

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ

Z. Moroz

ANUARUL
COMITETULUI
GEOLOGIC

VOLUMUL XXV

BUCUREŞTI
1953

141



Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ

V. Marin
1955

ANUARUL
COMITETULUI
GEOLOGIC

VOLUMUL XXV

BUCUREŞTI

1953



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

	Pag.
I. ATANASIU. Cineritele din Neogenul românesc și vârsta eruptiilor vulcanice core-spunzătoare	5
M. PAUCA. Geologia regiunii Tătărus—Suplac de Barcău, (Reg. Bihor).	17
MIRCEA D. ILIE. Structura geologică a depresiunii Abrud	37
L. PAVELESCU. Studiul geologic și petrografical regiunii centrale și de Sud-Est a Mun- țiilor Retezatului	119
M. A. MAMULEA. Studii geologice în regiunea Sânpetru Pui (Basinul Hațegului) . . .	211





Institutul Geologic al României

CINERITELE DIN NEOGENUL ROMÂNESCU ȘI VÂRSTA ERUPTIILOR VULCANICE CORESPUNZĂTOARE¹⁾

DE
ION ATANASIU

ANTON KOCH în studiul său asupra Neogenului din Basinul Transilvaniei (9, p. 57) remarcă faptul că în Aquitanian și în Stratele de Hida și de Corod (pe care le atribuia primului etaj mediteranean sau burdigalian, căci el trecea Aquitanianul la Oligocen), nu se găsesc încă cinerite, nici blocuri de dacite sau andesite, ci numai riolite.

Primele cinerite dacitice mediteraneene sunt cineritele groase de câțiva zeci de metri, pe care le consideră ca orizontul de bază al celui de al doilea Mediteranean (cineritele de Dej). Din punct de vedere mineralologic, aceste cinerite prezintă mult cvarț, andesin și biotit. Cele cinci analize date de KOCH sunt inutilizabile pentru o comparație cu lavele corespunzătoare. Cinerite asemănătoare, care au în același timp grosimi de același ordin de mărime și aceeași poziție stratigrafică, se găsesc și pe versantul sudic al Carpaților la Slănic-Prahova (5, p. 629) și la Ocnele Mari (21).

După descrierile petrografice prea sumare de care dispunem, nu este posibil să stabilim exact lavele cărora le corespund aceste cinerite; aceasta este valabil atât pentru dacitele cât și pentru cineritele din Munții Apuseni. Dacă lăsăm deosebită dacitele de Cetraș, mult mai recente, ca și pe acelea de Draica, despre care se știe sigur că sunt posterioare calcarelor cu Lithothamnium, rămân ca echivalent posibil al cineritelor de Dej anumite dacite din regiunea Baia de Arieș,

¹⁾ Articolul de față, redactat de decedatul Prof. I. ATANASIU înainte de Aprilie 1949, a fost depus spre publicare de EMILIA SAULEA, în Iunie 1951.



dacitele de Rodna și riodacitele de Roșia Montană. Dacitele dela Baia de Arieș (Dâmbu Poienitei, Colții Cioranului) prezintă totuși feldspați mai bazici, destul amfibol și cvarț violaceu; T. GHITULESCU și M. SOCOLESCU au considerat de altfel aceste dacite ca aparținând aceleiași faze eruptive ca și dacitele de Cetraș. Dacitele de la Rodna, care corespund cel mai bine din punct de vedere al compoziției cineritelor de Dej, au o situație prea excentrică față de regiunile unde se găsesc aceste cinerite sub grosimi apreciabile. Ajungem astfel, prin eliminări succesive, să considerăm ca cea mai probabilă ipoteză că cineritele de Dej, ca și acelea dela Slănic și Ocnele Mari, reprezintă cenușele unor explozii rio-dacitice, comparabile cu acelea cunoscute la Roșia Montană. Putem foarte bine presupune că astfel de explozii au avut loc aproximativ în același timp și în alte regiuni care se găsesc astăzi acoperite și mascate de piroclastite mai recente. Pentru a compara compoziția chimică a acestora nu dispunem astăzi decât de o analiză a lui LUNZER, pentru riolite, și de o analiză mai recentă a ELIZEI ZAMFIRESCU pentru cineritele dacitice dela Slănic (Prahova).

	Riolite	Cinerite dacitice	
SiO ₂	69,08	61,71	70,87
Al ₂ O ₃	17,05	13,89	16,18
Fe ₂ O ₃	1,64	2,86	3,87
FeO	1,37	0,53	0,41
MgO	0,17	0,94	1,07
CaO	0,15	3,28	3,82
Na ₂ O	2,70	1,96	2,28
K ₂ O	5,57	1,29	1,50
H ₂ O —	0,14	13,64	—
H ₂ O +	1,56		
S	1,49	—	—
Solubile	0,32		
	101,24	100,10	100,00

Dacă lăsăm deoparte cele aproape 14 procente de apă ale cineritelor dela Slănic, constatăm pentru aceste cinerite valori comparabile cu aceleale ale riolitului — singurele deosebiri apreciabile fiind pentru Ca și K. Totuși este foarte posibil ca dozajul acestor două elemente în «riolitul» de Roșia să fie greșit.

Această corespondență relativ satisfăcătoare a compoziției chimice și în deosebi asemănarea compoziției mineralogice, ne duce deci la concluzia că masele importante de cinerite dacitice dela baza Mediteraneanului II reprezintă cenușele unor explozii dacitice sau rio-dacitice care au avut loc în Munții Apuseni și că unul dintre centrele de erupție, vizibil astăzi, este Roșia Montană.



Judecând după grosimea cineritelor, aceste explozii — prin care începe vulcanismul mai activ din Munții Apuseni și probabil și în Carpații Orientali — au fost fără îndoială dintre cele mai violente fenomene vulcanice cunoscute. Intr'adevăr, nu se cunoaște nimic comparabil, ca proporție, printre manifestările vulcanice care au putut fi observate și descrise în ultimul timp de oameni de știință. În urma giganticei explozii a vulcanului Katmai din Alaska s'au depus, la distanță de 100 km de crater, abia câțiva cm de cenușe, ceeace nu reprezintă aproape nimic față de zecile de metri de cenușe depuse la distanțe cu mult mai mari în urma exploziilor din Helvetianul inferior al Transilvaniei. Intensitatea fenomenului a fost aici cel puțin de o sută de ori mai mare. Dacă admitem o sedimentare medie numai de 10 m grosime și pe o rază de numai 100 km, cantitatea de material aruncat de aceste explozii din Transilvania reprezintă peste 300 km³.

Deasupra cineritelor de Dej se cunosc, în Mediteranul II din Transilvania, cel puțin cinci intercalări importante, formate tot din cinerite « dacitice ». Grosimea lor variază dela 0,4 la 12 m (20). Ne lipsesc însă informații asupra constituției lor mineralogice și chimice.

La sfârșitul Mediteranului II se situează cineritul de Ghiriș, care formează un orizont constant, gros de peste 10 m. Acest orizont se găsește în tot lungul marginii occidentale a Basinului Transilvaniei, unde a fost urmărit în de aproape de A. VANCEA și D. CIUPAGEA (3). Nu cunoaștem însă studii petrografice asupra cineritului de Ghiriș, aşa cum se prezintă la Ghiriș. Oarecari informații date de A. VANCEA (19, p. 47) nu sunt suficiente pentru a recunoaște adevărata sa natură.

Mai la S, în împrejurimile Blajului, se găsesc cinerite cu aproximativ aceeași grosime, situate la circa 400 m sub un nivel fosilifer, de vîrstă sarmățian-inferioară incontestabilă. Aceste cinerite ar corespunde — tot după VANCEA — cineritului de Ghiriș. Nici de aici nu posedăm date descriptive. În aceeași regiune însă (1,5 km SSE de Blaj) s'au descris cinerite andesitice în bancuri subțiri, cinerite care, după harta lui VANCEA, se găsesc aproape de limita între Mediteranean și Sarmățian. Totuși nu se poate stabili în mod precis, nici după informațiile date de SZÁDECZKY, nici după acelea din lucrarea lui VANCEA, dacă aceste cinerite sunt mai noi sau mai vechi decât cineritele în bancuri groase considerate ca un echivalent al cineritului de Ghiriș. Avem impresia că ele sunt mai recente și deci se găsesc deasupra cineritului de Ghiriș. Bancul cel mai important, de aproximativ 15 cm grosime, este format în deosebi din fragmente de piatrăponce care formează aproape jumătate din rocă; se mai găsesc apoi fragmente de feldspat (labrador-bitownit) și de un amfibol verde, slab polycalic, a cărui culoare variază între un verde-albăstrui și un verde-gălbui. Piroxenii sunt rari (diopsid și augit).

Dăm compoziția lor chimică, după o analiză executată de ȘT. FERENCZI:

	1	2	3
SiO_2	52,0 2	49,89	58,61
Al_2O_3	19,34	21,12	18,34
Fe_2O_3	5,01	4,31	5,72
FeO	4,08	4,08	3,44
MgO	3,32	3,38	1,87
CaO	9,13	9,09	5,05
Na_2O	2,61	2,72	4,15
K_2O	0,84	0,81	1,52
H_2O	1,15	0,34	0,44
Pierderi	2,58	4,15	1,11
	100,08	99,89	100,25

1) Cinerit andesitic de Blaj (16, p. 181).

2) Cinerit andesitic dela cimitirul militar din Cluj (ŞT. FERENCZI) (17, p. 267).

3) Andesit cu amfibol și augit de Jiva (4, p. 113).

Așa cum rezultă din aceste analize, cinerite aproape identice se găsesc și la Cluj (17).

In Munții Apuseni roce asemănătoare nu se cunosc decât în puține locuri. Astfel, FERENCZI (4, p. 110—113) descrie un andezit cu labrador-bitownit și amfibol verde în partea cea mai vestică a masivului Breaza (Zlatna) și un altul, cu aceeași compoziție, dar având și augit în cantitate subordonată, provenind dela Jiva. Deosebirile în ceea ce privește silicea, calciul și alcalii sunt totuși prea însemnate, încât ne împiedecă să afirmăm cu certitudine originea comună a acestora cu a cineritelor de care ne ocupăm.

Se cunosc astfel de andesite, având aceeași compoziție mineralologică, și în masivul Rodnei (10, p. 273). Nu poate fi vorba însă de andesitele de Călimani, a căror hornblendă este brună.

Rezultă că, ținând seama numai de lavele cunoscute în Munții Apuseni, trebuie să atrăbuim șunora din andesitele cu amfibol, de tipul celor de Jiva, o vârstă sarmațian-inferioară.

Totuși, trebuie să ne gândim că între rio-dacitele care au dat cineritul de Dej și aceste andesite cu amfibol verde au trebuit să aibă loc numeroase erupțiuni foarte puternice (în deosebi a rocelor dacitice) care au dat nivelul de cinerite intercalate între Helvetian și Tortonian. Ceea ce surprinde însă este raritatea aflorimentelor de lave dacitice vechi în Munții Apuseni, față de abundența cineritelor dacitice. Putem presupune că numeroase focare dacitice sunt încă ascunse sub lave și piroclastite mai recente.



In Sarmățianul Basinului Transilvaniei se găsesc intercalate numeroase nivale de cinerite. Aceste nivale au fost folosite, mai ales de VANCEA și CIUPAGEA, ca nivale de orientare în stratigrafia depozitelor. Dată fiind lipsa studiilor petrografice mai detaliate, este imposibil să încercăm un paralelism cu lavelle regiunilor vulcanice. Nivelul cel mai superior care ar reveni tot Sarmățianului ar fi acel al cineritelor de Bazna. Din faptul că sub aceste cinerite se găsesc nisipuri cu *Ervilia podolica* se poate deduce că toate nivalele de cinerite cunoscute în Sarmățianul Basinului Transilvaniei revin în întregime părții inferioare a acestui etaj, adică Volhynianului.

In cele mai numeroase locuri urmează în discordanță, cel puțin pe marginea basinului, Pliocenul. Acesta începe printr'un orizont nisipos de 200 până la 300 m grosime, ce conține adesea Congerii și Melanopside, și având două sau trei intercalații de cinerite andesitice, printre care una atinge 50 cm grosime. Orizontul marnos care urmează, de aproape 200 m grosime, conține forme lacustre (*Planorbis*, *Pisidium*) și, după CIUPAGEA, și mici Cardiacee. In acest orizont se semnalează cinerite numai în partea sa superioară («tuful de Voromloc») la nivelul căruia se găsesc tocmai Cardiaceele tipice ale Pontianului, *Limnocardium lenzi* R. HÖRNES, și *L. syrmense* R. HÖRNES. Urmează apoi orizontul nisipurilor superioare care încheie seria pliocenă.

Dacă încercăm să paralelezăm aceste depozite cu acelea ale Pliocenului extracarpatic, am putea considera orizontul nisipurilor inferioare în care Cardiaceele par a lipsi, ca un echivalent, cel puțin parțial, al Meotianului. In acest caz cineritele andesitice ale acestui orizont ar corespunde acelora din Moldova, cunoscute din fostele județe Bacău, Tecuci și Tutova. Observăm totuși, ca și JEKELIUS (7, p. 245), că până acum nu avem nicio dovadă care să sprijine acest punct de vedere. In această privință un studiu comparativ al cineritelor ar fi de dorit, căci ar putea aduce indicații prețioase.

Tinând seama deci pe de o parte de raporturile stratigrafice între sedimente și lave — bine înțeles acolo unde acestea sunt vizibile — și pe de altă parte de nivalele de cinerite cunoscute în Basinul Transilvaniei, putem stabili corespondențele pe care le dăm în tabloul de mai jos.

In partea occidentală a lanțului eruptiv Călimani-Hărghita se observă aproape pretutindeni că depozitele ponțiene ale Basinului Transilvaniei înclina spre E și pătrund sub masa acestor depozite vulcanice, formând fundamentul lor (18). La E, între lanțul vulcanic și orogenul carpatic se găsesc o serie de basine (al Ciucului superior, Borsec, Bilbo, Drăgoiasa) umplute cu sedimente lacustre cu cărbuni de vârstă daciană (1). Aceste depresiuni sunt considerate ca basine de baraj, formate prin ridicarea valului de formațiuni neogene în drumul apelor de precipitație ce se scurgeau dela cumpăna de ape a Carpaților. Din aceste fapte se poate deduce că cel puțin o parte din formațiunile vulcanice au



	Lave	Basinul Transilvaniei	Basinul Zlatnei	Halmagiu-Brad
Dacian	Dacite recente (Cetraș)	?	necunoscut	necunoscut
Pontian	Andesite cu piroxen	?		Piroclastite și lave andesitice postsar- mațiene și sarma- tiene
Volhyanian	Andesite Andesite amfibolice de Breaza, Jiva, etc.	Tuful de Bazna Tufuri «andesitice» Tufuri andesitice cu amfibol (Blaj)	Andesite și piro- clastite andesitice post-tortoniene ?	Lignit (Brad) Tufuri andesitice în Sarmatianul de la Vârmaga
Tortonian	Dacite de Draica ?	Tuful de Ghiriș Intercalaționi de «tufuri dacitice»	Orizontul superior: Calcare de Leitha Cinerite «dacitice»	
	Andesite vechi de Roșia și eventual și altele	?	«Conglomerate andesitice»	
	Rio-dacite de Zlatna	Intercalaționi de «tufuri dacitice» Cinerite «dacitice» de Dei	Orizontul inferior: Conglomerate ro- șii cu intercalății de lave și piro- clastite rio-daci- tice	?
Helvetician	Andesite vechi cu amfibol	?	Blocuri de ande- sit în piroclasti- tele riolitice	

ieșit la suprafață după începutul Pontianului și că în Dacian, un relief destul de puternic se ridică aici, pentru ca în spatele său să se fi putut acumula apele lacurilor care ocupau actualele basine cu cărbuni.

Un alt izvor de informații asupra vârstei eruptiunilor andesitice este studiul cineritelor intercalate în depozitele neogene ale Carpaților (8) și ale basinului



Transilvaniei. Observăm însă că cineritele din Basinul Transilvaniei prezintă desăvântajul de a putea proveni și dela vulcanii din Munții Apuseni. O astfel de origine este mai puțin probabilă pentru acelea dela exteriorul Carpaților, cel puțin dacă ne referim numai la cineritele andesitice.

In depozitele Podișului Moldovenesc, cinerite andesitice au fost menționate de I. SIMIONESCU în Sarmățianul dela Hudești. Aceste cinerite, de 1 m grosime, au fost studiate de D. ROTMAN care a constatat prezența plagioclazilor cu compoziția andesin-labrador și a hornblendei. Putem presupune că ele corespund celei mai vechi eruptions andesitice din Călimani. Această erupțiune a trebuit să fie, după cele știute până acum, identică sau contemporană cu acea a andesitelor amfibolice de tipul Gura Haitei. Eruptiunea a trebuit să aibă caracterul unei explozii extrem de puternice. Amintim încă odată, pentru comparație, explozia vulcanului Katmai, care a produs un crater de 6 km lărgime și în urma căreia cinerite până la un metru grosime s'au dăspus până la o distanță de 50 km dela locul exploziei. Explosia care s'a produs la aproape 150 km de Hudești, unde cineritele au deasemenea un metru grosime, a trebuit să fie deci cu mult mai puternică.

Un alt nivel stratigrafic, în care piroclastitele andesitice prezintă o răspândire relativ mare, este acel curoscut de multă vîrme în regiunea Bacău și care a fost studiat în deaproape de MRAZEC (12). Aceste cinerite sunt constituite din piroxeni (augit și hipersten), olivină, foarte puțină hornblendă și un plagioclaz bazic (bitownit-anortit). Suntem deci în prezența unei eruptions de andesite bazaltice. Aceste cinerite « de Cleja » au în imprejurimile acestei localități o grosime de aproape 1,5 m și cu mult mai mult în alte regiuni (2). Analiza chimică jăcută de ȘT. CANTUNIARI și pe care o dăm mai jos arată o lavă care se înscrie aproape perfect în seria andesitelor bazaltice vechi din Călimani.

SiO ₂	53,53 (52,60)
TiO ₂	0,43 (1,15)
Al ₂ O ₃	19,61 (20,45)
Fe ₂ O ₃	5,39 (1,68)
FeO	3,49 (6,45)
MnO	0,18 (0,18)
MgO	3,04 (4,40)
CaO	8,45 (7,48)
Na ₂ O	3,53 (3,42)
K ₂ O	1,39 (1,41)
P ₂ O ₅	0,23 (0,25)
Pierderi	1,27
	100,54

Analogia compoziției chimice cu acea a bazaltului de Mereșălul din Călimani (13, p. 249) este remarcabilă (valorile sunt trecute în paranteză).



Aceste cenușe și nisipuri vulcanice se găsesc atât în basinul Comănești cât și în regiunea Tutova, la Plopana (15, p. 385), asociate cu forme ale faunei de Taraclia. Dat fiind că le găsim și deasupra gresiilor ce conțin această faună, trebuie să le atribuim o vîrstă meotiană. Rezultă că în timpul depunerii acestui etaj au avut loc erupții de lave mai bazice decât aceleia ce au ieșit la zi în Sarmatiian; după cum am văzut, avem motive destul de întemeiate pentru a considera aceste erupțiuni ca aparținând seriei vechi din Călimani.

Se mai poate discuta faptul dacă aceste cinerite provin dintr-o explozie ce a avut loc în Călimani sau poate dintr-un crater situat mai la S, cum ar fi de pildă craterul din Hărghita, și aceasta, dată fiind distanța mai mică — numai 100 km — până la Cleja, în timp ce distanța până în Călimani este aproape de 150 km. Discuția ar fi lipsită de o bază precisă din cauza lipsei studiilor petrografice și chimice asupra vulcanului Hărghita.

In fine, de curând F. KELTERBORN și A. STRECKEISEN au studiat mai în de aproape cineritele din depozitele daciene din Muntenia. Ei au constatat că acestea formează un banc de 15—30 cm grosime, constituit din cenușe în care după feldspați (andesin-labrador), urmează ca frecvență hornblenda, iar piroxenii sunt în general mai rari. Aceste cinerite corespund unor andesite, probabil asemănătoare cu acelea care au erupt în partea sudică a lanțului vulcanic (Sf. Ana, Büdös, etc) și care acopăr andesitele bazaltice. JEKELIUS (6) menționează piroclastite andesitice intercalate în basinul dacian dela Căpeni și care mai la N se substituie tot mai mult sedimentelor daciene. Aceste erupțiuni mai recente de andesite cu hornblendă nu au fost puse în evidență până acum în Călimani.

Iată compoziția chimică a cineritelor studiate (8, pag. 429 și 431):

Valea Budureasca Nenciulești
Malul Roș (Prahova) (Buzău)

	1	2	3
SiO ₂	56,64	59,27	50,35
TiO ₂	0,88	0,60	0,54
Al ₂ O ₃	17,81	17,07	21,18
Fe ₂ O ₃	2,60	0,93	3,06
FeO	1,55	1,95	0,39
MnO	urme	0,05	urme
MgO	0,24	0,80	1,61
CaO	7,95	5,75	4,58
Na ₂ O	3,12	3,08	1,44
K ₂ O	1,85	1,74	0,78
P ₂ O ₅	0,81	0,83	0,91
H ₂ O+	3,96	5,16	5,64
H ₂ O-	0,76	0,66	9,67
	100,17	100,03	100,15



La analizele 1 și 2 se adaugă 0,19 BaO; 0,11 SrO; 0,11 Li₂O; 0,76 SO₃; 0,01 elemente rare; 0,97 substanță organică. (1 — analiza Dr. P. BEARTH-BÂLE; 2 — analiza Dr. BENTIG asupra aceluiași material; 3 — analiza Dr. M. V. PASCA)

In concluzie putem rezuma în modul următor istoria vulcanismului recent din lanțul eruptiv Călimani-Hărghita.

In acest lanț se cunosc eruptiuni dacitice numai la baza Călimanilor (14). Produsele acestea sunt fără îndoială în mare parte acoperite de formațiuni vulcanice mai noi.

O explozie uriașă a avut loc în Călimani în timpul Sarmațianului inferior, explozie care a împriștat cenușele până aproape de Prut. Această explozie a fost urmată de extrusiuni de lave andesitice cu hornblendă (tip Gura Haitei).

In Meotian au avut loc explozii puternice în mai multe cratere și probabil mai ales în al Hărghitei, a căror cenușe se găsesc de cealaltă parte a Carpaților în regiunea Bacău, Tutova și Putna. Lavele care au urmat acestor explozii erau lave andesitice bazaltice, cu olivină, augit și hipersten. Probabil că aceste explozii au contribuit la formarea celei mai mari părți a principalelor conuri vulcanice ale lanțului. Este de fapt continuarea tipului de eruptiuni a seriilor vechi.

Nu se cunosc cinerite în Ponțian, cel puțin în Muntenia. Nu avem însă dreptul să deducem că vulcanismul nu a avut nicio manifestare în acest timp. Mai curând putem presupune că în acest timp au avut loc în deosebi efusiuni bazaltice — lipsite de explozii importante — efusiuni care, măring conurile vulcanice și completând lanțul, au determinat izolare basinelor daciene la E.

Către sfârșitul Ponțianului și în timpul Dacianului este posibil să fi avut loc în Călimani eruptiunile seriei recente care acoperă buza craterului (lave de tipul Petrosul superior).

In fine, în timpul Dacianului au avut loc eruptiuni în partea meridională a lanțului vulcanic; acestea sunt însoțite de puternice explozii care au dat cineritele din Muntenia și lavele andesitice cu hornblendă din regiunea Tușnad. Cu acestea începe un nou tip de eruptiuni.

Numai după Dacian au loc eruptiile de bazalte dela Racoș, al căror chimism nu ne este încă cunoscut.



BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Zăcăminte de lignit din basinul pliocen dela Borsec. *Inst. Geol. Rom. St. Tehn. și Econ.*, III, fasc. 3, Buc., 1924.
2. ATHANASIU S. Sur la présence des cendres andésitiques dans les strates sarmatiens de la partie sud de la Moldavie. *Inst. Geol. Rom. D. d. S.* Vol II. p. 106, Buc., 1910.
3. CIUPAGEA D. I. Nouvelles données sur la structure du Bassin transylvain. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, II, p. 114, Buc., 1935.
4. FERENCZI ȘT. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Zlatna. *Muzeumi Füzetek*, II, Nr. 1, 1913, p. 79, Cluj, 1914.
5. FILIPESCU M. Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana (Distr. de Prahova). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII, p. 545, Buc., 1936.
6. JEKELIUS E. Zăcăminte de lignit din basinul pliocen din valea superioară a Oltului. *Inst. Geol. Rom. St. Tehn. și Econ.*, III, fasc. 2 ,Buc., 1924.
7. — Das Pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXII, p. 191, Buc., 1943.
8. KELTERBORN F. și STRECKEISEN A. Pliozäne Andesittuffe am Aussenrand der rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIX, p. 409, Buc., 1938.
9. KOCH A. Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. II. Neogene Abtheilung. Budapest, 1900.
10. KRÄUTNER TH. Das kristalline Massiv von Rodna. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIX, p. 161, Buc., 1938.
11. MALEEV E. F. Vulcanii tertiari din Transcarpatia. *Priroda*, Nr. 8, 1949.
12. MRAZEC L. Note sur un tuf andésitique des environs de Bacău. *Bul. Soc. Șt. Buc.* VII, Nr. 2, Buc., 1898.
13. NICHITA O. Étude pétrographique et chimique de la région des vallées Neagra et Haita. *Ann. Scient. Univ. Jassy*, XX, p. 194, Iași, 1934.
14. SAVUL M. La bordure orientale des Monts Călimani. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIX, p. 361, Buc., 1938.
15. SEVASTOS R. Limite du Sarmatien, Méotien et Pontien entre le Siret et le Prut. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IX, p. 373, Buc., 1922.
16. SZADECZKI I. v. Amphibolandesittuffe in der SW-lichen Hälfte des Siebenbürgischen Beckens. *Muzeumi Füzetek*, I, Nr. 2, p. 176, Cluj, 1912.
17. — Die Tuffhaltigen Schichten der W-lichen Umgebung von Koloszvar. *Muzeumi Füzetek*, III, Nr. 2, p. 233, Cluj, 1916.



18. TÖRÖK Z. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea apuseană a Munților Călimani.
Inst. Geol. Rom., D. d. S. Vol. XVIII, p. 170, Buc., 1931.
19. VANCEA A. Observații geologice în regiunea de SW a Câmpiei ardeleni. Teză de doctorat.
Sibiu, 1929.
20. — Geologische Untersuchungen im West-südwestlichen Gebiete des Siebenbürgischen Beckens. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, V, p. 177, Buc., 1942.
21. VOITESTI I. P. Sur l'existence d'un cône volcanique de cendres dacitiques à Ocnele Mari (Vâlcea). *Ac. Sc. Rom., C. R.*, II, p. 541, Buc., 1938.





Institutul Geologic al României

1

**GEOLOGIA REGIUNII TĂTĂRUŞ — SUPLAC
DE BARCĂU (REG. BIHOR)**
DE
MIRCEA PAUCĂ

—
TABLA DE MATERII

	<u>Pag.</u>
I. Introducere	15
II. Stratigrafia	16
A) Cristalinul	16
B) Pliocenul	17
1. Ponțianul	17
2. Pliocenul superior	26
C) Cuaternarul	27
D) Aluviul	27
III. Tectonica	28
Bibliografie	32

I. INTRODUCERE

Regiunea cu depozite de vârstă pliocenă, situată dealungul limitelor de NE și de SW ale Cristalinului Munților Plopișului, face parte din basinele de scufundare, de vârstă neogenă, al Șimleului Silvaniei și al Crișului Repede. Ea ocupă o bună parte din treimea de N a județului Bihor, dar unele probleme de ordin economic se continuă și în județul Sălaj. În spatele W limite regiunii studiate o face Aluviul Câmpiei ungare începând din dreptul localităților Diosâg și Săcueni.

Intrucât asupra acestei regiuni nu există hărți geologice la scară mici, hărți care ar fi putut permite recunoașterea problemelor executate până în prezent, după un studiu preliminar pe teren, în vederea rezolvării acestor probleme, am

putut ajunge la concluzia că, pentru determinarea condițiilor de zăcământ, a genezei și a rezervelor de lignit și de asfalt, trebuie să fie cercetată în primul rând limita Cristalin-Neogen. Importanța practică a acestei limite constă în faptul că, în imediata ei apropiere, sunt localizate toate ivirile de asfalt și majoritatea ivirilor de cărbuni.

Concomitent cu urmărirea limitei Cristalin-Neogen, cercetările noastre s-au întins și asupra acestor două formațiuni. În acest scop, am studiat în special problemele pe care le pun depozitele de vîrstă pliocenă. Cât privește Cristalinul, o cercetare amănunțită a acestuia nu interesează prea mult în chestiunea care ne preocupă. Interesant de semnalat ar fi numai prezența unor urme grafitoase în regiunea satului Sacalașul Nou.

Bibliografia acestei regiuni, care ocupă 10 foi la scară 1:20.000, este destul de redusă. Ea se mărginește la studiile de recunoaștere făcute prin anii 1850—1860 de geologii vienezi HAUER și WOLF, cărora, începând de prin 1882, le urmează geologii unguri: MÁTYÁSOVSZKY, SZONTAGH și ROTH TELEGD. Cecetările mai noi le datorim lui H. BÖCKH, POSEWITZ, BETHLEN, K. PAPP și STRAUSZ. Există de asemenea câteva însemnări sumare de dată mai nouă, prilejuite de calculul rezervelor de combustibil ale țării.

Remarcăm însă că, față de importanță economică și teoretică, pe care o prezintă depozitele din această regiune, publicațiile geologice sunt vechi, puține la număr și neînsemnate în raport cu problemele care se pun la extremitatea de NW a Munților Plopiș. Un studiu care să cuprindă toate problemele ce se pun acolo era de mult necesar și chiar așteptat. Totuși, numai cuprinzând regiunea situată la NW de masivul Munților Apuseni în ansamblul ei, se poate ajunge la soluționarea numeroaselor probleme, dintre care unele se pun abia acum, pe măsura cunoașterii tot mai amănunțite a ei, datorită exploatarii din ce în ce mai intensă din ultimele decenii.

II. STRATIGRAFIE

In regiunea cercetată au fost întâlnite următoarele trei formațiuni: Cristalinul, Pliocenul și Cuaternarul.

A) CRISTALINUL

Acesta constă în cea mai mare parte din micașisturi, care sunt străbătute adeseori de gneisse și de amfibolite. Atât micașisturile, cât și gneissele par a fi de vîrstă foarte veche, ceea ce reiese din faptul că ele sunt cel mai adeseori alterate, în timp ce amfibolitele sunt întotdeauna proaspete. Alterarea micașisturilor și a gneisselor este de dată destul de veche, după cum rezultă



din bogăția în cuarț și în muscovită și din marea grosime pe care o prezintă depozitele de vârstă pliocenă din regiune, formate pe socoteala lor.

Numele popular de Munții de Aramă al Munților Plopisului se datorește, probabil, prezenței în mare cantitate a micelor alterate.

In partea de SE a regiunii, începând cu Valea Mare dela Cueșd, Cristalinul este acoperit mai întâi prin petece mici, apoi, pe măsură ce ne îndepărțăm spre SE, din ce în ce mai compact, cu depozite de vârstă mesozoică, printre care predomină dolomitul și calcarul triasic.

B) PLIOCENUL

In această formațiune noi am distins etajele: Ponțian și Pliocen superior.

I. PONTIANUL

Stratigrafia depozitelor pliocene din această regiune a preocupat prea puțin pe geologi. Unii cercetători mai mulți (SZONTAGH, POSEWITZ, etc.) au atribuit întreg complexul de roce pliocene de aci Ponțianului, iar în ultimul timp alții (STRAUSZ, etc.) tot în întregime acelei unități stratigrafice folosită de geologii unguri, anume Panonianului.

O analiză destul de fugară a bibliografiei ungurești privitoare la stratigrafia depozitelor pliocene din basinul Dunării mijlocii, arată că problema orizontării depozitelor de această vârstă este departe de a fi rezolvată. Cauza este atât faciesul petrografic, cât și mai ales conținutul paleontologic foarte diferit de acela cunoscut din basinele dela exteriorul Carpaților.

In general, ceea ce se vede la suprafață era atribuit până acum de geologii români în întregime Pliocenului superior, prin acesta înțelegându-se în special Dacianul. Motivele tacite, pe baza cărora se admitea această vârstă, erau probabil faciesul predominant nisipos al stratelor superioare, bogata desvoltare a lignitului și prezența unor marne arse care conțin numeroase impresiuni de plante, rocă cunoscută și din Dacianul Olteniei.

Totuși este în afară de orice îndoială că și aci, ca și în celelalte basine neogene pe marginea de W a Munților Apuseni, transgresiunea neogenă a început încă din timpul Tortonianului. Ea s'a continuat și în Sarmățianul inferior iar, după o perioadă de regresiune, transgresiunea a revenit cu și mai multă putere în Ponțian. Faptul că Sarmățianul și Tortonianul lipsesc din regiunea noastră în deschiderile dela suprafață, nu poate fi considerat ca o dovedă că aceste etaje n'au fost depuse, întrucât ele au fost întâlnite într'un foraj făcut în 1937 la Oradea Mare. Aci, în forajul adânc de aproximativ 780 m, făcut pentru obținerea apei termale arteziene, Sarmățianul a fost întâlnit pe la 680 m, iar Tortonianul pe la 780 m.

Tortonianul se mai cunoaște pe insula de Cristalin dela Șimleul Silvaniei, iar Sarmațianul mai este cunoscut la adâncimea de 787 m, din forajele făcute în 1937 la Carei, precum și pe ambele versante, de N și de S, ale capătului de E al Munților Plopiș, unde el stă direct pe formațiile cristalino-mesozoice ale fundamentului. La Borod apare numai sub formă de petece mici situate sub depozitele poniene.

Lipsa Miocenului din regiunea noastră ar mai putea fi explicată și prin altă ipoteză decât aceea a eroziunii sale în perioada continentală preponțiană. Anume există posibilitatea ca regiunea de NW a Munților Plopișului să fi făcut parte în acel timp din uscatul Munților Apuseni, care s'ar fi întins astfel în Miocen și mai în spre W, iar prăbușirea regiunii, situată imediat la apus de acești munți, ar fi avut loc abia în Pontian.

Asemenea prăbușiri succesive cunoaștem din Basinul Beiușului, care constă din două basine secundare de vîrstă diferită (PAUCA, 1935).

Mai probabil este însă că ultimele două etaje ale Miocenului au fost depuse și ele aici, dar că, începând din Sarmațianul mediu, trebuie să fi avut loc și în această regiune acea exondare generală a frontului panonic al Munților Apuseni. Ca urmare a acelei exondări și deci și a perioadei continentale care a ținut până la începutul Pontianului, este lipsa completă a etajelor Tortonian, Sarmațian și Meotian. Lipsa acestuia din urmă rezultă și din absența unor forme relicte, descendente directe ale faunei salmastre din Sarmațian. Acesta este cazul la exteriorul Carpaților cu genurile *Pirenella*, *Modiolus*, *Dosinia* etc.

In orice caz, condițiile de sedimentare de pe marginea de W a Munților Apuseni erau oarecum diferite de acelea din Cuveta transilvană. Aceasta reiese din faptul că pe versantul panonic al acestor munți, depozitele miocene nu depășesc 400 m grosime, pe când în Cuveta transilvană grosimea depozitelor neogene este în jurul cifrei de 4000 m.

Pliocenul constă dintr'un complex în care predomină nisipurile micacee, materialul component al acestora fiind cu atât mai grosier cu cât se află în apropierea Cristalinului. În unele puncte — cariera dela Săliște, forajul adânc de 17 m dela intrarea în mina Francisc la Tătărăș, etc. — toate situate în apropierea Cristalinului, se întâlnesc chiar și intercalații groase de mai mulți metri de pietrișuri fine de cuarț, având bobul cu diametrul de 2-8 mm.

