunea Coșna.

Gnaisele porfiroide de tip Mîndra denumite astfel de M. Savul și G. Mastacan (1952), au fost identificate în bazinul văii Jupania, afluent al văii Țibăului, în bazinul văii Găina și în bazinul pîrîului Bancu. Au culoare cenușiu-verzuie, deschisă, cu structură porfirică lenticulară și textură orientată. Fenocristalele mari de feldspat au dimensiuni ce ajung pînă la 2—3 cm lungime. În afară de fenocristalele de feldspat alb, se găsesc fenoblaste mai mici de cuarț cu dimensiuni de pînă la 0,4 cm lungime. Fenocristalele mari de feldspat și cuarț sînt prinse într-o masă microcristalină constituită mai cu seamă din cuarț, sericit, feldspat și biotit.

Fenocristalele de feldspat potasic sînt constituite din ortoză ce ajunge pînă la 2—3 cm lungime, de obicei rotunjite, prezentînd frecvent crăpături pe care se află insinuat un ciment recristalizat, în care se deosebește cuarț și feldspat.

Gnaisele porfiroide cloritoase au fost puse în evidență în bazinul văii Cîrlibaba. Au structură blastoporfirică și textură orientată, ușor șistoasă. Fenocristalele de cuarț, de culoare albăstruie și

Institutul Geologic al României

fenocristalele de feldspat plagioclaz sînt prinse într-o masă fundamentală constituită din cuarț, albit, sericit, clorit și zoizit. Masa fundamentală are structură granolepidoblastică pînă la lepidoblastică și textură orientată ușor șistoasă.

Șisturile cloritoase tufogene au dezvoltare mică în regiunea cercetată, fiind răspîndite în dealul Mănăilă, în dealul Chițcăului, pe pîrîul Silhoi și în bazinul pîrîului Izvorul Ursului. Au culoare verzuie, structură lepidoblastică și textură șistoasă.

Paragenezele mineralogice mai des întîlnite au fost : clorit + albit ± actinot ± hornblendă ± epidot ± zoizit ± illmenit ± rutil ± magnetit.

clorit + albit ± epidot ± cuarț ± zoizit ± illmenit ± rutil.

Cloritul este un clinoclor, mai rar pennin și se întîlnește în lamele scurte. În unele porțiuni clinoclorul alcătuiește rețeaua în care sînt dispuse celelalte minerale. Frecvent, se întîlnesc aglomerări de oxizi de fier cu culori anomale de birefringență. Unele aglomerări de oxizi de fier prezintă pe alocuri culori de birefringență ale cloritului și tendința de a căpăta aspect lamelar.

Feldspatul este un albit, mai rar oligoclaz, cu tendința de dezvoltare în porfiroblaste. În unele porțiuni de secțiune, porfiroblastele de feldspat sînt incluse în rețeaua de clorit, la care participă și actinotul.

Actinotul apare acicular, prismatic, sau în snopi, fiind orientat pe direcția de șistozitate a rocii.

Hornblenda se găsește în prisme alungite cu terminațiile fasciculizate și descori transformate în actiont.

Cuarțul este granular și apare în cantitate extrem de mică, fiind răspîndit sporadic printre celelalte granoblaste.

Epidotul, dezvoltat granular sau prismatic, a luat naștere pe seama feldspatului. Cantitatea de epidot, ajunge uneori atît de mare, încît în unele porțiuni din rocă, epidotul predomină. Ilmenitul se găsește în granule, în parte transformat în sfen. Rutilul este dezvoltat în cristale alungite, aciculare, cu relief puternic și birefringență ridicată.

Magnetitul se află în cristale diseminate în masa rocii. Pe vîrful Chițcăului se întîlnesc concentrații de magnetit în șisturi cloritoase tufogene de pînă la 9%.

Șisturile cloritoase tufogene corespund faciesului șisturilor verzi (*Turner 1960*) de temperatură joasă și au luat naștere prin metamorfozarea unor tufuri bazice.

Institutul Geologic al României

Șisturile clorito-sericito-grafitoase trec lateral la șisturi cuarțito-clorito-sericito-grafitoase și la cuarțite negre. Au răspîndire mare în bazinul văii Cîrlibaba. Cuarțitele negre din acest facies, spre deosebire de cele ce însoțesc orizontul manganifer, sînt negre sau cenușii fără a avea nuanțe vinețiii caracteristice cuarțitelor negre manganifere.

d) *Complexul calcarelor dolomitice cristaline*. Complexul calcarelor dolomitice cristaline are extindere mare în regiunea văii Țibăului și Cîrlibaba. Au în bază un orizont de cuarțite albe, carbonatate cu microritmuri de cuarțite cenușii și negre, cu grosimi centimetrice. În calcarele dolomitice ce sînt dispuse peste formațiuni mezometamorfice, deseori, în baza lor, se găsesc calcare brecioase metamorfozate, corespunzătoare breciei de flanc, recifale.

În general, calcarele dolomitice cristaline prezintă îndințări cu șisturi calcaroase negre, rubanate și albe, în plăci, care, la rîndul lor, conțin intercalații de șisturi clorito-sericitoase și șisturi clorito-sericito-grafitoase. Cu cît se mărește depărtarea de calcarele masive, îndințările dintre șisturile calcaroase și șisturile clorito-sericitoase, slab grafitoase, sînt mai numeroase.

Al. Codarcea [4] — semnalează pentru prima dată în masivul Poiana Ruscă și în țară, îndințările faciale dintre calcarele dolomitice cristaline de Hunedoara și șisturile cristaline conexe.

Calcarele dolomitice cristaline, recifogene, formează uneori umplutura sinclinalelor, reprezentînd orizontul superior al seriei epimetamorfice sau sînt dispuse peste formațiuni mezometamorfice demonstrînd prin poziția lor faptul că au reprezentat bariere recifale dezvoltate pe coame submerse și cordiliere.

În bazinul văii Țibăului, calcarele dolomitice au răspîndire mare. Sînt dezvoltate în bancuri cu grosimi de ordinul sutelor de metri. Culoarea lor variază de la alb-gălbui la cenușiu-neagră, în funcție de cantitatea de grafit pe care o conțin. Au structură granoblastică și textură masivă, rareori orientată. Deseori, calcarele dolomitice conțin intercalații de cuarțite albe, așa cum se întîlnesc pe pîrîul Scoruș, valea Stînii și valea Țibăului.

[4] Raport geologic asupra regiunii Ruda-Poienița Voinii (Poiana Ruscă) 1948. Arh. Com. Stat Geol. București.

Institutul Geologic al României

V. Corvin Papiu (1962), O. Maier (1959) G. Mureşan (1959), M. Mureşan (1959) şi mai tîrziu Fl. Ionescu, H. Kräutner, M. Mureşan (1962), consideră că dezvoltarea mare a calcarelor dolomitice de Hunedoara din Poiana Ruscă, s-ar datora condiţiilor optime în care s-au dezvoltat recifii în această zonă.

În regiunea noastră îndinţările faciale dintre calcarul dolomitic masiv, calcarele în plăci şi şisturile clorito-sericito-grafitoase, se datoresc dezvoltării recifilor laterali, cu ocazia opririi mişcărilor de subsidenţă şi totodată şi faptului că, în jurul recifilor, se formează o zonalitate datorită acţiunilor valurilor mării. Astfel, marginal reciful este distrus, iar fragmentele şi blocurile care au rezultat, au dat naştere în mare parte, prin cimentare, la calcare în plăci şi calcare şistoase. Cu cît ne depărtăm de recifi, fragmentele devin din ce în ce mai fine pînă se transformă într-un nisip calcaros, coraligen, nisip ce începe să se amestece cu materialul detritic fin, încît, mai totdeauna în aceste zone au loc îndinţări între nisipul coraligen şi materialul fin detritic. În general, s-a constatat, că, în lagunele atolilor se dezvoltă un material foarte fin, detritic, de tipul mîlurilor fine, provenit din flora şi microflora lagunei. Mai mult încă, se consideră că la construirea recifilor coraligeni participă o serie de foraminifere şi alge, deoarece coralii alcătuiesc doar scheletul recifilor. Avînd în vedere cele de mai sus, putem explica destul de uşor prezenţa intercalaţiilor de şisturi clorito-sericito-grafitoase în cadrul calcarelor masive recifale şi îndinţările dintre calcare, calcare şistoase şi şisturi clorito-sericitoase.

B) ROCILE ERUPTIVE

În regiunea cercetată, rocile eruptive au răspîndire mică şi sînt reprezentate de cîteva filoane de camptonite.

Camptonitele au o masă microgranulară, neagră, compactă, ce reprezintă un agregat holocristalin de plagioclaz, de obicei andezin, de cristale prismatice de barkewicit şi augit titanifer.

Barkewicitul, de culoare brună, cu pleocroism pronunţat, (ng = brun-verzui, nm = brun-roz, galben-verzui) are birefringenţă maximă (ng-np) = 0,27) şi semnul optic negativ.

Printre mineralele accesorii şi secundare se mai întîlnesc titanit, epidot şi calcit.

În afara filoanelor figurate pe hartă, au mai fost găsite blocuri de camptonite şi în alte zone.

Institutul Geologic al României

Menționăm că, camptonitele au fost puse în evidență în regiunea cercetată pentru prima dată de noi și descrise în lucrarea prezentată la Congresul Internațional de Geologie de la Varșovia.

C) FORMAȚIUNILE SEDIMENTARE

Formațiunile sedimentare ce iau parte la alcătuirea regiunii, aparțin Triasicului, Cretacicului și Eocenului.

Triasic. Ocupă o mică suprafață în regiunea cercetată în partea de SE a zonei cercetate, în împrejurimile localității Iacobeni și în partea de NE a regiunii, la obîrșia văii Jupania și Ceremușului (Izvorul Cățelei), unde este reprezentat prin Werfenian și Anisian.