Acest complex de nisipuri, format din bancuri groase până la câțiva metri, conține numeroase intercalații de marne masive, deobicei micacee, având o culoare cenușie închisă când sunt proaspete. Grosimea lor este în general redusă, nedepășind niciodată 10 m în regiunea din apropierea limitei cu Cristalinul. Mai spre interiorul basinului, unde grosimea lor crește, marnele sunt mai puțin bogate în mică și reprezintă o culoare mai deschisă.



Faciesul sub care se prezintă aceste marne nu este constant nici pe verticală, el putând varia între marne cu aspect masiv și compact, cu marne mai mult sau mai puțin foioase. Printre aceste din urmă, trebuie să remarcăm o varietate la care șistuozitatea este deosebit de accentuată, varietate care conține numeroase resturi de Pești și de Plante și care, în stare proaspătă, prezintă un slab miros de bitumen. Mai mult încă, prin alterare, acestea se desfac în foi subțiri și prezintă slabe eflorescente amintind mult unele varietăți de disodile.

Ca și acestea din urmă, marea majoritate a resturilor de Pești întâlnite în șistul bituminos descris, sunt numai fragmentare și aparțin familiei Clupeide, genurilor *Clupea* și *Alosa*. Prezența acestor Pești indică o apă sălcie, mult îndulcită, cât și regiuni nu prea îndepărtate de țărm.

Marnele bituminoase se întâlnesc în numeroase puncte din întreaga regiune: fundul Văii Budoiului, versantul de E al satului Cuzap, în drum dela S de cota 325 de pe dreapta Văii Țiganului, la Tătăruș, etc. Cel mai frumos deschis se găsește însă la Tătăruș, pe Valea Runcului, în regiunea gurei minei Eugen. Grosimea lor nu depășește niciodată 3 m.

In partea de SE a regiunii, în special pe Valea Arsurilor, la N de Aleșd, baza Pliocenului o formează conglomeratele slab cimentate, formate din calcar și dolomite mesozoice, provenite din fundamentul imediat al regiunii. Asemenea conglomerate sunt citate de ROTHE TELEGD și de pe versantul de NE al Munților Plopis.

Către partea inferioară a complexului depozitelor de vârstă pliocenă, care pot fi observate în deschiderile naturale, au fost întâlnite în forajele adânci numai de 20—30 m un număr de trei sau patru strate de lignit, număr variabil dela o regiune la alta, precum și câteva strate de asfalt, adică de nisip sau de pietriș fin, impregnate cu bitumen. In forajul adânc numai de 104 m, citat de BÖCKH în lucrarea sa din 1913, dela Tătăruș, este însă vorba de un număr nu mai mic decât de 14 strate de asfalt și de numeroase strate de lignit.

Este interesant să remarcăm de pe acum că —în comparație cu stratele de asfalt —stratele de lignit prezintă o arie de răspândire mai mare, că ele formează nivele stratigrafice mai constante și că se întind până la depărtări mai mari în spate interiorul basinului. Din contra, apariția straturilor de asfalt este strâns legată de imediata vecinătate a faliei Cristalin-Pliocen, iar pe orizontală ele prezintă o răspândire inconstantă, am putea chiar spune, fără nicio exagerare, cu totul capricioasă.

Stratele de lignit și cele de asfalt apar, în marea majoritate a cazurilor, independente unele de altele. Totuși, la Tătăruș, se constată în diferite puncte că stratele de lignit vin în contact direct cu cele de asfalt, deobicei asfaltul

aflându-se în culcușul lignitului. În acest caz, lignitul conține și el un oarecare procent de bitumen.

Modul de ocurență deosebit al celor două feluri de zăcăminte ne dă, de pe acum, indicații interesante asupra genezei fiecărui din ele și ne aruncă o lumină prețioasă asupra cauzelor pentru care diferențele de rezerve între cele două feluri de substanțe sunt aşa de mari.

Ivirile de strate de lignit din unele regiuni (Valea Toapa la Derna, fundul Văii Budoiului, etc.) sunt însotite, mai ales la partea superioară, de marne foarte dure, șistuoase, groase de cel mult un metru, de culoare roșie deschisă sau violetă, perfect asemănătoare acelora cunoscute din Dacianul Olteniei. Mai mult încă, și în aceste marne există numeroase impresiuni de frunze de Fanerogame și impresiuni de Pești. Din primele am adunat un bogat material care a fost predat pentru studiu lui I. Z. BARBU. Până acum d-sa a determinat prezența următoarelor specii: *Ficus tiliacefolia* AL. BR. (foarte frecvent), *Glyptostrobus europaeus* HEER (frecvent), *Carpinus grandis* UNG., *Alnus latior* SAP., *Betula oxidonta* SAP., o păstă de leguminos, un ament de *Alnus* etc.

Marnele roșii își datoresc, și aci, aspectul lor aprinderii spontane și arderii lente a ivirilor unor strate de lignit, care conțin adeseori și multă marcasită.

Pe versantul de S al munților Plopiș, începând dela Lugașul de Jos înspre E, Pontianul se dezvoltă sub un facies diferit de acela cunoscut la Derna-Tătărăș, precum și din Basinul Beiușului. Anume Pontianul apare aci sub formă de marne albe, deobicei stratificate, care conțin rare Diatomee. Vârsta lor pontiană este dovedită prin resturile de Congerii găsite în capătul de E al Aleșdului. Acest facies se dezvoltă în tot fundul Basinului Borod și el este acela care, prin aspectul său mult diferit de al Pontianului din restul bazinelor neogene dela W de Munții Apuseni, a determinat până acum pe geologi să atribue acestei roce, precum și lignitului din regiune, o vîrstă sarmătiană.

Cauza pentru care Pontianul se dezvoltă în jumătatea estică a basinului Borod sub un alt facies este marea răspândire pe care o au calcarale mesozoice pe ambele maluri ale acestui basin, al cărui vârf nu comunica cu basinile situate la N și la S.

Astăzi, depozitele pliocene care încadrează capătul de W al Munților Plopișului, se ridică numai până la cel mult 340 m. Faptul că în basinele neogene, situate mai la S, în special în Basinul Beiușului, unde aceste depozite au fost studiate cel mai amănunțit, depozitele pliocene se ridică până la altitudinea de peste 400 m impune emiterea a două ipoteze:

1.. Depozitele pliocene au avut și aci grăsimi mai mari, dar acestea au fost micșorate prin eroziune.

2. Depozitele pliocene de pe marginea de N a Munților Apuseni au suferit, în totalitatea lor, o puternică mișcare de scufundare.

După cum urmează să vedem mai departe, este probabil că ambele aceste fenomene au colaborat la realizarea unei altitudini mult mai scăzute până la care se ridică depozite pliocene de pe marginea de N a Munților Apuseni, în comparație cu altitudinea la care se găsește acesta pe versantul de W al acestor munți, în special în Basinul Beiușului.

Diferitele falii, întâlnite la suprafață și mai ales acelea găsite în lucrările miniere, dovedesc din plin această ipoteză. De altfel se știe că regiunea de NE a Câmpiei ungare, unde Tisa își schimbă direcția din E-W în N-S, corespunde unor regiuni de scufundare de vîrstă cuaternară, regiune care constituie și acum un important epicentru. Râurile principale ale regiunii studiate: Bărcău Bistra și Gheepiș fiind atrase de acest punct de maximum de scufundare, prezintă malurile asimetrice: cel drept este abrupt și plin de ajuncări, în timp ce malul stâng este domol și acoperit de numerose terase, care ocupă mari suprafete.

Vîrsta pliocenă superioară, și în special cea daciană, admisă de majoritatea geologilor noștri, care au vizitat regiunea în ultimele trei decenii, se bazează mai ales pe faciesul nisipos, sub care se prezintă acest Pliocen. Împrejurarea că acest complex de nisipuri, în care marnele sunt subordonate, mai conține și o mare cantitate de lignit, n'a făcut decât să întărească această ipoteză, la baza căreia stă mai mult sau mai puțin conștientă desvoltarea pe care o prezintă Dacianul la exteriorul Carpaților.

Totuși, fiind vorba de basire de sedimentație diferite, această asemănare de facies nu trebuie să ne ducă la paralelizări și la concluzii stratigrafice greșite. Raritatea fosilelor din depozitele pliocene ale acestei regiuni a contribuit și ea la menținerea acestei ipoteze. Dar, căutare cu atenție, fosilele pot fi găsite și fapt cert este numai că fosilele daciene indisputabile n'au fost întâlnite aci.

Dacă fosilele sunt într'adevăr foarte rare, totuși ele nu lipsesc cu desăvârșire. Cercetările noastre au adus la descoperirea a destule resturi de Moluște care ne permit determinarea vîrstei pontiene a unei mari părți din acest complex de roce de vîrstă pliocenă.

Fosilele au fost întâlnite în următoarele zece puncte:

1. La Dernișoara, pe marginea de S a satului, în vâlceaua Guiana, situată în imediata apropiere a bisericii.
2. Tot la Dernișoara, în râpile dela apus de cota 261. Aci am găsit singurul fosil (*Unio wetzleri* SANDB.) într'un complex pe care îl atribuim Pliocenului superior (Dacian) intrucât se găsește într'un complex predominant nisipos de deasupra orizontului cu material vulcanic.



3. La Tătărăuș, în regiunea de trecere din Pliocen în Aluviu a Pârâului Tiganului, pe stânga sa.
4. Tot la Tătărăuș, în galeriile minei Stalin.
5. La Vărăsău, în capătul de W al Dealului Bisericii.
6. La Tria, lângă drumul ce urcă spre Dernișoara, pe marginea de S a satului. Tot aci O. PROTESCU a găsit un molar superior de *Hipparrison*.
7. La E de Popești, cota 266 de pe culme.
8. La Derna (Becăstău), au fost găsite vertebre de Pești.
9. În cariera de pietriș dela E de satul Suplac de Barcău, lângă șosea (Porti).
10. La Urvind, în dealurile dela N de sat.

La Tătărăuș, în diferite galerii de mină, au fost întâlnite în diferite rânduri, ultima dată acum vreo șase ani, resturi de mamifere (între ele și un *Dinotherium*, care se află în studiul lui I. MAXIM. POSEWITZ citează în 1896 *Rhinoceros* sp. iar MARIA MOTTL¹⁾ citează: *Dicerorhinus schleiermacheri*, *Bunolophodon longirostris*, *Ananchus arvernensis*, *Sus* cf. *erynanthus*, *Tapirus* sp., *Hipparrison gracile* și *Propotamochoerus provincialis minor*. Toate acestea asigură o vârstă pliocenă inferioară.

Impresia noastră este că punctele citate sunt aşa de puține la număr pentru motivul că ele au fost întâlnite mai mult accidental, întrucât studiul nostru n'a avut ca obiectiv principal clasificarea și separarea depozitelor de vârstă pliocenă din această regiune, ci numai identificarea zăcămintelor de combustibil de acolo.

Deși, la rândul lor, aceste puncte fosilifere sunt destul de sărace în exemplare și fosilele sunt foarte friabile să a putut totuși aduna o faună suficientă pentru a se determina vârsta stratelor ce le conțin. Într'adevăr, din aceste puncte, am determinat următoarele forme: *Melanopsis fossilis* (GMELIN), *Melanopsis impressa* KRAUSS, *Melania* aff. *vasarhelyi*, *Congeria czjzeki* M. HOERNES și *Congeria balatonica* PARTSCH, precum și *Unio wetzleri* SANDRE.

Dintre aceste forme numai *Melanopsis impressa* și *Unio wetzleri* intră și în alte etaje, restul fiind caracteristice Pontianului de facies panonic. În general, fosilele găsindu-se în nisipuri, sunt foarte prost păstrate, astfel că nu toate exemplarele pot fi determinate specific.

STRAUSZ, în lucrarea lui din 1941, citează un număr mai mare de specii, determinate după materialul colectat de E. NOSKY. Este însă regretabil că el nu indică pentru toate fosilele determinate punctul precis unde au fost găsite.

Dela Tătărăuș el a determinat: *Limnocardium* cfr. *apertum* MÜNST., *Limn. pensili* FUCHS, *Limn. (Pontalmyra) priscae* STRAUSZ, *Limn. aff. chartaceum* BRUS.,

¹⁾ A se vedea discuțiile prilejuite de comunicarea citată a lui L. STRAUSZ.

Limnocardium (*Monodacna*) sp., *Congeria subglobosa* PARTSCH, *Dreissena auricularis* FUCHS, *Pisidium bellardii* BRUS., *Valvata* sp., *Melanopsis bouei* FÉR., *Melanopsis pygmaea* PARTSCH, *M. vindobonensis* FUCHS, *Mel. impressa* KR., *Micro-melania* sp., *Micromelania* n. sp., *Planorbis rădmăneşti* FUCHS, *Pl.* cfr. *chaenostomus* BRUS., iar dela Derna: *Limnocardium* sp. *Limnocardium apertum* MÜNST., *Limn. pensili* FUCHS, *Dreissena auricularis* FUCHS, *Melanopsis impressa* KR. și *Planorbis rădmăneşti* FUCHS.

In lucrările mai vechi a fost citat dela Derna și *Viviparus*. Totuși noi nu l-am găsit și acesta lipsește și din fauna lui STRAUSZ.

Cauzele, cărora li se datorează relativă săracie în fosile din această regiune, pot fi considerate următoarele patru:

1. Faciesul de mare închisă ce domnea pe mari suprafețe în Basinul panonian în timpul depunerii Pontianului.
2. Faciesul de turbărie local, care se instala adesea în această regiune în timpul formării stratelor de lignit.
3. Sedimentația intensă existentă în mai tot timpul depunerii nisipurilor, acestea arătând adeseori o stratificatie torențială.
4. Erodarea în cea mai mare parte a depozitelor litorale, singurele locuri care puteau permite dezvoltarea unor faune mai abundente.

Prezența Pontianului fiind astfel stabilită și pe marginea de N a Munților Apuseni, se pun următoarele două probleme:

1. Dacă totalitatea depozitelor ce apar în regiunea studiată aparține numai Pontianului sau dacă nu există cumva, la partea lor superioară, și depozite de vîrstă pliocenă superioară.
2. Pentru care cauze Pontianul de aici se prezintă sub un facies atât de diferit de acela al Pontianului din restul Basinului panonic și în special de al Pontianului din restul marginii de W a Munților Apuseni, așa încât numeroși geologi au contestat existența lui.

Cât privește primul punct, anume prezența sau eventual absența Pliocenului superior și mai ales limita dintre acesta și Pontian, aceasta este o chestiune pe care o lăsăm a fi rezolvată definitiv în regiunile mai întinse de care urmează să ne ocupăm în anii viitori. De pe acum părerea noastră este că el există și aici. Ne este cunoscut că în alte basine secundare ale Depresiunii panonice, decât aceleia ce intră în interiorul Munților Apuseni, există și depozite aparținând Pliocenului superior, dar acolo ele au putut fi determinate pe baza unor bogate faune de Moluște.

Referindu-ne la cel de al doilea punct, adică la faciesul sub care se prezintă Pontianul de aici, asupra acestuia trebuie să ne oprim mai mult. Intr'adevăr, Pontianul de pe marginea de W a Munților Apuseni se prezintă sub un facies cu totul special, el fiind diferit nu numai de Pontianul dela exteriorul Carpaților,



dar chiar și de acela din restul Depresiunii panonice. Ori tocmai acest facies este cauza pentru care n'a putut fi recunoscută până acum, de unii geologi, prezența Pontianului în această regiune.

Cercetările noastre anterioare asupra depozitelor neogene de pe marginea de W a Munților Apuseni au arătat că Marea pontiană din Depresiunea panonică prezenta caracterele unei mări închise, de tipul Mării Negre actuale. Anume —începând dela o oarecare adâncime—apele acelei mări erau salmastre, în timp ce în regiunea țărmurilor și în larg, la suprafață, apele ei aveau o salinitate foarte scăzută, iar în unele regiuni mărginașe, ele erau chiar complet îndulcite. Dacă, pe lângă această diferență de salinitate, mai ținem seama și de diferența de facies petrografic, atunci înțelegem ușor de ce faunele celor două regiuni batimetriche puteau fi atât de diferite. Într'adevăr, în timp ce în larg se depuneau marne cu Congerii, Limnocardiacee și cu *Valenciennius*, la țărm se depunea un facies nisipos caracterizat printre faună de apă dulce, în special prin Melanopside din grupa speciilor *M. fossilis*, *M. vindobonensis* și *M. impressa*.

Această diferență de facies petrografic și faunistic este aşa de mare încât mulți din geologii care au studiat depozitele pliocene din Depresiunea panonică, înainte de 1918, au considerat diferențele faciesuri ca reprezentând echivalente ale tuturor celor patru etaje ale Pliocenului dela exteriorul Carpaților.

Dar condițiile de sedimentare din regiunea de NW a Munților Apuseni nu erau identice acelora din restul Depresiunii panonice, de unde provine și diferența de facies dintre Poțianul de aici și acela din bazinele neogene situate mai la S. Această diferență de facies poate fi atribuită următoarelor două cauze:

1. Ea poate fi datorită constituției deosebite a țărmului blocului Munților Apuseni, în diferitele sale regiuni. Anume, sedimentele care se formau în Basinul Șimlăului Silvaniei conțin o cantitate mult mai însemnată de material detritic cuartos în comparație cu rocele care se depuneau în bazinele situate mai la S, unde țărmul constă în mare parte din calcare de vîrstă mesozoică. Sedimentația mai intensă din regiunea de NW a Munților Apuseni se datoră prezenței unui țărm format dintr'un Cristalin în mare parte alterat, în care eroziunea fiind ușoară, sedimentarea din interiorul basinului abia ținea pas cu adâncirea continuă a fundului său.

2. Cea de a doua cauză poate fi aceea că, prin stabilirea unei comunicații între Cuveta transilvană și Depresiunea panonică, prin aşa numita Poartă a Someșului, a început să vină din spatele E o mare cantitate de material detritic nisipos și argilos, erodat fie din regiunile cu roce de Fliș, fie din regiunile mai apropiate formate din Sarmatian, în care cercetările noi au descoperit strate cu grosimi considerabile.

Pentru aceste motive, în regiunea de NW a Munților Apuseni, Pontianul se desvolta sub un facies de turbărie și de păduri ce creșteau în ținuturi mlăștinoase, facies care a dat naștere stratelor de cărbuni.

Analiza microscopică a lignitului de aci arată că el constă nu numai din plante arborescente, dar și din multe plante inferioare, întrucât cel mai adesea nu î se recunoaște niciun fel de structură lemnosă.

Tot o consecință a faciesului de turbărie este și conținutul apreciabil de marcasită pe care îl conține lignitul. Marcasita se găsește numai foarte rar sub formă de concrețiuni mici. Cel mai adesea ea se prezintă sub forma unor cruste foarte subțiri, dar destul de frecvente, care apar fie pe suprafețele stratelor, fie mai ales pe crăpăturile perpendiculare ale acestora.

Marea desvoltare pe orizontală, pe care o prezintă stratele de lignit, este datorită tocmai acestui facies de turbărie. Acest facies a determinat ca numărul stratelor de lignit să fie constant când este vorba de distanțe nu prea mari, iar grosimea lor să nu aibă variații însemnante.

In afară de acele patru localități amintite mai sus, lignitul apare la zi sau este cunoscut din puțurile de apă numai la adâncimi de 10—15 m în regiunile următoarelor sate: Botean, Săliște, Sacalasăul Vechi, Almaș, Tăuteu, Tria, Mișca, Popești, Cuzap, Vărzari, Varviz, Voivozi, Borumlaca, Dolea, etc.

In câteva regiuni (Valea Toapa și Valea Dernei la Derna, Valea Runcului și Valea Țiganului la Tătăruș, satul Botean lângă Teleagd, etc.) lignitul apare la zi în numeroase puncte.

Stratul de lignit din această ultimă localitate aparține unui orizont cu totul superior în care timp turburările au persistat și în regiunea de NW a Basinului Beiușului.

In general, însă, mai numeroase ca ivirile de lignit sunt ivirile de asfalt, care se întâlnesc pe cele mai multe văi și râpe din regiunile satelor Vărsău, Tătăruș, Derna și Budoi. Limita de desvoltare estică a asfaltului a fost întâlnită la N de Cuzap, în Dealul Pleșa, dar cu o grosime numai de 20—30 cm.

Frecvența mai mare a ivirilor de asfalt, cu toate că acestea prezintă rezerve mult mai mici în comparație cu lignitul, este datorită următoarelor cauze: prima este faptul că lignitul s'a format într'un timp relativ scurt, anume în cea de a doua jumătate a depunerii complexului marnos al Pontianului. În timpul depunerii complexului predominant nisipos al Pliocenului superior, lignitul nu se mai putea forma, sedimentația prea intensă suprimând condițiile necesare faciesului de turbărie.

In afară de aceasta, numeroasele alunecări, de altfel de mică importanță, ce se întâlnesc în regiune ca o consecință a suprapunerii unui complex predominant nisipos peste altul predominant marnos, au acoperit cele mai multe iviri de lignit.



Din contra, bitumenul aflându-se — după cum vom arăta și mai departe — în zăcământ scundar, el a impregnat toate stratele poroase întâlnite în complexul, în general marnos, al Pontianului.

Cea de a doua cauză pentru care lignitul prezintă mai puține deschideri, este faptul că el se alterează forte repede, sau că s'a aprins în mod spontan, dând naștere acelor argile coapte de care am amintit, în timp ce stratele de asfalt fiind mai rezistente la alterare, s'au putut păstra mai bine.

2. PLIOCENUL SUPERIOR

In continuitate de sedimentare peste complexul marno-nisipos, mai bogat în fosile, urmează o serie de strate predominant nisipoase, pe care urmează să le atribuim Pliocenului superior. Este foarte probabil că acestea nu corespund întregii jumătăți superioare a Pliocenului, totuși noi ne ferim de termenul de Dacian întrucât lipsesc fosile care să ne dovedească această vîrstă.

Aceste strate sunt marcate către baza lor printr'o intercalatie groasă numai de 2—3 m de o gresie foarte friabilă de culoare cenușie, care — privită sub lupă — arată mult material de origine eruptivă, în special hornblendă de culoare brună sau verde. Această gresie, întâlnită între altitudinile de 180—280 m, pare să aibă o răspândire generală în regiunea studiată. Ea a mai fost întâlnită de noi și în lucrările din anii trecuți, la Mierlău în Basinul Beiușului. Prezența acesteia stă în legătură cu una din fazele de erupțuni de vîrstă pliocen-superioară, cunoscute din Munții Apuseni.

Imediat deasupra nivelului cu material eruptiv, am găsit în mamelonul dela SW de Dernișoara singurul fosil din acest etaj, anume exemplare mari de *Unio wetzleri* SANDB.

In regiunea noastră gresia cu material eruptiv a fost întâlnită în deschideri mai mari și este mai bogată în minerale grele, în trei puncte: la W de satul Dernișoara (râpile dela N de dealul Pășunea), în capătul de N al satului Ciutelec, pe drumul spre satul Rara și în culmea dela N de satul Bălaia. Dar răspândirea ei este generală în basinele râurilor Bărcău, Bistra și Ghiepiș. Cercetările din trecut nu menționează niciuna.

Important de remarcat este că depozitele pe care noi le atribuim Pliocenului superior, nu apar pe mari suprafețe în imediata apropiere a zonei cristaline, ci aceasta vine în contact direct în special cu stratele de vîrstă pontiană, cu excepția câtorva pete ce de Pliocen superior care vin totuși în contact direct cu Cristalinul. Pliocenul superior se dezvoltă în consecință numai începând dela o distanță de câțiva km de marginea Cristalinului, pentru a ocupa suprafețe tot mai mari în spre interiorul basinului, unde până la sfârșit, reprezintă totalitatea rocelor de vîrstă pliocenă. Această dezvoltare a Pliocenului superior



stă în legătură cu nivelul maxim de cca 600 m pe care l-au atins apele în acel timp, cu inclinarea stratelor în spre NW și cu eroziunea intensă care a avut loc către sfârșitul Pliocenului în regiunile de țarm ale Lacului panonian.

Pliocenul superior se desvoltă în cea mai mare parte la S de R. Bărcău, iar pe dreapta acestuia, el apare imediat la E de satul Sâniob sub forma unei fâșii lungi de câteva sute de metri, pe versantul de S al culmii Pădurea Berec. Grosimea sa totală pare a nu depăși 200 m, pe care o constatăm în dealurile dela răsărit de Oradea. Mai spre N, pe dreapta Bărcăului, Pliocenul superior este subțiat prin eroziune, la fel cum este cazul pe marginile răsăritene ale basinului.

C) CUATERNARUL

In afara de terasele ce însoțesc pe versantul stâng râurile principale, Cuaternarul apare ca o regiune compactă în regiunea dela N de cursul inferior al Barcăului. Acolo, el constă dintr'un loess argilos și micaceu, gros de peste 20 m, care se află deponit peste o suprafață de eroziune. Culoarea acestuia este galben-roșcată, dar prin alterare devine roșu mai intens.

Intrucât loessul se află aci peste nisipurile Pliocenului superior, regiunile ocupate de el se caracterizează printr'o mare lipsă de apă potabilă. Sondaje de peste 100 m (Sân Nicolaul de Munte, etc.) n'au întâlnit-o.

Un alt punct, în care Cuaternarul apare sub aceiași înfățișare, dar numai pe o suprafață foarte mică, este marginea satului Săliște, pe dreapta Pârâului Vănătorului.

In linii generale, trebuie totuși să constatăm slaba dezvoltare a Cuaternarului de aci, în comparație cu acela din Basinul Beiușului, unde acest etaj ocupă aproape toate culmile, fiind dezvoltat sub formă de argile pestrițe cu mici concrețiuni feruginoase. Sub formă de terase, el apare pe mari suprafețe pe versantul stâng al fiecărui din cele trei cursuri principale ale regiunii.

D) ALUVIUL

Spre deosebire de constatările făcute de noi în Basinul Beiușului, unde depozitele aluvionare au o grosime numai de maximum 2 m, aşa că albiile tăiate mai adânc ating depozitele pliocene, în regiunea studiată acum, grosimea Aluviului este ceva mai mare, astfel încât Pliocenul nu mai apare nici chiar în albiile a căror adâncime este de 4—5 m.

Marea grosime a depozitelor celor mai noi din regiunea de NW a blocului Munților Apuseni, stă în legătură cu scufundarea recentă suferită de părțile învecinate ale întinsei Câmpii panonice.

III. TECTONICA

Pe flancurile de W și de N ale Munților Apuseni se insinuează în spre interiorul acestora —îngustându-se dela W spre E, sau dela N spre S —un număr de cinci basine de scufundare, umplute cu depozite de vârstă neogenă. Aceste cinci basine tectonice, care sunt reprezentate astăzi prin basinele râurilor Mureș, Crișul Alb, Crișul Negru, Crișul Repede și Bârcău-Crasna, corespund celor cinci golfuri pe care marea neogenă din depresiunea Dunării mijlocii le trimitea în interiorul Munților Apuseni. Astăzi aceste basine sunt separate prin culmi de munți care se ridică până la o altitudine medie de 1000 m, resfirându-se în evantaliu din Masivul Bihorului, ca centru.

Fiecare din aceste basine este separat de munți înconjurători printr'un sistem de linii de falii, unele de vârstă miocenă și altele de vârstă pliocenă. Aceste falii nu pot fi observate decât foarte rar direct la suprafață din cauză că depozitele pliocene le-au depășit mult, aşezându-se direct peste fundamentul cristalino-mesozoic.

Existența acestora se manifestă și în interiorul Cristalinului Munților Plopiș printr'un izvor de acid carbonic situat în regiunea dela W de fabrica de sticlă dela Pădurea Neagră, pe un mic affluent al Pârâului Bistra, ce coboară din D. Fețele Băiesilor. Un alt izvor de CO_2 se află nu departe de limită Cristalin-Pliocen, pe Valea Budoiului, în capătul de W al satului cu același nume.

Faliile dealungul cărora a avut loc scufundarea acestor basine prezintă, cel mai adesea, un traseu în zigzag. Această se observă mai ales în regiunea dintre Derna și Budoi, unde, în interiorul Pliocenului, intră un pinten de Cristalin, care —plecând din regiunea satului Sacalasău Nou —se îndreaptă în spre N până în mamelonul cu altitudinea de 300 m, numit Măgurița Dâmbului.

Denivelarea pe care a suferit-o fundamental cristalin dealungul acestor falii trebuie să fie foarte mare, putând ajunge la cifra de 1000 m, însăcrăt Cristalinul nu apare sub formă de insule în interiorul Pontianului pe marginile Munților Plopiș și nici în sondajul de 600 m dela Tria.

Sistemele de linii de falii care separă aceste basine de scufundare de Munții Plopișului se întâlnesc două câte două formând câte un unghiu în următoarele regiuni: Tătăruș, Derna, Voivozi, Vărzari și Porți. Dintre acestea, cea mai importantă este întretăierea dela Tătăruș, unde noi atribuim prezenței ei, acel maximum de acumulare de bitumen ce se constată acolo. Marea îmbogățire în bitumen (până la 22%), pe care o prezintă asfaltul dela Tătăruș, o găsim comparabilă cu maximum de temperatură și debit, pe care îl posedă izvoarele dela Băile Episcopești în comparație cu alte izvoare termale din cuprinsul Basinului Beiușului. Izvoarele termale dela Băile Episcopești sunt situate la



întretăierea puternicelor sisteme de linii de falii care separă Munții Pădurea Craiului, de depresiunile neogene situate la N și S de ei.

Problemele tectonice, care se pun în interiorul depozitelor pliocene, sunt de aceeași minimă importanță ca acelea pe care le-am putut constata în basinele neogene situate mai la S. Intr'adevăr și în acest basin, Pliocenul prezintă numai înclinări de 5° până la maximum 10° în spre W, N sau NW, mulându-se pe marginile fundamentului.

Aceste căderi par a prezenta numai înclinarea originală pe care o posedau sedimentele de pe fundul mării pliocene. Regiunea n'a fost, deci, supusă nici aci — cum de altfel este cazul pentru toată marginea de W a Munților Apuseni — unor presiuni laterale care să producă o cât de slabă ondulare a stratelor.

Totuși numeroasele sondaje, în general superficiale, executate în regiunea satului Budoi, au arătat că stratul de lignit principal cunoscut în prezent de acolo, nu prezintă o înclinare constantă în spre interiorul basinului, ci el posedă și unele slabe ondulații. Profilele care se pot face pe baza datelor din sondaje din regiunea Budoi, arată că stratele de lignit sunt foarte slab ondulate în toate sensurile. Noi atribuim aceasta, conformației fundului Lacului pliocen.

Acestei tectonice liniștite, cât și faciesului tot mai marnos al Pliocenului, pe măsură ce este vorba de regiuni mai vestice, i se datează prezența pânzeelor de apă arteziană din regiunea dela W de Munții Apuseni. Aceste pânze alimentează localitățile din regiunea de câmpie și de dealuri joase, dar ele au fost întâlnite și în regiunile mai apropiate Cristalinului Munților Plopș. Astfel în afară de numeroasele puțuri arteziene existente de mult timp în regiunea Diosig-Săcuieni și cele mai noi din șesul Bărcăului, la Salard și Sântimreiu, apă arteziană se mai cunoaște și la Balc, la fosta herghelie. Deasemenea am fost informați că forajul executat înainte de primul război mondial la Tria, conținea apă arteziană cu o presiune foarte mare.

Mai interesantă decât această ondulare este falierea pe care au suferit-o depozitele pliocene. Falii de mică importanță ($10-40$ cm) pot fi întâlnite la zi în câteva puncte mai ales în regiunea satului Sacalasău Vechi. Alte falii sunt cunoscute din galeriile diferitelor mine. Așa, de pildă, în mina Stalin dela Tătăruș se poate vedea o falie cu deplasarea de 50 cm. O altă falie, cu o deplasare egală, există în mina Mariana dela Budoi.

Alte falii mai importante ca deplasare n'au putut fi observate de noi. Totuși ele există, încrucișând pe un profil al exploatarii de asfalt dela Bacăștău (N de Derna) este figurată o falie cu deplasarea de 10 m, ceea ce nu este deloc exclus deoarece acea mină se află în imediata apropiere a pintenului de Cristalin, care, venind dinspre S, înaintează până la mamelonul Măgurița Dâmbului.

Numeroase falieri, mici sau mari, existente în depozitele pliocene de aci, sunt în legătură, foarte probabil, cu centrul de scufundare de vîrstă cuaternar-



superioară din regiunea cotului Tisei, din Ungaria de NE, centru care a jucat și mai joacă încă un rol asemănător centrului de scufundare de aceeași vârstă dela curbura de SE a Carpaților, situat între Focșani și Galați.

Cercetările geofizice și forajele din ultimii ani au dus la rezultatul că în regiunea cuprinsă între Diosig și Parhida, Cristalinul se ridică în spre suprafață, aflându-se la adâncimea de aprox. 1000 m. Această ridicare pare a fi o continuare a structurii care prelungește în spre apus terminarea vestică a Cristalinului Munților Plopiș. Pentru regiunea de W a acestei structuri forajele au putut dovedi existența Tortonianului și a Sarmățianului, ambele însă cu grosimi relativ reduse.

In regiunea de SE a structurii Diosig-Parhida și anume urmărind aproxi-mativ cursul Bărcăului, începând dela Tămășeu în spre Marghita, se constată existența unei depresiuni care se largeste și se adâncește în spre NE. În această depresiune, Cristalinul ar putea să se afle începând dela adâncimi inferioare cifrei de 1500 m.

Desigur că nu este o simplă întâmplare că tocmai în această regiune, în care fundamentul prezintă o oarecare variație, puțurile arteziene — de altfel destul de numeroase în câmpia din regiunea de apus a țării — scot la iveală borviz dela adâncimi numai de 40—150 m (Tămășeu, Salard, Sântimreu). Aceasta este o dovdă că pe structurile citate este făiat însăși Ponțianul marnos pentru a da posibilitatea bioxidului de carbon să se ridice în stratele din apropierea suprafeței.

Deosebit de important de remarcat este că unul din aceste izvoare de borviz, acela dela Sântimreu, aduce la suprafață în mod intermitent și gaze cu miros de bitumene. Lipsa lignitului la Salard confirmă existența faliilor.

In trăsături cu totul sumare, profilul forajului făcut în centrul Comunei Salard pentru aprovizionarea cu apă potabilă este următorul:

- 0— 6 m argile aluviale,
- 6— 8 m nisip, argilă și pietriș cuaternar.

Urmează Ponțianul, în care nu s'a găsit nicio urmă de fosil.

- 18— 40 m marne și nisipuri,
- 40— 40,5 m pietriș cu gaze (CO_2),
- 40,5— 49 m marne și pietrișuri,
- 49—106 m marne cu câteva orizonturi nisipoase,
- 106—117 m nisipuri și gresie,
- 117—120 m complex predominant marnos cu gaze (CO_2),
- 120—123 m marne cu nisipuri cu gaze (CO_2),
- 123—149 m complex predominant marnos,
- 149—150 m nisipuri cu gaze (CO_2),
- 150—154,5 m argilă și nisipuri.



Este de remarcat marea presiune a bioxidului de carbon din toate orizonturile întălnite. CO_2 amenință ca și acest foraj să se înfunde, cum a fost cazul cu cele două puțuri arteziene mai vechi, situate în imediata apropiere.

In ceeace privește tectonica depozitelor pliocene din interiorul basinului, ea este cât se poate de simplă, fiind reprezentată prin strate care înclină numai câteva grade în spre W, NW sau SW, după cum se află în largul basinului, la N sau la S de insula de Cristalin a Munților Plopiș.

* * *

Abia după încheierea manuscrisului acestei lucrări am putut lăua, cunoștință de lucrarea lui L. LÓCZY, care, pe baza rapoartelor preliminare primite dela geologii însărcinați cu cartarea regiunii, ajunge la concluziuni absolut identice cu ale noastre. Anume, hidrocarburile ar fi probabil de vârstă paleogenă, de unde ele s-ar fi ridicat pe faliile dintre Cristalin și Pliocen. LÓCZY insistă că în orice caz Pontianul nu poate fi considerat ca rocă-mamă a hidrocarburilor din această regiune.

BIBLIOGRAFIE

- BETHLEN G. A. A bihar-szilagyé Rézhégyseg éjszaki peremének földtani esöslénytani viszonyai. *Földtani Szemle melléklete*, Budapest 1933.
- BÖCKH H. Kurzer, zusammenfassender Bericht über die Ergebnisse der in den Jahren 1911/12, durchgeföhrten Untersuchungen des Erdgasvorkommens des Siebenbürgischen Beckens. *Bericht über die Resultate der bisher zur Erforschung des Erdgasvorkommens etc*, II, Budapest 1913.
- MATEESCU ȘT. Date noi asupra structurii geologice a depresiunii Zalăului. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Cluj*, II, Cluj 1927.
- MATYÁSOVSKY I. Bericht über die geol. Aufnahmen im Bükk- und Rézgebirge im Sommer 1882. *Jahresber. d. k. ung. geol. R.-A. f. 1882*. Budapest 1883.
- Bericht über die geol. Detailaufnahmen am NW—Ende des Rézgebirges, in der Gegend zwischen Nagy-Bárod u. Felsö-Derna. *Jahresber. d. k. ung. geol. R.-A. f. 1884*, Budapest 1885.
- HAUER FR. Über die geol. Beschaffenheit des Körösthales im östl. Theile des Biharer Komitats. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* III, Wien 1852.
- JEKELIUS E. Das Pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. 22, București 1943.
- Die Parallelisierung der Pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. 17, București 1935.
- LÓCZY L. Directionsbericht über die Tätigkeit der kgl. ungar. geolog. Anstalt im Jahre 1943. *Jahresbericht f. 1943*. Budapest 1945.
- PAUCĂ MIRCEA. Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. 17, București 1935.
- Die vorpontische Erosion am Ostrand der pannónischen Senke. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. II, București 1934.
- Sur la nature de la mer pontienne de l'intérieur et de l'extérieur des Carpates. *C. R. Ac. Sc. Roum.* Vol. I, Nr. 2, București 1936.
- POSEWITZ TH. Petroleum und Asphalt in Ungarn. *Jahrb. d. k. ung. geol. R.-A.*, XV, Budapest 1907.
- Das Asphaltvorkommen im Biharer Komitat. *A. Bánya*, I, 13, Budapest 1908.
- ROTH TELEGD K. Die Nordost- und Südseite des Rézgebirges. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1912*, Budapest 1913.
- Die Asphalthaltige Lignitbildung zwischen Derna und Bodonos. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. A. f. 1917—24*, Budapest 1934.
- Fortsetzungswise Reambulierung des Rézgebirges. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. A. f. 1913*, Budapest 1915.



- STRAUSZ L. Pannoniai fauna Dernarol és Tatarosrol. *Beszamolo a M. Kin. Föld. Intézet*, Vol. V. 1941 Budapest.
- Das Pannon des mittleren Westungarn. *Annales Hist. Nat. Muzei Nationales hungarici* XXXV, Budapest 1942.
- SZONTAGH TH. Geologische Studien in der Umgebung von Nagy-Károly, Ér-Endréd, Margita und Szalard. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1888, Budapest 1889.
- Geologische Studien in der Umgebung von Grosswardein. *Földt. Közl.* XXIII Budapest 1889.
 - Asupra zăcămintelor de asfalt din Jud. Bihor (ungureşte). *Banyasz. és. Kohasz. Lapok.* 1897.
- WOLF H. Bericht über die geologische Aufnahme im Körösthale. *Jahresb. d. k. k. geol. R.-A.* Bd. XIII, Wien 1863.
-





Institutul Geologic al României

STRUCTURA GEOLOGICĂ A DEPRESIUNII ABRUD
DE
MIRCEA D. ILIE

TABLA DE MATERII

	Pag.
I. Descrierea geologică și petrografică	40
A) Șisturile cristaline	40
B) Jurasicul superior	41
C) Cretacicul	44
1. Valanginian-Hauterivian (Strate cu Aptichus)	44
Descrierea aflorimentelor	45
Descrierea petrografică	47
Fauna	48
Faciesurile	49
Aspecte paleogeografice în timpul Neocomianului	51
Raporturi tectonice	52
2. Barremian-Aptian	53
Cîractere paleontologice	56
Discuțiuni asupra vîrstei	57
Faciesurile și paleogeografia în timpul Barremian-Aptianului	58
Caractere generale	60
3. Albian-Vraconian	61
Descrierea aflorimentelor	61
Caractere paleontologice	62
Faciesuri	62
4. Cenomanian	64
Descrierea petrografică	64
Fauna	66
Raporturi stratigrafice	67
Raporturi tectonice	68
Transgresiunea cenomaniană	68



	Pag.
5. Turonian-Senonian	69
Descrierea petrografică	70
Fauna	72
Discuții asupra vârstei	75
Faciesuri	76
Aspecte paleogeografice	78
Regiunea de subsidență Abrud	79
Tectonica	81
D) Miocen (Tortonian)	82
Descrierea petrografică	82
Faciesuri și vârstă	83
E) Rocele efuzive terțiare	84
Istoric	84
Răspândire	85
1. Descrierea petrografică	87
Riolite	87
Dacite	89
Daco-andesite	90
Andesite	90
2. Fazele de erupție	93
3. Raporturile rocelor efuzive cu Sedimentarul	98
4. Mineralizațiile	99
II. Tectonica	100
A) Șisturile cristaline	100
B) Ofiolitele	101
C) Calcarele jurasice	102
D) Seria autohtonă	105
E) Tectonica mesoretacică	107
F) Tectonica terțiară	108
<i>Bibliografie</i>	113

Depresiunea Abrud cuprinde relieful colinar din vecinătatea localităților Abrud—Bucium—Roșia precum și regiunile înconjurătoare. Ea nu reprezintă numai o depresiune geografică ci are sensul unei depresiuni paleogeografice, care a funcționat în tot timpul Cretacicului și a durat până în Miocene, reducându-și treptat întinderea. Este cuprinsă între Cristalinul Muntelui Mare la N și depozitele barremian-aptiene din regiunile Vulcan—Valea Dosului și Mogoș la S, E și W.

Din punct de vedere orografic se distinge: un relief înalt cu o serie de platforme de eroziune, ce aparțin fundamentului cristalin, relieful zonei cretacice ușor ondulat și modelat de suprafețele de eroziune inferioare celor de pe Cristalin și un relief accidentat și desordonat datorită eruptiilor vulcanice.

Rețeaua hidrografică aparține cursurilor a trei văi principale: Ampoiul, Arieșul și Crișul Alb. Faptul că regiunea cercetată se află în basinele de recepție

ale acestor văi și nu există o rețea paralelă și dispusă ortogonal pe direcția stratelor, constituie o dificultate în lucrările de cartografie geologică.

Depresiunea Abrud este străbătută în toate sensurile de comunicații importante și prezintă regiuni miniere ce au atras pe cercetători, însă un studiu geologic detaliat și o descifrare a tectonicei nu există până în prezent. Cauzele acestei lipse sunt: asemănările între tipurile de roce ce aparțin la subdiviziuni de vârstă diferită; rocele efusive care ocupă suprafețe întinse și deranjează continuitatea sedimentelor; lipsa de fosile care a făcut ca descifrarea stratigrafiei să întârzie. Deformările tectonice nu au putut fi rezolvate decât prin soluționarea problemelor structurale ale întregiei catene.

Materialul bibliografic referitor la regiunea Abrud, arată trei faze principale în dezvoltarea cercetărilor geologice.

Faza cercetărilor petrografice și miniere a fost începută de F. S. BEUDANT (4), care a studiat regiunile aurifere din Transilvania în cadrul unei vaste monografii ce cuprinde și Slovacia centrală. Din această primă fază fac parte lucrările efectuate de FICHTEL, REICHENSTEIN, HAUER și STACHE, COTTA, POSEPNY, G. TSCHERMAK, C. DOELTER, C. PRIMICS, B. INKEY, A. GESELL, M. PÁLFY și I. BÁNYAI.

Faza cercetărilor stratigrafice este inaugurată prin lucrarea lui HAUER și STACHE intitulată «Geologie Siebenbürgens». În capitolile: Baia de Arieș, Baia de Arieș-Câmpeni, Roșia, Bucium-Detunata, Vulcoi și Dealul Vulcan, autorii au descris primele date stratigrafice referitoare la regiunea noastră.

Pe lângă descrierea șisturilor cristaline, sunt menționate «conglomeratele și gresiile carpatici» desvoltate între localitățile Baia de Arieș și Câmpeni precum și dovezile paleontologice pentru precizarea vîrstei gresiilor dela Cârnici și a calcarelor dela Bucium Izbita și Valea Cerbului. Deasemenea au fost citate gresiile carpatici și șisturile argiloase negre dela Vulcoi precum și calcarele dela Vulcan, pe care le-au atribuit Cretacicului din cauza poziției lor superioare față de depozitele de Fliș.

Între anii 1900—1910 M. PÁLFY (58—68) a executat ridicări geologice pe foaia Abrud (scara 1:75.000), publicând note anuale cu observații de teren. La început, toată succesiunea depozitelor cretacice a fost atribuită Cretacicului superior după faunele identificate la Vidra, Sohodol și Borzești. Revenind asupra acestor prime considerații, a admis existența Cretacicului inferior în partea de S a Abrudului. O bună parte din calcarele cretacice au fost considerate drept «klippe» jurasice.

FILTSCH (14) și K. MÜCKE (56) au urmărit problema orizontării Cretacicului, prezintând dovezi paleontologice în sprijinul existenței depozitelor



cretacice inferioare, dar nu au reușit să carteze separat Cretacicul superior și Cretacicul inferior.

Orizontarea Cretacicului a format și obiectul lucrării lui M. SOCOLESCU și P. GHȚULESCU (87), care au întocmit o hartă geologică pe care au încercat să reprezinte toate subdiviziunile Cretacicului.

Stratigrafia regiunii Abrud a rămas, cu toate încercările diferenților autorilor, o problemă nerezolvată în ansamblul său.

Faza cercetărilor tectonice s'a manifestat, ca de altfel pentru întreaga unitate geologică a Munților Apuseni, prin lucrările lui I. P. VOIȚEȘTI (96), L. KOBER (48) și L. MRAZEC (55). Acești autori s-au ocupat de probleme tectonice generale ce nu interesează direct regiunea Abrud. P. ROZLOZSNIK a trăsat o linie tectonică importantă, care trece prin regiunea Abrud.

I. DESCRIEREA GEOLOGICĂ ȘI PETROGRAFICĂ

A) ȘISTURILE CRISTALINE

Regiunea noastră cuprinde șisturi cristaline pe suprafețe reduse dar cu caractere petrografice și raporturi tectonice interesante. Ele se întâlnesc în partea de NE a regiunii la Geamăna-Vința și în partea de NW la Sohodol-Peleș.

Primele descrieri se datoră lui HAUER și STACHE, care au cercetat șisturile cristaline din lungul Văii Arieșului, ce apar între Baia de Arieș și Câmpeni. Lui M. PÁLFY se datoră prima reprezentare cartografică și primul profil geologic prin șisturile cristaline dela Geamăna-Vința.

Șisturile cristaline cuprinse în harta noastră aparțin la două unități geografice deosebite: Munții Gilăului și Munții Bihor. Din punct de vedere geologic, ele reprezintă două unități tectonice diferite: Pintenul cristalin Baia de Arieș și Pintenul cristalin Sohodol-Peleș.

La alcătuirea Pintenului Baia de Arieș iau parte următoarele tipuri de roci: șisturi cu muscovită și biotită, șisturi cu muscovită și grenat, cuarțite albe, cuarțite negre cu biotită, amfibolite, pegmatite, pegmatite cu turmalină și calcare cristaline. Această suiată de roci cu metamorfism ridicat aparține mărginea de E a Munților Gilăului și se continuă pe marginea nord-vestică a Munților Trăscăului, unde a fost descrisă sub numele de « Seria de Vârfuiata » (23).

Aparițiile de șisturi cristaline din axul catenei muntoase, care reprezintă continuarea pe sub geosinclinalul Flișului cretacic a Pintenului de Arieș, indică o descreștere gradată a metamorfismului dela W către E.

Șisturile cristaline grenatifere din insula dela Oncești corespunde unui metamorfism mesozonal, echivalent cu « Seria de Vidom » din masivul cristalin al Trăscăului, iar cele dela Brădești-Râmeți corespund seriei filitice epizonale denumită « Seria de Trăscău » (23).



Raporturile Pintenului cristalin dela Baia de Arieș cu depozitele sedimentare sunt normale. Neocretacicul este dispus discordant pe fundamentul cristalin. Șisturile cristaline nu indică șariajele bilaterale recunoscute pe versanți Munților Trăscăului. Intre Sălcia de Sus și Geamăna, Pintenul Baia de Arieș se afundă periclinal sub depozitele neocretacice. M. PÁLFY a considerat această unitate ca un bloc încadrat de falii, fapt neconfirmat de observațiile de teren.

Pintenul Sohodol-Peles cuprinde tipuri de roce reduse la număr însă cu dispoziție geometrică interesantă.

Calcarele cristaline se desvoltă sub forma unei zone largi, orientată E—W, care începe din dreptul localității Câmpeni și se întinde la Sudul Văii Arieșului Mic către localitatea Vidra. Ele se prezintă în bancuri puternice, sunt de culoare albă și cenușie și au grăuntele mare. După aceste caractere aparțin seriei cata-mesozonale; calcarele cristaline epizonale au bobul fin.

In baza lor, se desvoltă faciesul filitic, reprezentat prin următoarele tipuri de roce: șisturi sericitoase, șisturi cloritoase și filite grafitoase.

Rocele epizonale, desvoltate în V. Arieșul Mic, au o tectonică simplă, prezentând căderi monoclinale sudice. La partea superioară însă ele suportă calcarele cristaline de tip cata-mesozonal, ceea ce a făcut să se admită prezența unui șariaj important, rezultat din suprapunerea inversă a complexelor cu cristalinitate diferită.

Lipsa depozitelor mesozoice pe suprafață de încălecare și care se găsesc bine desvoltate în cuvertură, face să considerăm vârsta hercinică a șariajului.

Depozitele neocretacice se dispun discordant și se întâlnesc ca pete de transgresiune avansate mult în interiorul masei cristaline.

Pozitia normală a Cretacicului superior față de șisturile cristaline se cunoaște și pe întreaga margine sudică și estică a Munților Gilăului.

Şisturile cristaline din axul Munților Trăscăului, au jucat rol de cordilieră în tot timpul Cretacicului și au fost influențate puternic de tectonica alpină mesocretacică și laramică.

La Sohodol, se constată la o scară redusă o ușoară încălecare a unui solz de calcar cristaline peste Neocomian.

B) JURASICUL SUPERIOR

Calcarele albe recifale de tip Stramberg, cunoscute în bibliografie sub denumirea de calcar tithonice, care se desvoltă în Munții Bihorului pe o suprafață întinsă, se întâlnesc în regiunea Abrud sub forma de pete izolate și de mărimi variabile, situate în mijlocul depozitelor de Fliș cretacic.

Primele determinări paleontologice sunt cunoscute din lucrarea de sinteză a lui HAUER și STACHE asupra geologiei Transilvaniei. Este de menționat faptul

că deși acești autori au recunoscut în toate unitățile mari geologice Calcarele de Stramberg, au considerat calcarele jurasice dela Vulcan, din cauza poziției tectonice curioase, de vîrstă cretacică (23).

Descrierea faunei dela Cetea, datorită lui FR. HERBICH (2), a faunei dela W Brad și Bulbuc (Zlatna) făcută de K. PAPP, a resturilor de *Diceras* și *Nerinea* din Munții Trăscăului (L. R. TELEGD) și a faunei dela Buizești (P. ROZOZSNIK) a contribuit la precizarea vîrstei jurasice superioare a calcarelor recifale răspândite pe întreaga suprafață a Munților Metaliferi.

Cartarea acestor calcare a întâmpinat dificultăți din cauza asemănării lor cu cele cretacice și a tectonicei speciale ce le-a influențat.

In regiunea Abrud, calcarele jurasice superioare alcătuiesc masa impozantă și pitorească dela Vulcan și Brădișor, care ocupă cotele cele mai înalte, sau formază petecele dela Piatra Conțului, Plaiul Boteș și Dușu. Descrierea petrografică a acestor calcare a fost făcută de noi cu altă ocazie (23).

Resturile organice, deși rare, au fost suficiente pentru lămurirea vîrstei calcarelor jurasice, ce se pot ușor confunda cu cele cretacice.

Primele fosile sunt citate de HAUER și STACHE, care au menționat coralieri ca genul *Lithodendron* în calcarele dela Bucium Izbita precum și următoarele organisme colectate în calcarele din V. Cerbului: *Terebratula perovalis* (?), fragmente de *Pecten* și *Nerinea*.

K. MÜCKE (56) s'a ocupat în mod special de « klippele » din regiunea Abrud, distingând pe baze paleontologice « klippele » jurasice de blocurile jurasice renămate în Cretacicul inferior.

In calcarele jurasice (Tithonic superior) dela Plaiul Boteșului a determinat formele următoare:

- Pedina michelini* COTTEAU aff.
- Terebratula moravica* GLOCKER
- Terebratula haidingeri* SUESS
- Lima* sp.
- Exogyra* sp.
- Mytilus* sp.
- Amphiastrea basaltiformis* ETALLON
- Latimaeandra seriata* BECKER.
- Rhabdophyllia disputabilis* OGILVIE
- Rhabdophyllia hexameralis* K. MÜCKE
- Aplosmilia irregularis* K. MÜCKE
- Sphaeractinia* sp.
- Plagioptychus* sp.



Calcarele brecioase dela Bucium Izbita le-a considerat ca prezentând blocuri remaniate din Jurasic, în care a determinat formele întâlnite în calcarurile jurasice dela Bucium Plaiu:

- Amphastrea basaltiformis* ETALLON
- Latimaeandra seriata* BECKER
- Sphaeractinia* sp.
- Plagioptychus* sp.

Același autor a identificat în calcarele dela Piatra Conțului (Bucium Izbita) coralierul *Rhabdophyllia disputabilis* OGILVIE (BECKER sp.) *Rhabdophyllia hexameralis* K. MÜCKE și *Aplosmilia irregularis* K. MÜCKE.

In calcarele dela Vulcan, K. PAPP a descris fragmente de *Diceras* și *Nerinea* precum și următorii coralieri: *Stromatopora*, *Ellipsactinia* și *Cladophillia*.

K. PAPP (72) a menționat forme ce se întâlnesc în Kimmeridgian și Tithonic și pe care le-a găsit în calcarele jurasice din regiunea Abrud—Bucium.

La Roșia Montană, în calcarele jurasice din galeria principală a statului Z. GLÜCK a găsit următoarele resturi organice:

- Nerinea* sp.
- Diceras* sp.
- Terebratula bilimeki* SUESS
- Terebratula bisuffarinata* SCHLOTH.
- Terebratula reticulata* SCHLOTH.
- Terebratula battogliai* GEMM.
- Pecten cordiformis* GEMM. și DI BLOSI
- Pecten limniformis* GEMM. și DI BLOSI
- Raeta cf. coatteau* LORIOL

La Bucium Izbita (Piatra Conțului), K. PAPP a determinat speciile următoare:

- Ellipsactinia ellipsoidea* STEINM.
- Isastrea bernensis* ETALLON
- Terebratula moravica* GLOCKER
- Hinnites subtilis* BOEHM.
- Pecten oppeli* GEMM. și DI BLOSI

In calcarele dela Bucium Ceișoara (cota 1089), K. PAPP a identificat fosilele următoare:

- Ellipsactinia ellipsoidea* STEINM.
- Latimaeandra soemmeringi* GOLDF. (= *Agaricia* QUENST.)
- Nerinea wosinskiana* ZEUSCHN.



In timpul cercetărilor noastre am colectat resturi de Coralieri în partea de NE a Muntelui Vulcan și în calcarale dela Valea Satului.

C) CRETACICUL

Problema orizontării Cretacicului din Depresiunea Abrud a fost urmărită în diferite ocazii fără ca să se poată ajunge la rezultate satisfăcătoare.

M. PALFY s'a ocupat în mod special cu depozitele cretacice cuprinse pe foaia topografică Abrud (scara 1:75.000). Cunoscând numai faunele neocretacice dela Vidra, Sohodol și Borzești a considerat toate depozitele cretacice ca apartinând Cretacicului superior.

K. MÜCKE și FILTSCH identificând Orbitolinele dela S de Abrud, au demonstrat și existența Cretacicului inferior și totdeodată s'a pus problema separării cartografice a Cretacicului inferior de Cretacicul superior. Încercarea lui MÜCKE de a separa cele două mari subdiviziuni cretacice constă în trasarea unei limite de demarcație paralelă cu rețeaua hidrografică: pe fundul văilor figura Cretacicul inferior iar pe versanții și culmile intermediare Cretacicul superior.

Pe harta geologică imprimată (1927) de Institutul Geologic al României (scara 1:1.500.000) limita de separare între cele două subdiviziuni cretacice trece pela N de Abrud, ca și pe harta geologică a Transilvaniei la scara 1:500.000 (Budapesta 1931). Această limită stratigrafică figurează pe schița de hartă a Munților Metaliferi a lui P. ROZLOZSNIK ca o linie de importanță tectonică.

Recent (87) s'a încercat orizontarea detailată a Cretacicului din regiunea Abrud, separându-se cartografic toate subdiviziunile, iar descrierile au fost făcute sub denumiri locale. Observațiile de teren nu justifică însă separațiile diferitelor etaje.

Analizând situația paleogeografică a Munților Metaliferi am putut identifica în regiunea Abrud o zonă de subsidență maximă. Pornind dela această constatare am dedus posibilitatea unei desvoltări complete a Cretacicului într'o regiune depresivă a geosinclinalului care a funcționat tot timpul Cretacicului și a continuat pe o scară mai redusă în timpul Miocenului.

Cercetările noastre de teren executate în anii 1948 și 1949 au confirmat existența zonei subsidente dela Abrud și am ajuns la determinarea următoarei succesiuni stratigrafice: Valanginian-Hauterivian, Barremian-Aptian, Albian-Vraconian, Cenomanian și Turonian-Senonian.

I. VALANGINIAN-HAUTERIVIAN (STRATE CU APTYCHUS)

Stratele cu *Aptychus* formează cheia de boltă a orizontării Cretacicului inferior din Munții Metaliferi.



Prima lor distincție s'a făcut în Munții Trăscăului, unde desenează sinclinaile puternic pensate în masa șisturilor cristaline sau prinse sub marginea estică a masivului cristalin.

Intre V. Stremțului și V. Ampoiului, Stratele cu *Aptychus* alcătuesc câteva anticlinale ce apar în mijlocul Barremian-Aptianului.

In regiunea Zlatna ele trec în interiorul catenei, rezemându-se normal pe fundamentul eruptiv triasic.

In regiunea Abrud au fost identificate, în anul 1948, la Bucium Cerbu, după caracterele petrografice și un rest de *Aptychus*. Identificarea lor ne-a pus în situația de a face orizontarea Cretacicului pe altă bază decât aceea utilizată de cercetătorii precedenți.

Valoarea stratigrafică a Stratelor cu *Aptychus* este astfel demonstrată pe întreaga catenă a Munților Metaliferi.

In Munții Drocei au putut fi identificate după exemplarele colectate de V. C. PAPIU, într'o serie cretacică greu de orizontat.

Descrierea aflorimentelor. Stratele cu *Aptychus* ocupă suprafețe restrânse, însă suficiente pentru lămurirea stratigrafiei și tectonicei. Au fost determinate pe teritoriul următoarelor localități: Bucium Izbita, Bucium Sat, Bucium Cerbu, Buninginea și V. Crișului.

La Bucium Izbita, ele se întâlnesc pe V. Izbicioarei și Plaiul Boteș.

In V. Izbicioarei, Valanginian-Hauterivianul se observă în două puncte distanțate între ele la circa 200 metri. Primul afloriment se află pe malul drept a Izbicioarei aproape de confluență și este reprezentat prin trei anticlinale strânse, desvoltate, pe o distanță de 40 metri, în mijlocul depozitelor barremian-aptiene.

Tipurile de roce întâlnite aci sunt: marne calcaroase cenușii-verzui, calcare marnoase și sisturi argiloase cenușii-verzui sau violacee cu blocuri de calcar și gresii puternic diaclazate.

Anticlinalele de Strate cu *Aptychus* au șarnierele denivelate, ceea ce mijlocie fiind mai ridicată. Ele sunt învăluite în depozitele barremiene, formate mai ales din calcare organogene, care la rândul lor suportă șisturile argiloase albiene. Căderile stratelor sunt vestice și variază între 45° — 75° (fig.1).

Intreg complexul neocomian este puternic cutat și se prezintă ca o manifestație de fondament.

Continuarea Stratelor cu *Aptychus* pe versantul stâng al Izbicioarei nu se poate constata din cauza terenului acoperit de pădure și fânețe.

Al doilea afloriment de pe Izbicioara (fig.2) se află pe malul stâng, la cca 200 m față de primul, în marginea drumului ce conduce spre Vulcoi-Corabia. Aci, Valanginian-Hauterivianul are o constituție omogenă, fiind reprezentat



prin calcare marnoase albe-cenușii cu spărtura neregulată, așchioasă, având concrețiuni mici limonitoase, ce dău naștere, prin alterație, unor pete ruginii. Deosemenea, se observă calcare cenușii-cafenii, străbătute de diaclaze foarte fine și marne calcaroase cenușii-negricioase cu aceleași concrețiuni limonitoase.

Depozitele sunt redresate puternic și desenează un anticlinal cu flancurile distincte. Pe flancul estic stratele indică direcția N 5° E și înclinarea 75° W.

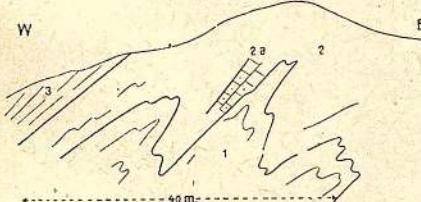


Fig. 1 — Anticlinalele de Strate cu *Aptychus* dela Bucium Izbita.
1, Strate cu *Aptychus*; 2, Barremian-Aptian; 2a, Calcare barremiene.

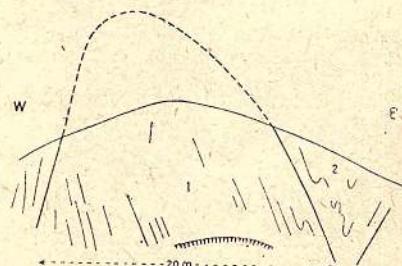


Fig. 2.—Anticlinalul de Strate cu *Aptychus* din V. Izbicioara.
1, Strate cu *Aptychus*; 2, Barremian-Aptian.

Al treilea afloriment de Strate cu *Aptychus* dela Bucium Izbita se află pe Plaiul Boteșului. Se desvoltă sub forma a două benzi înguste, prima la altitudinea de 800 m și a doua la 1000 m, în vecinătatea cotei 1044 m. Sunt reprezentate prin marne calcaroase în plăci, cenușii-verzui, caracteristice, și calcare cenușii cu pete verzuie învăluite în sisturi argiloase satinate și calcare barremiene.

Ambele aflorimente din Plaiul Boteșului, cu aspectul unor intercalări stratigrafice, reprezintă două anticlinale înclinate spre E și adânc pensate în depozitele barremiene.

Bucium Sat. La intrarea de E în localitatea Bucium Sat, Stratele cu *Aptychus*, reprezentate prin calcare marnoase cenușii-verzui fin diaclazate, formează șarniera unui anticlinal, desvoltată pe o distanță de 3 m. Acest afloriment se află pe flancul vestic al sinclinalului albian și apare simetric față de primul afloriment dela Izbicioara.

Bucium Cerbu. Pe malul drept al Văii Cerbului, lângă pepiniera silvică, am identificat primele Strate cu *Aptychus* din regiunea Abrud (fig. 3). Tipurile de roce întâlnite aci sunt dintre cele mai caracteristice și anume: calcare marnoase albe-cenușii și marne calcaroase cenușii-verzui sau violacee, necutate și prevăzute cu diaclaze rare. Aci, am colectat un exemplar complet de *Lameillaptychus*.

Pe Culmea Popesele se observă continuarea spre N a Valanginian-Hauterivianului sub forma unui anticlinal ce a străbătut și depozitele albiene.

La S de V. Cerbului, Stratele cu *Aptychus* se află sub forma de blocuri răspândite la suprafața terenului ocupat de semănăturile dela Dâmbul Flăorei. Relațiile lor cu rocele înconjurătoare nu se pot observa, dar pare că avem aface cu aceleași condiții de dezvoltare ca și la Popesele. Prezența lor dovedește

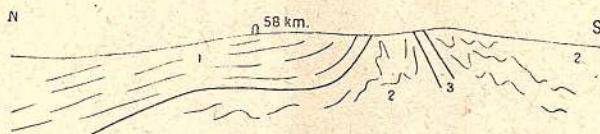


Fig. 3. — Profil geologic din V. Cerbului.

1, Albian-Vraconnian; 2, Barremian-Aptian; 3, Valanginian-Hauterivian.

extinderea Valanginian-Hauterivianului spre W regiunii și influențarea lor de către tectonica post-albiană.

Buninginea. În thalwegul Văii Buninginea am recunoscut cel mai vestic afloriment de Strate cu *Aptychus*. Ele sunt reprezentate prin calcar marnoase albe-cenușii sau cenușii-negricioase în plăci și asociate cu șisturi argiloase negre și gresii fin micacee, cu aspect grafitos, și puternic diaclazate.

Din punct de vedere tectonic se prezintă ca un anticlinal strivit între depozite barremiene.

Descrierea petrografică. Stratele cu *Aptychus* din regiunea Bucium—Buninginea sunt reprezentate prin marne calcareoase cenușii-verzui, mai rar violacee, și prin calcar marnoase albe-cenușii.

Marnele calcareoase cenușii-verzui sau roșii-violacee, cenușii-negricioase în spărtură proaspătă, sunt șistoase sau se prezintă în bancuri compacte în grosime până la 1 dm. Conțin resturi cărbunoase, mici concrețiuni limonitoase și sunt străbătute de numeroase diaclaze fine.

La microscop apare masa calcaro-marnoasă cu pete de substanțe cărbunoase străbătută de diaclaze paralele și intersectate ortogonal precum și plaje de grăunțe de calcită. Elementele detritice de dimensiuni mici sunt răspândite inegal și reprezentate prin grăunțe de cuarț cu contur detritic, seriate, ce variază dela 2—10% și muscovită în lamele foarte mici, până la 5%.

Calcarele marnoase se prezintă compacte, cu spărtura așchioasă și cu nodule de limonită. La microscop masa de carbonați amorfi prezintă pete luminoase de calcită fin cristalizată.

Microfauna acestor marne calcareoase, cunoscută din studiul Stratelor cu *Aptychus* din Munții Trăscăului, este reprezentată prin speciile de Foraminifere

Calpionella alpina LORENZ și *Lagena coulomi* J. DE LAPP., prin numeroase cochilii de Radiolari și spicule de Spongieri silicioși. În regiunea Abrud nu se întâlnesc decât schelete calcificate de Radiolari.

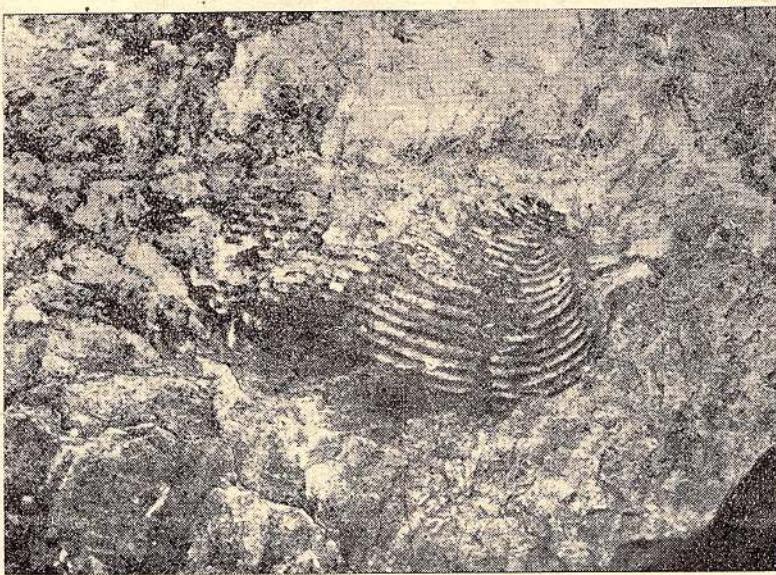


Fig. 4 — *Lamellaptychus inflexicosta* (Stratele cu *Aptychus* din V. Cerbului).

In regiunea Sohodol, Valanginian-Hauterivianul [schimbă profund de facies, fiind reprezentat prin radiolarite roșii sau verzi. Aceste rocă orgărcogene, silicioase, apar sporadic în Munții Trăscăului, în schimb se desvoltă bine în apropierea maselor ofiolitice din zona axială a Munților Metaliferi.

Radiolaritele dela Sohodol apar de sub învelișul neocretacic și sunt suportate de calcarele cristaline ale fundamentului. La microscop, roca se arată constituită din silice (55%) și oxizi de fier care îi împrumută coloarea roșie. Elementele detritice sunt reprezentate prin fragmente de cuarț și foile reduse de muscovită și calcită, ce umplu diaclazele fine și scheletele de Radiolari.

Fauna. În afară de microfauna citată, Stratele cu *Aptychus* se caracterizează printr-o bogată faună de Cefalopode (Ammoniți, *Aptychus* și Belemniti), colectată în partea de E a Munților Trăscăului, iar în regiunea Bucerdea este cunoscută o faună de Moluște și Brachiopode. În regiunea Abrud, deși bogată în aflorimente de Strate cu *Aptychus*, singura dovedă paleontologică se reduce la specia *Lamellaptychus inflexicosta* TRAUTH, colectată în regiunea Bucium Cerbu (fig. 4).

Până în prezent am determinat următoarele specii de *Aptychus* în Munții Trăscăului:

- Lamellaptychus seranonis* d'ORB.
- Lamellaptychus angulicostatus* PICTET, LORIOL.
- Lamellaptychus mortilleti* PICTET, LORIOL.
- Lamellaptychus inflexicosta* TRAUTH.
- Lamellaptychus excavatus* PICTET, LORIOL.

In Valanginian-Hauterivianul suportat normal de Calcarele de Stramberg dela Cheile Turdei (Petreștii de Sus) am identificat specia *Lamellaptychus didayi* COQU.

Speciile de *Aptychus* din Munții Trăscăului se găsesc în aceleași tipuri de roce ca și cele din regiunea Abrud și sunt asociate cu următoarele forme de Ammoniți:

- Holcostephanus (Astieria) astierianus* d'ORB.
- Holcostephanus jeannotti* d'ORB.
- Hamites (Ptoceras)* sp. aff. *puzosianus* d'ORB.
- Hamulina subcylindrica* d'ORB.
- Lissoceras grassianum* d'ORB.
- Phylloceras infundibulum* d'ORB.

Dovezile paleontologice, alături de caracterele petrografice și poziția stratigrafică, ne-au servit la identificarea Stratelor cu *Aptychus* din regiunea Abrud.