W e r f e n i a n u l are în bază, un orizont subțire, discontinuu de conglomerate, avînd elementele constituite în special din cuarț, prinse într-un ciment roșu-violaceu. Către partea superioară trec la gresii cuarțitice de aceeași culoare și șisturi argiloase fin micacee, roșii-violacee cu pete verzui. În petecul de Werfenian din nord-estul regiunii cercetate, de la izvorul văii Jupania, conglomeratele din bază lipsesc, în schimb este dezvoltată seria gresiilor cuarțitice-violacee și a șisturilor argiloase-violacee cu pete verzi. În regiunea Iacobeni, șisturile argiloase, violacee, către partea superioară trec la calcare albe zaharoide, uneori șistoase, peste care urmează din nou șisturi argiloase, care, gradat, trec la un facies calcaros vinețiu al Anisianului, dovedind continuitatea de sedimentare dintre cele două etaje.

A n i s i a n u l formează cea mai mare parte a fîșiei de depozite sedimentare din regiunea Iacobeni. Este reprezentat prin calcare dolomitice masive, bituminoase, calcare cenușiu-negricioase-alb-gălbui pe fețele de alterație (calcare de Guttenstein). Unele varietăți mai puternic magneziene, prezintă pe suprafață rețeaua de șanțuri caracteristică dolomitelor. Calcarele sînt străbătute de o rețea de vinișoare foarte subțiri de calcit. La partea superioară a seriei, apare un nivel discontinuu de calcare în plăci subțiri.

Cretacic. Se extinde în special în partea de NE a regiunii cercetate ca petece peste Cristalin, în bazinul văii Țibăului și ca zonă continuă în vestul regiunii, la obîrșia văii Coșna. El începe cu un orizont de conglomerate, care, treptat, trece la microconglomerate și apoi la gresii. Conglomeratele au elementele constituite din cuarț alb, în mare parte rotunjite,

Institutul Geologic al României

prinse într-un ciment grezos cenușiu-gălbui. Au dezvoltare mare în dealul Mănăilă, unde trec, treptat, la microconglomerate și la gresii. În dealul Chițcăului formațiunile cretacice sînt prinse sub depozite cristaline. Cele trei petece de Cretacic ce stau peste Cristalin în bazinul văii Țibăului, sînt acoperite în mare parte de depozite eocene, transgresive. Acestea, depășind Cretacicul, au înaintat peste Cristalin, începînd de la obîrșia pîrîului Tonchii spre NW, pînă în versantul drept al văii Cîrlibaba. Către cumpăna apelor dintre valea Cîrlibabei și valea Țibăului, peste Cristalin, sînt dispuse de asemenea depozite cretacice, peste care se află Eocenul. Fîșia de depozite cretacice este complet acoperită de Eocen, către NW de vîrful Măgura. Cretacicul, din partea de W a regiunii cercetate, din bazinul Bîrgăului, a fost invadat dinspre W și SW de depozite eocene, ce se dispun atît peste Cretacic cît și peste Cristalin.

Eocen. Eocenul are extindere mult mai mare decît Cretacicul, mai ales avînd în vedere că, o bună parte din ceea ce este trecut ca fiind Cretacic atît pe harta 1 : 500.000 a Comitetului Geologic, cît și pe harta 1 : 100000 a MIPCh, este în realitate de vîrstă eocenă.

În partea de NW, așa cum am arătat la descrierea depozitelor cretacice, transgresiunea eocenă depășind Cretacicul, a depus atît peste formațiunile cretacice cît și peste cristalin, depozite eocene, încît o bună parte din sedimentarul din partea de NE a regiunii, ce era considerată în literatură ca fiind Cretacic, este în realitate de vîrstă eocenă.

Pe hărțile menționate mai sus în bazinul văii Țibăului la N de Piatra Roșie, este conturată o fîșie de depozite cretacice, de cca 4 km lungime. Această fîșie pe hărțile sus-menționate, începe din versantul stîng al văii Țibăului de sub cota 1219 m, coboară în bazinul văii Țibăului și urcă în versantul drept pînă în apropiere de valea Dîrmoxa. În realitate, pe valea Țibăului cît și în versantul drept al văii Țibăului, în zona în care se continuă fîșia cretacică, sînt calcare cu Nummuliți, eocene.

Din două probe de calcare cu Nummuliți pe care le-am colectat din bazinul văii Țibăului, Gh. Bombiță a determinat două specii de Nummuliți și anume : *Nummulites perforatus* Montfort și *Nummulites striatus* Bruguière. Prezența acestor specii caracteristice permite să se atribuie calcarelor cu Nummuliți din bazinul văii Țibăului o vîrstă lutețian-superioară.

În bazinul văii Cîrlibaba, în amonte de confluența cu valea Tătarca, pe aceleași hărți sînt puse două petece de sedimentar, considerate că ar aparține Cretacicului. În aceste petece am găsit de asemenea calcare cu

Institutul Geologic al României

Nummuliți. În schimb pe cele două hărți, nu apare petecul de depozite eocene, din versantul stîng al văii Țibăului, din aval de confluența Țibăului cu Dîrmoxa. Acesta este afectat de mișcările postluteține ce au dus la compartimentarea și decroșarea formațiunilor sedimentare și chiar la încălecarea locală a formațiunilor cristaline, peste Eocen.

Eocenul în regiune, are în bază depozite breciforme, deltaice, cu grosimi ce nu depășesc 30 m grosime, alcătuite din blocuri de șisturi cristaline cimentate de o mică cantitate de ciment fin grezos. Blocurile, mai totdeauna reprezintă roci din fundamentul cristalin peste care stau. În versantul stîng al văii Cîrlibaba, din amonte de confluența cu valea Tătarca, peste brecii sînt situate gresii slab marnoase, ce trec la marne roșii și calcare cu Nummuliți. Petecul este încălecat local de Cristalin.

Pe botul de deal dintre văile Dîrmoxa și Țibăului, se află un orizont de brecii în care blocurile de șisturi cristaline au dimensiuni ce variază între 20 cm și 1,30 m. Orizontul se află situat peste șisturi epizonale, însă la cca 600 m se întîlnesc formațiuni mezozonale. Brecia este alcătuită din blocuri de șisturi cristaline de tip epizonal și blocuri cristaline de tip mezozonal (micașisturi biotitice), cimentate de o cantitate extrem de mică de material grezos, încît la prima vedere s-ar părea că este o brecie tectonică cristalină. Aici, peste brecii, repauzează gresii verzui-cenușii, care, la rîndul lor, trec la marne roșii și calcare cu Nummuliți. Orizontul discontinuu de brecii sedimentare are extindere nu prea mare, găsindu-se uneori ca petece peste Cristalin, în special pe culmi. Deseori, peste brecii urmează celelalte formațiuni sedimentare eocene. Cum Eocenul este deseori tectonizat, de multe ori brecia sedimentară alcătuită din blocuri de Cristalin, este încălecată de șisturi cristaline. În acoastă situație, cu mare greutate se poate recunoaște, deoarece, oricine este tentat să creadă că este o brecie tectonică cristalină.

În partea de NE a regiunii, în locul breciei sedimentare, peste Cristalin și Cretacic, este dispus un orizont discontinuu de conglomerate. Acest orizont conține blocuri de șisturi cristaline și cuarțuri albe de pînă la 1 m diametru. Blocurile sînt prinse într-o masă microconglomeratică. Acest orizont se dezvoltă începînd de la N de Chițcăul Mare, unde este dispus transgresiv peste Cretacic, și se continuă în bazinul văii Juravlea și în botul de deal dintre văile Juravlea și Cîrlibaba. În bazinul văilor Juravlea și Cîrlibaba, depășind Cretacicul, Eocenul s-a depus direct pe Cristalin. Începînd din bazinul pîrîul Țapului (afluent al văii Cîrlibaba) pînă în bazinul pîrîului Măgura (afluent al văii Țibăului), pe rama Cristalinului se întîlnesc

Institutul Geologic al României

depozite cretacice, care la rîndul lor suportă brecii conglomeratice eocene. Către NW de pîrîul Măgura, peste Cristalin, se găsesc depozite transgresive eocene, ce au în bază de asemenea un orizont subțire de brecii conglomeratice. În bazinul văii Juravlea-Cîrlibaba, orizontul de brecii conglomeratice atinge grosimi de 30 m.

În baza depozitelor eocene din partea de SW a regiunii, începînd de la obîrșia pîrîului Canal (pîrîul Zimbroslavului), afluent al văii Țibăului, se află un orizont subțire de 10 m grosime de conglomerate brecioase ce se menține în baza depozitelor eocene, către N, pe cca 5—6 km, de unde dispare.

În timp ce în bazinul sedimentar eocen din nord-estul regiunii, conglomeratele brecioase suportă un orizont destul de gros de conglomerate, în care se intercalează din loc în loc, nivele subțiri de gresii în bazinul flișoid, eocen, din sud-vestul regiunii, peste breciile conglomeratice se află un orizont discontinuu foarte subțire (3—4 m) de gresii. În acest bazin, începînd de la obîrșia pîrîului Canal, către S, din baza depozitelor eocene lipsește atît orizontul de brecii conglomeratice cît și orizontul gresiilor. Începînd din bazinul văii Dîrmoxa, reapare în baza calcarelor cu Nummuliți, un orizont foarte subțire de gresii micacee, de 2—3 m grosime. Grosimea orizontului grezos crește către S ajungînd ca pe botul de deal dintre valea Dîrmoxa și Țibău, unde se dispun brecii, să aibă pînă la 60 m grosime.

Gresiile din bazinul văii Juravlea, au biotitul și muscovitul în lamele mari, proaspete. Cele din bazinul văii Țibăului, în special de pe Piatra Roșie, sînt verzui -argintii, datorită cantității mari de biotit cloritizat și a lamelelor mari de muscovit. La microscop, se constată că în unele porțiuni, în jurul granulelor de cuarț și feldspat se află calcit.