Faciesurile. Valanginian-Hauterivianul este reprezentat în mod obișnuit printr'un facies vazos, constituit din marne calcaroase, bogate în resturi de Cefalopode (fig. 5).

Constituția lithologică ne dovedește variația bathimetrică a acestui facies.

După formele de Ammoniți și specia *Lagenula couloni*, faciesul vazos pare să fi luat naștere în zona bathială. Materialul gresos conglomeratic, resturile de Ostreide și de Plante incarbonizate, sunt însă dovezi de apropierea față de litoral.

In vecinătatea imediată a fundamentului vechi faciesul vazos este amestecat cu material sedimentar grosolan și cu resturi organice ce trădează apropierea tărmului.

In Munții Trăscăului se cunosc calcar recifale dispuse în lungul zonei neocomiene. Recifii mai apar și în regiunea Valea Iepei, în raporturi normale față de fundamentul eruptiv.

Din repartitia calcarelor recifale observăm că ele se desvoltă în lungul tărmului marin și reprezintă faciesul litoral-recifal, desvoltat pe cordilieră.

Stratele cu *Aptychus* din zonele adânci se caracterizează printr-o cantitate restrânsă de material detritic și printr-o lipsă a conglomeratelor și gresiilor. Faciesul vazos pur îl întâlnim în regiunile Bucium—Buninginea și Meteș—Ighiș—Telna—Bucerdea, adică în regiunile distanțate de ondulațiile fundamentului.

Calcarele cu *Calpionella* se întâlnesc în Stratele cu *Aptychus* și ele caracterizează faciesul bathial al Neocomianului și Jurasicului superior.

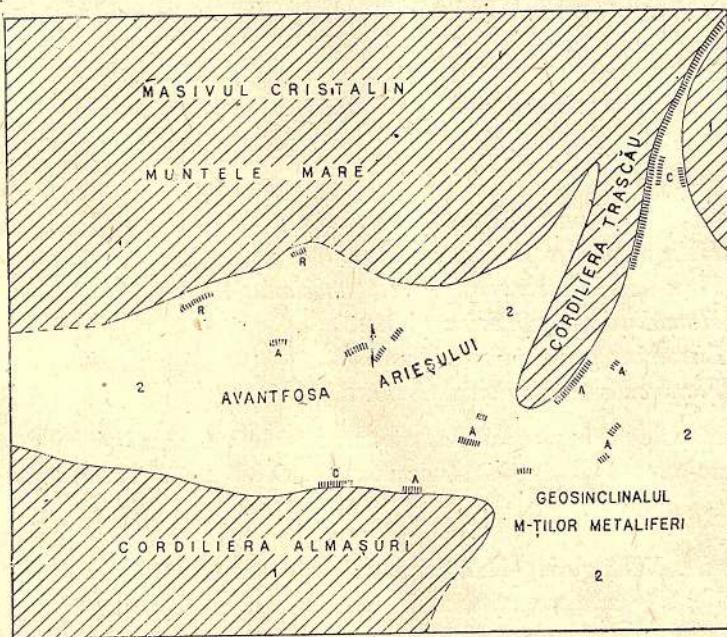


Fig. 5. — Schiță paleogeografică a Munților Metaliferi în timpul Valanginian-Hauterivianului.

A, facies vazos; R, facies radiolaritic; C, facies litoral-recifal. 1, uscat; 2, mare.

Acest facies are o dezvoltare locală în regiunea Almașul Mare, unde complexul neocomian împrumută un caracter deosebit față de restul catenei și are poziția foarte apropiată de fundamentalul eruptiv triasic.

Stratele cu *Aptychus* mai prezintă un facies radiolaritic, dezvoltat sporadic în Munții Trăscăului și regiunea Zlatna (Nădăjdia). Asociația bancurilor de radiolarite cu roce detritice și calcare este o dovedă că radiolaritele neocomiene nu corespund zonei abisale. Dezvoltarea mai mare a radiolaritelor apare în regiunea Sohodol și Strâmba. Apropierea de Cristalinul Bihorului și faptul că ele nu apar spre centrul zonei geosinclinale face să nu le atribuim o pro-

veniență abisală. În general existența radiolaritelor este legată de masa eruptivă, bogată în oxizi de fier.

Aspecte paleogeografice în timpul Neocomianului. Distribuția Stratelor cu *Aptychus* din Munții Metaliferi ne pune în situația de a reconstituî întinderea mării neocomiene. Faciesul de pe partea de Est a Culmii Râmeți-Trăscău precizează apropierea litoralului. Stratele cu *Aptychus* au fost conservate în partea de E a Trăscăului prin prinderi adânci sub forma de sinclinală, în masa șișturilor cristaline. În partea de W a Munților Trăscău, Stratele cu *Aptychus* nu au fost identificate, din cauza unei tectonice de suprafață.

Acstea observații ne pot conduce la existența unui litoral al mării neocomiene în apropierea axului Munților Trăscău, care a jucat rolul unui obstacol puternic.

In basinul Ampoiului, și anume în regiunile Făbian, Ighiel, V. Iezurelului, Prisaca, Stratele cu *Aptychus* se desvoltă sub facies vazos. Desvoltarea faciesului vazos dovedește prezența unui geosinclinal, ce a funcționat odată cu începutul Neocomianului.

Răspândirea Stratelor cu *Aptychus* din regiunea Zlatna (Prisaca, Valea Mare, Almașul) ne arată invazia mării neocomiene dincolo de axul catenei.

Identificarea Stratelor cu *Aptychus* în regiunea Abrud sub faciesul vazos și cel radiolaritic arată extinderea mării neocomiene până la marginea sudică a Cristalinului Muntele Mare. Pătrunderea apelor marine a avut loc prin regiunea Zlatna, unde există dovezile continuității faciesului vazos din partea estică a catenei cu cel din regiunea Abrud.

Din cele de mai sus reies următoarele aspecte paleogeografice în timpul Valanginian-Hauterivianului (fig. 5).

Axa catenei Munților Trăscăului, cu o structură geologică complicată și cu fundamentele cristalin, s'a desenat încă dela începutul Neocomianului ca o cordilieră pe care am numit-o «Cordiliera Trăscăului». Acest accident de fund se legă de uscatul apropiat reprezentat prin masa cristalină a Gilăului. La extremitatea sudică înregistrează o scoborîre axială care duce la dispariția lui totală.

Depresiunea Zlatna este demonstrată prin aflorimentele cunoscute în V. Feneșului și V. Mare. Acest culoar se datorește scufundării axiale a cordilierei Trăscăului. În partea vestică a Munților Metaliferi accidentul morfologic de fund reapare, fiind reprezentat prin masa diabazelor din regiunea Almașului, pe care am numit-o «Cordiliera Almașului».

Depresiunea cuprinsă între cordilierele menționate și regiunea sudică a Cristalinului Muntele Mare a jucat rolul de avant-fosă. Aflorimentele dela Strâmba—Sohodol (facies radiolaritic) și cele dela Bucium—Buninginea (facies vazos)

dovedesc întinderea mării neocomiene în regiunea Abrud, ce corespunde părții mediane a avant-fosei Arieșului.

La exteriorul Munților Metaliferi se desvoltă geosinclinalul propriu zis, ale cărui legături cu Carpații orientali le presupunem fără a le putea preciza, din cauza discontinuităților provocate prin scufundarea Cuvetei Transilvane.

Anatomia geosinclinalului Munților Metaliferi se completează prin accidentele morfologice ce se desvoltă în partea de NE.

Intre localitățile Trăscău, Buru și Petrești s'a conservat o bandă îngustă de Strate cu *Aptychus* prinsă în fundamentul cristalino-mesozoic. Aceste depozite marchează existența unui culoar ceva mai larg decât reiese din extinderea lor actuală, este culoarul Buru, ce stabilește legături cu apele marine din N.

In fine, masivul diabazic Copăceni—Trăscău a jucat rolul unei cordiliere, având o dispoziție în releu față de cordiliera Trăscăului.

Raporturi tectonice. Stratele cu *Aptychus*, descoperite de noi până în prezent în Munții Trăscăului și Munții Metaliferi, prezintă, pe lângă importanță paleogeografică arătată mai sus, și o importanță tectonică deosebită.

In regiunea Turda, Stratele cu *Aptychus*, reprezentate printr'un facies mixt, rezultat din depozite detritice, calcaro-marnoase cu *Aptychus* și radiolarite, sunt situate normal la partea superioară a calcarelor jurasice.

Tot în aceeași situație se află și Stratele cu *Aptychus* din regiunea Zlatna—Almaș—Valea Iepei, unde faciesul mixt este așezat discordant pe fundamentul eruptiv triasic.

In fine, în regiunea Sohodol, faciesul radiolaritic al Stratelor cu *Aptychus* se întâlnește în raporturi normale față de calcarele cristaline.

Geosinclinalul Munților Metaliferi se caracterizează prin apariția Stratelor cu *Aptychus* sub forma unor șarniere de anticlinale sau ca solzi. Pe Valea Telnei am identificat o dublă șarnieră de Strate cu *Aptychus*, care apare clar de sub învelișul barremian-aptian și se menține pe ambii versanți ai văii și în apropierea thalwegului. Ivirile dela SE de Ighiel aparțin deasemenea unei șarniere de anticlinal formată din Strate cu *Aptychus*. In regiunea Abrud am identificat șarnierele a trei anticlinale la Bucium Izbita și o singură șarnieră, foarte slab dezvoltată, la E Bucium Sat. Toate aceste iviri de șarniere clare se dezvoltă la o scară foarte redusă și apar în apropierea thalwegului văilor.

Depozitele neocomiene se întâlnesc frecvent sub forma unor lame intercalate tectonice, reprezentând anticlinale solzate și puternic ridicate pe verticală. Așa este cazul pentru Stratele cu *Aptychus* dela Făbian, V. Feneșului, Bucium Sat (D. Plaiului), Bucium Cerbu și Buninginea.



Uneori tectonica atinge un grad de maximă violență, ca la Făbian, Dealul Groși, Dâmbul Floarei, unde Stratele cu *Aptychus* se observă pe culmile înalte și sunt încunjurate de depozitele barremian-apțiene sau chiar de Albian-Vraconnian. Prezența lor pe relieful înalt face să reflectăm la deplasări pe distanțe mari și peste depozite cretacice mai tinere. Gradarea fenomenelor tectonice suferite de depozitele neocomiene ne face însă să nu admitem că Stratele cu *Aptychus* au luat parte la o tectonică de gradul unor pânze de încălecare.

Şarниerele de anticlinale simple, duble sau triple, constatate pe fundul văilor adânci, se dătoresc unei eroziuni puternice.

Dispoziția lamelară o împrumută Stratele cu *Aptychus* tectonizate puternic, ajungând să străbată chiar depozitele cretacice medii. Cutarea strânsă se poate urmări prin benzile înguste ce pornesc din fundul văilor și se ridică mult pe verticală, reapărând pe culmile învecinate (D. Plaiului, Dâmbul Floarei).

Stratele cu *Aptychus* ce se întâlnesc ca petece pe culmile înalte (Făbian, Groși) reprezintă tectonizarea cea mai puternică în seria constată în întreaga catenă a Munților Metaliferi.

In afara de poziția normală și de anticlinale reduse ca suprafață și cu o gradare a intensității deformărilor tectonice, Stratele cu *Aptychus* se găsesc puternic cutate și încălecate de formațiuni mai vechi. Aceste fenomene tectonice se constată în Munții Trăscăului și anume în regiunea Izvoarele-Râmeți, unde Stratele cu *Aptychus* sunt puternic cutate și prinse în fundamentul cristalin. Marginea estică a șisturilor cristaline încalcă pe toată lungimea Stratelor cu *Aptychus*. Șariajul de ordin secundar are loc deosebită între Stratele cu *Aptychus*, și celelalte formații mai vechi.

In fine, Neocomianul se află cutat împreună cu Aptianul, pe care îl încalcă pe toată întinderea în partea axială a Munților Trăscăului.

2. BARREMIAN-APTIAN

Intre Stratele cu *Aptychus* și complexul argilo-gresos negru, de vîrstă albiană, se desvoltă Barremian-Aptianul reprezentat printr'un complex detritic cu aspect tipic de Fliș puternic diagenizat, cutat și diaclazat. Se desvoltă în jurul regiunii Abrud, constituind cea mai mare parte a sedimentelor din Cretacicul M-ților Metaliferi.

La partea inferioară prezintă legături de continuitate cu Stratele cu *Aptychus*. Lipsa unui conglomerat bazal și tranziția dela faciesul vazos al Stratelor cu *Aptychus*, la faciesul de Fliș arată existența unei continuități de sedimentare.

Raporturile strânse între Neocomian și Barremian-Aptian se observă în deschiderile dela Bucium Izbita și dela Buninginea.

Separarea Barremianului de Aptian nu se poate face din cauza afinităților petrografice și a continuităților stratigrafice.

Intregul complex barremian-apțian din regiunea cercetată se prezintă uniform dela partea superioară a Stratelor cu *Aptychus* până la partea inferioară a Albianului.

Depresiunea Abrud a funcționat ca o avant-fosă dela începutul Neocomianului până la sfârșitul Senonianului. Apariția sedimentelor cretacice inferioare în axul ei se datorează unei puternice ridicări axiale pe linia Bucium Cerbu—Bucium Poieni.

La periferia Depresiunii Abrud, Barremian-Aptianul se dezvoltă puternic, constituind fundația geosinclinalului Munților Metaliferi și stabilind legături cu depozitele de aceeași vîrstă din restul catenei.

In vecinătatea Abrudului, Barremian-Aptianul se dezvoltă în următoarele regiuni: Bucium Cerbu, Bucium Izbita, Bucium Poieni, Mogoș și Vulcan—Valea Crișului.

a) Regiunea Bucium Cerbu. În lungul Văii Cerbului, între punctul numit «La Chip» și intrarea sudică în localitatea Bucium Cerbu, se dezvoltă o zonă îngustă de Barremian-Aptian.

Tipurile de roce ce aparțin Barremian-Aptianului de aci sunt următoarele: gresii masive, cenușii-negricioase, calcaroase, în bancuri de 1 m grosime, cutate și puternic diaclazate; gresii micacee cu ciment calcaros; șisturi argiloase cu hieroglife rare, fețe curbicorticale, cu aspect grafitos, cutate, diaclazate, și lentilizate din cauza deformărilor tectonice accentuate.

La extremitatea sudică a zonei de Barremian-Aptian din V. Cerbului se observă intercalată unui banc de calcare, explotat pentru pietriuirea șoselei Abrud—Alba Iulia. Se deosebesc calcare cenușii-negricioase, puternic diaclazate și brecii calcaroase, organogene cu elemente de roce eruptive verzi și purgi de material argilos. Aceste calcar reprezintă recifi cu dezvoltare locală în mijlocul depozitelor de Fliș.

Barremian-Aptianul din V. Cerbului prezintă o alternanță de gresii și șisturi cu aspect grafitos, puternic cutate și diaclazate și cu o intercalatie de calcare brecioase. Prezintă legături cu Stratul cu *Aptychus* și suportă șisturile negre albiene (fig. 3).

Natura lithologică a Barremian-Aptianului face să-l distingem cu ușurință de restul sedimentelor cretacice din Valea Cerbului. Față de Stratul cu *Aptychus*, Barremian-Aptianul are caracterul distinct al faciesului de Fliș, iar față de Albian se deosebește prin diversitatea naturii petrografice, aspectul grafitos, cutarea intensă și diaclazarea puternică.



Sisturile argiloase aparținând Barremian-Aptianului și Albianului sunt la prima observație greu de deosebit, însă cercetarea îndeaproape arată că se poate face o distincție netă.

Aceeași zonă de Barremian-Aptian reapare în Plaiul Boteș, unde se întâlnesc frecvent calcare cu *Orbitolina*.

Intre localitățile Bucium Sat și N Bucium Cerbu se desvoltă a două bandă de Barremian-Aptian, bine deschis, în cariera dela confluența celor două Buciume cu V. Abrudului, unde se observă următoarele tipuri de roce: gresii micacee, masive, feruginoase prin alterație, ce se desfac în blocuri cu muchii neregulate; gresii glauconitice verzi, cu elemente conglomeratice mărunte, alcătuite din calcare mesozoice și elemente verzi; conglomerate mărunte cu elemente formate din roce eruptive alterate și calcare mesozoice; calcare cu *Orbitolina* și elemente verzi precum și marne calcaroase verzui cu diaclaze, ce seamănă cu fragmentele de Inocerami.

b) Regiunea Bucium Izbita. În lungul Văii Izbicioarei, dela confluență spre amont, se desvoltă Barremian-Aptianul cu aceleași caractere ca și în V. Cerbului.

Aici se observă contactul cu Stratele cu *Aptychus* pe care le acoperă în cele trei șarniere. Marnele calcaroase valanginian-hauteriviene prezintă trecheri insensibile și pe o distanță relativ restrânsă la Barremian-Aptian.

Tipurile de roce întâlnite la Bucium Izbita sunt: marne cenușii-verzi cu blocuri de calcare; sisturi argiloase cenușii, diaclazate; gresii masive, puternic diaclazate; calcare brecioase cu elemente verzi, foarte puternic diaclazate, bogate în resturi organice (Lamellibranchiate, Alge calcare); conglomerate calcaroase cu elemente detritice mici și bine rulate, cu fragmente de Echinide, Coralieri, *Pecten*, Gasteropode, scoase în relief pe suprafețele expuse; calcare cenușii cu fine și numeroase diaclaze răspândite în toate sensurile; calcare negre cu numeroase elemente detritice și *Orbitoline*.

Barremian-Aptianul dela Bucium Izbita dispare în partea de N, iar la S se continuă în Plaiul Boteșului, unde alternează cu cele 2—3 fâșii de Strate cu *Aptychus*.

Calcarea cuprind o importantă faună pe care o vom menționa mai jos.

La Piatra Conțului se întâlnește un calcar negru-cenușiu, fin detritic, cu elementele reliefate pe suprafețele expuse, bogat în resturi de Foraminifere, Coralieri, Gasteropode. Elementele detritice sunt reprezentate prin grăunțe foarte rare de cuarț, lamele fine de muscovită și părți grunjoase ovale sau triunghiulare cu colțurile rotunjite.

c) Regiunea Vulcan. Barremian-Aptianul din culmea de separare a apelor între Crișul Alb și V. Abrudului (Pasul Vulcan) prezintă o dezvoltare importantă și alcătuiește flancul vestic al Depresiunii Abrud.



Tipurile de roce caracteristice sunt: șisturi argiloase satinate, verzui cu suprafețele de stratificație ondulate; șisturi argiloase cenușii-verzui și cenușii-negricioase; gresii cenușii-negricioase, cutate, cu diaclaze variind între 1—6 mm ce se intersectează ortogonal; gresii satinate, verzui, cu suprafețele de stratificație plane, cu diaclaze fine și rare, iar calcita solvită; calcară cenușii-negricioase, cu elemente detritice și puternic diaclazate și conglomerate cuarțitice în bancuri puternice.

Valea Crișului Alb descoperă Barremian-Aptianul în tot cursul său superior, oferind deschideri formate din următoarele tipuri de roce: șisturi argiloase cenușii-negricioase; șisturi grezoase; gresii masive în bancuri de 2 m grosime; gresii cenușii-negricioase și calcară cenușii și cenușii-negricioase, diaclazate.

d) Regiunea Mogoș. Depresiunea Abrud—Bucium este flancată în partea sa estică de Barremian-Aptianul din regiunea Mogoș, alcătuit din: conglomerate cuarțitice puternic diagenizate și diaclazate; gresii cenușii-negricioase cu aspect satinat; gresii cenușii-verzui ondulate, gresii micacei cenușii-verzui, cu suprafețele de stratificație netede și fără diaclaze și marne cenușii sau roșii-violacee.

Caractere paleontologice. Dovezile paleontologice despre vârsta depozitelor barremian-aptiene se datorează lui K. MÜCKE (56), care a cercetat basinele de recepție ale Văilor Abrud și Ampoiul în anii 1911 și 1912.

Acest autor a separat în complexul «gresiei carpatiche», Cretacicul inferior după resturile organice dela Bucium Izbita și Bucium Cerbu. Pe schiță sa de harta a figurat Cretacicul inferior pe văile aflate pe teritoriul localităților Bucium Cerbu, Bucium Sat, Bucium Muntar și Valea Cornei; Cretacicul superior rămânând pe culmile munțoase.

Resturile organice determinate de K. MÜCKE în intercalăriile de calcară din Barremian-Aptianul din V. Cerbului și Pârâul Plaiului sunt reprezentate prin următoarele forme:

- Miliolina* sp.
- Nodosaria monile* CORNELL aff.
- Nodosaria communis* D'ORB.
- Clavulina* cf. *tripleura* REUSS
- Bolivina* sp.
- Textularia* sp.
- Rotalina* sp.
- Orbitolina* sp.
- Orbitolina* (*lenticularis*?).

Deasemenea au mai fost determinate forma *Placocoenia* sp. în calcarăle cretacice din P. Izbita și în calcarăle cretacice din P. Izbicioarei și P.



Plaiului, coralierul *Dimorphastrea* sp. în P. Izbitei precum și speciile *Terebratula* cf. *banhini* ETALLOON și *Dromia dacica* K. MÜKE.

Din analiza listei acestor resturi organice se observă că foraminiferele sunt fosile indiferente, cu excepția genului *Orbitolina*, ce prezintă o importanță stratigrafică.

Calcarele cu *Orbitolina lenticularis*, bine dezvoltate în Plaiul Boteșului, ne îndreptătesc a considera complexul detritic sub facies de Fliș ca fiind de vârstă barremian-apțiană.

Discuțiuni asupra vârstei. Depozitele barremian-apțiene, sărace în resturi organice, prezintă caractere petrografice deosebite față de restul sedimentelor cretacice și se găsesc în poziții stratigrafice avantajoase pentru precizarea vârstei. Ele au afinități petrografice cu Barremian-Aptianul dela Cheile Turdei și din V. Ampoiului. Pot fi confundate uneori cu Stratele de Sinaia din Carpații orientali însă, spre deosebire de acestea, nu cuprind intercalări calcaro-marnoase cu *Calpionella alpina*. Stratele de Sinaia sunt înlocuite pe teritoriul Munților Metaliferi prin echivalentul lor facial, Stratele cu *Aptychus*, ce apar pe întreg teritoriul fostului geosinclinal cretic.

Raporturile clare dintre Stratele cu *Aptychus* și complexul detritic sub facies de Fliș, demonstrează existența Barremianului. Contactul între Neocomian și Barremian nu apare net prin intervenția unor schimbări brusce de facies sau apariția unor conglomerate bazale. Se constată o trecere lentă prin intervenția gresiilor și șisturilor argiloase cu aspect grafitos, roce ce se întâlnesc frecvent în masa depozitelor de Fliș cretic inferior.

Prezența scheletelor de Radiolari este singurul indiciu că ele aparțin Hauerivianului, deoarece apar numai în complexul Stratelor cu *Aptychus*. Analiza micrografică a rocelor arată că resturile de Radiolari sunt prezente în depozitele valanginian-haueriviene și lipsesc în Barremian-Aptian.

La partea superioară a complexului cretic inferior se dezvoltă Albianul sub faciesul șisturilor negre ce se distinge ușor de depozitele de bază prin natura petrografică, poziția discordantă și cutarea slabă.

Poziția stratigrafică a depozitelor de Fliș cretic inferior cuprinse între Stratele cu *Aptychus* la partea inferioară și Albianul la partea "superioară", pledează pentru vârsta barremian-apțiană.

Existența Barremianului o dovedește continuitatea de sedimentare față de Neocomian, iar prezența Aptianului este demonstrată paleontologic de specia *Orbitolina lenticularis*.

Separarea cartografică a acestor două subdiviziuni cronologice nu este posibilă din cauza asemănărilor petrografice și complicațiilor tectonice. În linii mari se poate face o distincție după aspectul megascopic al rocelor componente-

între depozitele distanțate pe verticală prin intensitatea fenomenului de dia-geneză și a deformărilor tectonice.

Lipsa de fosile vine să îngreueze distincția celor două etaje.

Încercarea de separare a Barremianului de Aptian a fost făcută pe baza aparițiilor de ofiolite considerate de vârstă aptiană. Am avut ocazia să arăt că ofiolitele nu au caracter conducerător, ele aparținând la vârste diferite.

Faciesurile și paleogeografia în timpul Barremian-Aptianului. Desvoltarea mare a sedimentelor barremian-aptiene face să putem reconstituire aspectele mării și să ne dăm seama de varietățile de facies. (fig. 6).

In partea nordică a M-ților Metaliferi (M-ții Trăscăului) se constată o dispoziție zonară a depozitelor aptiene, zonele de sedimentație fiind așezate paralel cu axul catenei.

Depozitele barremian-aptiene sunt reprezentate prin conglomerate și gresii care învăluie axul catenei, alcătuit din șisturi cristaline și alte formații triaso-jurasice și acoperă discordant masivul ofiolitic Turda-Poiana.

Alternanța de gresii, marne și argile cu aspect de Fliș reprezintă sedimentele depuse în zonele mai profunde ce s-au dezvoltat la distanță față de partea axială a geosinclinalului.

Supradicarea catenei în partea ei nordică justifică acest mod de prezentare al sedimentelor.

Aceste depozite reprezintă faciesul normal al Barremian-Aptianului, ce este legat de fundamentul apropiat al geosinclinalului.

In regiunea Zlatna—Ampoița, Barremian-Aptianul împrumută un aspect deosebit. Pachetul de strate are grosimea cea mai mare și este reprezentat prin șisturi argilo-gresoase satinate și calcare rubanate, cu totul diferite de restul sedimentelor. El este rezultatul unor modificări importante, datorite unui început de metamorfism de geosinclinal.

Pozitia morfologică corespunde cu zona de maximă subsidență, scoasă în evidență prin scufundarea formațiilor din fundamentul geosinclinalului cretacic, prin grosimea și uniformitatea sedimentelor precum și prin începutul de metamorfism.

Faciesul satinat-rubanat corespunde deci zonei de subsidență maximă, instalată în timpul Barremian-Aptianului în partea mediană a M-ților Metaliferi.

In regiunea Abrud se constată prezența unui facies deosebit, ce constă dintr-o alternanță de gresii, șisturi argilo-conglomeratice, diaclazate și cutate puternic, cu aspect grafitos și care prezintă intercalații de calcare organogene. El este localizat într-o regiune subsidență însă de adâncime mult mai mică decât aceea din regiunea Zlatna și care se află în apropierea masei cristaline.

Complexul barremian-apțian din regiunea Abrud aparține faciesului de avant-fosă.

Cercetând morfologia de fund a mării constatăm următoarele:

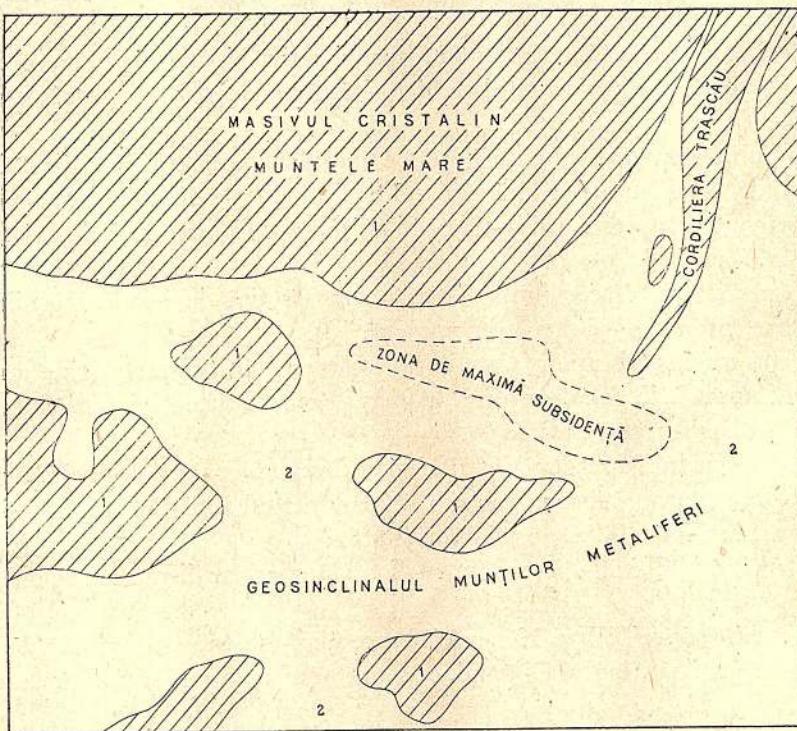


Fig. 6.— Schiță paleogeografică a Munților Metaliferi în timpul Barremian-Aptianului.

1. uscat; 2. mare.

In sectorul nordic (M-ii Trăscăului), în axul catenei există o creastă alcătuită din formații vechi, față de care zonele de sedimentație se dispunee paralel, și anume materialul psefic în apropierea ei, iar materialul mai fin la distanțe din ce în ce mai mari. Funcțiunea de cordilieră a acestei creste a început odată cu Neocomianul și a continuat în timpul Barremian-Aptianului, fapt dovedit de dispoziția zonară a sedimentelor.

Cordiliera Trăscăului înregistrează la extremitatea sudică o scufundare axială care a avut ca rezultat dispariția ei și ceva mai mult, instalarea unei zone de subsidență maximă, care a funcționat ca atare dela începutul Neocomianului. În timpul Barremian-Aptianului regimul sedimentației subsidente a atins maximum-ul de desvoltare și a avut ca rezultat dezvoltarea faciesului satinat.

Regiunea Abrud a fost acoperită de marea barremian-aptiene și a jucat rolul unei avant-fose caracterizată prin depozitarea faciesului de Fliș puternic diagenizat și cutat.

Morfologic, Munții Metaliferi prezintau în timpul Barremian-Aptianului următoarele aspecte:

Cordiliera Trăscăului, orientată aproximativ N—S, prezenta o ridicare axială accentuată în partea nordică, datorită căreia apele erau restrânse la două canale.

Primul culoar se afla cuprins între marginea estică a Munților Gilău și flancul de W al Munților Trăscău, cel de al doilea se desvolta între partea de E a masivului erupтив Turda—Trăscău—Poiana și flancul de E al Cristalinului Trăscău.

In partea de S cordiliera Trăscău era însorită de insula cristalină dela Oncești și prezenta o învecinare completă.

Restul catenei Munților Metaliferi era acoperită de apele marine cu excepția unor insule de roce eruptive (Almaș, Brad, Drocea) și sisturi cristaline (Rapolt) dispuse în axul catenei.

Geosinclinalul Munților Metaliferi se desvolta în partea de S și E a actualei catene și se continua desigur pe sub amplasamentul actual al Cuvetei Transilvane cu geosinclinalul Carpaților orientali.

In regiunea Zlatna—Abrud se situa un larg culoar dispus ortogonal față de axul catenei.

Intinderea spre NW și N a mării barremian-aptiene era limitată de marginea sudică a Cristalinului Gilăului, ce se întindea ceva mai la S față de situația actuală.

Caractere generale. Cutarea intensă, diaclazarea puternică și coloarea neagră grafitoasă sunt însușirile deosebite ale sedimentelor barremian-aptiene față de restul depozitelor cretacice.

Extinderea Barremian-Aptianului, așa cum ne apare, în urma acțiunii eroziunii, depășește celelalte subdiviziuni datorită grosimei inițiale. Barremian-Aptianul formează etajul de bază al Flișului cretacic, posedă aria cea mai întinsă, conturează Depresiunea Abrud, înconjurând-o pe trei laturi, cea de a patra fiind mascată de Cretacicul superior. Deasemenea apare ca o manifestare de fund în mijlocul sedimentelor mai tinere între Bucium Izbita și Bucium Cerbu.

Din punct de vedere tectonic, se prezintă puternic cutat, legat intim de Valangian-Hauterivian și în disarmonie față de Cretacicul mediu și superior.

La partea inferioară este străbătut violent de anticlinale de Strate cu *Aptychus*, iar la partea superioară suportă în condiții tectonice calcarele jurasicice superioare.

3. ALBIAN—VRACONNIAN.

Prezența Albianului în Munții Metaliferi a fost semnalată de K. PAPP prin determinarea faunei dela Zam. O separație a acestui etaj nu s'a putut face din cauza asemănărilor petrografice față de celealte depozite cretacice.

In anul 1943, cercetând basinul inferior al Ampoiului, am identificat Albianul între localitățile Șard și Prisaca.

In regiunea Abrud, depozitele albiene formează partea cea mai importantă din umplutura depresiunii și reprezintă volumul stratigrafic cuprins între Barremian-Aptian la bază și Cenomanian la partea supérieoară.

In partea de N zona albiana este delimitată de Cretacicul superior după linia Buninginea—Bucium Sat—N Detunata—Geamăna.

La E și la W această zonă este flancată de Barremian-Aptian, iar la S de același Barremian—Aptian din regiunea V. Dosului—Zlatna.

Descrierea aflorimentelor. Aflorimentele cele mai numeroase de Albian apar în basinele de recepție ale Văilor Bucium și Ampoiul. In V. Buciumului, depozitele albiene se desvoltă între localitățile Bucium Sat și Bucium Izbita. Ambele maluri ale văii oferă aflorimentele cele mai clare. Aici se desenează un sinclinal simetric, alcătuit dintr-o alternanță de șisturi argiloase negre și gresii silicioase.

Şisturile, argiloase negre, satinate, în plăci, au aspectul unor ardezii. Suprafețele de stratificație prezintă câteodată fluturași fini de muscovită, ușoare vălurele și nodule mici feruginoase. In părțile expuse devin albe-cenușii și se desfac în plăci subțiri.

Gresile silicioase negre și dure, în bancuri de 1 dm—1m, se intercalează în șisturile argiloase. In thalwegul văilor ele se desfac după diaclaze și prin acumulare îngreunează comunicațiile.

In V. Cerbului, Albianul flanchează aparițiile de Barremian-Aptian și le acoperă, formând un mic sinclinal în dreptul drumului de care ce conduce la Dâmbul Floarei.

Şisturile argiloase negre se deosebesc de cele baremian-aptiene prin faptul că sunt necutate nediacelize și formează pachete mari, foioase.

Intercalațiile de gresii calcaroase, negre, dure, cu diaclaze umplete cu calcară, cuneiforme, caracteristice, se găsesc pe V. Bozului, un affluent al Văii Cerbului.

Atât în V. Buciumului cât și în V. Cerbului se observă fundamentul depozitelor albiene, anume contactul lor cu Barremian-Aptianul. Acest contact este vizibil la Bucium Izbita. In Valea Cerbului, Barremian-Aptianul se deosebește ușor de șisturile argiloase negre, albiene.



La partea superioară a Albianului se constată uneori o schimbare a caracterului petrografic. În Dealul Popesele și la N de Dealul Petricelele, în șisturile argiloase negre se intercalează un conglomerat calcaros.

În Dealul Boteș, șisturile argiloase negre cuprind intercalații de șisturi gresoase micacee, gresii calcaroase, diaclazate, iar spre partea superioară șisturile argiloase pierd din importanță, fiind înlocuite treptat prin gresiile albe cuartitice.

Pachetul de strate dela partea superioară a Albianului, ce manifestă o tranziție la Cenomanian, l-am considerat ca reprezentând Vraconnianul, iar întregul complex cuprins între Barremian-Aptian la partea inferioară și Cenomanian la partea superioară a fost atribuit Albian-Vraconnianului.

Caractere paleontologice. Primele dovezi paleontologice despre existența Albianului în M-ții Metaliferi se datoresc lui K. PAPP, care a determinat în gresiile dela Zam-Godinești (Vf. Măgura cota 594) următoarea faună:

- Orbitolina lenticularis* LAM.
- Montlivaultia* sp.
- Trochocyathus* cf. *wiltschirei* DUNCAN
- Rhynchonella tripartita* PICT.
- Rhynchonella* sp. aff. *valanginiensis* LAM.
- Pecten (Camptonectes) gaultinus* WOODS.
- Anomia* sp.
- Alectryonia* sp.
- Arca* sp.
- Astarte* sp. *pseudostriata* D'ORB.
- Thetis major* Sow.
- Thetis minor* Sow.
- Cardium cottlaldinum* D'ORB.
- Turbo minutus* FARBES
- Desmoceras* cf. *majorianum* D'ORB.

Din examinarea acestei liste se observă o categorie de fosile indiferente, un amestec de forme caracteristice pentru etaje diferite (*Pecten gaultinus*, *Rhynchonella* cf. *valanginiensis*, *Orbitolina lenticularis*) și în fine un Ammonit caracteristic Albianului: *Desmoceras* cf. *majorianum*.

Faciesuri. Faciesul Albianului, identificat de noi în Depresiunea Abrud, se prezintă deosebit în Basinul Ampoiului.

Aci, Albianul este reprezentat prin gresii masive glauconitice în bază, o alternanță de șisturi argiloase negre și violacee, gresii glauconitice și calcare organogene în partea mijlocie; iar la partea superioară prin șisturi argiloase grezoase.



Prezența numeroaselor bancuri de *Orbitolina conica*, pledează pentru vârsta albian-vraconniană.

In Depresiunea Abrud, Albianul se caracterizează printr'un facies argilos ardeziform, lipsit de fosile.

Un facies identic Albianului este cunoscut în Pirinei, unde a fost descris astfel: « Albianul se prezintă în cea mai mare parte a regiunii cercetate sub faciesul Șisturilor negre, câteodată ardeziene, cu slabe intercalații de calcar, gresii și conglomerate » (95, pag. 30).

Fauna este alcătuită din formele următoare: *Desmoceras majori*, *Belemnites minimus* LISTER, *Pycnodonta vesicularis* LAM. *Orbitolina subconcava* LEYMERIE.

Individualitatea stratigrafică a sedimentelor considerate de noi ca aparținând Albianului constituie o dovadă care pledează pentru vârsta albiană. Tranziția dela partea superioară a Albianului spre Cenomanian face să considerăm Vraconnianul prezent.

Albianul reprezintă un pachet stratigrafic important, iar aria sa de răspândire corespunde cu limita geologică a Depresiunii Abrud. In partea sa de S se întinde foarte mult către Zlatna, schițând axul depresiunii subsidente Abrud—Zlatna.

In bază Albianul se dispune discordant față de Barremian-Aptian pe întreg cuprinsul Depresiunii Abrud. El acoperă deasemenea discordant și Anticinalul neocomian dela Bucium Izbita—Bucium Cerbu.

In partea de N, Turonian-Senonianul se situează discordant față de Albian. Deoarece cutările post-albieneau fost mai puțin violente, alura tectonică a Albianului este calmă, față de cea a Neocomianului.

Depozitele albiene se prezintă cutate larg și fără complicații. Ele formează trei sinclinale, scoase în evidență mai ales de conglomeratele cenușii, dispuse în axul lor.

Primul sinclinal, cel mai nordic, se desvoltă între satele Bucium Sat și Bucium Izbita și se observă pe șoseaua județeană Abrud—Aiud. Urmează apoi Anticinalul Bucium Izbita—Valea Cerbului, cu Neocomianul în ax. Al doilea sinclinal albian este sinclinalul cu conglomerate cenomaniene în ax și denumit Negriileasa—Boteș—Dâmbul Florii. In fine, al treilea sinclinal, despărțit de cel de al doilea printr'un anticinal de Albian, este Sinclinalul D. Grozii—D. Bretanului.

Pe V. Iadului și în basinul superior al Ampoiului se observă ultimele două sinclinale ce manifestă aceeași alură tectonică calmă.

Șisturile argiloase negre, nefosilifere din Depresiunea Abrud au fost atribuite până în prezent succesiv Barremianului, Cenomanianului și Senonianului.

Vârsta albiană a Șisturilor negre vine să completeze orizontarea Cretacicului din Depresiunea Abrud.



4. CENOMANIAN

Cenomanianul din Munții Metaliferi a fost recunoscut mulțumită formelor determinate în depozitele dela N. Mureș (Vârmaga, Sulighet, Deva); conglomeratele de Negrileasa, în regiunea Abrud, au fost atribuite Cenomanianului numai pe asemănări petrografice.

Cenomanianul se desvoltă în următoarele regiuni, separate între ele din cauza eroziunii exercitate de cursul văilor actuale: Valea Dosului, Negrileasa-Boteș-Dealul Mare, Dâmbul Floarei, Dușu, Buceș-După Piatra-Valea Satului-Valea Crișului.

Descrierea petrografică. Din punct de vedere lithologic se disting două regiuni cu caracter distincte: regiunea Negrileasa-Valea Dosului-Dușu și regiunea Buceș-Valea Satului-Valea Crișului.

In regiunea Negrileasa apar următoarele tipuri de roce:

Gresiile silicioase albe, fin micacee, masive, se desfac în blocuri dela 1 dm la 1 m grosime, cu aspect colțuros, prind o patină cenușie sau ruginie și au un relief puternic, iar blocurile rezultate prin desagregare capătă un aspect ruiniform.

Sunt mineralizate în regiunea Boteș, în absența corpilor eruptivi neidentificați chiar în lucrările de adâncime. Aceste gresii se desvoltă din regiunea Zlatna—Valea Dosului până în regiunea Boteș.

La microscop se observă: Cuarțul detritic cu extincție onduloasă, în grăunțe mari, strâns unite între ele sau în plaje formate din grăunțe mici (85%). Muscovita în lamele izolate (35%) sau alăturată și cu dispoziția paralelă scoate în relief stratificația roci. Cimentul este calcaros și ocupă un spațiu relativ restrâns (10%); pigmentii limonitici, ce colorează roca mai ales pe fețele expuse, în proporție de 5%.

Gresia albă silicioasă se rezemă pe șisturile vraconiene și suportă conglomeratele dela partea superioară a Cenomanianului.

Poziția ei stratigrafică face să o atribuim Cenomanianului. Seamănă cu gresia cenomaniană dela partea superioară a conglomeratelor cenomaniene fosilifere din Munții Perșani, desvoltată pe întinderi mari în regiunea Bogata.

Gresiile conglomeratice rezultă din gresiile cuarțitice albe prin apariția elementelor conglomeratice (cuarțite) de dimensiuni cuprinse între 1 mm — 1 cm. Vârsta acestor gresii ar fi greu de determinat dacă nu le-am cunoaște raporturile cu gresiile albe, deoarece sunt un tip de rocă frecventă în întreg complexul cretacic.

Conglomeratele formează creasta de separare a Văilor Abrud și Ampoiul, și prezintă relieful cel mai ridicat din regiune. Culmea Negrileasa-Boteș-



Dealul Mare este formată din conglomerate cenomaniene, reprezentate prin conglomerate cuarțitice și conglomerate poligene.

Conglomeratele cuarțitice albe sunt formate din elemente cuarțitice albe, fumurii și roze și au cimentul silicios alb. Prin expunere elementele cuarțitice, bine rulate, apar în relief iar prin desagregare ele părăsesc roca și lasă mulajul extern în masa cimentului. Dimensiunile cele mai frecvente ale pietrișului rezultat astfel sunt cuprinse între 1—4 cm.

Conglomeratele poligene formează masa importantă a conglomeratelor cenomaniene. Prezintă afinități cu Conglomeratele de Bucegi și sunt alcătuite din: elemente cuarțitice albe, fumurii, roze, bine rulate; sisturi cuarțitice micacee, sisturi sericitoase, sisturi grafitoase, cloritoase și cuarțitice precum și amphibolite. Este de observat absența calcarelor mesozoice, ce dă nota caracteristică Conglomeratelor de Bucegi.

În masa conglomeratelor mai apar pungi de argile verzui, care prin solvire lasă spații goale. Sunt de culoare albă, când predomină cuarțitele albe; capătă o patină cenușie, iar prin alterație devin ruginii, apoi se desagregă complet și se transformă în pietrișuri. Diametrul elementelor este cuprins între 2—6 cm.

În regiunea Boteș, seria cenomaniană începe cu o alternanță de argile cenușii-verzui, cu suprafețele netede și gresii micacee în plăci ce prezintă afinități cu rocele neocomiene. Ele pot fi considerate la baza Cenomanianului sau ca apartinând limitei superioare a Vraconnianului.

În regiunea Buceș, Cenomanianul prezintă următoarele tipuri de roce:

Gresii micaferi, cenușii, curbicorticale, cu urme de Plante incarbonizate, cu hieroglife și surgeri noroioase; prin alterație devin feruginoase.

Marne și argile în plăci cenușii - negricioase, cenușii - verzui, cu fețele plane nediaclate, iar prin alterație devin cenușii. Masa fină argiloasă sau argilo-calcaroasă prezintă rare elemente de muscovită de dimensiuni reduse și elemente cărbunoase orientate paralel; diaclazele rare și fine se văd pe fondul uniform.

Gresie cuarțitică cu cimentul calcaros; servește la pregătirea pietrelor de moară.

La microscop se observă grăuntele de cuart (90%) seriate, reprezentate prin elemente mari alăturate de cele mici, cu contur detritic. Cimentul este redus, apare sub forma de infiltrații limonitice printre grăuntele de cuart. Lamelele de muscovită sunt foarte rare și neorientate.

Gresiile conglomeratice albe și gresiile feruginoase completează complexul gresos.

La partea superioară se desvoltă conglomeratele poligene asemenea celor dela Negrileasa, cu deosebire că elementele sunt mai mari, variate și nu aşa de bine rulate.

Fauna. Depozitele cenomaniene din Munții Metaliferi cuprind numeroase resturi organice în regiunea Deva; în restul catenei apar numai forme sporadice dar suficiente pentru determinarea vârstei.

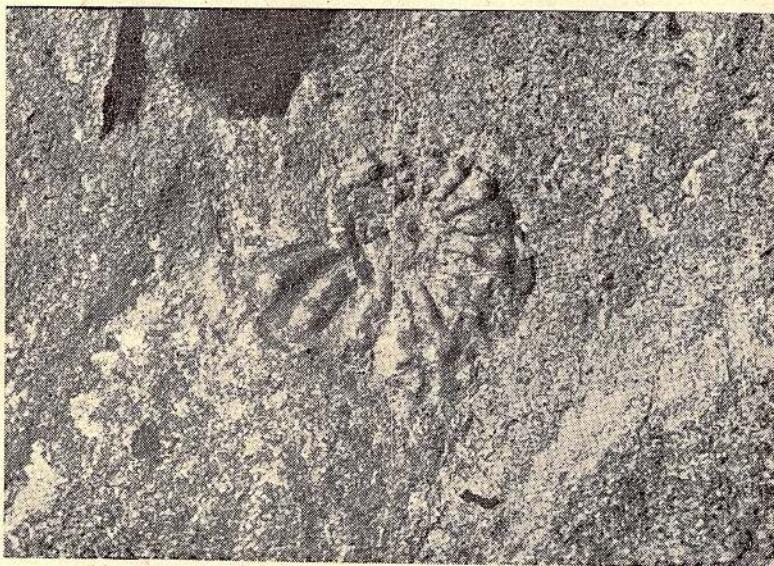


Fig. 7. — *Acanthoceras rothomagense* din Cenomanianul dela Brad.

In vecinătatea localității Zlatna, în Dealul Naibii (Dâmbău) K. PAPP a găsit specia *Exogyra columba* DESCH. B. INKEY a identificat la Vârmaga următoarea faună considerată ca cenomaniană:

Belemnites, *Solarium*, *Turritella*, *Cerithium*, *Nerinea*, *Neithaea laevis* DROUET (*Janira phaseola* D'ORB). *Arca*, *Cucullea*, *Crassinella*, *Isocardia*, *Trochocyatus*, *Trochosmilia*, *Orbitolina concava* LAM.

In regiunea Sulighet (cota 437) K. PAPP a identificat gresii albian-cenomaniene cu următoarea faună:

- Rhynchonella dicotoma* D'ORB.
- Rhynchonella* sp. aff. *plicatilis* Sow.
- Terebratula diplicata brochi* Sow.
- Terebratula mortoniana* D'ORB.
- Modiola cottae* RÖMER
- Epitheles* cf. *robusta* GEM.

PRIMICS a găsit la confluența V. Ruda (Brad) un fragment de *Ammonites mantelli* Sow.

In același punct, într'o carieră, am găsit în anul 1934, în gresiile cu urme de Plante, specia *Acanthoceras rothomagense* (fig. 7).

M. PÁLFY a citat în D. Petriceaua *Orbitolina lenticularis* (?). Indoiala autorului asupra speciei este justificată prin faptul că la Petriceaua calcarele sunt situate normal deasupra Albian-Vraconnianului și deci nu pot apartine Aptianului.



Fig. 8.—*Puzosia mayoriana* din gresia cenomaniană dela Valea Dosului.

Pe teritoriul satului Valea Dosului, la cota 799, am determinat în gresiile cenomaniene un fragment de *Puzosia aff. mayoriana* d'ORB. (fig. 8).

Resturile de Orbitoline și de Cefalopode demonstrează paleontologic vârsta cenomaniană a conglomeratelor.

Raporturi stratigrafice. Depozitele cenomaniene sunt suportate în partea mijlocie și estică de către Albian-Vraconian. La contactul cu Cenomanianul intervine o tranzitie între complexul de șisturi argilo-marnoase negre și gresiile silicioase albe, reprezentate la Popesele și N Petriceaua prin conglomerate cu elemente calcaroase mari, precum și o alternanță de gresii și argile în plăci.

Legătura între fundamental Albian și Cenomanian pledează pentru prezența Cenomanianului și totdeodată pentru complexul de tranzitie considerat că include Vraconnianul.

Continuitatea de sedimentare Albian-Cenomanian este semnalată numai în Depresiunea Abrud. În V. Mureșului, V. Crișului Alb, Cenomanianul este discordant față de fundament prezentând deobicei raporturi cu formațiile triaso-jurasicice și mai ales cu Barremian-Aptianul.

În basinul Ampoiului, Cenomanianul ia contact direct cu Albianul, care se află bine desvoltat, fără intermediul șisturilor negre vraconiene.

Din punct de vedere stratigrafic se constată deci o continuare de sedimentare între Albian și Cenomanian.

În regiunea Buceș—V. Satului, depozitele cenomaniene iau contact discordant cu formații mai vechi în lipsa Albian-Vraconnianului.

Raporturi tectonice. Depozitele cenomaniene din jumătatea estică a regiunii iau parte la alcătuirea Sinclinalului Negrileasa-Boteș ce este orientat E—W și se desvoltă pe o lungime de 10 km suferind câteva subdiviziuni din cauza eroziunii normale.

În regiunea Vulcan Cenomanianul cuprinde un solz provocat de o bandă de roce eruptive mesozoice, desprinse din fundament. Încălcarea este de proporții reduse însă se observă pe o distanță apreciabilă între localitățile Vulcan—Valea Satului.

În regiunea Bucium, Cenomanianul se prezintă sub formă de sinclinalie cu poziția morfologică superioară.

Transgresiunea cenomaniană. Evoluția paleogeografică a Munților Metaliferi arată prezența unei avant-fose, a unui geanticlinal și a zonei geosinclinale propriu zise.

Avant-fosa își avea amplasamentul cuprins între regiunea de E și S a masivului cristalin Muntele Mare și a funcționat dela începutul Neocomianului până la finele Neocretacicului. Regiunea Abrud face parte din această unitate paleogeografică.

Geanticlinalul Trăscăului, complicat din punct de vedere structural, separă avant-fosa Arieșului de geosinclinalul propriu zis al Munților Metaliferi. El nu are aceleași caractere în tot lungul său ci prezintă o scufundare axială în dreptul basinului actual al Văii Ampciului.

La S de V. Arieșului, geanticlinalul reapare cu alte caractere și având o desvoltare laterală mult mai mare. Masivul eruptiv mesozoic al Almașurilor și Zărandului joacă rolul de cordilieră în partea apuseană a Munților Metaliferi.

În timpul Cenomanianului, marea ocupa amplasamentul actual al Cuvetei Transilvaniei, prezentând legături cu geosinclinalul Carpaților orientali prin masele conglomeratice din Munții Perșani. Marea cenomaniană a acoperit mar-



nea de E și S a Munților Metaliferi; sedimentele ei au fost recunoscute prin fauna dela Deva.

Depozitele cenomaniene formează o zonă importantă la N de V. Mureșului, între Alba Iulia și Geoagiu. Mărturiile cele mai nordice le-am identificat în regiunea Galda de Sus—Cricău, ocupând o zonă sinclinală largă. În Munții Trăscăului, Cenomanianul nu a putut fi identificat.

In lungul bazinului Ampoiul, depozitele cenomaniene prezintă o dezvoltare importantă, ele umple întreg spațiul corespunzător scufundării axiale maxime a geosinclinalului Trăscău. Marea cenomaniană invadând culoarul Ampoiului, a ajuns în Depresiunea Abrudului.

Regiunea Abrud reprezintă o depresiune maximă, care coincide cu extremitatea de N a scufundării transversale însorită de dispariția locală a gean-ticlinalului unic și pe care am numit-o « Depresiunea Zlatna—Abrud ». Morfologia Depresiunii Abrud arată în același timp, după alungirea ei E—W, legătura cu avant-fosa Arieșului. Ea corespunde prelungirii sud-vestice a Pintenului cristalin Baia Arieșului.

Marea cenomaniană a sedimentat continuu, colmatând Depresiunea Abrud la finele Cenomanianului astfel că la începutul Cretacicului superior apele marine și-au schimbat poziția. Evoluția paleogeografică a acestei depresiuni arată astfel o sedimentație permanentă, însorită de o scufundare treptată din Neocomian până la finele Cenomanianului.

Depresiunea Abrud—Zlatna a servit ca teren de invaziune a apelor cenomaniene, care au depășit partea axială a catenei, întinzându-se în zona ei de N până în regiunea Brad.

In sectorul Mihăileni—Buceș—Valea Satului invazia marină s'a făcut prin regiunea Zlatna.

5. TURONIAN-SENONIAN

Depozitele neocretacice au fost figurate de M. PÁLFY pe harta geologică Abrud, ca acoperind întreaga foaie topografică la scara 1: 75.000.

Resturile organice descoperite ulterior, au făcut pe cercetători să se preocupe de precizarea limitei Cretacicului superior în partea de S, deoarece în N ea apără clară prin faună și prin contactul direct cu masa cristalină.

Dificultățile de separare ale Cretacicului superior constau în afinitățile petrografice față de Cretacicul mediu și inferior și în lipsa dovezilor paleontologice.

In regiunea cercetată, depozitele turon-senoniene se întind la N până la contactul cu marginea sudică a sisturilor cristaline dela periferia masivului Muntele Mare. Ele se reazemă discordant pe fundamentul cristalin și mulează



cuvetele pe care le separă pintenii de șisturi cristaline: Baia de Arieș și Borzești.

Limita sudică a Neocretacicului urmărește traseul Groșuri—Pietrele Sohodolului—Ciuruleasa—Măgura Floarei—Bucium Sat—Bucium Muntar—Mogoș. Maximumul de desvoltare este atins în regiunea Abrud.

Spre E și W depozitele senoniene se efilează treptat, iar în regiunea Groșuri ele dispar. În regiunea Mogoș ele se îngustează în lungul flancului estic al Pintenului Baia de Arieș. Între Mogoș și Ponor se face legătura cu Senonianul din basinul mediu al Arieșului.

Descrierea petrografică. Cretacicul superior este reprezentat printr'un complex de străte fosilifere desvoltate în zona nordică și un complex detritic lipsit de fosile și cu afinități petrografice față de Cretacicul inferior și mediu.

Zona nordică se caracterizează prin următoarele tipuri de roce:

Conglomeratele brecioase, roșii-violacee, conțin elemente de șisturi cristaline (amfibolite, gneisse, parașisturi, cuarțite) slab rulate și cimentate printr'o masă gresoasă de aceeași culoare. Aceste conglomerate au fost confundate cu conglomeratele permiene, peste care în unele regiuni se dispun discordant. Aspectul șistuos, ușurință la desagregare, modul de desvoltare continuu și lipsa intercalațiilor de porfire cuartifere fac să se deosebească de Conglomeratul Verrucano.

Gresiile conglomeratice, cenușii-negre sau cenușii-negricioase, aspre la pipăit, diaclazate și cu resturi organice, prezintă elemente conglomeratice mărunte și alcătuite din cuarțite și șisturi cristaline. La microscop arată a fi alcătuite din elemente de cuarț rulat (50%), fragmente de plagioclaz maclat, foite izolate de muscovită și biotită, toate înglobate într'o masă de ciment format din CO_3Ca .

Gresiile cu Inocerami, micacee, calcaroase, cenușii-verzui, sunt alcătuite din fragmente de cuarț detritic, grăunțe rare de feldspat plagioclaz, lamele de muscovită orientate și biotită cloritizată, materii cărbunoase abundente; totul prins într'o masă de carbonați.

Gresie albă cuarțitică, cu elemente de cuarț detritic, foite de muscovită foarte rare, cimentul calcaros slab reprezentat, elementele cuarțitice strâns legate între ele. Apare în D. Arsurile (Sohodol) bine descoperită și prezintă afinități cu gresia cuarțitică albă cenomaniană din regiunea V. Dosului.

Gresiile roșii cu grăunțe de cuarț detritic; cimentul calcaros prezintă cantități importante de oxizi de fier.

Gresiile roșii pătate sunt alcătuite din grăunțe de cuarț cu conturul detritic, mari și seriate (50%), fragmente de bauxită, foite de muscovită foarte rare (2%); cimentul conține o mare cantitate de oxizi de fer.

Calcarele negre cu patină cenușie, cu grăunțe rare de cuarț, sunt fin micacee și cuprind fragmente de Inocerami.

Tipurile de roce descrise mai sus alcătuesc baza complexului în imediata apropiere a șisturilor cristaline. Ele aparțin Turonianului superior și Senonianului inferior din zona septentrională a Munților Metaliferi.

Deasupra complexului detritic bazal se desvoltă complexul marnos, reprezentat prin tipuri de roce foarte caracteristice pentru Senonianul Munților Metaliferi și care prezintă afinități cu Senonianul Munteniei de răsărit. Aceste depozite sunt reprezentate prin: marne cenușii-verzui, marne violacee, marne nisipoase șistoase, cu dispoziția în plăci de 2 mm — 4 cm și care la microscop arată: cuarțul detritic cu extincție onduloasă în grăunțe mari sau ca o masă fin cuarțoasă. Muscovita și biotita cloritizată (5%) sunt prinse în masa cimentului format din carbonat de calciu.

Complexul marnos bogat în microfaună se desvoltă foarte bine în basinul mediu al Arieșului și se restrânge între Baia de Arieș și Câmpeni.

Între localitățile Ciuruleasa și Groșuri, Senonianul este reprezentat în bază prin următoarele tipuri de roce:

Conglomerate mărunte cu elemente cuarțitice ca intercalații izolate ce aduc cu ele din Albian-Cenomanian.

Gresii micacee, cenușii-verzui sau cenușii-negricioase, pe suprafetele expuse cenușii-albicioase, se prezintă în bancuri dela 0,5—2 m, cu desfaceri în blocuri după diaclaze.

Gresii calcaroase cenușii-negricioase, cu diaclaze numeroase, variate în dimensiuni, întreținute și având calcita solvită. Suprafetele de stratificație netede fac să le deosebim de gresile barremiene.)

Calcarele cenușii, cu elemente detritice în relief și diaclazate, au fost atribuite de unii autori Neocomianului.

Întreaga serie de bază se află în alternanță cu marne, argile șistoase cenușii-negricioase sau cenușii-verzui cu suprafetele neregulate și care prezintă afinități cu marnele miocene. Ele se observă foarte bine pe drumul Abrud—Ciuruleasa și Abrud—Câmpeni.

La partea superioară se desvoltă următorul complex argilo-marnos: argile violacee, șistoase, satinate, cu foarte fine foițe de muscovită; argile cenușii-verzui și marne verzui și violacee în alternanță frecvente. Prin satinare și diaclazare complexul argilo-marnos ajunge să prezinte afinități cu depozitele neocomiene, de unde rezultă dificultăți de separare în ceea ce privește ciștelor (Gura Slimnicului).

În regiunea Bucium Sat — Bucium Muntar se constată aceeași succesiune de sedimente neocretacice.

La bază,adică la contactul cu Albian-Vraconianul se observă următoarele tipuri de roce:



Conglomerate mărunte, cu elemente de șisturi cristaline de 2—4 mm, nerulate, cuarțite rulate, calcare mesozoice și roce eruptive bazice alterate (Citera Buteștilor).

Gresii grosolane, cenușii-negricioase, calcaroase, puternic diaclazate; diaclazele sunt orientate și apar în relief.

Gresii micacee, calcaroase, cenușii-negricioase, în bancuri dela 1 dm — 1 m, sunt puternic diaclazate. Diaclazele umplute cu calcită au o dispoziție ortogonală, sunt de dimensiuni variabile și apar în relief sau sunt solvite, dând rocei un aspect caracteristic care le apropiie de gresiile barremiene. Aceste gresii și conglomerate se găsesc în alternanță cu argile și marne cenușii-verzui, șistoase, cu suprafetele de stratificație plane și nediaclazate.

Marnele roșii compacte și cu pete verzi, de tipul marnelor cu *Globotruncana*, se întâlnesc rar (Bucium Muntar).

La microscop, ele se prezintă ca o masă argilo-calcaroasă uniformă și impurificată cu oxizi de fer, în care se observă elemente detritice foarte fine și rare de grăunțe de cuarț și lamele de muscovită (1%).

Radiolarii calcifiati și diaclazele fine de calcită se disting ușor pe fundalul rocei.

In complexul de bază se observă deasemenea calcare cenușii stratificate și diaclazate în blocuri puternice ce apar în relief. Aceste calcar, cunoscute la Bucium Sat și Bucium Muntar, conțin elemente detritice reprezentate prin cuarțite și elemente eruptive.

La partea superioară dispar bancurile de gresii grosolane și calcar și se desvoltă argile și marnele șistoase.

In fine, regiunea Mogoș (Dealul Scroboatei) se caracterizează prin următoarele tipuri de roce:

Gresii cenușii-verzui, fin micacee, cu cimentul calcaros, cutate și diaclazate. La microscop, cuarțul detritic formează 40% din masa rocei; muscovită în lamele orientate și substanțele organice dau stratificația rocei.

Argile de culoare neagră, fin micacee.

Marne violacee cu elemente foarte fine de cuarț (10%) și muscovită (5%).

Fauna. Macrofauna neocretacică se află localizată în baza seriei și în apropierea masivului cristalin; în restul regiunii exemplarele apar sporadic.

Localitățile cunoscute prin faunele cretacice-superioare sunt Runcu, Sălcia, Brezești, Sohodol și Vidra de Sus.

La Runcu am identificat o gresie conglomeratică calcaroasă cu frecvențe resturi de *Actaeonella*, forme mici, secționate transversal sau neorientate, aparținând speciilor: *Actaeonella gigantea* D'ORB. (fig. 9) și *A. lamarki* ZEK. (fig. 10).



La Sălciau, sunt cunoscute Gasteropodul *Omphalia kefersteini* GOLDF. și Ammonitul *Sonneratia rejaudrii* GROSS.

In regiunea Brezești pe V. Cărbunarilor, în gresiile și conglomeratele bazale, M. PÁLFY a identificat următoarea faună:

- Hippurites cf. sulcatus*
DESFR.
- Vola quadricostata* D'ORB.
- Vola aff. striato-costata*
D'ORB.
- Limopsis calvus* SOW.
- Trigonia scabra* LAM.
- Turritella quadricincta*
GOLDF.
- Turritella cf. rigida* SOW.,
- Crassatella macrodonta*
SOW.
- Avicula* sp.

La Sohodol, Cretacicul superior se reazemă pe calcarele cristaline și este reprezentat prin calcare roșii fosilifere, în care M. PÁLFY a determinat speciile: *Hippurites (Vaccinites) gosaviensis* și *Plagioptychus aguilloni*.

In același loc, la SE cota 849 m, LÓCZY JUN. a identificat fauna următoare în calcarele din baza Neocretacicului: *Hippurites (Vaccinites) gosaviensis* DOUV. *Actaeonella crassa* D'ORB. *Rhynchonella* sp. *Phyllosmila af. transiens* FELIX.

In marnele superioare din regiunea Sohodol s-au identificat următoarele specii de Lamellibranchiate: *Inoceramus giganteus* (PÁLFY) și *Inoceramus regularis* (LÓCZY).!

La NW de biserică localității Peleș, M. PÁLFY a colectat o formă asemănătoare cu *Inoceramus cripsi* MANT.

Punctul fosilifer cel mai important se află în Dealul cu Melci, pe V. Arieșului Mic (Vidra de Sus), identificat de primii cercetători (PošEPNY).



Fig. 9. — *Actaeonella gigantea* dela Vidra de Sus.

HAUER și STACHE au menționat aci următoarea faună:



Fig. 10. — *Actaeonella lamarcki* (Vidra de Sus).

L. LÓCZY (52) în anul 1916, cercetând raporturile faciale ale Neocretacicului dela Vidra, a completat lista de faună de mai sus prin speciile următoare:

- Cypricardia testacea* ZITT.
- Circe* cf. *dubiosa* ZITT.
- Nerita goldfussi* KFST.
- Nerita* sp.
- Turritella aequalis* HOLZ.
- Fasciolaria* cf. *baccata* ZEK.
- Actaeonella conica* ZEK.

La Neagra a fost identificat în anul 1931 un nou punct fosilifer neocretacic, de V. BRANA (6) care a colectat o faună de Moluște și Coralieri.

- Actaeonella gigantea* d'ORB.
- Actaeonella goldfussi* d'ORB.
- Actaeonella rotundata* ZEK.
- Omphalia ventricosa* ZEK.
- Omphalia subfarcinata* ZEK.
- Inoceramus cripsi* MANT.

In anul 1903, M. PÁLFY prezintă următoarea listă de forme dela Vidra:

- Arca inaequidentata* ZITT.
aff.
- Astarte laticosta* DESH.
- Modiola* cfr. *siliqua* MATH.
- Limopsis clavus* Sow.
- Crassatella macrodonta* Sow.
- Inoceramus* sp.
- Actaeonella gigantea* Sow.
- Actaeonella lamarcki* Sow.
- Glauciona kefersteini* ZEK.
- Glauciona renauxiana* d'ORB.
- Natica* sp.
- Cerithium simplex* ZEK.
- Cerithium* (*Piramidella*)
münsteri KEFST
- Pyrgulifera* sp. (*acinosa*?
spiriger?).

P. ROZLOZNIK a găsit următoarele Moluște la Vidra: *Pina* sp., *Vola quadri-costata*, *Exogyra matheroniana* D'ORB. var. *auricularis* LAM., *Limnopsis clava* Sow, *Turritella* sp.

Depozitele neocretacice prezintă o microfaună caracteristică, de importanță stratigrafică, ce servește în lipsa macrofaunei la determinarea vârstei. În afară de Foraminifere indiferente ca *Rotalia*, *Textularia*, *Nodosaria*, se întâlnesc următoarele specii de *Lagena*: *Lagena sphaerica*, *Lagena orbulinaria* și *Lagena diffrigens*.

Formele cele mai caracteristice aparțin genului *Globotruncana* (*Rosalina*) și anume: *Globotruncana linnéi* D'ORB. și *Globotruncana stuarti* J. DE LAPPARENT.

În afară de Foraminifere, depozitele neocretacice mai cuprind Radiolari sferici calciați și spicule de Spongieri.

Discuționi asupra vârstei. Complexul neocretacic din Munții Metaliferi este interesant prin problema faciesurilor și a orizonturilor. Orizontarea Cretacicului superior se poate face în zona septentrională unde apar și formele citate. Aici se pun următoarele probleme stratigrafice: vârsta conglomeratelor bazale, vârsta depozitelor fosilifere cu microfaună și vârsta depozitelor cu microfaună.

Neocretacicul începe în Basinul Arieșului (Vidra—Câmpeni—Sălciau—Runcu) printr'un conglomerat brecios roșu-violaceu în grosime de 8—12 m, ce servește ca orizont-reper pentru ridicările cartografice.

Vârsta acestor conglomerate a fost considerată la început ca permiană (PÁLFY, LÓCZÝ) sau cretacică inferioară (BLANCKENHORN). Prin afinitățile lithologice cu conglomeratul de tip Verrucano, s'a considerat vârsta conglomeratelor dela Vidra ca fiind permiană. Poziția întâmplătoare a acestui conglomerat la partea superioară a Permianului din M-ții Bihor a contribuit la stabilirea vârstei permiene. Caracterele petrografice expuse mai sus, poziția lor stratigrafică permanentă la baza conglomeratului neocretacic și tranzițiile către tipurile de roce dela partea superioară pledează însă pentru vârsta cretacică superioară. Vârsta cretacică inferioară atribuită de BLANCKENHORN nu poate fi susținută deoarece Cretacicul inferior este reprezentat prin tipuri de roce complet diferite de Neocretacic.

Depozitele bogate în fosile ne pun în situația de a preciza vârsta complexului de bază. Formele de Hippuriți cunoscute *Hippurites cornuvaccinum*, *Hippurites* cf. *sulcatum*, *Vaccinites gosaviensis* și *Plagiptychus aguilloni* demonstrează existența Turonianului superior și Senonianului inferior (Coniacian).

Deasemenea fauna Stratelor cu *Actaeonella* (Vidra, Runcu) poate fi atribuită acelorași subdiviziuni (fig. 11).



Complexul superior marno-argilos aparține Santonian-Coniacianului, pentru care pledează resturile de Inocerami mari. Indicațiile bazate pe macrofaună pentru precizarea subdiviziunilor superioare nu există în regiunea cercetată. Grosimea sedimentelor ne impune să acceptăm o continuitate a depozitelor până la partea superioară a Senonianului.



Fig. II. — Gresiile cu *Actaeonella gigantea* dela Vidra de Sus.

Formele mici de *Actaeonella*, asociate cu Nerineile uriașe, aparțin Senonianului superior (Maestrichtian).

In sectorul sudic al Munților Metaliferi depozitele senoniene de bază nu au fost identificate; datele paleontologice confirmă numai prezența Senonianului superior (Campanian-Maestrichtian).

Faciesuri. Regiunea Abrud este interesantă prin variația faciesurilor neocrețacice. In partea de N se distinge un facies litoral detritic, ce aparține Turonianului superior. Desvoltarea acestui facies este asimetrică deoarece în partea sudică a zonei neocrețacice nu s'a putut identifica. Urmează apoi faciesul litoral recifal, alcătuit din calcare cu Hippuri, ce aparțin Turonianului superior, cu treceri la Coniacian.

Prezența formelor uriașe de *Actaeonella* indică prezența unui facies desvoltat în apropierea litoralului. Acest complex a fost repartizat de Lóczy formației de Gosau.

Lateral și la partea superioară se desvoltă în lungul marginii sudice a masivului cristalin Muntele Mare-Bihor faciesul de avant-fosă, reprezentat prin marne și argile bogate în microfaună alcătuită din Foraminifere, Radiolari și spicule de Spongieri. Acest facies, prin opozitie cu cel litoral, fosilifer, a ocupat zona neritică de larg a mării neocretacice.

Uniformitatea faciesului neritic de avant-fosă, desvoltat în Basinul Arieșului, este deranjată de apariția faciesului de Fliș din vecinătatea Abrudului. Acest facies aparține unei zone de subsidență desvoltată în apropierea unei regiuni de curând exondată, zona conglomeratelor conomaniene. Prezența acestui facies a produs cercetătorilor dificultăți la separarea Cretacicului superior de depozitele cretacice mai vechi, din cauza suprapunerii de faciesuri analoage, însă de vârstă diferită.