Începînd de la S de valea Dîrmoxa, atît în petecele de sedimentar din versantul stîng al văii Țibăului, cît și în bazinul sedimentar eocen din versantul drept al văii Țibăului, gresiile micacee trec prin îndințări faciale, lateral, la marne cenușiu-verzui-roșietice, slab verzui și la calcare cenușii cu Nummuliți.

Marnele, în special marnele roșii, se dispun în bancuri cu grosimi de ordinul metrilor.

Calcarele cu Nummuliți au o mare răspîndire în regiunea noastră în special în partea de NW. Aici, începînd din bazinul pîrîului Piatra Roșie, formează o bandă continuă către izvoarele văii Țibăului, de cca 11 km lungime, care, din loc în loc, prezintă îndințări laterale de facies, cu marno-

Institutul Geologic al României

calcare roșii. În regiunea vîrfului Muncel (1448 m) calcarele cu Nummuliți repauzează direct pe Cristalin, respectiv peste calcarele dolomitice cristaline.

În jurul cătunului Pleta, Eocenul are în bază gresii, care, către partea superioară, trec la marne roșii, marne ce prin îndințări faciale trec la calcare cu Nummuliți.

IV. CONSIDERAȚII TECTONICE ȘI DE METAMORFISM

În regiunea cercetată se evidențiază un cristalin mai vechi alcătuit din formațiuni mezometamorfice, peste care s-a instalat geosinclinalul în care s-au depus roci sedimentare, eruptive și piroclastice.

Într-o nouă fază de cutare și metamorfism, rocile sedimentare și eruptive au fost metamorfozate, iar fundamentul cristalin a fost recutat și retromorfozat. Formațiunile mezometamorfice ce erau mai dure și aveau grosimi mari, în timpul recutărilor, au jucat rolul unui nivel tectonic conducător, încît, au dat naștere la structuri slab ondulate de sinclinoriu în bazinul văii Țibăului și de anticlinoriu în regiunea valea Deaca-vîrful Suhărzel. Acolo unde formațiunile moi și mai puțin dure, s-au găsit dispuse între două nivele mai dure și mai competente (în cazul nostru între nivelul dur al seriei mezometamorfice și nivelul gros de peste 500 m al calcarelor dolomitice), s-au supus tectonicii masei importante, respectiv nivelului tectonic conducător, alcătuit din formațiuni mezometamorfice, fiind influențat în oarecare măsură și de nivelul tectonic superior al calcarelor dolomitice. Astfel, în sinclinoriul văii Țibăului ce a fost pus de noi în evidență, se constată că, formațiunile epimetamorfice formează cute largi, în timp ce către NE, acolo unde formațiunile moi predomină, iar calcarele dolomitice au grosimi mici sau lipsesc, s-a format o serie de cute minore, uneori strînse.

În sud-estul regiunii, mișcări tectonice mai noi au dus la formarea cutei-solz de Bîrgău (1960) și totodată la mascarea vechiului stil tectonic sinmetamorfic. Aici, nivelul tectonic mezometamorfic a avut un rol conducător, imprimînd formațiunilor mai puțin dure, stilul său tectonic de anticlinoriu.

Anticlinalul de Bretila denumit astfel de Th. Kräutner, conturat în extindere în bazinul văii Rusia de M. Savul, iar de noi în bazinul văilor Gîndacul și Deaca (1960), este încălecat și ferăstruit în bazinul văii Deaca de cuta solz de Bîrgău, pe care am pus-o în evidență în anul 1960.

Institutul Geologic al României

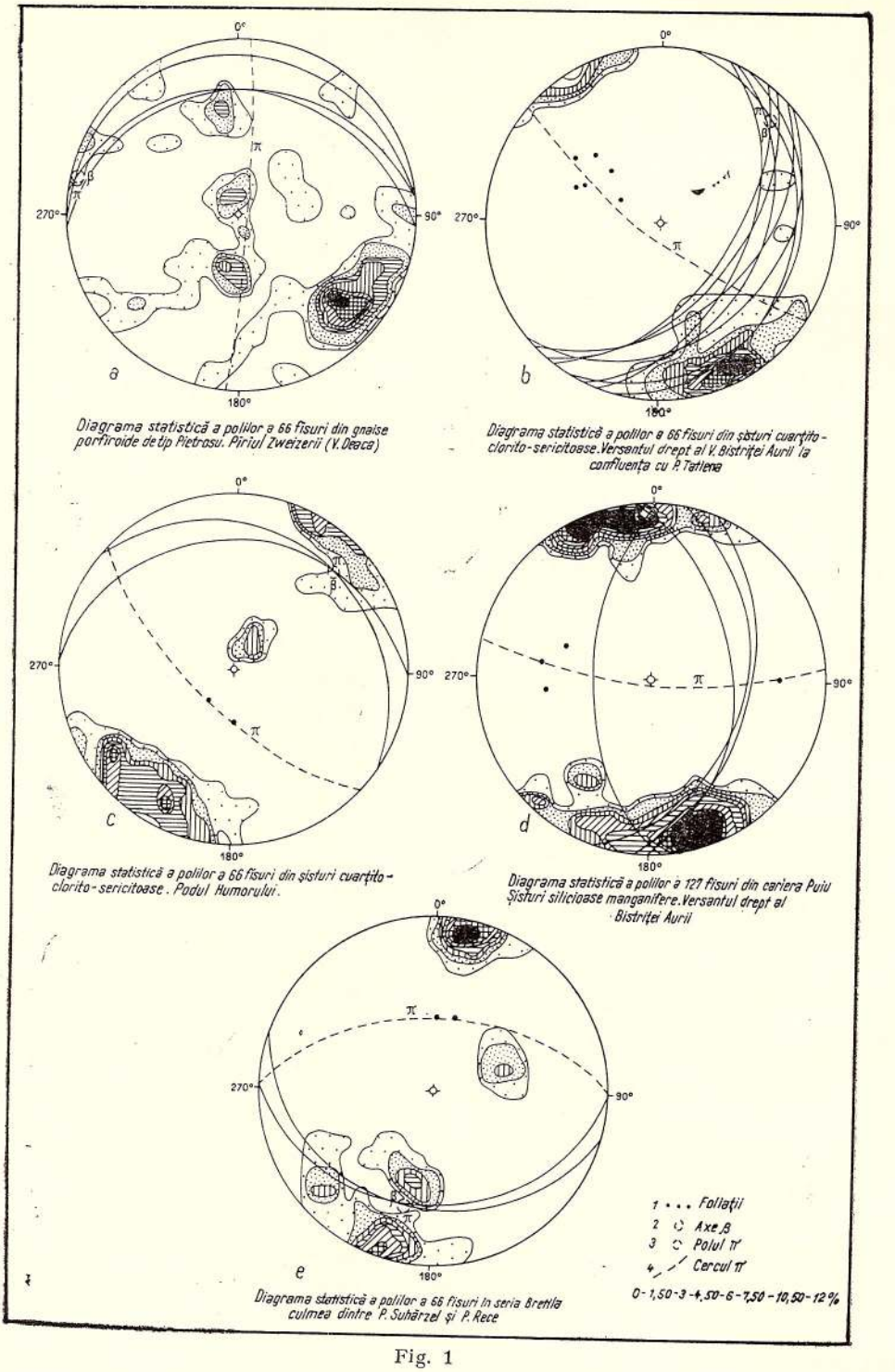


Fig. 1

Institutul Geologic al României

ELEMENTELE MICROTECTONICE

a) *Elementele lineare*. Pe teren, au fost măsurate următoarele elemente lineare : axele de cute paralele cu axa B a structurilor, lineațiile de microcute, lineațiile ce au luat naștere în urma dezvoltării orientate a mineralelor micacee și lineațiile de intersecție (fig. 1, 3).

La conturarea structurilor am folosit numai axele B, lineațiile de microcute și lineațiile de orientare a mineralelor micacee.

În mai multe puncte din regiune, așa cum am mai arătat (1960), am găsit două — trei lineații suprapuse. Astfel pe valea Bistriței, în aval de confluența cu valea Stînii, am întîlnit în șisturi cuarțito-clorito-sericitoase trei lineații suprapuse : o lineație, L_1, dată de orientarea mineralelor micacee (ce corespunde în linii mari cu direcția generală a structurii) cu direcția 320°/37°, o a doua lineație, L_2, dată de microcute centimetrice cu direcția 230°/47° și o a treia lineație, L_3, corespunzătoare unor flexuri cu direcția 200°/12°.

Pe pîrîul Bancu, aval de confluența cu pîrîul Runcu, au fost măsurate trei lineații suprapuse : o lineație cu direcția N—S cu înclinări spre S de 12°, măsurată pe microcute milimetrice, o a doua lineație, L_2, cu direcția 295° 22° măsurată pe microcute centimetrice și o a treia lineație, L_3, cu direcția 317°/12° corespunzătoare unor mici flexuri ce însoțesc clivajele paralele cu planul *ac*.

Prima lineație, L_1 este generată de metamorfismul regional, iar a doua lineație a luat naștere cu ocazia unor noi cutări.

Studiul unei secțiuni orientate perpendicular pe axul lineației, L_1 din regiunea Ostra, executat de către G. Pitulea a demonstrat că prima lineație a fost ondulată cu ocazia formării lineației L_2, iar microcutele for-

Fig. 1. — *a*) Diagramme statistique des pôles à 66 fissures des gneiss porphyroïdes de type Pietrosu. Ruisseau Zweizerii (vallée de Deaca). 1, foliation ; 2, annexes β ; 3, pôle π ; 4, cercle π.

b) Diagramme statistique des pôles à 66 fissures des schistes quartzito-chlorito-sériciteux. Versant droit de la vallée de Bistrița Aurie au confluent de cette rivière et du ruisseau Tatiena.

c) Diagramme statistique des 66 fissures des schistes quartzito-chlorito-sériciteux. Podul Humorului.

d) Diagramme statistique des pôles à 127 fissures de la carrière Puiu. Schistes siliceux manganifères. Versant droit de la Bistrița Aurie.

e) Diagramme statistique des pôles à 66 fissures dans la série de Bretila. Le sommet compris entre le ruisseau Suhărzel et Pîrîul Rece.