Diferențele de faciesuri ale Neocretacicului au provocat și confuziuni de ordin tectonic. LÓCZY a explicat raporturile dintre formația de Gosau și formația de Fliș printr'un plan de încălcare. Superpoziția a două faciesuri se datorează însă unor schimburi bathimetrice în timpul sedimentației și nu unor complicații tectonice.

In partea meridională a Munților Metaliferi se distinge faciesul marnelor roșii și faciesul marnos fosilifer. Marnele roșii sunt reprezentate în regiunea Bucerdea și Prisaca și seamănă foarte mult cu Senonianul din E Munteniei.

Până aci, am separat un facies fosilifer cu variații mari pe verticală și diferit de restul sedimentelor senoniene. Acest facies este localizat pe marginea meridională a masivului cristalin central al Munților Apuseni, adică în partea septentrională a zonei neocretacice, pe când în partea sudică nu reapare simetric. În basinul mediu al Arieșului, în plină zonă de sedimentare, apare complexul marnos cu Foraminifere și Ammoniți ce caracterizează faciesul neritic de adâncime.

In regiunea Abrud acest facies capătă afinități mari cu faciesul de fliș ce ocupă cea mai mare parte din suprafața Neocretacicului. Faciesul de Fliș al Senonianului din regiunea Abrud se suprapune Cretacicului inferior și mediu și a cauzat mari dificultăți la trasarea limitei de bază a Senonianului. Desvoltarea acestui facies a avut loc în vecinătatea terenului nou exondat și acoperit de Cretacicul mediu. Materialul detritic a fost furnizat de relieful Tânăr datorit Albian-Cenomanianului.

In partea estică a Munților Metaliferi se desvoltă faciesul marnelor roșii cu *Belemnitella* și Inocerami, asemănător celui din E Munteniei. Desvoltarea acestui facies, după mărturiile existente, arată o tendință de pătrundere spre axul catenei (Prisaca), în lungul văii actuale a Ampoiului precum și legătura cu cel de pe partea estică a catenei.



Partea de S a M-ților Metaliferi se caracterizează prin dezvoltarea unui facies mixt localizat la partea superioară a Cenomanianului dela N de V. Mureșului (Alba Iulia — Deva) și care cuprinde toate subdiviziunile Senonianului, iar din punct de vedere lithologic este complet deosebit față de celelalte faciesuri specifice M-ților Metaliferi.

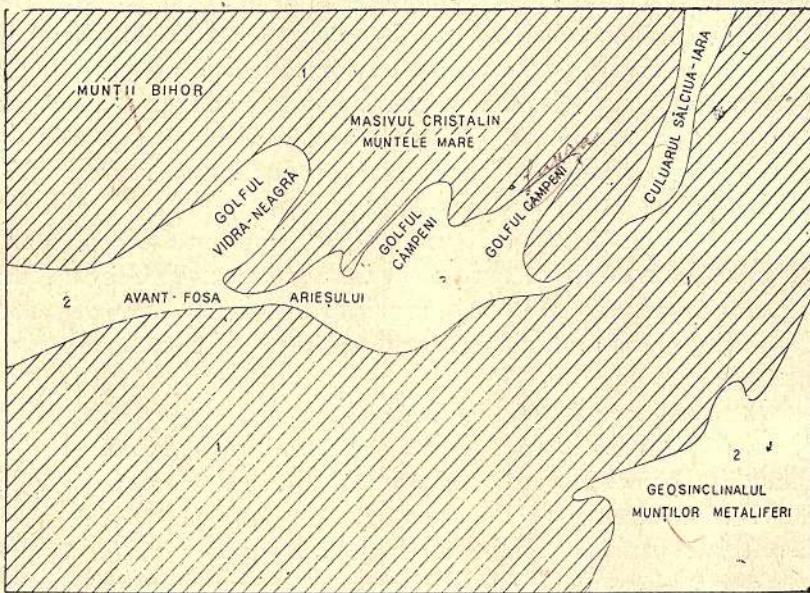


Fig. 12.—Schiță paleogeografică a Munților Metaliferi în Cretacicul Superior.
1 uscat; 2, mare.

Aspecte paleogeografice. Distribuția sedimentelor neocretacice și descifrarea faciesurilor ne oferă posibilitatea unei reconstituiri paleogeografice a mării turon-senoniene. Dezvoltarea continuă a faciesului litoral, reprezentat prin conglomeratul bazal și fauna de Moluște cu cochilia groasă, ne ajută la determinarea țărmului nordic al mării neocretacice încă din timpul Turonianului. Acest facies urmărește marginea de S a Munților Gilăului și invadează puternic teritoriul Munților Bihor. El este dispus discordant pe șisturile cristaline și, reprezintă începutul transgresiunii neocretacice (fig. 12).

Răspândirea faciesului litoral ne indică aspectul paleogeografic al mării neocretacice în partea de N a Munților Metaliferi. În această regiune, se disting următoarele elemente morfologice:

Culoarul Sălciau—Iara, orientat aproape N—S, se dezvoltă sub forma unui canal cuprins între Munții Gilăului la W și Munții Trăscăului la E. Flancul său vestic este conservat în situația normală, cel estic însă suportă încălecarea și-

turilor cristaline, astfel că depozitele bazale nu mai apar din cauza laminărilor. Depozitele din culoar au caracterele sedimentelor de avant-fosă bogate în Foraminifere și cu resturi de Ammoniti.

Golful Lupșa se desvoltă la NE de regiunea Abrud și este cuprins între pînătii de șisturi cristaline: Baia de Arieș la E și Bistra la W. Sedimentația a păstrat caracterul de avant-fosă cu faciesul litoral în bază și faciesul neritic în restul masei sedimentelor. În partea de Sud, ca și în culoarul Sălciau—Iara, acest golf prezintă o schimbare în masa sedimentelor prin intervenția faciesului argilo-marnos nefosilifer.

Golful Câmpeni prezintă faciesul litoral-recifal la contact cu rocele metamorfice; fiind larg deschis la S, este invadat de faciesul de Fliș imediat la S de Arieș.

Golful Vidra—Neagra prezintă partea cea mai avansată a mări neocretacice în domeniul șisturilor cristaline. Apele marine au depășit marginea sudică a Munților Bihor, instalându-se în depresiunea Vidra-Neagra. Depozitele acestei depresiuni păstrează caracterul de avant-fosă a Arieșului, având la periferie faciesul litoral, iar în centru faciesul neritic de avant-fosă.

Regiunea de subsidență Abrud. În timpul Cretacicului inferior partea mediană a Munților Metaliferi s'a manifestat ca o zonă de maximă subsidență. Întinderea ei era cuprinsă aproximativ între localitățile Zlatna și Abrud. Ea a servit pătrunderii mării cenomaniene. În timpul Cretacicului superior regiunea Abrud capătă aspectul unei depresiuni de maximă adâncime. Materialul sedimentar împrumută caracterele depozitelor de Fliș, comparabile cu cele ale Barremian-Aptianului..

Sedimentația subsidență a avut loc într'o regiune apropiată de un relief Tânăr apartinând Cenomanianului și a provocat în timpul Neocretacicului instalația faciesului de Fliș.

Aceste elemente paleogeografice din partea nordică a Munților Metaliferi alcătuiau o unitate numită « avant-fosa Arieșului ».

Reconstituirea litoralului ne arată prezența golfurilor și a promontoarelor, ce se deosebesc în sectorul septentrional mulțumită prezenței faciesului litoral dezvoltat în legătură cu fundamentul cristalin. Funcționarea avant-fosei a început din timpul Neocomianului având axul localizat spre S, iar apoi s'a deplasat treptat spre N. După Cenomanian, zona de sedimentație și-a schimbat aspectul. Prin colmatare și exondare, axul s'a deplasat spre N. Avant-fosa a fost alimentată de un braț de mare izolat între Cristalinul Gilăului și al Trăscăului, iar la N Munților Metaliferi forma câteva golfuri în interiorul masei cristaline. Legătura cu restul mării neocretacice se făcea prin extremitățile avant-fosei.

La Sud, Senonianul a fost identificat numai la Prisaca (E Zlatna), unde se păstrează sub forma unui petec redus situat pe marginea basinului terțiar al Zlatnei mulțumită condițiilor tectonice.

Cenomanianul din basinul Ampoiului, spre deosebire de partea meridională a catenei, manifestă o dependență de fundamente și o independență față de Senonian.

Cordiliera Trăscăului, distinctă în partea de N a catenei, a funcționat în timpul Cretacicului inferior provocând o diferențiere netă de faciesuri. În timpul Cretacicului mediu a înregistrat o coborâre axială, ce a înlesnit transgresiunea mării cenomaniene.

După sedimentarea cenomaniană, se petrece o schimbare importantă de ordin paleogeografic. Partea axială a catenei suferă o puternică exondare. Apele marine sunt deplasate la periferia catenei. Un braț de mare se întindea între marginea masei cristaline a Munților Gilău și Bihor și partea de N a Munților Metaliferi. O zonă largă de uscat era desvoltată în jurul geanticlinalului Trăscăului, grație maselor sedimentare cenomaniene, care au servit la dezvoltarea în lărgime a accidentului de fund.

Zona exondată are o lărgime de cca 50 km și prezintă o structură dublă. Partea fundamentală o alcătuesc formațiile vechi, ce sunt flancate de conglomeratele cenomaniene.

În timpul Senonianului, este de reținut deci, dezvoltarea cordilierelor Trăscăului, prin exondare accentuată și prin adaosul maselor conglomeratice.

Geosininalul Munților Metaliferi, care a ocupat în timpul Cretacicului inferior cea mai mare parte din suprafața catenei, în timpul Neocretacicului a fost restrâns la bordura sudică.

În partea de NE, din cauza ridicărilor axiale, Cretacicul superior lipsește.

În regiunea Alba Iulia s-au păstrat mărturiile mării neocretacice prin depozitele din regiunea Craiva—Bucerdea—Telna. Marnele roșii senoniene de aci prezintând mari afinități cu Senonianul din E Munteniei, le considerăm ca fiind depozite de geosininal. Ele se deosebesc total de celealte sedimente neocretacice din Munții Metaliferi.

Ivirile de marne, calcare și radiolarite senoniene dela Prisaca (basinul terțiar Zlatna) sunt indicii despre extinderea locală a geosininalului în sprijn interiorul catenei.

La N de V. Mureșului se desvoltă un **facies mixt**, complet deosebit de faciesul marnelor roșii. Acest facies este fosilifer, prezintă un caracter detritic grosolan, cu totul distinct față de celealte faciesuri neocretacice, și este suportat normal de conglomeratele cenomaniene. La partea inferioară, remaniind din conglomerate, face impresia unei tranziții. A admite o vîrstă cenomaniană întregei mase conglomeratice este greu, deoarece nicăieri nu cunoaștem un asemenea



facies aparținând Senonianului. Tipurile de roce sunt aparte și conțin puncte bogate în fosile care demonstrează vîrstă senoniană.

In timpul Senonianului aspectul paleogeografic se caracterizează prin exondarea geanticlinalului, consolidarea lui cu depozitele cretacice medii și prin îngustarea avant-fosei Arieșului, sub forma unui canal prevăzut cu câteva golfuri situate în partea meridională a Munților Gilăului și Bihorului.

Geosinclinalul propriu zis este împins la E, ajunge la periferia catenei actuale și marchează un intrând către basinul Zlatna.

Tectonica. Raporturile tectonice ale depozitelor neocretacice au fost discutate de diferiți autori (LÓCZY, ROZLOZSNIK, GHERMAN) pentru regiunea Vidra, Abrud și V. Ampoiului.

In regiunea Vidra, L. LÓCZY pentru a explica suprapunerea celor două formațiuni (Fliș, Gosau) a presupus existența unei suprafete de încălcare în masa depozitelor senoniene.

Depozitele de Fliș, considerate ca născute într-o zonă mai adâncă, aflându-se deasupra depozitelor de tip Gosau, poziția lor a fost explicată printr-o suprapunere normală provocată de mișările orogene. Diferențierile de facies ale Neocretacicului dela Vidra ne impun o ceastă explicație deoarece nicăieri nu surprindem contactul anormal cu masa sedimentelor, ce ar urma să fie însoțite de deformările fundamentului cristalin. Variația de facies pe verticală se datorează schimbărilor bathimetrice în cursul sedimentației. Tranzițiile între diferite tipuri de roce arată lipsa intervențiilor tectonice.

Contactul dintre Turon-Senonian și marginea șisturilor cristaline este normal; depozitele neocretacice se dispun discordant pe fundamentul cristalin.

In partea de E a basinului Sălcia-Iara, depozitele senoniene suportă încălcarea flancului de W al șisturilor cristaline din axul Munților Trăscăului.

In regiunea Abrud contactul dintre Turon-Senonian și Cretacicul inferior a fost considerat ca reprezentând o suprafață de încălcare. Acestei interpretări se opun condițiile tectonice normale dintre Cretacicul superior și Cretacicul inferior din întreaga regiune și faptul că presupusele încălcări nu marchează contactul real dintre complexele cretacice.

Senonianul dela Prisaca, deși are o răspândire restrânsă, prezintă o deosebită importanță din punct de vedere tectonic. El este asociat cu depozitele eocene din fundamentul basinului Zlatna, care sunt influențate tectonic.

Cunoscând șariajul suferit de Senonianul din basinul mediu al Arieșului putem preciza existența unei tectonice de vîrstă laramică. Senonianul dela Prisaca, asociat cu depozite eocene, pledează pentru deformări tectonice pireniene.

Senonianul din basinul inferior al Ampoiului (Tăuți) are o poziție complicată din punct de vedere structural și anume se prezintă sub forma unor sinclinaile strânse în masa conglomeratelor cenomaniene. Fenomenul concordă cu deformările sedimentelor din partea de SE a Basinului Zlatna, adică ele aparțin mișcărilor pireniene.

D) MIOCEN (TORTONIAN)

Munții Metaliferi se caracterizează prin trei basine miocene intramuntoase, de dimensiuni variate și umplute cu sedimente de vârste diferite. dintre acestea Basinul Roșia se desvoltă în regiunea noastră.

B a s i n u l R o ș i a , complet izolat în mijlocul Cretacicului superior, este cel mai mic și situat în interiorul catenei. Prezintă o formă ovală alungită și este orientat NNE—SSW. Marginea sudică urmărește drumul principal al localității Roșia Montană, iar partea nordică este delimitată de curgerile de lave andezitice.

Umplutura Basinului Roșia o formează numai depozitele tortoniene, pe când **B a s i n u l Z l a t n a** este format din Aquitanian și Tortonian, iar **B a s i n u l B r a d—S ă c ă r ă m b** este alcătuit, pe lângă aceste etaje, și din depozite sarmațiene și pontiene.

Depozitele miocene, legate de manifestările vulcanice terțiare, au fost descrise la început de POSEPNY sub denumirea de «Lokalsediment». HAUER și STACHE au observat asemănarea dintre gresile din Basinul Roșia și cele dela Fața Băii (Zlatna), pe care le credea că aparțin unei serii superioare, fosilifere de vîrstă neogenă. M. PÁLFY (69) și ST. FERENCZY (12) au considerat mai târziu această serie ca aparținând Mediteraneanului II. Recent, depozitele neogene dela Roșia au fost atribuite, fără dovezi paleontologice sau argumente stratigrafice, Pliocenului (87).

Descrierea petrografică. Tipurile de roce cele mai caracteristice ce aparțin basinului miocen dela Roșia sunt:

G r e s i a c u a r ă t i t i c ă albă-cenușie, galbenă-ruginie prin alterație, se prezintă fin stratificată și se desface în plăci groase de 1—2 cm. La microscop, arată următoarele minerale componente: cuartul, în grăunțe mici și aproape uniforme, cu conturul detritic, extincție onduloasă, reprezintă 90% din masa rocei. Muscovita, în lamele foarte fine, este rară (2—4%) și dispusă desordonat printre grăunțele de cuart. Feldspatul plagioclaz, maclat polisintetic, se prezintă proaspăt și cu contur detritic (1—2%). Limonita, sub forma de pulbere fină, este răspândită printre grăunțele de cuart.



Gresia conglomeratică, de coloare cenușie cu pete albe și aspect tufaceu, cuprinde elemente slab rulate de gresii cretacice și material eruptiv. Ea prezintă treceri la conglomerate sau brecii.

La microscop se observă în această gresie următoarele minerale: quartul zgâriat în grăunțe seriate, cu contur detritic zimțuit și extincție onduloasă, (35%). Feldspatul se prezintă în grăunțe detritice, proaspete, cu lamelele de extincție caracteristice plagioclazului maclat polisintetic sau sericitizate în cea mai mare parte. Se găsește în cantități egale cu quartul (35%). Muscovita, cu dimensiuni variate, apare în lamele foarte rare (2%). Material tufaceu uneori cu un aspect brescios 25% și grăunțe de limonită, izolate și rare, 2%.

In afara de aceste roce psefito-psamitice, desvoltate bine la Orlea, Picioarac și Lespezi-Lespedari, se întâlnesc argile și marne cenușii-negricioase sau cenușii-albăstrui stratificate și cu numeroase bucăți de material riolitic remaniat din fundament. Aceste roce se desvoltă în lungul Văii Roșia. La Lespedari complexul gresos-conglomeratic cuprinde la bază gipsuri, fapt ce pledează pentru vîrstă mediteraneană superioară. La Picioarac, gresiile albe tufacee arată o direcție N 20° E și înclină spre NW cu 15°.

Faciesuri și vîrstă. Tortonianul este bine desvoltat în celelalte basine intramuntoase și se află asociat cu complexul detritic roșu, atribuit Aquitanianului.

In Bazinul Zlatna, fiind desvoltat pe suprafețe întinse, am deosebit următoarele faciesuri caracteristice Tortonianului: faciesul litoral detritic, reprezentat prin conglomerate și gresii, faciesul litoral recifal cu calcare cu *Lithothamnium* și Ostreide, faciesul neritic de mică adâncime, alcătuit din gresii și marne cu Globigerine și faciesul lagunar, cu gipsuri.

Basinul Roșia cuprinde numai faciesul neritic de mică adâncime, reprezentat prin conglomerate, gresii, marne și argile, și faciesul lagunar cu gipsuri ce exclude existența depozitelor pliocene la Roșia. Faciesul recifal fosilifer nefiind desvoltat lipsesc și argumentele paleontologice necesare precizării vîrstei depozitelor caracteristice.

Pentru vîrstă tortoniană pledează următoarele date:

Asemănarea petrografică cu depozitele detritice ce aparțin Tortonianului din basinul Zlatna. Gresia de Fața Băii prezintă mari afinități cu Gresia de Orlea, iar marnele cu Foraminifere dela Glodu pot fi comparate cu marnele dela Roșia. Tipurile de roce dela Roșia nu pot fi confundate cu depozitele aquitaniene și nici cu cele pliocene.

Situația geologică a depozitelor neogene dela Roșia pledează de asemenea pentru o vîrstă tortoniană. Forma de basin denivelat mult față de relieful

*părătit săvârșit, partijat și mineralizat
cu piatră și galenă este +*



înconjurător datorit Cretacicului superior, a făcut să se conserve depozitele sale. Asemenea basine încastrate în fundimentul mesozoic nu se cunosc în timpul Pliocenului. Când intervin depozitele pliocene în basinele intramuntoase, ele ocupă o poziție superioară reliefului, care de obicei are aspectul colinar, slab ondulat. De asemenea Pontianul încheie seria neogenă a basinelor și nicăieri nu formează umplutura lor unică.

Pentru a demonstra invaziunea cătenei de către apele lacului pliocen ar trebui să se identifice o serie de pete ce izolate de Pontian, prin care să se poate reconstituи legăturile cu lacurile pliocene învecinate.

Răspândirea actuală a depozitelor tortoniene demonstrează continuitatea unei mări miocene. Din Basinul Transilvaniei prin golful Ampoiță marea tortoniană a invadat Basinul Zlatna și de aci a trecut mai departe până în Basinul Roșia.

Pentru vârsta tortoniană mai pledează și restul de *Conus* găsit de W. ZSIGMONDI în galeria de Stat dela Roșia. Această formă marină exclude existența Pontianului, Sarmatianului și Aquitanianului, ce sunt reprezentate prin depozite lacustre sau salmastre.

Depozitele dela Roșia reprezintă sedimentele cele mai avansate în interiorul Munților Metaliferi depuse într'un basin adânc și salvate de eroziune prin nivelul scăzut la care se află față de celelalte formațiuni înconjurătoare. Ele aparțin unei transgresiuni marine a Tortonianului, ce a invadat puternic masivul Munților Apuseni, pătrunzând prin culoare și stabilindu-se în regiunile depresive cele mai interioare.

Prezența Tortonianului dela Roșia, este interesantă prin faptul că demonstrează invaziunea puternică a mării tortoniene pe amplasamentul actual al Munților Metaliferi și separă în timp eruptiile. Maînele și argilele tortoniene, fiind dispuse pe măsa riolitelor, precizează vârsta lor pre-tortoniană, fapt ce concordă cu datele de observație procurate din regiunea Zlatna. Gresiile dela Igren, fiind acoperite de andesitele dela Rotunda, demonstrează vârsta post-tortoniană a andesitelor cu amfiboli. Înălțarea Toțonianului dela Roșia între cele două categorii de efuziuni se pare — printre o durată apreciabilă de timp — două faze eruptive.

E) ROCELE EFUZIVE TERȚIARE

Istoric. Problema care a format obiectul principal al diferitelor cercetări este descrierea coșilor eruptivi de căre sunt legate mineralizațiuni bogate și exploatație din timpuri preistorice. În deslegarea acestei probleme, care urmărea practic dezvoltarea mineralizațiilor de aur, s'a cercetat extinderea efuziunilor, nomenclatura și vârsta lor.



F. S. BEUDANT (4) a făcut primele descrieri detaliate ale tipurilor de eruptii (riolite, trachite) și a conturat schematic corpii eruptivi dela Roșia.

M. PÁLFY a reprezentat pe harta geologică a regiunii Abrud efuziunile din vecinătatea localităților Roșia, Bucium și Baia de Arieș. Datele sale cartografice au fost utilizate de toți cercetătorii; contururile geologice corespunzând realităților terenului.

Ridicările cartografice parțiale ale rocelor efuzive, mai ales a celor mineralizate, au format obiectul de cercetare al diferiților specialiști, dintre care menționăm pe I. SZÁDECZKI, care a cartat regiunea Roșia și K. PAPP (72), care a ridicat eruptiile din regiunea Bucium.

Nomenclatura întrebuintată la studiul efuziunilor terțiare a variat la diferiții autori.

Astfel F. RICHTHOFEN a deosebit următoarele trei tipuri de roce eruptive: trachite (trachitele normale și trachite propilitizate), riolite și bazalte.

HAUER și STACHE au separat în seria rocelor efuzive « post-eocene » următoarea suitudă de roce în ordinea vechimii: trachite propilitizate, trachite cuartifere vechi, trachite normale, trachite cuartifere noi și bazalte.

M. PÁLFY (69) a precizat ordinea următoare a tipurilor de roce efuzive: riolite, andesite cu piroxen, andesite cu amfibol și dacite.

Alți autori, care s-au ocupat de clasificarea și descrierea tipurilor de roce eruptive terțiare din Munții Apuseni, sunt: DOELTER, POSEPNY, TECHERMAK, B. INKEY, G. PRIMICS, A. KOCH, K. PAPP, SZENTPÉTERY, I. SZÁDECZKY, I. BÁNYAI, V. STANCIU și I. ATANASIU. M. SOCOLESCU (87) a întrebuitat numiri locale în clasificarea rocelor efusive și anume pentru regiunea noastră: bazaltele tip Detunata și andesitele tip Rotunda.

Răspândire. În Munții Metaliferi, POSEPNY (78) a separat următoarele 4 zone de eruptiuni terțiare cuprinse în perimetru aurifer, ce au fost utilizate apoi de toți cercetătorii: Zona Baia de Arieș, Zona Roșia Montană-Bucium, Zona Stânișoara-Pătrânjeni și Zona Caraci-Secărâmb.

După cum se vede, regiunea Abrud cuprinde primele două zone.

Analizând repartiția efuziunilor din regiunea Abrud se observă o asociatie de corpi eruptivi și produse vulcanice suprapuse, alcătuind următoarele grupe: Grupa Roșia, Grupa Bucium, Grupa corpuri izolate Geamăna-Detunata și Grupa Baia de Arieș.

G r u p a R o ș i a este orientată E—W și se întinde pe teritoriul localităților Roșia Montană, Corna, Bucium Muntar și Vârtop. La alcătuirea acestei prime grupe iau parte riolitele reprezentate prin doi corpi eruptivi principali, Cârnic (fig. 13) și Cetate, precum și alți șapte corpi secundari, înnecați în pro-



dusele vulcanice, ce ocupă o suprafață circulară al cărei centru este localitatea Roșia Montană.

In partea de Est a riolitelor (Bucium Muntar-Giurcuesti) se desvoltă corpii andezitici, Rótunda, Curmătura și Vf. Poienii, înconjurați de pachete de lave suprapuse.

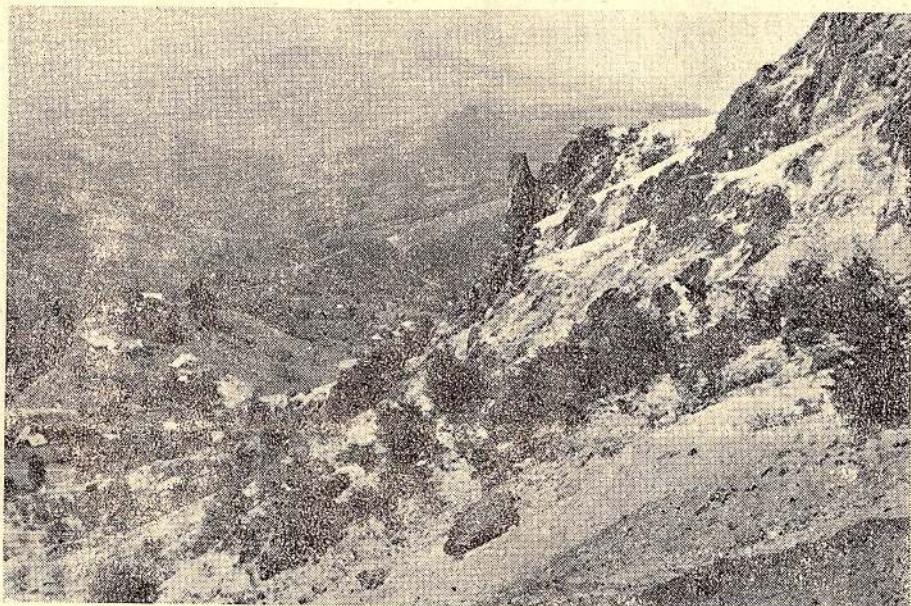


Fig. 13. — Riolitul dela Cârnic (Roșia Montană), în primul plan.

La N de Roșia se întâlnesc, pe culmile ce descind către V. Abrudului, lavele andezitice, tăiate de văile intermediare sub forma unor digitații.

G r u p a B u c i u m este orientată N—S și se desvoltă pe teritoriul comunelor Bucium Sat, Bucium Izbita, Bucium Șasa, Bucium Poieni și Valea Dosului. La alcătuirea ei iau parte corpul riolitic dela Frasin corpul dacitic dela Colțul Mare precum și corpii andezitici dela Vulcoi—Corabia. Manifestațiile cele mai sudice aparțin andesitelor cu piroxen din V. Iadului. Lavele dacitice înconjoară neck-ul dacitic dela Colțul Mare, iar lavele andezitice corporile andezitice dela Vulcoi—Corabia.

G r u p a B a i a d e A r i e ș este orientată NE—SW și este reprezentată prin dacite (Poienița) și andesite. Regiunea noastră afectează numai sectorul sud-vestic al acestor eruptions și anume andesitele dela Piatra Suligatei.

G r u p a c o r p u r i l o r i z o l a t e Geamăna-Detu nata ocupă o poziție intermedieră celor trei grupe amintite. Izolarea lor în mijlocul Sedi-

mentarului a făcut să fie descoperite de eroziune și să prezinte un caracter pitoresc ce constituie un punct de atracție pentru turiști.

1. DESCRIEREA PETROGRAFICĂ

Rocele efuzive din regiunea noastră vor fi descrise în ordinea impusă de compoziția lor chimică și anume după gradul de aciditate. Succesiunea tipurilor de roce este următoarea: riolite, dacite, daco-andesite, andesite cu amfiboli, andesite cu piroxeni și bazalte.

Riolite. Riolitele au fost analizate de primii cercetători, ele fiind bogat mineralizate la Roșia Montană. F. S. BEUDANT a făcut primele analize petrografice detaliate. Denumirea de riolit se datorează lui RICHTHOFEN.

I. SZÁBO (89) le-a aplicat la început denumirea de trahite cuartifere cu ortoclas iar apoi le-a recunoscut numele dat de RICHTHOFEN.

DOELTER (9) a considerat ca și POSEPNY riolitele dela Roșia ca reprezentând niște dacite.

M. PÁLFY (69), I. SZÁDECZKY (91) împreună cu cercetători mai noi, au întrebuințat denumirea de riolite pentru rocele bogat cuartifere dela Cârnic, Cetate și Frasin.

Corpurile riolitice se prezintă cu dimensiuni și forme diferite la Roșia Montană și Bucium Șasa. La Roșia Montană ele apar pe două linii orientate E—W. Pe linia sudică apar două corperi bine desvoltate: Cetatea — Zeus — Afiniș și Cârnic—Piatra Corbului—Brazi.

Corpul Cetatea-Zeus-Afiniș prezintă o formă ovoidă cu baza la N și orientată NE—SW. Jumătatea sudică se ascute pronunțat și dispare mai jos de Găuri—Carpini.

Corpul Cârnic—Piatra Corbului—Brazi are forma patrată, cu colțurile rotunzite, și alcătuiește împreună cu Cetatea două neck-uri puternice, desgolite de mantaua produselor vulcanice. Ele au suportat o eroziune puternică peste care s'a instalat mai târziu curgerile andezitice.

La N acestor corperi eruptive principale se întâlnesc corperi riolitice cu suprafețe reduse și anume: Aurișul Monulesii, Carpinul Mic, Roșia, Letia și Văidoaia (trei corperi mici). Ele sunt orientate NE—SW, se află în apropierea corpurilor mari Cetate și Cârnic și sunt înconjurate de lave și brecii riolitice (fig. 14). Breciile se întâlnesc sub formă de benzi sau pete ce de dimensiuni variate mai ales în corpul eruptiv Cârnic.

Riolitele dela Roșia se prezintă cu aspecte variate datorită colorației, structurii, texturii, prezenței cristalelor de quart, caracterului brecios și stării de metamorfozare. Colorația, prezintă în general nuanțe deschise în comparație cu celelalte roce efuzive, putând fi albă sau cenușie-albăstruie (Văidoia), albă



sau gălbui-verzui (La Brazi), galben-brună prin îmbogățirea în limonită (Cetatea) sau verzue prin apariția cloritei. Prin alterație, riolitele capătă o colo-
rație roșie-ruginie, de unde derivă numele localității Roșia.



Fig. 14. — Riolitul dela Cetatea (Roșia Montană) cu exploataările vechi.

Structura riolitelor este de obicei porfirică din cauza grăun-
țelor de cuarț ce ajung dimen-
siuni de 5 mm, microgranitică sau felsitică datorită compușilor cuarțofeldspatici.

Textura riolitelor poate fi fluidală atât la riolite cât și la breciile riolitice sau rubanată. Textura rubanată apare prin alternanță benzilor de cuarț de forme diferite și alungite precum și prin intervenția feld-
spațiilor cu aspect filiform.

Riolitele de Roșia se caracterizează prin abundența cristalelor mari de cuarț sub forma bipiramidată și a căror lungime este cuprinsă între 1—2 cm; prin alterație ele se detasează din masa rociei (La Brazi, Biserica catolică, Cârnic, Afiniș). Deosemenea ele prezintă un caracter brecios, întâlnit mai ales la periferia corpurielor sau ca benzi desvoltate în interiorul lor (Cârnic—La Brazi). Caracterul brecios se datorează fragmentelor colțuroase de riolite și blocurilor străine de micașisturi, granite, gresii și sisturi cretacice.

Materialul petrografic din brecii aparține Cristalinului din fundament și depozitelor cretacice din vecinătatea imediată.

Microstructura arată, din cauza gradului diferit de sfărâmare a feno-elemen-
telor, riolite cu fenocristale bine desvoltate (1—5 mm) și riolite tufacee cu o multime de grăunțe sfărâmate și amestecate în pastă.

Procesele metamorfice au afectat riolitele, transformând biotita în clorită, iar hornblenda în argilă (Biserica catolică, Roșia, SW Cetate).

La microscop se observă următoarele minerale:

Cuartul ca fenocristale mici (1—2 mm) sau mari (1—2 cm), maclat și corodat magmatic, joacă un rol important în constituția riolitelor dela Roșia (8—10%).

Feldspatul se întâlnește în fragmente, rareori ca fenocristale (2—8%) reprezentate prin sanidin. Fenomenul de metamorfism este frecvent la feldspați și se manifestă prin caolinizare sau sericitizare.

Biotita se prezintă ca lamele brune bine individualizate sau ca fragmente ce suferă pseudomorfoze după mica albă sau mai adesea este cloritizată prin procese hidrotermale; în lamele de biotită se observă mici incluziuni de apatită.

Hornblenda verde-brună se întâlnește rar numai în varietățile bazice (Biserica catolică, Roșia) și se prezintă alterată și transformată în carbonați, coalin, grăunțe de apatită și magnetită.

Clorita, rară în pietre mici, a rezultat din transformarea biotitei. Mica verde prezintă un polichroism verde-galben și este însotită de grăunțe de sfen (0,1 mm) rare (N Cetate).

Mineralele accesoriale, în afară de apatită și sfen, sunt: grăunți de pirită, pirită auriferă și magnetită.

Dacite. Răspândirea dacitelor este restrânsă față de celelalte roce efuzive. Ele constituie neck-ul dela Colțul Mare (Bucium Șasa) de formă ovală și orientat N—S.

Riolitele dela Frasin au fost considerate de unii cercetători ca dacite, însă majoritatea analizelor petrografice au afirmat existența riolitelor (I. SZÁBO, POSEPNY, M. PÁLFY, P. ROZLOZSNIK, K. PAPP).

Dacitele dela Colțul Mare au fost considerate de I. SZÁBO (82) la început (1874) ca « trahit cuartifer cu ortoclaz » iar mai târziu ca « trahit cuartifer cu andesin ».

I. SZÁDECZKY (92) s'a ocupat de descrierea petrografică a riolitelor dela Frasin și a dacitelor dela Colțul Mare, constatănd că acestea din urmă reprezintă un « andesit cu amfiboli cenușii, cu feno-elemente de plagioclaz de 2—5 mm grosime, în care se constată cu ochiul liber prezența quartului și a biotitului ». Aspectul microscopic al dacitelor dela Colțul Mare variază prin natura și proporția feno-elementelor; pasta de coloare cenușie formează aproape jumătate din masa roci. Feno-elementele mari de quart, feldspat plagioclaz, biotită și hornblendă, înconjurate de o pastă cuarț-feldspatică, dă aspectul caracteristic rociei.



Cuarțul se află în cantități reduse (4—8%) ca grăunțe corodate în grosime de 0,5—1 mm.

Feldspatul plagioclaz predomină celealte feno-elemente și se prezintă în cristale fisurate, fragmentate și ușor zonate. Reprezintă un oligoclaz, oligoclaz-albit în grosime de 1—2 mm.

Biotita, raia, proaspătă, idiomorfă se caracterizează prin pleochroismul *ng-nm*, brun-roșcat și *np*, galben și prin legătura intimă față de amfiboli. Unele lamele sunt parțial transformate în clorită.