Institutul Geologic al României

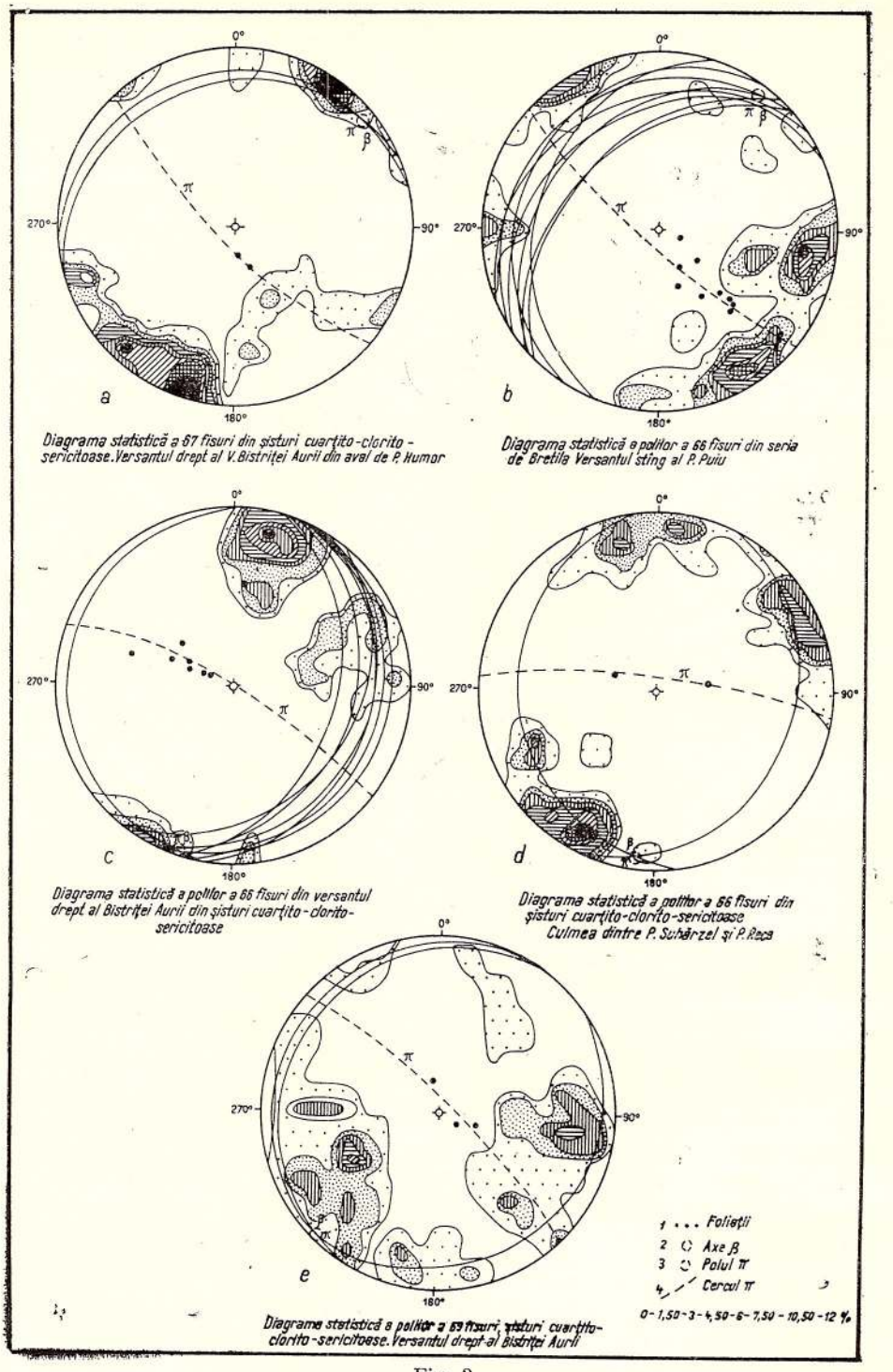


Diagrama statistică a 67 fisuri din şisturi cuarţito-clorito-sericitoase. Versantul drept al V. Bistriţei Aurii din aval de P. Humor

Diagrama statistică a polilor a 66 fisuri din seria de Bretila Versantul sting al P. Puiu

Diagrama statistică a polilor a 66 fisuri din versantul drept al Bistriţei Aurii din şisturi cuarţito-clorito-sericitoase

Diagrama statistică a polilor a 66 fisuri din şisturi cuarţito-clorito-sericitoase Culmea dintre P. Schârzel şi P. Rece

Diagrama statistică a polilor a 69 fisuri, şisturi cuarţito-clorito-sericitoase. Versantul drept al Bistriţei Aurii

Fig. 2

Institutul Geologic al României

mate, au șarnierele mult îngroșate față de flancuri. Totodată s-a constatat că în planul acestor microcute nu apar clivaje și nici minerale micacee orientate cu ele. În schimb, axele optice ale unora din minerale se dispun paralel cu planul axial al acestor microcute, iar granulele de cuarț și incluziunile din ele se dispun pe două direcții.

G. Pitulea consideră că, cutele suprapuse ar reprezenta cute de tranziție, între cutele de alunecare concentrice și cele de forfecare ce nu apar decît în timpul metamorfismului regional.

I. Bercia, Elvira Bercia și C. Chivu (1959), au citat existența a două lineații suprapuse în masivul Poiana Ruscă. Autorii explică existența celei de a doua lineații prin mișcările ce au produs și antrenarea mezozonei peste șisturile epizonale într-o etapă mai tîrzie, ale aceleiași faze tectonice, ce a dat naștere seriei epimetamorfice din Poiana Ruscă. Totodată, ajung la concluzia că, formațiunile epizonale din Carpați au suferit același complex de mișcări și că pot exista mai multe lineații în formațiunile epimetamorfice din Carpați.

Măsurătorile de lineații efectuate în regiunea Coșna, în bazinul pîrîului Bancu, așa cum s-a arătat anterior (8), au pus în evidență lineații suprapuse, aparținînd la două faze de cutări. Totodată o serie de lineații măsurate pe cute milimetrice din porfiroidele de pe pîrîul Prislop și culmea Făgețel, au dat direcții aproximativ constante, de 23° NE cu înclinări spre N de 17° — 20°. Aceste măsurători de lineații au fost executate pe cele două cute înclinate spre S din bazinul văii Coșna, în care, orizontul porfiroidelor este mult îngroșat în șarniere față de flancuri. La planul axial al acestor cute se întîlnesc microcute centimetrice și milimetrice. Același orizont de porfiroide, în versantul drept al pîrîului Bancu, la S de

Fig. 2. — *a*) Diagramme statistique a 67 fissures des schistes quartzito-chlorito-sériciteux. Versant droit de la vallée de Bistrița Aurie en aval du ruisseau Humor.

1, foliations; 2, axes β, 2, pôle π; 4, cercle π.

b) Diagramme statistique des pôles à 66 fissures de la série de Bretila. Versant gauche du ruisseau Puiu.

c) Diagramme statistique des pôles à 66 fissures du versant droit de la Bistrița Aurie des schistes quartzito-chlorito-sériciteux.

d) Diagramme statistique des pôles à 66 fissures des schistes quartzito-chlorito-sériciteux. Le sommet compris entre le ruisseau Suhărzel et Pîrîul Rece.

e) Diagramme statistique des pôles à 69 fissures, schistes quartzito-chloriteux-sériciteux. Versant droit de la Bistrița Aurie.

Institutul Geologic al României

cutele menționate mai sus, apare într-o cută ușor ondulată anticlinală orientată aproximativ N—S.

Urmărirea lineațiilor în raza comunei Ciocănești, în versantul drept al văii Bistriței Aurii, în bazinul Pîrîului Rece, pe microcute centimetrice și milimetrice din șisturi cuarțito-clorito-sericitoase au indicat direcții ce variază între 24° — 26° NE și înclinări nordice ce oscilează între 24° și 30°.

Lineațiile de microcute centimetrice prezente în cariera de mangan de la Puiu, atît în șisturi silicioase manganifere cît și în cuarțite negre, au direcții N — S cu înclinări spre S ce variază între 22° — 30° S.

Măsurătorile de lineații pe care le-am efectuat în zona Ciocănești-culmea Suhard, atît în seria mezometamorfică cît și în seria epimetamorfică, au dat direcții ce variază între 22° — 26° NE și se afundă spre N cu 4° — 23°. În această zonă, o serie de fracturi de adîncime, au dus la compartimentarea atît a seriei mezometamorfice cît și a seriei epimetamorfice, încît, în această zonă, o serie de cute compartimentate, ce au suferit mișcări de răsucire, au axele B orientate după direcții NE — SW pînă la E — W.

G. P i t u l e a , în anul 1964, consideră că faza a doua de cutare, ce a fost menționată de noi în anul 1963, ar fi avut loc în timpul metamorfismului regional, ce a generat șisturile epimetamorfice din Carpații Orientali, constituind un moment sau o subfază a acestei faze tectonice importante, prin schimbarea direcției forței tectonice, datorită unor cauze locale.

Ideea emisă de G. P i t u l e a și menționată mai sus, în ceea ce privește geneza fazei a doua de cutare, ar putea fi susținută dacă am admite că, nivelul tectonic conducător, mezometamorfic, dur, prezenta în zona Ciocănești-Iacobeni-culmea Suhard o serie de deranjamente tectonice, care au influențat și imprimat aceste deformări, formațiunilor sedimentare și eruptive ce au dat naștere prin metamorfozare și cutare, seriei epimetamorfice. Aceste deranjamente în timpul fazei a doua de cutare ar fi avut astfel posibilitatea să genereze structuri orientate NE—SW. Subliniez că această ipoteză ar putea fi admisă numai în cazul unui fundament vechi, cristalin, care a avut rol important în deformare, cu ocazia metamorfozării formațiunilor epimetamorfice.

Cu ocazia noilor mișcări tectonice, postluteține, a fost posibil ca în regiunea valea Deaca să se formeze cuta-solz de Bîrgău, însoțită de o serie de cute-falii, care uneori, au încălecat și peste formațiuni sedimentare cretacice și luteține.

Institutul Geologic al României

În bazinul pîrîul Scoruș, într-o zonă puternic fracturată și compartimentată, lineațiile de microcute centimetrice din porfiroide, au direcții ce variază între 22° — 26° NE cu înclinări nordice de 4° — 23°.

Pe cumpăna apelor dintre valea Deaca și valea Bistriței lineațiile din formațiunile mezometamorfice, ce încalecă local peste seria epimetamorfică, au direcții de 40° NE cu înclinări nordice de 23°. Lineația măsurată în seria epimetamorfică în imediata apropiere, are direcția de 25° NW, cu înclinări spre N de 27°.

Pe culmea dintre bazinul pîrîului Humor și valea Deaca, în zona cutei-solz de Bîrgău, lineațiile date de microcute centimetrice, în șisturi cuarțito-clorito-sericitoase, au direcții ce variază între 22° — 26° NE și înclinări nordice de 7° — 12°.

La confluența pîrîului Sweizerii cu valea Deaca în zona aceleiași cute-solz de Bîrgău, lineațiile de microcute centimetrice au direcții cu valori cuprinse între 24° — 27° NE și înclinări nordice de 10° — 14°.

Lineațiile de microcute centimetrice de pe culmea dintre valea Deaca și pîrîul Humor, din formațiunile mezometamorfice ce încalecă local peste seria epimetamorfică, au direcții ce variază între 10° — 33° NE cu înclinări spre N ce oscilează între 16° — 51°.

Lineațiile măsurate în regiunea Cîrlibaba, începînd din împrejurimile comunei Ciocănești pînă la granița cu URSS, au arătat că în această zonă, structurile sînt în general orientate NW—SE, prezentînd afundări către NW.

Astfel, lineațiile de pe valea Cîrlibaba din apropierea barajului au direcții de 50° NW și înclinări nordice de 6°. Pe aceeași vale, la confluența cu valea Tătarca, lineațiile au direcții de 30° NW și înclinări nordice de 7°.

b) *Competența rocilor și cutarea*. Așa cum s-a arătat mai sus, seria mezometamorfică a reprezentat un nivel conducător tectonic, ce a imprimat formațiunilor de deasupra stilul său tectonic. Cu toate acestea, în cadrul seriei epimetamorfice, în funcție de competența complexelor de roci, au luat naștere cute de amplitudini diferite. Astfel, rocile mai dure, competente, de tipul cuarțitelor negre, porfiroidelor, gnaiselor porfiroide, șisturilor cuarțito-clorito-sericitoase și calcarelor dolomitice, au format cute largi de ordin superior, simple cu amplitudini ce depășesc frecvent ordinul zecilor de metri, în timp ce orizonturile mai subțiri de șisturi clorito-sericitoase, clorito-sericito-grafitoase, au format cute mult mai strînse, de ordinul metrilor, decimentrilor și centimetrilor.

Institutul Geologic al României

În regiunea Ciocănești-Iacobeni, materialul moale terigen, cu toate că reprezenta un nivel mai puțin dur, însă cu o grosime mult mai mare, decît rocile dure de tipul cuarțitelor negre și porfiroidelor, a avut rolul unui nivel tectonic conducător, imprimîndu-și stilul tectonic și rocilor mai dure.

Abundența lineațiilor de microcute demonstrează că stilul de cutare a fost cel de alunecare concentrică.

În regiunea valea Deaca în versantul drept al văii Bistriței au fost întîlnite cute faliate, uneori culcate și chiar ușor șariate de-a lungul planului axial. Aceste cute sînt alcătuite din formațiuni epimetamorfice și formațiuni mezometamorfice în ax.

Cuta-solz de Bîrgău încalecă local spre NW, peste anticlinalul de Bretila.

c) *Șistozitatea de stratificație și șistozitatea de clivaj*. În cartarea executată, în regiunea ce face obiectul acestei lucrări, am folosit pentru conturarea structurilor șistozitatea de stratificație, iar acolo unde șistozitatea de stratificație este mascată de șistozitatea de clivaj, am folosit în descifrarea structurii, rubanajul rocilor. Am evitat să conturăm orizonturi în zonele în care șistozitatea de stratificație nu era clară, fiind mascată de șistozitatea de clivaj.

Marcela Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner și M. Mureșan, în urma cercetărilor executate în regiunea Bărnărel-Holdița, au ajuns la concluzia că, în Carpații Orientali, șisturile cristaline formează cute largi, cu amplitudini mici, spre deosebire de alte interpretări ce au fost bazate pe șistozitatea de clivaj care au dus la părerea că se găsesc cute strînse de amplitudini mari.

Cercetările noastre efectuate în bazinul văii Țibăului, au demonstrat, așa cum s-a mai arătat, că în această zonă se află un sinclinoriu slab ondulat. Către NE în bazinul văii Cîrlibaba au fost puse în evidență o serie de cute cu flancurile ușor înclinate.

În partea de SE a regiunii în zona cutelor faliate și a cutei-solz de Bîrgău, flancurile cutelor prezintă înclinări mult mai mari.

Șistozitatea de stratificație este evidentă în rocile competente de tipul porfiroidelor, cuarțitelor, șisturilor calcaroase rubanate și șisturilor cuarțito-clorito-sericitoase și dispare în șisturile clorito-sericitoase și șisturile clorito-sericito-grafitoase, unde este mascată de șistozitatea de clivaj. În timp ce în rocile competente menționate mai sus, echidistanța dintre

Institutul Geologic al României

clivajele axiale este de ordinul centimetrilor, în rocile blastopelitice de tipul șisturilor clorito-sericito-grafitoase și șisturilor clorito-sericitoase se ajunge la echidistanțe de ordinul milimetrilor și submilimetrilor, transformîndu-se în șistozitate de clivaj.

Din această cauză pseudostructurile trasate după șistozitățile de clivaj sînt alcătuite din cute numeroase de amplitudini mari, cu flancurile prezentînd înclinări mari.

d) *Fisurile și faliile.* Studiul fisurilor din diferitele puncte ale regiunii, a scos în evidență existența a două sisteme principale de fisuri: un sistem paralel cu direcția generală a structurii (fisuri *hol*) și un al doilea sistem de fisuri aproape perpendicular pe structură (fisuri *ac*). Planul fisurilor are oscilații ce variază între 5° — 20°, atît pentru înclinare cît și pentru direcție.

Sistemul de fisuri paralel cu planul axial al cutelor ce prezintă înclinări mari, este deseori însoțit de clivaje de forfecare. De obicei se constată că există o trecere gradată de la fisuri la clivaje. Din această cauză în diagramele [5] statistice de fisuri am inclus și clivajele. Clivajele de forfecare se întîlnesc în toată regiunea cercetată. Sînt însă foarte răspîndite în bazinul văii Țibăului și văii Cîrlibaba (fig. 3).

Fisurile și clivajele au fost reluate în mișcările tectonice postmetamorfice și transformate în falii direcționale (falii *hol*) și falii transversale (falii *ac*).

În regiunea noastră faliile sînt foarte frecvente, în special cele transversale (*ac*). Inclinarea lor variază între 60° — 90°, în general predominînd faliile verticale. Acestea au dus la decroșarea, compartimentarea și ridicarea unora dintre compartimente. Faliile transversale au dus însă și la decroșarea unora dintre faliile direcționale.

În bazinul văii Țibăului este decroșat și compartimentat atît Cristalinul cît și depozitele sedimentare, cretacice și eocene.

Considerăm că, o mare parte din faliile transversale (falii *ac*) sînt mai noi decît cele direcționale. Vîrsta faliilor transversale o considerăm ca fiind postlutețiană.

e) *Budinajul.* Fenomenele de budinaj se întîlnesc în aproape toată regiunea. În șisturile clorito-sericito-grafitoase cît și în șisturile clorito-

[5] Vezi planșele cu diagrame statistice de fisuri.

Institutul Geologic al României

sericitoase se întîlnesc budine de cuarț alb și cenușiu cu dimensiuni centimetrice.

În zona muntelui Dadu și Puiu, șisturile silicioase manganifere și cuarțitele negre, sînt frecvent budinate, din această cauză zăcămintele de

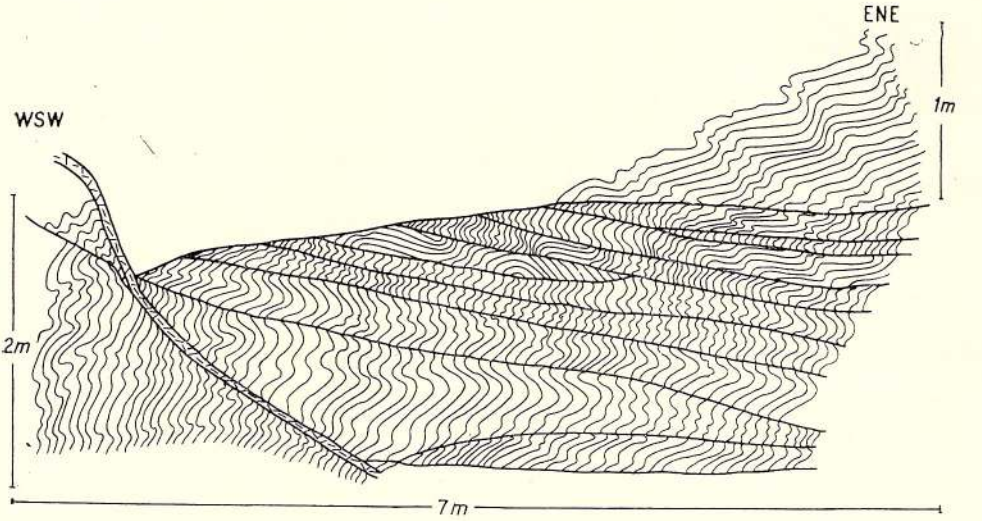


Fig. 3. — Șisturi cuarțito-clorito-sericitoase cu clivaje de forfecare și fractură de alunecare cu brecie. Versantul drept al văii Cîrlibaba.
Schistes quartzito-chlorito-sériciteux à clivages de cisaillement et fracture de glissement à brèche. Versant droit de la vallée de Cîrlibaba.

mangan din Carpații Orientali sînt lentilizate. Dimensiunile budinelor cu mangan sînt de ordinul centimetrilor, metrilor și chiar zecilor de metri, iar axele lor sînt paralele cu axul B al structurii.