Hornblenda verde prezintă pleochroismul *ng-nm*, verde verde-gălbui și *np* gălbui.

Minerale accesori: apatita, zirconul (1 mm grosime).

Daco-andesite. În partea sudică a dacitelor dela Colțul Mare, în Dealul Ulmului și «La Tău» se întâlnesc singurele daco-andesite din regiune. Prezența daco-andesitelor este cunoscută în regiunea Zlatna (Breaza, Măgura Lupului), unde au fost descrise de St. FERENCZY (13) în anul 1913 ca «andesite amfibolice cu cuarț». K. PAPP (72) a menționat asemenea roce ca tranziție între dacitele de Colțul Mare și andesitele amfibolice dela Corabia.

P. ROZLOZNIK (85) a caracterizat aceste daco-andesite ca andesite cu amfibol, în care se observă pe alocuri grăunțe de cuarț.

La microscop se observă: cuarțul corodat în grăunțe rare și mici, feldspat plagioclaz ca feno-elemente sau formând pasta fină și pigmentată cu magnetită; hornblenda ușor pleochroică.

Daco-andesitele nu formează corpi izolați ci reprezintă îmbogățiri locale de cuarț, suferite de andesitele cu amfiboli.

Andesite. Rocele efuzive cele mai răspândite din regiunea Abrud sunt andesitele. Ele se desvoltă pe întinderi mari sub forma de neck-uri circulare sau ovale sau ca o cuvertură largă de curgeri de lavă. Neckurile având conturul circular se găsesc în regiunea Roșia (Rotunda, Vf. Poienii) și Bucium (Corabia), iar conturul oval se observă în regiunile Bucium (Vulcoi) și Geamăna.

Pachetele de lave suprapuse ocupă suprafețe întinse la N Roșia Montană—Vârtop, Rotunda—Giurcurești și Corabia—Vulcoi—La Tău. Petecele izolate dela D. Tihii, Corna, Dâmbul Floarei, Paltinul demonstrează că extinderea inițială a păturii de lave a fost mult mai mare. Eroziunea a îndepărtat cea mai mare parte din curgerile de lave, izolând petece mici pe cotele ridicate și producând zimțuirea pachetelor existente.

Se deosebesc două categorii de andesite: andesite cu amfiboli și andesite cu piroxeni.

A n d e s i t e l e c u a m f i b o l i sunt cele mai răspândite roce efuzive din regiunea noastră. Ele au fost descrise de HAUER și STACHE (1863) ca, «trahite cu oligoclaz și sanidin», iar de I. SZÁBO (1874) ca «trahite cu andezit și «trahite cu labradorit».

Lui DOELTER (9-11) se datorează introducerea termenului de andesite cu amfibol, întrebuițat de toți cercetătorii următori (I. SZÁDECZKY, K. PAPP).

Andesitele cu amfibol se întâlnesc la Bucium Poieni, (Vulcoi, Corabia) și la Roșia Montană—Bucium Muntar. Se prezintă colorate în cenușiu-verzui sau cenușiu-negricios, având la suprafață, vizibil cu ochiul liber, prisme de amfiboli în grosime de 1—5 mm, precum și cristalele de feldspat (1—12 mm) albe, care prin alterație și solvire lasă spații libere la suprafața rociei.

La microscop se constată următoarele minerale:

Feldspatul plagioclaz apare ca numeroase feno-elemente sau alcătuind pasta. Fenocristalele au o dispoziție zonară și infiltrări din pastă. Diferența de extincție între diferitele zone este accentuată. A fost determinat de I. SZÁDECZKY ca un labrador, labrador-bitownit.

Biotita se întâlnește foarte rar.

Amfibolii se prezintă sub forma de cristale de hornblendă proaspete, mari și fragmentate. Hornblenda, cu contururi neregulate este verde-brună și ușor pleochroică conține incluziuni de apatită.

Augita galben-verzue și uralitizată apare în cantități foarte reduse la Vulcoi și E Roșia Montană.

Minerale accesori: zirconul, apatita, magnetita.

Pasta verzue sau brună formează 3—4% din masa rociei și este constituită din microlite de plagioclaz și amfiboli, presărată cu o pulbere de magnetită.

Procesele de alterare se observă la feldspați și amfiboli.

A n d e s i t e c u p i r o x e n i. Andesitele bazice au fost identificate numai în V. Iadului. Ele se recunosc după colorația neagră sau verde-negricioasă, datorită hiperstenului și după alterația ayansată.

Feldspatul plagioclaz apare mai puțin frecvent decât la andesitele cu amfibol și este reprezentat prin fenocristale mici (2 mm), ușor zonate și a căror compoziție variază mult în conținutul de anortit (65—70%). Suferă procesul de albitezare care începe pe fețele de clivaj și fisuri și ajunge să substitue prin albit întreaga masă a plagioclazului. Necformațiile cloritice pătrund pe fisuri în interiorul feldspațiilor alterați.

Hornblenda se întâlnește sporadic în lame corodate puternic și cloritizate parțial.

Hiperstenul se observă frecvent ca feno-elemente și microlite în pastă, unde se asociază cu microlitele de plagioclaz și grăunțele de magnetită.



Acțiunea metamorfică epigenizează piroxenii ca și celelalte elemente melanocrate.

Mineralele rezultate prin procesul de metamorfozare sunt: clorita provenită din piroxeni și amfiboli, sericită, hematita, epidot, sfen, calcită.

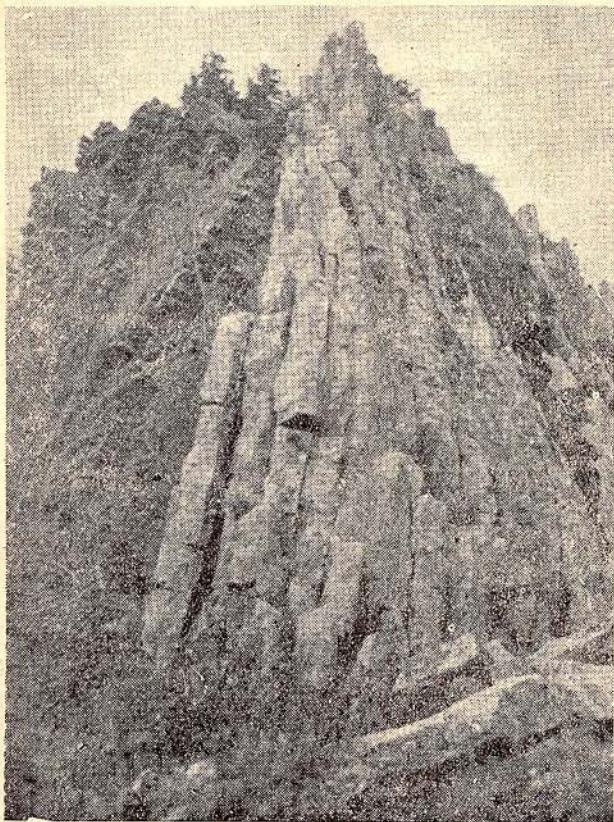


Fig. 15. — Coloanele de bazalt dela Detunata Goală (Buciumi Șasa).

plagioclazul este proaspăt, uneori prezintă benzi alcătuite din pulbere de magnetit.

Olivina, indiomorfă sau fragmentată, arată forme prismatice, proaspete; pe fisuri pătrunde sticla din masa fundamentală, presărată cu magnetită. La exterior se încarcă cu hidroxizi de fer rezultați din alterație, iar în interior se observă incluzuni primare, formate din spineli.

Augita se prezintă în prisme microlitice de coloare brun deschis.

Cuarțul, în granule mici și rotunde, înconjurate de o coroană de reacțiune compuse din microlite de augită.

Bazalte. În grupa corporilor eruptive izolate apar bazaltele dela cele două Detunate: Detunata Goală (1169 m), cu coloanele poligonale descoperite (fig. 15) și Detunata Flocoasă (1265 m) cu o suprafață mai mare. Roca este compactă, de coloare cenușie - negricioasă sau neagră-verzue, cu pete verzi datorite olivinei. La microscop arată următoarele minerale:

Feldspatul plagioclaz, microlitic, se prezintă ca foițe cu conturul hexagonal; fenocristalele lipsesc. Este maclat polisintetic, iar maximul de extincție a lamelor zonare indică prezența unui plagioclaz cu 55% — 70% anortit (labrador). Structura zonară provoacă o variație a extincției și deci a constitutiei chimice. Deobicei

Structura roci este porfirică, dată de feno-elementele de olivină și manifestă tendință de reducere a feno-elementelor. Masa fundamentală are aspectul intersertal și este formată din microlite de feldspat și augit cimentate prin sticlă.

Modul de zăcământ al bazaltelor dela Detunata a fost reconsiderat de I. MAXIM ținând seama de rezultatele ultimelor cercetări.

2. FAZELE DE ERUPTIE

Succesiunea în timp a erupțiilor este problema desbatută de primele studii ale rocelor efuzive. La început criteriul compoziției mineralogice, adică gradul de aciditate sau bazicitate, a servit ca bază la stabilirea diferențelor faze de erupție.

Pe criteriul mineralologic se bazează succesiunea rocelor efuzive stabilită de F. S. BEUDANT, POSEPNY și HAUER și STACHE.

Ulterior, s-au considerat raporturile între diferite tipuri de roce eruptive, analizându-se în special succesiunea pe verticală a produselor vulcanice.

K. PAPP a considerat că succesiunea în spațiu a erupțiilor din regiunea Bucium se suprapune cu aceea în timp.

In spațiu, succesiunea este următoarea dela N la S: riolitele dela Frasin - dacitele dela Colțul Mare, andesitele cu amfibol și andesitele cu piroxen.

Repartizarea în timp respectă întâmplător aceeași ordine și anume, andesitele cu piroxen sunt cele mai vechi, urmează apoi andesitele cu amfibol și dacitele dela Colțul Mare.

Dacă vârsta erupțiilor coincide cu repartiția lor în spațiu în regiunea Bucium, în celealte regiuni această coincidență nu se mai repetă.

Orizontarea sedimentelor terțiare a servit în ultimul timp la determinarea vârstelor relative a erupțiilor. Complexul sedimentar roșu fiind însă considerat greșit ca apartinând Tortonianului, iar Miocenul dela Roșia fiind repartizat Pliocenului, se înțelege că fazele de erupție bazate pe astfel de date stratigrafice nu au dat rezultate satisfăcătoare. Din cele de mai sus se vede cum criteriile unilaterale nu pot duce la precizarea datelor de erupție. Pentru determinarea lor în condiții optime trebuie să se țină seamă de toate datele informative.

Ținând seamă de observațiile stratigrafice pe care le oferă regiunea Abrud, precum și celelalte regiuni vecine, am ajuns la următoarele constatări:

Suprapunerea curgerilor de lavă servește la stabilirea vârstelor relative a erupțiilor; lavelle cele mai tinere ocupă o poziție superioară lavelor mai vechi. Acest caz se poate aplica lavelor andezitice dela Ghergheleu, La Tău și Letia, care se suprapun vizibil peste riolitele dela Roșia, dovedind apariția lor



posteroară punerii în loc a riolitelor. O altă superpoziție a curgerilor de lavă nu se mai observă în restul regiunii.

Raporturile cu rocele sedimentare constituie cea mai bună metodă de a preciza vârsta eruptiilor, care se situează între depozitele cele mai tinere străbătute de erupție—sau peste care produsele vulcanice s-au așezat—și primele lor depozite acoperitoare.

In grupa Baia de Aries, eruptiile străbat și acoperă sisturile cristaline; în lipsa Sedimentarului nu putem trage concluzii de ordin cronologic.

In grupa Bucium, efuziunile afectând depozite cretacice medii, nu putem deduce decât fapte fără importanță, anume că eruptiile au avut loc după depunerea Cretacicului mediu.

La Roșia Montană, intervenind depozitele tortoniene, avem posibilitatea să distingem, în timp, riolitele față de andesite. Depozitele tortoniene fiind dispuse discordant pe riolite, demonstrează vârsta ante-tortoniană a riolitelor, iar andesitele amfibolice suprapunându-se Tortonianului indică o vârstă post-tortoniană.

Succesiunea pe verticală a lavelor și intervenția Tortonianului au condus deci, la precizarea unei diferențe de vârstă între riolitele de Roșia și andesitele de Rotunda; singura precizare de ordin stratigrafic ce ne-o oferă regiunea Abrud.

Vom analiza acum raporturile dintre depozitele terțiare și rocele efuzive din regiunea Zlatna, unde ambele formațiuni se găsesc în condiții favorabile de cercetare.

Complexul detritic roșu (Aquitanian) cuprinde cel puțin trei intercalări de lave riolitice situate în bază. Corpurile riolitice lipsind în regiunea Zlatna, considerăm nivelele cu lave riolitice ca produs al riolitelor dela Roșia. Cum ele indică o vârstă ante-tortoniană putem preciza că s-au manifestat prin trei erupții succesive, localizate în jumătatea inferioară a Aquitanianului.

In legătură cu depozitele roșii aquitaniene apar și andesitele cu piroxen dela Fața Băii și Zlatna (Valea lui Paul, Valea Mare). Apariția lor sub formă de culoturi este restrânsă numai la depozitele aquitaniene, nicăieri nu au fost identificate în depozitele tortoniene. Aceste constatări ne conduc la precizarea vârstei lor ca fiind cuprinsă între Aquitanian și Tortonian.

Cercetând mai îndeaproape raporturile dintre andesitele piroxenice și depozitele aquitaniene constatăm următoarele:

La confluența Văii Mari cu V. Ampoiului se observă o intercalărie de lavă de andesite bazice în conglomeratele aquitaniene, ce oferă posibilitatea de a preciza poziția în timp a andesitelor piroxenice. Lava bazică fiind intercalată între nivelul prim și secund al lavelor riolitice, rezultă că andesitele piroxenice au alternat cu primele manifestări de riolite. Manifestările au



fost reduse în timp și spațiu. Suprafețele mici ce ocupă andesitele cu piroxeni în Munții Metaliferi demonstrează extinderea lor restrânsă, iar limitarea lor între primele două erupții riolitice arată durată scurtă de manifestare.

Aplicând aceste rezultate la regiunea Abrud putem afirma că andesitele cu piroxeni din V. Iadului reprezintă andesitele cele mai vechi cе s'au manifestat odată cu erupțiile riolitice, la începutul Aquitanianului.

Aplicând metoda stratigrafică andesitelor cu amfiboli constatăm următoarele:

Lavele andezitice ale neck-ului Rotunda acoperă partea de E a riolitelor dela Roșia și totodată depozitele tortoniene dela extremitatea estică a basinului miocen Roșia. Vârsta post-tortoniană apare deci clar din observațiile de teren.

Andesitele cuarțifere, bine desvoltate în regiunea Zlatna (Breaza, Măgura Lupului), străbat depozitele tortoniene pe care le metamorfozează ușor la contact, iar curgerile de lavă se întind peste relieful post-tortonian, acoperind discordant Aquitanianul (Măgulici, Tuțuman) și Tortonianul (Brădet, Ciungi).

Din aceste date de observație nu putem conculde decât că andesitele cuarțifere, ca și andesitele cu amfiboli sunt post-tortoniene. Numai intervenția depozitelor sarmatiene ne-ar putea conduce la o mai precisă determinare a fazelor vârstei lor.

Cineritele servesc la identificarea fazelor de erupție atunci când se află intercalate în complexe sedimentare ce au luat naștere în regiuni apropiate de coșurile vulcanilor. Comparațiile la distanțe mari pierd din valoare, deoarece intervine nesiguranță provenientei. Materialul cineritic îl putem întrebuița la determinarea vârstei dacitelor ale căror raporturi cu Sedimentarul sunt necunoscute.

Tufurile dacitice sunt reprezentate prin mai multe nivele, desvoltate în masa depozitelor miocene din Basinul Transilvaniei. Ele au servit, în lipsa faunelor, drept criteriu de orizontare și anume:

Tuful de Dej marchează baza Tortonianului; Tuful inferior și intermediar subdivide Tortonianul, Tuful de Hădăreni se situează la baza Buglovianului, Tuful de Ghiriș separă Buglovianul de Sarmatian, Tuful de Sărmășel se află la partea inferioară a Sarmatianului superior, iar Tuful de Bazna este considerat ca limita de separare a Sarmatianului față de Pliocen.

Prezența tufurilor dacitice din Basinul Transilvaniei, bine desvoltate în partea de N și E, indică o fază lungă a erupțiilor dacitice, ce a durat dela începutul Tortonianului până la sfârșitul Sarmatianului, în șapte reprezente principale. Localizarea lor în partea de N și E și absența lor din Tortonianul de pe flancul vestic, rezemat pe Munții Metaliferi precum și din Tortonianul dela Zlatna și Roșia, arată că erupțiile ce au dat naștere maselor cineritice



apartin aparatelor vulcanice din Maramureş și Hărghita-Călimani. Tufurile dacitice nu pot servi decât la identificarea eruptiilor dacitice din Carpaţii orientali.

Prezenţa Tufurilor de Dej în pachetele groase și cu material grosolan vine de asemenea în sprijinul acestei idei.

Pe marginea de E a Munților Metaliferi, în Tortonianul litoral recifal, apar intercalații slabe și discordante de tuf dacitic, iar în bază Tuful de Dej este absent.

In Basinul Zlatna, deși Tortonianul este bine reprezentat, tufurile dacitice apar ca un singur nivel continuu numai pe teritoriul localității Almaș (D. Urdașului, D. Fidecului). Ele fiind situate la partea superioară a depozitelor tortoniene pledează pentru niște eruptiile tortoniene superioare. Este de observat că nivelul de bază al tufurilor dacitice (Tuful de Dej) lipsește și din basinele miocene intramuntoase ale M-ților Metaliferi.

Trebue să remarcăm că tufurile dacitice constituie mărturii nu numai pentru efuziunile dacitice, relativ rare în regiunea noastră, ci ele pot fi produse și de manifestările andesitelor cuartifere ce prezintă o răspândire mai mare.

Breciile vulcanice, în constituția cărora intră și materialul sedimentar, pot fi utilizate la stabilirea fazelor eruptive. Riolitele dela Roșia conțin blocuri de granite, gneisse și micașisturi, ceea ce trădează fundamentul cristalin. De asemenei ele cuprind gresii și argile cretacice pe care le-au străbătut și în mijlocul cărora au erupt.

In lipsa altor argumente, natura petrografică a sedimentelor din brecii ar fi pledat pentru o vârstă post-senoniană. Lavele andezitice dela Neagra-Breaza cuprind numeroase intercalații de gresii și marne cu Globigerine tortoniene smulse din fundamentul miocen pe care au curs. Aceste intercalații, considerate ca depuneri în timpul curgerilor de lavă, ar pleda pentru o vârstă tortoniană a andesitelor cuartifere. Cum bază lavelor arată o dispoziție indiferentă față de limita Tortonianului rezultă că ele au curs după sedimentația lui. In fine, comparația la distanță poate fi utilizată în lipsa mijloacelor analizate mai sus. In regiunea Abrud o vom aplica pentru bazaltele dela Detunata, ce se află izolate în mijlocul depozitelor cretacice medii.

Lipsa unor raporturi între bazalte și sedimentele neogene sau alte manifestări vulcanice ne impune să facem uz de comparația cu bazaltele din Munții Perșani, cunoscute sub numele de bazalte de Racoș (Racoș—Bogata—Hoghiz—Lupșa).

Tufurile bazaltice depe flancul vestic al acestei catene prezintă faune bogate de apă dulce, ce caracterizează Dacianul, motiv ce a determinat pe cercetători să considere bazaltele din Perșani ca pliocene.



Prin analogie, în lipsa unor argumente locale, bazaltele dela Detunata (fig. 16) pot fi considerate de vârstă daciană.

Din expunerea de mai sus reiese prezența următoarelor faze de erupție, ce au avut loc în regiunea Abrud:

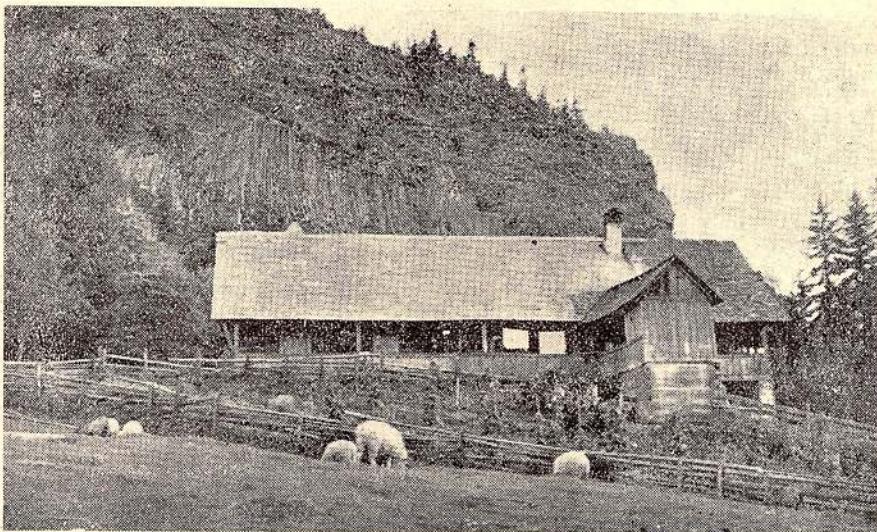


Fig. 16. -- Bazaltele dela Detunata Goală.

a) Faza de erupție a riolitelor de Roșia s'a manifestat prin aparate reduse la număr (Cârnic, Cetate) iar lavele s'a răspândit pe suprafețe întinse (Zlatna—Abrud). A avut loc odată cu începutul Aquitanianului și s'a repetat de cel puțin trei ori în jumătatea lui inferioară. Din această primă fază fac parte numai riolitele dela Roșia, asupra celor dela Frasin facem rezerve din motivele următoare:

Riolitele dela Frasin nu prezintă aceleași caractere geologice ca cele dela Roșia; anume nu au fost supuse unei eroziuni puternice, nu suportă lave andezitice care să le indice vârstă relativă și nu prezintă legături cu sedimentele neogene.

Această situație face să le putem considera ca făcând parte dintr'o fază mai Tânără decât aceea a riolitelor dela Roșia.

b) Faza de erupție a andesitelor piroxenice a urmat și s'a impletit cu prima fază. Dacă riolitele dela Roșia încheie un ciclu eruptiv, ai căruia primii termeni îi bănuiam după blocurile păstrate în masa riolitică andesitele cu piroxen s'a grăbit să înceapă un nou ciclu ce apare desvoltat complet, însă cuprindând o perioadă lungă de timp. Andesitele din V. Iadului V. Mare, Fața Băii aparțin acestei faze.

c) Faza de erupție a andesitelor amfibolice-dacite este cea mai bogată în aparate vulcanice și curgeri de lavă și cea mai desvoltată în timp, extinzându-se peste Tortonian, Sarmatian și baza Pliocenului. În această fază pot fi înglobate andesitele amfibolice dela Vulcoi-Corabia, Rotunda, Vf. Poienii, Geamănele, andesitele cuartifere dela Breaza, Măgura Lupului, Bucium-Poieni și dacitele dela Colțul Mare.

Ultimele două faze alcătuesc al doilea ciclu eruptiv, reprezentat prin suita completă de roce neovulcanice în ordinea compozitiei chimice anume tipurile bazice apar la început iar tipurile acide închid ciclul.

d) Faza de erupție a bazaltelor este ultima fază a neovulcanismului din regiunea Abrud și cea mai Tânără din întreg teritoriul românesc.

Manifestările bazice din Pliocen arată începutul unui nou ciclu eruptiv, care până în prezent s'a oprit la primul său termen: bazaltele.

3. RAPORTURILE ROCELOR EFUZIVE CU SEDIMENTARUL

Rocele efuzive terțiare din regiunea Abrud prezintă raporturi diferite față de rocele sedimentare înconjurătoare. Aceste raporturi depind de modul de zăcământ a rocelor eruptive și de vîrsta depozitelor sedimentare.

Neck-urile și culot-urile apar de obicei înconjurate de produse vulcanice (lave, tufuri), mascând legăturile cu sedimentele înconjurătoare. Numai andesitele dela Geamăna, dacitele dela Colțul Mare și bazaltele dela Detunata, apar izolate în mijlocul depozitelor cretacice. Aceste roce eruptive au conturul la suprafață oval alungit și se prezintă în adâncime sub forma de corpuri cilindrice deformate. Lucrările de galerie indică în porțiunile superficiale o tendință de revârsare laterală peste curgerile de lavă.

Produsele vulcanice, cu excepția celor ce aparțin corpului Rotunda, ocupă suprafețe reduse, ele menținându-se în apropierea locului de proveniență. Lavele andezitice se desvoltă pe culmi, suferă prin eroziune dantelări ale marginilor, îmbucătățiri și în fine izolarea petecelor circulare, pe cotele cele mai înalte. Curgerile au avut loc pe platouri slab ondulate și s-au dirijat pe pantele mai accentuate ce erau orientate către actualul basin al Văii Arieșului.

Lavele riolitice dela Roșia se prezintă în condiții speciale; ele nu se desvoltă pe reliefurile înalte ci ocupă fundul unei depresiuni, care și-a menținut caracterul și după manifestările vulcanice ale primei faze. Depunerile Miocenului și antrenarea lavelor andezitice dela Rotunda dovedesc prezența caracterului depresionar dela Roșia până în faza a treia a erupțiilor.



Grupa eruptivă Roșia se desvoltă în mijlocul Cratacicului superior, pe care îl străbat toate neck-urile iar lavele le acoperă urmărind relieful contemporan eruptiilor.

Depozitele miocene, care au servit la deosebirea în timp a eruptiilor riolitice de cele andezitice, sunt dispuse pe masa riolitelor și suportă andesitele dela Rotunda.

Elementele din brecii dovedesc prezența șisturilor cristaline în fundamentul regiunii Roșia.

Grupa eruptivă Bucium este constituită din neck-uri însirate pe o linie N—S, ce străbat depozitele albian-vraconiene și lavele andezitice ce acoperă în cea mai mare parte Albian-Vraconnianul; numai la Boteș și Negrileasa ele afectează ușor Cenomanianul.

Grupa eruptivă Geamăna-Detunata, alcătuită din 4 corpuri eruptive dispuse simetric, se află în raporturi cu Albian-Vraconnianul (bazaltele dela Detunata și cu Senonianul (andesitele dela Geamăna).

Grupa eruptivă Baia de Arieș este legată de șisturile cristaline din Pintenul de cristalin; numai dacitele dela Colții Cioranului apar în Cretacicul superior.

4. MINERALIZAȚIILE

Regiunea Abrud este cunoscută din timpuri preistorice prin mineralizația auro-argentiferă, legată de corporile eruptive și produsele vulcanice. Din punct de vedere geologic general, putem face următoarele constatări cu privire la repartitia acestor mineralizații:

Grupa Roșia prezintă cele mai vechi și mai bogate mineralizații legate de corporile riolitice. Filoanele se continuă și în lavele înconjurătoare și străbat Miocenul, păstrând aceeași direcție. Eruptiile andezitice nu conțin filoane aurifere iar Cretacicul superior nu a fost mineralizat.

Mineralizațiile din Miocen sunt legate de suprafețele de stratificație a marnelor și argilelor și mai ales de rocele psamitice poroase.

Grupa Bucium se caracterizează prin mineralizații răspândite în toate corporile eruptive și de natură diferită. Se constată o îmbogățire în filoane la extremitățile grupei; riolitele dela Frasin și în andesitele dela Vulcoi.

La Boteș — Vulcoi, Cenomanianul a suferit o mineralizație ne mai întâlnită în celelalte regiuni. Ea se datorează unor corpi eruptivi ascunși și materialului psefito-psamitic al depozitelor cenomaniene.

Grupa Baia de Arieș, deși este constituită dintr'un număr important de corpi eruptivi dacitici și andezitici, numai corpul andezitic dela Pleșul cuprinde filoane metalifere.

Grupa Geamăna—Detunata este lipsită de mineralizații.

7*



II. TECTONICA

Lămurirea complicațiilor tectonice din M-ții Metaliferi m'a condus la orizontarea Neocomianului, Barremian-Aptianului și Albian-Vraconianului; iar modificările paleogeografice, o consecință a tectonicei, au provocaț importanțe discordanțe necesare orizontărilor stratigrafice.

A) ȘISTURILE CRISTALINE

Masivul cristalin al Muntelui Mare limitează partea septentrională a regiunii cercetate; numai Pintenul dela Baia de Arieș este cuprins în colțul de NE al hărții ridicată de noi. Contactul șisturilor cristaline cu Cretacicul între Câmpeni și Baia de Arieș a format obiectul cercetărilor lui TH. KRÄUTNER, de aceea ridicările noastre s-au opri la S acestei localități. Șisturile cristaline aparțin metamorfismului epizonal (V. Arieșului Mic) și cata-mesozonal (Bistra-Baia de Arieș) ce s-a efectuat într-o fază hercinică ante-permiană. Primele de pozite post-tectonice încep cu sedimentele detritice, de vîrstă permiană (Verrucano).

Fenomenele tectonice cele mai interesante legate de Cristalin sunt următoarele:

1. Șariajul dela Câmpeni constatat la confluența celor două Arieșuri unde se observă o superpoziție anormală între șisturile sericito-cloritoase și pară-șisturile însoțite de o placă imponantă de calcare cristaline de tip mesozonal. Fenomenul de șariaj pare că se află în legătură cu încălecările repetate din Munții Bihor (fig. 17).

2. Șariajele din Bihor au fost evidențiate de P. ROZŁOSZNIK și apoi reluate în studiu de D. GIUȘCĂ. Masele șariate sunt dirijate vizibil către N, ceeaace a determinat pe cercetători să afirme împingeri orientate S—N și pentru catena Munților Metaliferi.

3. Detașările în pinteni din sectorul de N al regiunii noastre se caracterizează prin existența a trei pinteni de șisturi cristaline și anume: Pintenul Baia de Arieș, care este cel mai important și mai desvoltat spre S, Pintenul dela Bistra și Pintenul dela Sôhodol. Desprinderea acestor pinteni din masa cristalină este cauzată de înnecarea cutelor și este evidențiată prin invadarea Cretacicului superior.

4. Ingresiunea mării turon-senoniene apare clar la marginea masivului cristalin prin izolare pintenilor grație unor cuvete intermediare (Câmpeni, Lupșa) umplute cu depozite turon-senoniene. Invaziunea mării neocretacice a depășit limita sudică a Cristalinului, instalându-se în depresiuni născute pe seama șisturilor cristaline (Vidra—Neagra).



Cristalinul M-telui Mare, trebuie considerat ca unitatea cea mai inferioară de vârstă paleozoică, cutată în faza hercinică, care a suferit șariaje mesozoice și apoi și-a găsit echilibrul într-o fază ante-neocretacică.

B) OFIOLITELE

In partea de SW a regiunii aflorează ofiolitele sub următoarele moduri diferite: lame în legătură cu calcarurile jurasice, lama izolată dela Vulcoi — V. Dosului și masa eruptivă dela E Baia de Cris. Aries.

Calcarele jurasice dela Brădești apar în legătură cu lame de ofiolite ce jalonează contactul anomal dintre Jurasic și Cretacic inferior. Ele au fost antrenate la baza calcarelor tithonice. Poziția tectonică a lamelor de ofiolite este vizibilă prin repetarea fenomenelor la N de V. Ampoiului.

Intre satele Vulcoi și Valea Satului se întâlnește o bandă izolată de ofiolite orientată NW — SE. Pe flancul ei nordic se observă o încălecare față de Cenomanian, pe care-l suportă pe flancul opus. Este rezultatul unei deplasări tangențiale sensibile. Simpla prezență a acestor raporturi demonstrează existența în fundiment a ofiolitelor.

Șariajul fiind post-cenomanian, putem să-l înglobăm în fenomenele tectonice laramice, dovedite de noi în Basinul Zlatna.

Masa ofiolitică dela E de Baia de Cris prezintă o independență structurală. Ea face parte din zona axială a catenei, ce este subdivizată de basinul cretacic dela Stănița și basinul neogen Brad—Săcărâmb.

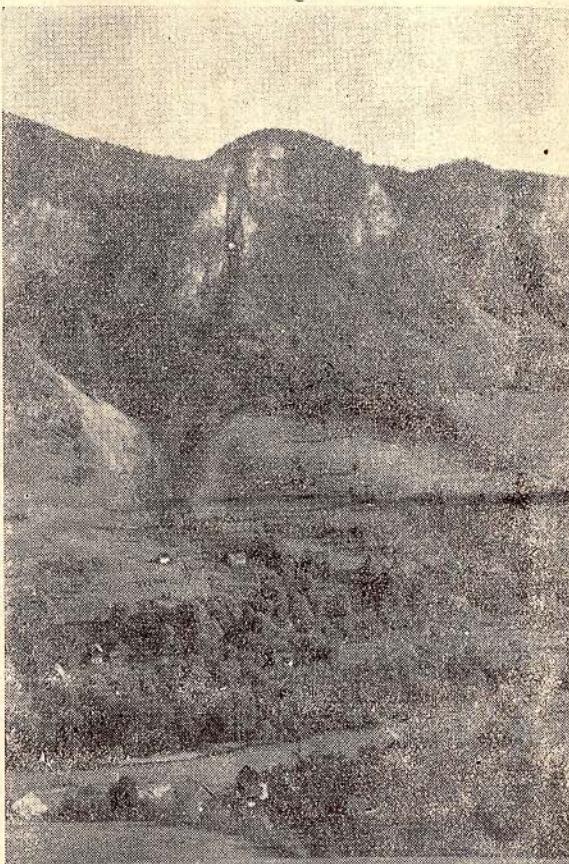


Fig. 17.— Încălecarea calcarelor cristaline peste seria epizonală în V. Arieșului Mic.

C) CALCARELE JURASICE

Raporturile calcarelor jurasice față de sédimentele cretacice sunt dintre cele mai interesante, ele au format obiectul primelor cercetări. Din cauza complicațiilor tectonice, calcarele dela Vulcan au fost atribuite Cretacicului de către HAUER și STACHE. Mai târziu, recunoscându-li-se vârsta jurasică superioară, cercetătorii s-au sesizat de poziția lor tectonică. Geologul SAWICKI, având intuiția realităților, a susținut că numai analizând toate « klippele » se poate ajunge la o soluție de ansamblu. K. PAPP, examinând raporturile dintre calcarele jurasice dela Vulcan și depozitele cretacice, a afirmat poziția sinclinală a calcarelor pe fundamentul cretacic. Mecanismul tectonic al calcarelor a fost explicat prin străpungerea Cretacicului inferior de către Jurasicul superior.

In general, autorii care s-au ocupat de « klippele » jurasice (VÁDASZ, TELEGD, SOCOLESCU) au admis ideia unui diapirism al calcarelor. Diapirismul calcarelor este un fenomen cunoscut, dar aplicat în orice condiții devine o formulă comodă și care în cazul de față nu se suprapune realităților.

In catena M-ților Metaliferi s'a generalizat ideia diapirismului aplicat la calcar, ajungându-se la o serie de absurdități. S'au considerat astfel ca diapire în primul rând blocurile surpate pe pantele repezi ale reliefului. Deasemenea au fost înglobate în categoria « klippelor » jurasice din regiunea Crișul Alb o serie întreagă de calcar barremian-aptiene. Având ocazia să cercetez cea mai mare parte dintre « klippele » jurasice din Munții Metaliferi și Munții Trăscăului am putut stabili următoarele:

Nu toate calcarele considerate drept « klippe » sunt jurasice; ele pot apartine: Valanginian-Hauterivianului, Barremian-Aptianului, Albianului și chiar Eocenului.

Modul de prezentare pe teren, caracterele lithologice și uneori microfauna ne oferă posibilitatea de a distinge vârsta deosebită a calcarelor albe ce prezintă afinități cu Calcarele de Stramberg.