V. CONCLUZII

În concluzie, în regiunea Izvoarele Țibăului-Coșna, au fost diferențiate două grupuri de Cristalin, între care se află o lacună stratigrafică : un Cristalin mai vechi alcătuit din formațiuni mezometamorfice (seria de Bretila), peste care, discordant se găsesc formațiuni epimetamorfice.

Cu ocazia metamorfozării rocilor sedimentare, eruptive și piroclastice ale seriei epimetamorfice, au fost recutate și remetamorfozate și formațiunile vechi, cristaline ale seriei de Bretila.

Institutul Geologic al României

În deformare, fundamentul cristalin vechi, mezometamorfic a avut rolul de relief tectonic conducător, influențînd în mare măsură noile structuri formate în cadrul celor două serii.

Direcția generală a structurii este NNW-SSW pînă la N-S, numai în unele sectoare structura este orientată aproape perpendicular (NE-SW).

Foliația metamorfică a luat naștere sincinematic. În rocile competente se remarcă existența unei șistozități de stratificație și a unor clivaje axiale, de curgere, a căror intersecție a dus la formarea texturii lineare sau a lineației paralele cu axul B. În toată zona cristalină studiată, s-au întîlnit sisteme de fisuri de tensiune (*ac*) și clivaje de forfecare.

Mișcări tectonice postmetamorfice au dus la reactivarea vechilor fracturi și sisteme de clivaje și au dat naștere la o serie de falii transversale (falii *ac*) și falii direcționale (falii *hol*).

Mișcările tectonice mai noi, postluteține, puse în evidență de noi (1960) au dus la încălecarea șisturilor cristaline peste formațiuni sedimentare triasice, cretacice și eocene.

Primit: aprilie 1964

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIA

Atanasiu I. (1928) Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom*, XIII. București.

Bercia I., Bercia E., Chivu C. (1959) Cercetări microtectonice în zona centrală a Masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.*, XLIX. București.

Codarcea Al., Codarcea Marcela, Ianovici V. (1957) Structura geologică a Masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. Șt. Acad. R.P.R.* VII, nr. 3–4, București.

Dimitrescu R. (1960) Observațiuni asupra depozitelor mezozoice și tectonice în regiunea Iacobeni. *S.S.N.G. Comunicări de geologie-geografie*, I. București.

Ionescu C. (1960) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba-Ciocănești-Iacobeni. *D.S. Com. Geol.*, XLVII. București.

Ionescu Fl., Kräutner H., Mureșan M. (1962) Contribuțiuni la cunoașterea fundamentului cristalin din bazinul Streiului, pe baza noilor date geofizice și geologice. *Congr. V al Asoc. Carpato-Balcanice*, II. București 1962.

Macovei G. (1954) Geologia stratigrafică. Ed. Tehnică. București.

Maier O., Mureșan G., Mureșan M. (1959) Structura geologică Teliuc-Ghelar (zona centrală a Masivului Poiana Ruscă). *D.S. Com. Geol.* XLIX. București.

Papiu C.V. (1959) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. St. București.

— Popescu A., Serafimovici V. (1962) Considerațiuni petrografice asupra rocilor carbonatate din epizona Munților Poiana Ruscă. *Congr. V al Asoc. Carpato-Balcanice.* București.

Kräutner Th. (1927) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii, V. Țibăului și V. Cîrlibabei. *D.S. Com. Geol.*, XV. București.

Savul M., Mastacan G. (1952) Contribuții la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații Orientali *Acad. R.P.R. Bul. St.* II/4. București.

Savul M., Ianovici V., (1957) Chimismul și originea rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriței. *Acad. R.P.R. Bul. Șt. (Secția Geol-Geografie)*, VII/1. București.

Institutul Geologic al României

RECHERCHES PÉTROGRAPHIQUES, STRATONOMIQUES ET STRUCTURALES DU CRISTALLIN DES MONTS DE BISTRIȚA (RÉGION DES SOURCES ȚIBĂU — COȘNA)

PAR

C. IONESCU

(Résumé)

Dans la région des sources Țibău — Coșna on a séparé des formations cristallophyliennes, des roches éruptives et des formations sédimentaires.

Les formations cristallines ont été séparées en deux séries :

1. La série mésométamorphique de Bretila, constituée par des formations cristallines anciennes, sur lesquelles reposent transgressivement des formations plus récentes, sédimentaires, des roches éruptives et des roches pyroclastiques ;

2. La série épimétamorphique de Cîrlibaba, constituée par des dépots sédimentaires, transgressifs, et des roches éruptives et pyroclastiques, mentionnées ci-dessus, qui ont été métamorphosées dans une nouvelle phase, lorsqu'il a eu lieu le remplissement et la rétromorphisation de la série de Bretila.

Dans la série de Bretila on a séparé deux complexes : l'un, inférieur et un autre, supérieur.

Dans le complexe inférieur, stratigraphique, on a remarqué l'horizon des micaschistes et des schistes à quartzite, muscovite, chlorite et biotite et des schistes chloriteux à biotite, calcite et magnétite.

Dans le complexe supérieur, stratigraphique, on a séparé l'horizon des gneiss chloriteux-muscovitiques à biotite et à grenat et des gneiss chloriteux-muscovitiques et l'horizon des schistes chloriteux-quartzitiques-sériciteux à biotite et à intercalations de schistes calcaires gris.

Institutul Geologic al României

Dans la série épimétamorphique on a remarqué quatre complexes :

1. Le complexe des schistes blastopséphitiques-blastopsammitiques, à une épaisseur de 450 m, constitué par l'horizon des schistes blastopséphitiques et l'horizon des schistes blastopsammitiques et gneiss porphyroïdes ;

2. Le complexe des quartzites de couleur noir-violacé, à une épaisseur qui varie entre 550—700 m, est constitué par l'horizon des schistes-chloriteux-sériciteux, l'horizon des porphyroïdes blanc verdâtre et l'horizon des quartzites noir violacé ;

3. Le complexe des porphyroïdes blanc verdâtre, à une épaisseur d'environ 300 m, est constitué par l'horizon des schistes quartziteux-chloriteux-sériciteux, l'horizon des quartzites chloriteux, l'horizon des gneiss psammitiques, l'horizon des porphyroïdes, l'horizon des schistes sériciteux-chloriteux et des schistes sériciteux-chloriteux-graphiteux ;

4. Le complexe des calcaires dolomitiques cristallins et des schistes chloriteux-sériciteux-graphiteux, a une épaisseur qui varie entre 100 et 500 m.

La direction générale de la structure est NNW — SSE jusqu'à N — S sauf dans quelques secteurs ou elle est presque perpendiculaire (NE—SW).

La foliation métamorphique a pris naissance syncinématique. Dans les roches compétentes on remarque l'existence d'une schistosité de stratification et de quelques clivages axiaux, d'écoulement, dont l'intersection a déterminé la formation de la texture linéaire ou de la linéation, parallèle à l'axe B. Dans toute la zone cristalline étudiée, on a rencontré des systèmes de fissures de tension (*ac*) et des clivages de cisaillement.

Les mouvements tectoniques post-métamorphiques ont réactivé les anciennes fractures et systèmes de clivages et ont donné lieu a une série de failles transversales (failles *ac*) et failles directionnelles (failles *hol*).

Les mouvements tectoniques plus récents, post-lutétiens, que nous avons mis en évidence, ont déterminé le chevauchement des schistes cristallins par les formations sédimentaires triasiques, crétacées et éocènes.

Institutul Geologic al României

EXPLICATION DE LA CARTE

Carte pétrographique de la région Cîrlibaba — Ciocănești — Iacobeni — Coșna.

Quaternaire : 1, alluvions ; 2, terrasses ; 3, Pléistocène. **Eocène** : 4, calcaires à Nummulites ; 5, marnes ; 6, grès ; 7, conglomérats ; 8, dépôts bréchiformes. **Crétacé** : 9, marnes grises, marnes verdâtres, marnes rougeâtres ; 10, grès ; 11, conglomérats ; 12, Trias. **Roches éruptives** : 13, camptonites. **Roches cristallophyliennes**. *Series de Cirlibaba* : 14, calcaires dolomitiques ; 15, schistes calcaires noirs et schistes calcaires blancs ; 16, quartzites blancs à rythmes de quartzites noirs ; 17, schistes chloriteux à calcite et épidote ; 18, quartzites noirs ; 19, schistes chloritiques-séricitiques-graphitiques ; 20, porphyroïdes balnc verdâtre et hällenflinta (roches blanche ; porphyrogènes) ; 21, schistes chloritiques à porphyroblastes d'albite ; 22, quartzites chloriteux ; 23, gneiss psammitiques ; 24, schistes siliceux à concentrations de Mn, quartzites noirs ; 25 schistes verts tuffogènes ; 26, gneiss porphyroïdes du type Mîndra ; 27, gneiss porphyroïdes chloritiques du type Pietrosu ; 28, gneiss porphyroïdes biotitiques du type Pietrosu ; 29, schistes quartzitiques-chloritiques-séricitiques ; 30, schistes chloritiques-séricitiques ; 31, schistes quartzitiques-chloritiques-graphitiques-séricitiques à rythmes de quartzites noirs, schistes chloritiques-graphitiques rubanés à intercalcations de schistes calcaires gris ; 32, schistes calcaires gris ; 33, métaconglomérats chloritiques-séricitiques ; 34, schistes calcaires noirs à muscovite ; 35, schistes calcaires gris, calcaires dolomitiques ; 36, schistes quartzitiques noirs à muscovite ; 37, conglomérats quartzitiques gris et noirs. *Série de Bretila* Complexe supérieur : 38, gneiss à chlorite, muscovite et biotite, schistes chloritiques-séricitiques à biotite, schistes chloritiques-séricitiques ; 39, schistes chloritiques-quartzitiques-séricitiques à biotite et grenat ; 40, schistes calcaires gris. Complexe inférieur : 41, schistes chloriteux à biotite ; 42, schistes quartzitiques-chloritiques-biotitiques à magnétite ; 43, gneiss chloritiques-muscovitiques-biotitiques ; 44, amphibolites et schistes amphiboliques ; 45, micaschistes ; 46, ligne de chevauchement local ; 47, failles ; 48, tracée des coupes géologiques.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLANȘA I-a

Institutul Geologic al României

PLANȘA I-a

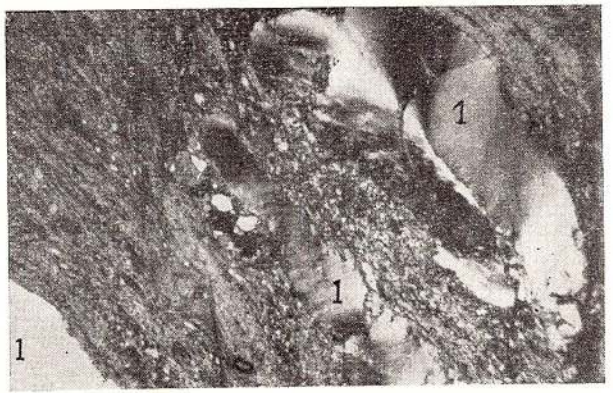
Fig. 1. — Gnais porfiroid biotitic.
1, fenocristale de cuarț corodat cu crăpături pe care se află recristalizat cuarț și feldspat. N+ ; × 20.
Gneiss porphyroïde biotitique.
1, phénocristaux de quartz corodé à fissures sur lesquelles se trouve recristallise le quartz et le feldspath. N+ ; × 20.

Fig. 2, — Gnais porfiroid biotitic.
1, fenocristale de cuarț ; 2, fenocristal de feldspat caolinizat și sericitizat. N+ ; × 20.
Gneiss porphyroïde biotitique.
1, phénocristaux de quartz ; 2, phénocristal de feldspath Kaolinisé et séricitisé. N+ ; × 20.

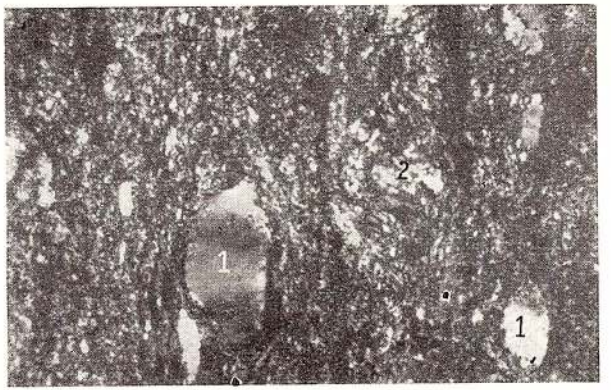
Fig. 3. — Gnais porfiroid biotitic.
1, fenocristal de cuarț cataclazat. N+ ; × 20.
Gneiss porphyroïde biotitique.
1, phénocristal de quartz cataclasé. N+, × 20.

Fig. 4. — Gnais porfiroid biotitic.
1, fenocristal de cuarț. N+ ; × 20.
Gneiss porphyroïde biotitique.
1, phénocristal de quartz. N+ ; × 20.

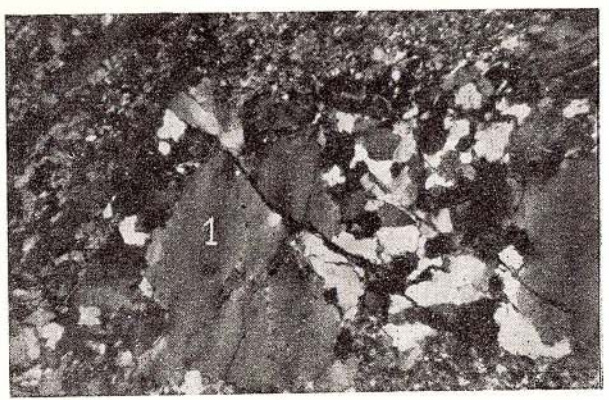
Institutul Geologic al României



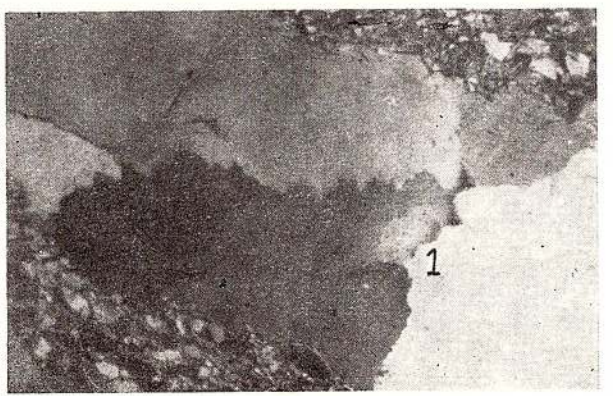
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA II-a

Institutul Geologic al României

PLANȘA II-a

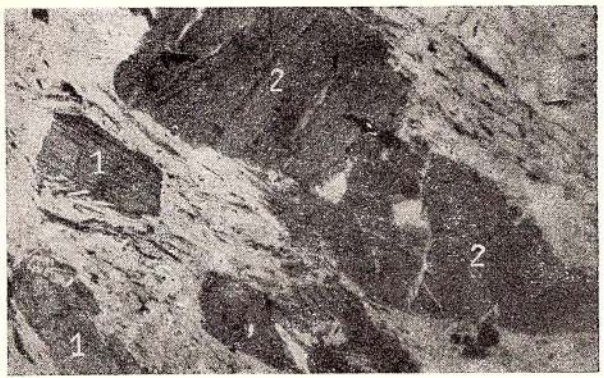
Fig. 1. — Gnais porfiroid cloritos.
1, fenocristal de cuarț corodat. N+ ; × 20.
Gneiss porphyroïde chloriteux.
1, phénocristal de quartz corodé. N+ ; × 20.

Fig. 2. — Porfiroid alb — verzui.
1, fenocristale de feldspat cu crăpături pe care se află recristalizat cuarț și feldspat N+ ; × 50.
Porphyroïde blanc verdâtre.
1, phénocristaux de feldspath à fissures sur lesquelles se trouve recristalliser le quartz et le feldspath. N+ ; × 50.

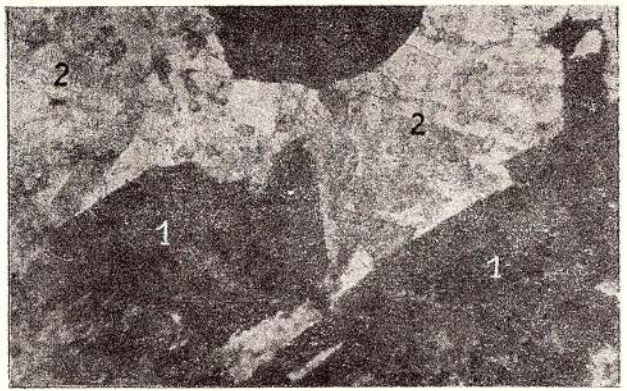
Fig. 3. — Șist cuarțito-muscovito-clorito-biotitic.
1, cuarț ; 2, biotit.

Fig. 4. — Micașist biotitic.
1, biotit ; 2, cuarț.
Micaschiste biotitique.
1, biotite ; 2, quartz.

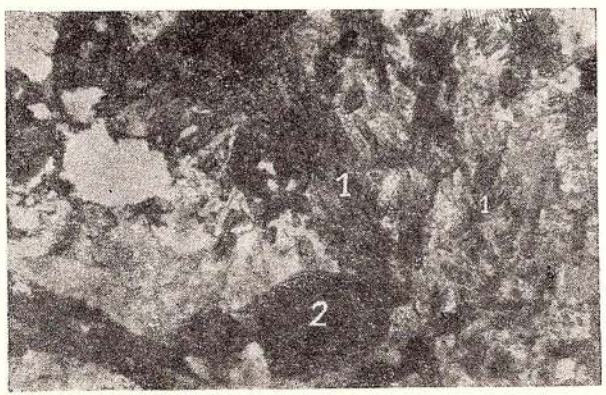
Institutul Geologic al României



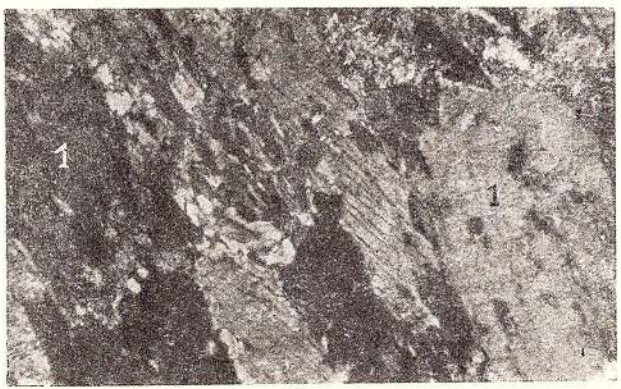
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA III-a

Institutul Geologic al României

PLANȘA III-a

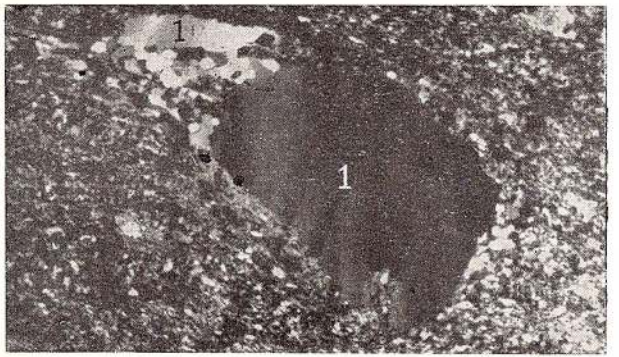
Fig. 1. — Camptonit. Structură porfirică.
1, fenocristale de barkevicit ; 2, fenocristale de augit. N II ; × 20.
Camptonite. Structure porphyrique.
1, phénocristaux de barkevicite ; 2, phénocristaux d'augite. N II ; × 20.

Fig. 2. — Camptonit.
1, structură porfirică ; e, fenocristale de barkevicit. Masa fundamentală este constituită din (2) plagioclaz și barkevicit. N II ; × 50.
Camptonite.
1, structure porphyrique ; 2, phénocristaux de barkevicite. La masse fondamentale est constituée par du plagioclase et de barkevicite. N II ; × 50.

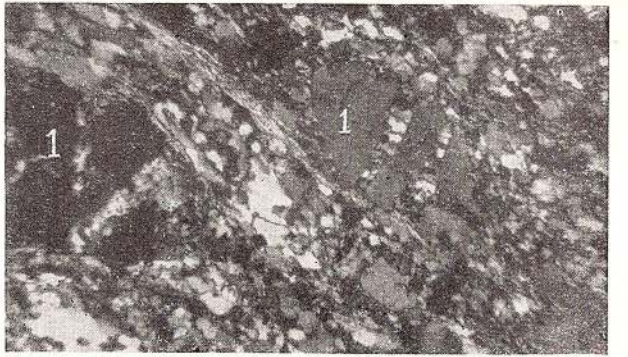
Fig. 3. — Șist amfibolic cu actinot.
1, actinot ; 2, hornblendă. N+ ; × 50.
Schiste amphibolique à actinote.
1, actinote ; 2, hornblende. N+ ; × 50.

Fig. 4. — Amfibolit, 1, hornblendă. N+ ; × 50.
Amphibolite.
1, hornblende, N+ ; × 50.

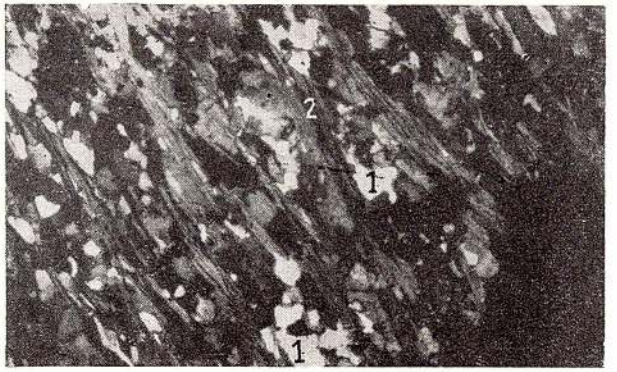
Institutul Geologic al României



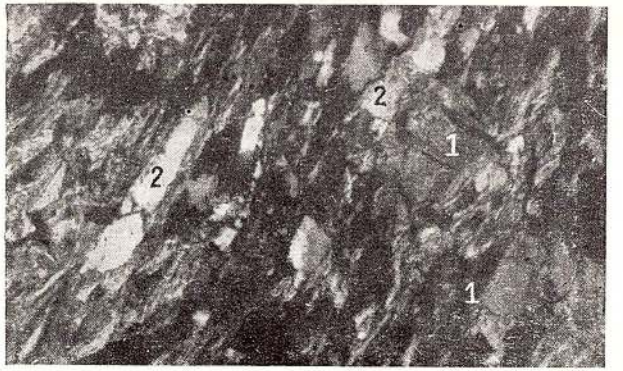
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

C. IONESCU

HARTA PETROGRAFICĂ
A REGIUNII
CÎRLIBABA-CIOCĂNEȘTI-IACOBENI-COȘNA.
1963

0 750 1500 3000m

U. R. S. S.

LEGENDA

CUATERNAR
1. Aluviuni.
2. Terase.
3. Pleistocen.

EOCEN
4. Calcare cu Nummuliți.
5. Marne roșii, marne cenușii.
6. Gresii
7. Conglomerate.
8. Depozite breciforme.

CRETACIC
9. Marne cenușii, verzui, roșietice.
10. Gresii.
11. Conglomerate.

12. Triasic.

ROCI ERUPTIVE
13. Camptonite.

ROCI CRISTALOFILIENE

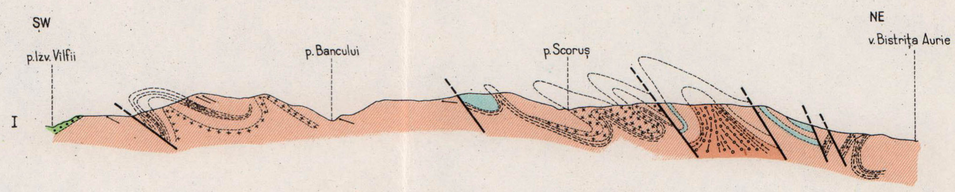
SERIA DE CIRLIBABA
14. Calcare dolomitice.
15. Șisturi calcaroase negre și șisturi calcaroase albe.
16. Cuarțite albe cu ritmuri de cuarțite negre.
17. Șisturi cloritoase cu calcit și epidot.
18. Cuarțite negre.
19. Șisturi clorito-sericito-grafitoase.
20. Porfiroide albe-verzui și hälleflinta (Roci albe porfirogene).
21. Șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit.
22. Cuarțite cloritoase.
23. Gnaise psamitice.
24. Șisturi silicioase cu concentrațiuni de Mn, cuarțite negre.
25. Șisturi verzi tufogene.
26. Gnaise porfiroide de tip Mîndra.
27. Gnaise porfiroide cloritoase de tip Pietrosu.
28. Gnaise porfiroide biotitice de tip Pietrosu.
29. Șisturi cuarțito-clorito-sericitoase.
30. Șisturi clorito-sericitoase.
31. Șisturi cuarțito-clorito-grafito-sericitoase cu ritmuri de cuarțite negre, șisturi clorito-grafitoase rubanate cu intercalații de șisturi calcaroase cenușii.

SERIA DE BRETILA
COMPLEXUL SUP.
32. Șisturi calcaroase cenușii.
33. Metaconglomerate clorito-sericitoase.
34. Șisturi calcaroase negre cu muscovit.
35. Șisturi calcaroase cenușii, calcare dolomitice.
36. Șisturi cuarțitice negre cu muscovit.
37. Conglomerate cuarțitice, cenușii și negre.

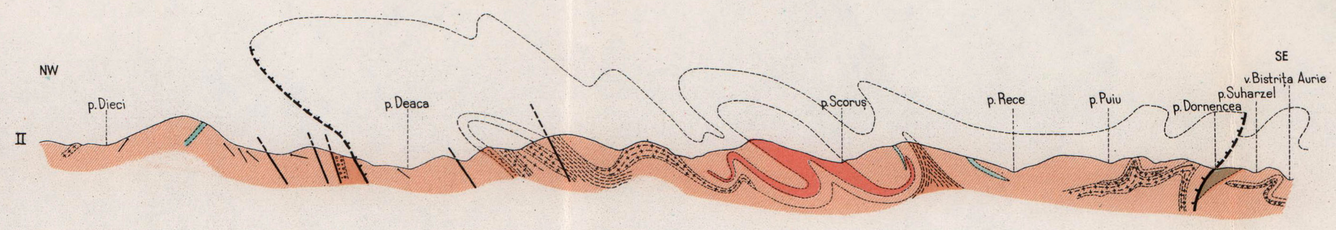
COMPLEXUL INF.
38. Gnaise cu clorit, muscovit și biotit, șisturi clorito-sericitoase cu biotit, șisturi clorito-sericitoase.
39. Șisturi clorito-cuarțito-sericitoase cu biotit și granați.
40. Șisturi calcaroase cenușii.
41. Șisturi cloritoase cu biotit.
42. Șisturi cuarțito-clorito-biotitice cu magnetit.
43. Gnaise clorito-muscovito-biotitice.
44. Amfibolite și șisturi amfibolice.
45. Micașisturi

46. Linie de încălecare locală.
47. Falie.
48. Traseul secțiunilor geologice.

SW — NE



NW — SE



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI Anuar vol. XXXVII

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Redactor: MIRCEA PAUCĂ
Tehnoredactor: G. CAZABAN
Ilustrația: V. NIȚU

Dat la cules: apr. 1968. Bun de tipar: martie 1969. Tiraj: 1.500 ex. Hîrtie tipar înalt A 70×100/56. Coli de tipar: 22. Com. 223. Pentru biblioteci indicele de clasificare: 55 (058).

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „INFORMAȚIA"
str. Brezoianu nr. 23 — 25. București — România

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

RÉPUBLIQUE SOCIALISTE DE ROUMANIE

COMITÉ D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE

INSTITUT GÉOLOGIQUE

ANNUAIRE DU COMITÉ D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE

TOME XXXVII

Institutul Geologic al României