Calcarele tithonice se înfățișează, în regiunile intens cutate (Munții Trăscăului), sub forma unor lame antrenate din fondament.

In regiunile cu cutile larg desvoltate (Munții Metaliferi) calcarele jurasice capătă alura sinclinală cu tendință de plutire pe fundamentul cretacic.

Raporturile clare dintre Jurasic și Cretacicul inferior, constatăte în Munții Metaliferi, pot fi folosite în cazul « klippelor » din regiunea Abrud.

Vom trece acum la analiza detailată a raporturilor tectonice dintre Calcarele jurasice superioare și Cretacicul inferior din regiunea noastră.

Calcarele jurasice dela Vulcan. La Vulcan, calcarele tithonice se prezintă sub forma unei mase impozante, cu conturul oval mai ascuțit



spre NW. Orientarea lor este NW—SE; raporturile topografice sunt dintre cele mai interesante; calcarele jalonează linia de creastă și ocupă cotele cele mai înalte ale regiunii (1266, 1212, 965), iar văile din imediata apropiere sunt tăiate în Barremian-Aptianul din substratum (fig. 18).

Imprejurul masei calcaroase dela Vulcan se constată o superpoziție anormală între Jurasicul superior și Cretacicul inferior. Prezența calcarelor masive

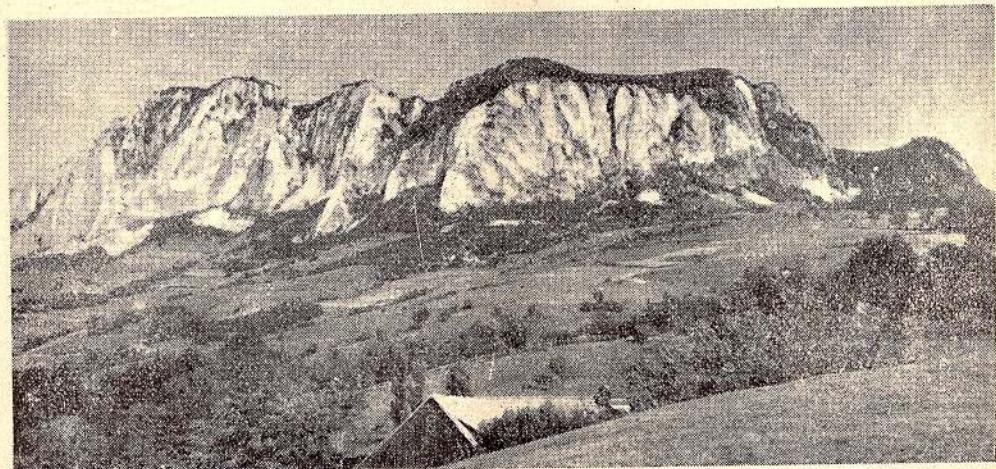


Fig. 18.— Calcarele jurasice dela Vulcan suportate de Barremian—Apṭian.

izolate, cu situații topografice dominante, având conturul aproape circular, este demonstrativă. Contactul lor cu fundamentalul cretacic, este anormal și vizibil. Ele desenează un sinclinal ușor ondulat și cu flancurile sensibil asymmetric.

Traseul contactului tectonic este independent față de direcția Barremian-Aptianului. Se distinge deosemenea o disarmonie între depozitele cretacice, puternic cutate și calcarele dela Vulcan, larg ondulate.

Conturul calcarelor dela Vulcan și prezența căderilor perisinclinale (Flișul cretacic nu prezintă nicăieri terminații perianticlinale, iar calcarele dela Vulcan nu atinge thalwegul niciuneia din văile învecinate) pledează pentru existența unui sinclinal susținut de masa Flișului cretacic inferior.

Prin eroziune, calcarele au rămas izolate pe culmea de separare a apelor în V. Crișului Alb și V. Arieșului, manifestând tendința să dispare foarte repede înainte de a fi atins cursul unei văi.

Calcarele dela Vulcan sunt un exemplu tipic de contact anormal între Jurasicul superior și Cretacicul inferior; ele reprezintă un sinclinal larg, asymmetric și suspendat pe masa Flișului cretacic inferior.

Calcarele jurasice dela Pietrele Sohodolului. La NW de Vulcan apar trei petece de calcare tithonice dintre care primele două sunt paralele, orientate N—S, și prezintă un contur oval alungit. Alungirea petecelor de calcare în sensul longitudinal al stratelor este o dovadă de recutarea depozitelor. Alura isoclinală pe care o prezintă Pietrele Sohodolului dovedește recutarea suferită de baza calcarelor.

Deformațiile orogenice au făcut ca suprafața anormală Jurasic—Cretacic să nu-și păstreze caracterul aproximativ orizontal.

Calcarele dela Pietrele Sohodolului au alcătuit la început o masă comună cu cele dela Vulcan; separația actuală se datorează eroziunii normale.

Calcarele dela cota 901 (E satul Vulcan). La SE de calcarele dela Vulcan se desvoltă câteva petece jurasice desvoltate pe suprafete foarte restrânse și aglomerate în vecinătatea cotei 901. Poziția acestor petece circulare este interesantă prin situația lor pe cota cea mai înaltă și prin placarea lor pe relieful topografic. Prin ele se stabilește legătura aeriană între calcarele dela Vulcan și cele dela Brădișor și se demonstrează existența unei mase continue de calcare tithonice ce se află actualmente subdivizată prin intervenția eroziunii de care au scăpat numai părțile izolate pe culmile cele mai ridicate (Vulcan, Pietrele Sohodolului) sau pe cotele cele mai înalte (901, 954, 849, 1035).

Calcarele dela Brădișor. Brădișorul (1035) se prezintă cu aceeași caracter ca și Vulcanul; calcarele tithonice se înfățișează cu un contur aproape circular, desenându-se ca un sinclinal aplatizat. Cercetând însă continuarea calcarelor jurasice spre NE (cota 954) și mai ales spre SW (cota 849) se constată că fundul sinclinalului este profund prins în depozitele barremian-aptiene. Suprapresiunile au deformat puternic calcarele dela Brădișor, pensând fundul sinclinalului în mod accentuat și vizibil.

Alt fapt de menționat în legătură cu Calcarele dela Brădișor este prezența aflorimentelor de ofiolite. Prezența lamelor ofiolitice este legată de contactele anormale dintre calcare jurasice și Barremian-Aptian.

Racordarea calcarelor jurasice dela Brădișor și cota 901, situate pe același aliniament cu cele dela Vulcan și Pietrele Sohodolului, se face aerian și aparține unei mase unice, încălecânde.

In concluzie, Pietrele Sohodolului, Vulcanul, Brădișorul reprezintă restaurile unei importante mase de calcare, ce s'a deplasat pe un fundament alcătuit din depozite cretacice inferioare.

Calcarele jurasice reprezintă petece de acoperire ce plutesc și sunt local pensate în masa Flișului cretacic, formând mărturiile unei lame de şariaj importante, decolată de pe masa cristalină și antrenată pe un substratum cretacic inferior.



Calcarele dela Dușu. Calcarele jurasice dela Dușu nu mai ocupă o poziție topografică superioară; ele au fost descoperite grație eroziunii exercitată de V. Rudelor. Relațiile cu depozitele de fundament nu se pot observa. Aci ne aflăm într'o regiune depresivă în care fundimentul barremian-apțian a fost denivelat, apoi a urmat umplerea cu depozitele cretacice medii. Calcarele jurasice ne apar învăluite astfel în aceste sedimente fără a descoperi raporturile cu Flișul cretacic inferior.

Calcarele dela Valea Satului. În vecinătatea localității Valea Satului calcarele jurasice sunt descoperite la partea superioară însă în bază raporturile cu fundimentul nu sunt distincte. Contactul cu depozitele ceno-maniene nu arată relații tectonice.

Calcarele jurasice dela Bucium. Aflorimentele de calcar dela Bucium sunt numeroase. Dintre ele am repartizat Jurasicului superior numai pe acelea dela Piatra Conțului și Poiana Boteșului (cota 1040). Raporturile acestor calcar cu fundimentul sunt vizibile și anume ele se prezintă sub forma unor solzi prinși în fundimentul barremian-apțian.

Calcarele dela Conț și Poiana Boteșului ocupă o poziție topografică superioară, ele nu ating fundul văilor apropiate ci acoperă atât Barremian-Aptianul cât și Valanginian-Hauterivianul.

Raporturile tectonice, ținând seama de întinderea lor restrânsă, nu au valoarea celor prezентate de petecele dela Vulcan și Brădișor, cu toate acestea le putem considera ca făcând parte din aceeași unitate mare structurală superioară.

D) SERIA AUTOHTONĂ

Seria autohtonă este reprezentată prin masa cristalină și învelișul său perm-jurasic, precum și prin sedimentele cretacice inferioare. În acest capitol ne vom ocupa cu tectonica Cretacicului inferior, care susține resturile pânzei amintite.

În regiunea Abrud, fundimentul este alcătuit din depozite cretacice reprezentate prin Valanginian-Hauterivian și Barremian-Aptian.

Cretacicul inferior se află răspândit în patru regiuni diferite din punct de vedere structural și anume: regiunea Vulcan, regiunea V. Dosului, regiunea Mogoș și regiunea Bucium. Primele trei regiuni încadrează harta noastră, iar regiunea Bucium o străbate median.

Regiunea Vulcan prezintă cele mai interesante caractere prin desvoltarea mare a sedimentelor barremian-aptiene și prin raporturile tectonice vizibile ale maselor jurasice. Regiunea Mogoș face parte din zona cretacică dela N de catena Trăscăului, fiind alcătuită în cea mai mare parte din Barremian-



Aptian și apoi din Valanginian - Houterivian sub faciesul Stratelor cu *Aptychus*.

Regiunea V. Dosului reprezintă zona barremian-aptiană cea mai dezvoltată; ea corespunde subsidenței maxime a geosinclinalului Munților Metaliferi.

Regiunea Bucium, situată în mijlocul teritoriului cercetat, prezintă un deosebit interes; de aceea vom insista mai mult asupra caracterelor ei structurale.

Eroziunea profundă exercitată de V. Buciumului (Bucium Poieni), de V. Izbicioarei (Bucium Izbita) și de V. Cerbului (Bucium Cerbu) a descoperit de sub învelișul Cretacicului mediu, depozitele aparținând Valanginian-Hauterivianului și Barremian-Aptianului.

Valanginian - Hauterivanul apare pe V. Izbicioarei, (malul drept,) sub forma a trei anticlinale strânse între ele și al căror fundament nu este vizibil. Stratele cu *Aptychus* sunt frământate intim cu Barremian-Aptianul. Aceste anticlinale, reduse ca volum, sunt înclinate spre E. Pe malul stâng al Izbicioarei apare un alt anticinal de Strate cu *Aptychus* înclinat deosemenea spre E.

Drumul către « Plaiul Boteșului » ne oferă deschiderile a trei solzi de Strate cu *Aptychus* dirijați spre E.

Stratele cu *Aptychus* ne indică manifestările tectonice cele mai profunde, într-o gradăție evidentă. Se deosebesc astfel șarniere de anticlinale, anticlinale cu deversări spre E și laminări puternice.

In V. Cerbului, Valanginian-Hauterivianul străbate și Albianul, iar la Dâmbul Floarei, aflorimentele neclare de Strate cu *Aptychus* par deosemenea să fi străpuns Albianul.

Deschiderile oferite de V. Buninginei arată prezența unui solz de Strate cu *Aptychus*, ca o intercalăție tectonică în mijlocul Barremian-Aptianului.

Tectonica Valanginian-Hauterivianului lămuște întregul aspect structural al Cretacicului inferior, indicând existența unui anticinal ce apare independent și subdivizat din cauza variațiilor axiale și eroziunii normale.

Anticlinorium-ul Bucium, alcătuit din Valanginian-Hauterivian și Barremian-Aptian, apare din mijlocul șisturilor negre albiene. Cutile sale prezintă variațiuni nete; părțile supraridicate sunt evidențiate de aparițiile anticlinale de Strate cu *Aptychus*, iar scoborările maxime provoacă în treruperile Barremian-Aptianului prin intervenția depozitelor albiene.

Deversările spre E ale cutelor ce țin de Anticlinorium-ul Bucium constituie un caracter demn de menționat; ele sunt însoțite pe « Plaiul Boteșului » de laminări importante.

Limita de separație între Barremian-Aptian și Albian desenează indentăriuni, iar anticlinorium-ul se descompune în câțiva solzi prin intervenția

Albianului. Continuitatea structurală a Anticlinorium-ului Bucium este între-ruptă de sedimentele albiene iar apariția lui corespunde cu prelungirea sud-vestică a Pintenului cristalin dela Baia de Aries.

După cum reiese din cele de mai sus, în regiunea Bucium se desvoltă un anticlinorium complex cuprins în mijlocul depozitelor albiene și alcătuit din anticlinale cutate puternic și înrădăcinate în Stratele cu *Aptychus*.

Barremian-Aptianul este intim legat de Stratele cu *Aptychus* și solidar cu ele din punct de vedere tectonic. Suportă calcarele jurasice dela Conțu și Plaiul Boteș (cota 1040) ce pot fi considerate, ca și masele importante de calcar jurasic dela Vulcan și Brădișor, ca făcând parte din unitatea tectonică superioară, denumită de noi, Pânza mesocretacică a Munților Metaliferi.

E) TECTONICA MESOCRETACICĂ

Din examinarea deformărilor tectonice suferite de calcarele jurasice și de sedimentele cretacice inferioare rezultă existența unui domeniu cu structura în pânză. Cele arătate mai sus ne determină să considerăm calcarele jurasice ca reprezentând petecele izolate ale unei pânze. Fiind situate pe același aliniament E—W ele aparțin unei zone sinclinale din corpul inițial al pânzei. A defini limita acestei pânze numai după mărturiile izolate, salvate de eroziune, este dificil. Descifrarea poziției tectonice a calcarelor dela Vulcan, care acum ne apare ca o mărturie importantă și vizibilă a unei pânze, deși este complet izolată de marea masă șariată, a întâmpinat dificultăți. În stadiul actual al cercetărilor prezența unei pânze este indiscutabilă, iar masele de calcar dela Vulcan și Brădișor se integrează perfect în ansamblul structural identificat de noi.

In Munții Metaliferi, se observă în toate detaliile o mișcare orogenică importantă, ce s'a manifestat în faza mesocretacică, provocând nașterea unei pânze de decolare.

Calcarele plutinde dela Vulcan și Brădișor sunt mărturii ale unei lame decolate de pe masa cristalină și antrenată pe un substratum de Fliș cretacic inferior.

Care a fost sensul de deplasare al lamei de calcar?

Mișcarea de ansamblu, ce reiese din analiza elementelor aflate în Munții Metaliferi s'a manifestat dela N spre S sau mai precis din spre masivul cristalin al Gilăului către zona Flișului cretacic din Muriții Metaliferi. În regiunea Abrud intervin însă detalii tectonice care indică o mișcare aparentă dela S spre N.

Căderile calcarelor jurasice spre S a făcut pe unii autori să le atribue o importanță de prim ordin.

După noi, contra-șariajul nordic ce afectează elementele principale ale pânzei și seria în loc reprezintă un fenomen secundar de supra-compresiune.



Afirmând existența unor șariaje principale nordice înseamnă să admitem deplasări în sensul invers gravitației.

Contra-șariajul spre N apare pe suprafețe mai întinse decât în regiunea Abrud și influențează sectorul de curbură a cutelor dela N V. Ampoiului.

Influența împingerilor contrare sensului general se resimte numai în sectoare izolate; conflictul între cele două sensuri aparente de împingere nu este generalizat, el se observă în regiunile depresive ale catenei, create din primele momente ale orogenezei și care au exercitat o putere atractivă asupra materialului sedimentogen. În regiunea noastră, atracția spre NE a calcarelor jurasice este explicată prin prezența Depresiunii Abrud. Restul catenei demonstrează o deplasare a sedimentelor jurasico-cretace de pe masa cristalină către geosinclinalul Flișului cretacic al Munților Metaliferi, deplasare impusă de atracția gravitațională.

Calcarele jurasice din regiunea Abrud provin de pe masa cristalină a Munților Gilăului. Dovadă sunt masele puternice ce se întâlnesc astăzi în Munții Bihorului.

Denivelarea masivului cristalin față de geosinclinalul învecinat a provocat desprinderea de pe fundamentalul cristalin și antrenarea spre S a calcarelor tithonice.

Terenurile intermediare (Triasic, Dogger) au dispărut prin laminare.

Situația actuală a petecelor de acoperire (Vulcan, Brădișor) se datorează unei recutări, care a deformat suprafața de bază orizontală a pânzei. Recutarea pânzei însoțită de aceea a Autohtonului a cauzat alungirea petecelor de acoperire în sensul longitudinal al cutelor.

Vârsta șariajului este post-apțiană, deoarece ultimele sedimente care au suportat masa încălcândă aparțin Apțianului. Regiunea Abrud ne oferă o precizare mai mare a vârstei Pânzei mesocretace prin depozitele transgresive ce au acoperit elementele izolate ale acestei mari unități tectonice. Cum primele sedimente discordante, ce acoperă transgresiv calcarele jurasice, aparțin Albianului putem afirma că pânza de decolare a M-tilor Metaliferi a fost pusă «în loc» în faza austrică pre-albiană.

În concluzie, regiunea Abrud prezintă câteva pete de acoperire suportate de Flișul cretacic inferior, mărturii ale pânzei de decolare desprinsă de pe fundamentalul cristalin și antrenată pe domeniul geosinclinalului învecinat, în faza austrică pre-albiană.

F) TECTONICA TERTIARĂ

În regiunea Abrud fenomenele tectonice terțiare pot fi urmărite prin depozitele miocene, rocele efuzive și filoanele mineralizate.



1. Depozitele tortoniene orientate NW—SE sunt slab înclinate (15° — 20°) și alcătuesc un simplu sinclinal cu flancul sudic suportat de riolite și flancul nordic acoperit de curgerile andezitice. Basinul Roșia nu este încadrat de falii, el nu reprezintă un basin de scufundare ci aparține unei mici zone subsidente. Depresiunea actuală a Abrudului corespunde unei zone de subsidență maximă născută pe amplasamentul geosinclinalului cretacic al Munților Metaliferi. Ea a funcționat tot timpul Cretacicului, atingând maximum de dezvoltare în Cretacicul mediu. În timpul Turon-Senonianului a suferit o deplasare a axei spre N, ce coincide astăzi cu linia mediană a Gălăbului principal Lupșa.

Zona de subsidență și-a restrâns treptat suprafața în timpul Cretacicului mediu și superior. În timpul Miocenului a fost redusă la o depresiune ce ocupa suprafața indicată de Terțiul actual de pe teritoriul localității Roșia Montană.

Depresiunea Roșia a funcționat în intervalul Aquitanian-Tortonian. Lavele riolitice au umplut acest basin cu forma circulară, în timpul Aquitanianului. Depozitele tortoniene arată că basinul avea o formă ovală alungită în timpul invadării de către apele marine miocene.

Alungirea basinului Roșia coincide cu axul gălăbului cretacic superior al Lupșei, iar depozitele tortoniene indică o direcție apropiată de aceea a depozitelor senoniene.

In concluzie, basinul miocen Roșia nu este un basin de scufundare, încadrat de falii, ci reprezintă ultimele manifestări ale unei vechi zone subsidente.

Situată corporilor eruptive ne dă posibilitatea să facem următoarele observații:

2. Neck-urile riolitice dela Roșia, însirate pe o linie NE—SW, diferă de orientarea neck-urilor andezitice din aceeași grupă sau din grupa Bucium. Direcția lor corespunde însă cu aliniamentele efuziunilor ce aparțin grupei Baia de Arieș.

Orientarea NE—SW a corporilor eruptive dela Roșia este provocată de masa sistemelor cristaline orientate în același sens. Acest fapt ne determină să considerăm corporile eruptive ale primei faze de erupții, ce au avut loc într-o depresiune paleogeografică, dezvoltându-se în lungul unei dislocații profunde, cauzată de marginea nordică a Pintenului dela Baia de Arieș. Neck-urile andezitice dela Rotunda, Vf. Poienii și Geamăna sunt orientate NW—SE; prezintă deci o direcție perpendiculară pe aceea a riolitelor.

Independența în timp a celor trei tipuri de efuziuni, însotită de o independentă a repartizării în spațiu, constituie argumente în plus pentru separarea fazelor de erupție.



Linia Rotunda—Geamăna se află în apropierea extremității sudice a Pintenului cristalin Baia de Arieș și este situată aproape perpendicular pe direcția lui. Această dispoziție ortogonală pledează pentru o linie de dislocație profundă produsă de masa cristalină din fundament, ce a fost utilizată de corpurile vulcanice ale fazei a treia de erupție.

Grupa eruptivă Bucium, orientată NNW—SSE, taie perpendicular cutile cretace. Independența ei față de suprastructură ne indică o linie de discontinuitate ce aparține fundamentului. Pintenul cristalin Baia de Arieș pare să fi suferit pe linia Frasin—Corabia, o deplasare puternică pe verticală.

Din cele de mai sus se vede că, corpurile eruptive ce aparțin la grupe diferite sunt legate de manifestările fundamentului cristalin. În Grupa Baia de Arieș, corpurile vulcanice au orientarea obligată de direcția sîsturilor cristaline. Riolitele de Roșia corespund marginiei de Nord a Pintenului cristalin Baia de Arieș, iar andesitele Rotunda—Geamăna, precum și corpurile eruptive dela Frasin—Corabia, corespund unor dislocații profunde, legate deasemenea de fundamentul cristalin.

In regiunea Zlatna se observă o zonă de erupții dirijată NW—SE, care se manifestă în jumătatea sudică și în mijlocul Basinului Zlatna, iar în N străbate depozitele cretace. Linia eruptivă Stânița—Breaza corespunde orientării generale a Mesozoicului, precum și a depozitelor miocene din basinele subsidente (Zlatna și Glodul), în alcătuirea cărora au intervenit și dislocații periferice.

Eruptiile din regiunea Brad—Săcărâmb aparțin unui larg basin miocen, format prin compartimentarea fundamentului alcătuit din roce diabazice triasice. Ele sunt concentrate pe următoarele linii: Rotunda—Curechi, Trestia—Săcărâmb și Hondol—Porcurea. Primele două linii sunt paralele între ele și orientate ENE—WSW; ele corespund cu marginile intrerupte la N și S ale masei diabazice principale. Linia Hondol—Porcurea orientată NNW—SSE, situată între primele două linii, flanchează marginea de E a basinului. Această linie se continuă la N spre București—Rovina și este simetrică cu linia Stânița—Breaza situată pe partea de W a diabazelor din regiunea Almașului ce separă între ele basinele miocene Brad—Săcărâmb și Zlatna.

3. Mineralizările, prin direcția filoanelor în care sunt localizate și care au fost identificate de numeroasele lucrări miniere, (fig 19) ne oferă noi date pentru lămurirea problemelor legate de tectonica terțiară.

Direcția filoanelor din riolitele dela Roșia este de $N\ 15^{\circ} - 20^{\circ}\ W$ și se păstrează în corpurile eruptive, în produsele vulcanice precum și în depozitele miocene.

Copurile diverse din grupa Bucium prezintă filoane cu ușoare deviații dela direcția filoanelor constataate la Roșia. La Vulcoi și Frasin filoanele sunt

orientate la fel cu cele dela Roșia. Intermediar direcția filoanelor prezintă dela S spre N tendința de orientare N—S (între Corabia și Colțul Mare) și apoi revenirea la orientarea generală NW—SE (Frasin).



Fig. 19.— Steampurile dela Roșia Montană.

In general, direcția filoanelor identificate în grupele Roșia și Bucium corespunde dislocației de fundament provocată de o treaptă de scufundare a masei cristaline.

Riolitele dela Roșia mai prezintă, pe lângă filoanele menționate și o serie de filoane dispuse ortogonal și care coincid cu linia de orientare a riolitelor după marginea nordică a Pintenului Baia de Arieș.

Mineralizațiile dela Baia de Arieș aparțin filoanelor NE 45° SW, ca și direcția sîsturilor cristaline în care sunt cuprinse corpurile eruptive.

In regiunea Zlatna, filoanele metalifere ale zonei Stânișa—Breaza sunt orientate NW—SE, ca și direcția de apariție a corpurilor efusive ce coincide cu marginea de N a diabazelor dela Almaș. In fine, în regiunea Brad—Săcărâmb, mineralizările dela extremitățile basinului intramuntos aparțin filoanelor orientate NW—SE (Săcărâmb—Ruda) iar cele dela S Barza și Măgura—Trestia sunt dirijate N—S. Orientarea NW—SE corespunde liniilor de întrerupere a diabazelor, ce flanchează basinul, iar cea N—S accidentelor locale de fundiment. Lipsa filoanelor în zona Porcurea—Curechi—Rovina face să nu putem considera în ansamblu problema distribuției filoanelor.

Evoluția deformărilor tectonice terțiare. In regiunea Abrud, după puternica fază de cutare alpină (ante-albiană), a intervenit orogeneza subhercinică, ce a.

provocat cutarea Cretacicului mediu și determinarea noului geosinclinal senonian-paleogen. Faza laramică este scoasă în evidență de independența între Senonian și Paleogen, precum și de încălecările suferite de Senonianul din basinul Arieșului de pe marginea de W a Cristalinului Trăscău.

Senonianul ocupă sectorul nordic al regiunii Abrud, în basinul Zlatna se află numai ca pete ce salvate de eroziune pe marginea lui.

Paleogenul este reprezentat prin depozite eocene de facies Șotrile, desvolate jurîmprejurul basinului intramuntos.

Şariajul ce-l suportă Eocenul în partea de SW a basinului Zlatna demonstrează existența cutărilor pireeneene. Intensitatea cutării depozitelor eocene, încecarea faciesurilor de Flis și discordanța Oligocenului de facies epicontinențial demonstrează prezența fazei pireeneene în M-ții Metaliferi.

Absența depozitelor paleogene în regiunea Abrud face să nu putem afirma existența fazelor laramice și pireeneene decât prin comparație cu cele constatate în restul Munților Metaliferi.

La Roșia Montană, existența produselor riolitice sub forma de umplutură a unei depresiuni morfologice, ne îndreptățește să credem că zona de subsidență cretacică la finele evoluției s'a redus la un basin foarte mic ca întindere.

După eruptiile riolitice, apele mării tortoniene au sedimentat într'o mică fosă, situată la un nivel inferior, datorită cărui fapt Tortonianul a fost scăpat de eroziune. Lavele andezitice au contribuit deasemenea la conservarea sedimentelor tortoniene dela Roșia.

Aliniamentele corpurilor eruptive și direcția filoanelor mineralizate ne conduc la descifrarea tectonicei de fundament.

Primit 30 Iulie 1951



BIBLIOGRAFIE

1. BANYAI I. Detonata. *Turista Közl.* 1916, Nr. 4. Budapest.
 2. — Über das Kontaktgebiet von Aranyasbánya. (Baia de Arieș) *Földt. Közl.* XLIX, Budapest 1919.
 3. — Zăcămintele aurifere din Muntele Boteș. *An. Inst. Geol. Rom.* XII. București 1927.
 4. BEUDANT F. S. *Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818.* Paris 1822.
 5. BLANKENHORN M. Studien in der Kreideformation im südl. u. west. Siebenbürgen. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.* 1900. Bd. 52, Berlin 1900.
 6. BRANA V. Note sur l'âge des conglomérats de la région de Neagra (Distr. de Turda) *C. R. Inst. Geol. Roum.* Vol. XXI. București 1937.
 7. COTTA B. Die Goldlagerstätten von Verespatak (= Roșia Montană). *Freiberger Berg.-u. Hüttenmänn. Zeitung.* Nr. 18, 1861.
 8. — Über die Erzlagerstätten von [Offenbánya (Baia de Arieș)]. *Freiberger Berg.-u. Hüttenmänn. Zeitung.* 1861.
 9. DOELTER C. Aus dem siebenbürgischen Erzgebirge. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XXIV. 1874.
 10. — Die Trachyty des Siebenbürgischen Erzgebirges. *Tschermak's M. P. M.* 1874.
 11. — Die jüngeren Eruptivgesteine Siebenbürgens. *Neues Jahrb. f. Min.* 1873.
 12. FERENCZI ST. Das Tertiärbecken von Zlatna-Nagyalmás (Almașul Mare). *Föld. Közl.* XLV, Budapest 1915.
 13. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Zlatna. *Mitteil. a. d. Mineralog.-Geolog. Samml. d. siebenb. Nationalmuseums.* 1913, II. Cluj 1914.
 14. FILTSCH E. Reise in das siebenbürgische Erzgebirge, Hermannstadt. *Verh. u. Mitt. d. Siebenb. Ver. f. Naturwiss.* VIII, 1857.
 15. GESELL AL. Das Petroleumgebiet von Luh und das Goldbergwerk von Verespatak (= Roșia Montană) *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Anst. f.* 1898. Budapest 1900.
 16. — Montangeologische Verhältnisse des Kornaer und Bucsumer-Tales, sowie des Goldbergbaues und die Berge Potes, Korabia und Vulkcj. *Jahresber. d. k. ung. geol. Anst.* Budapest 1901.
 17. — Montangeologische Verhältnisse von Offenbánya (= Baia de Arieș) im Kom. Torda—Aranyos (Turda). *Jahresber. d. k. ung. geol. Anst. f.* 1900, Budapest 1902.
 18. HAUER FR. u. STACHE G. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863.
 19. HERBICH FR. Über die Einteilung der Eruptivgesteine in Siebenbürgen. *Jahrb. d. siebenbürg. Mus.-Verh.* 1873.
8. — Anuarul Com. Geologic. — c. 2119



20. HERBICH FR. Zur Verbreitung der Eruptivgesteine in Siebenbürgen Klausenburg, 1873.
21. — Paleontologische Studien über die Kalkklippen des siebenb. Erzgebirges, *Földt. Közl.* XVIII, 1888.
22. — Geologischen Beobachtungen in dem Gebiet der Kalkklippen am Ostrand des siebenbürgischen Erzgebirges. *Földt. Közl.* VII, 1877.
23. ILIE MIRCEA D. Recherches géologiques dans les Monts du Trăscău et dans le Bassin de l'Arieș. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII, 1923, Buc. 1935.
24. — Les nouvelles hypothèses relatives à la tectonique des Monts Métallifères de la Roumanie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III, București 1937.
25. — Rôle tectonique des « Klippes » dans les Monts Métallifères de Roumanie. *C. R. Ac. Sc. Roum.* I. 3, București 1937.
26. — Die Aptychus-Schichten in den Munții Apuseni. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. II, București 1934.
27. — The Cenomanian transgression in the Metalliferous Mountains of Roumania. *Ibid.* Vol. III, 1937.
28. — Geological structure of the Vulcan and Brădișor region. *Ibid.*
29. — Problème du Danien en Transylvanie (Roumanie). *C. R. Ac. Sc. Roum.* Tome III, București 1939.
30. — Structure géologique de la région aurifère de Zlatna (Roumanie) *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXI, București 1940.
31. — Les brèches à éléments éruptifs des Monts Métallifères. *C. R. Ac. Sc. Roum.* Vol. II. Nr. 2, București 1938.
32. — Problèmes tectoniques dans les Monts Apuseni (Roumanie). *Ibid.*
33. — L'âge des roches effusives dans les régions aurifères des Monts Apuseni. *Ibid.*
34. — Les éruptions néogènes de la région de Zlatna. *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXII, București 1938.
35. — Asupra geologiei regiunii aurifere din Munții Metaliferi ai României. *Bul. Soc. Nat. Rom.* Nr. 12, București 1938.
36. — Neocretaciul din basinul superior al Arieșului. *Bul. Soc. Nat. Rom.* Nr. 9, București 1936.
37. — Poziția stratigrafică a calcarelor cu Calpionella dela Almașul Mare (Hunedoara). *Ibid.* Nr. 14, București 1939.
38. — Die miozänen Sedimente der inneren Becken der Munții Apuseni. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. IV, Buc. 1939.
39. — Postsenone Überschiebungen im siebenbürgischen Erzgebirge. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. IV, București 1939.
40. — Contributions à la connaissance du Néocomien dans les Mts Apuseni. *C. R. Ac. Sc. Roum.* Tome III, București 1939.
41. — The presence of the Actaeonella genus in Roumania. *Notationes Biologicae.* Nr. 1, București 1936.
42. — Sur la présence d'Acanthoceras rotomagense dans le Crétacé des environs de Brad. *C. R. Ac. Sc. Roum.* Tome III, București 1939.
43. — Sur les dépôts albiens du bassin de la Valea Ampoiului. *Rev. Științ. « V. Adamaki »* Vol. XXIX, Nr. 3—4, Iași 1943.
44. — Problema jaspurilor și radiolaritelor din Carpații României. *Bul. Soc. Nat. Rom.* Nr. 15, Buc. 1941.
45. — Monts Métallifères de Roumanie. Recherches géologiques entre la Valea Stremăului et la Valea Ampoiului *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXIII, București 1950.



46. ILIE MIRCEA D. Les marnes à Rosalines de Prisaca Ampoiului (dép. Alba) *C. R. Ac. Sc. Roum.* Vol. VIII. Buc. 1947.
47. INKEY B. Anmerkungen zu dem Werk «Die geol. Verhältnisse und die Erzlagerstätten d. siebenb. Erzgebirges» von Dr. M. Pálfy. *Földt. Közl.* XLII, 1912.
48. KOBER L. Das alpine Europa. Wien 1931.
49. KOCH A. Die Tertiärgebilde des Beckens der siebenbürg. Landesteile. II. Neogen. Budapest 1900.
50. LÓCZY L. Einige Betrachtungen über den geol. Aufbau der Geosynkinalen des siebenbürgischen Erzgebirges im weiteren Sinne und der nord-west-lichen Karpaten *Földt. Közl.* XLVIII, Budapest 1918.
51. LÓCZY L. JUN. Zur Kenntnis der Gosau- und Flyschbildungen in der Gegend von Aranyos. *Földt. Közl.* XLVII. Budapest 1917.
52. — Daten zur Kenntnis der Gosau- und Flyschbildungen des Aranyostales. *Jahresb. der k. ung. geol. R.-A.* 1916 Budapest 1917.
53. LÖW M. Montangeologische Studien in der Gegend von Verespatak (= Roșia Montană). *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1913. Budapest 1914.
54. MACOVEI G. et. ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, 1931. Buc. 1933.
55. MRAZEC L. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates Roumaines. Prague 1931—1932.
56. MÜCKE K. Beitrag zur Kenntnis des Karpathensandsteins im sieb. Erzgebirge. *Verh. d. k. k. R.-A.* Wien 1915.
57. NOPCSA FR. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehervár (= Alba Iulia), Déva, Ruszkabánya (= Rusca Montană) u. d. rumän. Landesgränze *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. XIV. Budapest 1905.
58. PÁLFY M. Die linke Seite des Aranyostales (= Arieșul) zwischen Topánfalva (= Câmpeni) und Offenbánya (= Baia de Arieș). *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A. f.* 1900, Budapest 1902.
59. — Die oberen Kreideschichten in der Umgebung von Alvincz (= Vințul de Jos, Alba). *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. A.* Bd. XIII. Budapest 1902.
60. — Zwei neue Inbceramusriesen aus den oberen Kreideschichten der siebenbürgischen Landesteile. *Földt. Közl.* XXXIII. 1903.
61. — Über die geologischen Verhältnisse im westlichen Teil des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1904.
62. — Beiträge zur genaueren Kenntnis des Gesteins von Kárnici bei Verespatak (= Roșia Montană). *Földt. Közl.* XXXV. 1905.
63. — Die geologischen Verhältnisse des mittleren Teiles des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresber. d. k. ung. A. f.* 1905.
64. — Geologische Notizen über das Gebiet zwischen der Féherkorös und dem Abrudbach. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1902. Budapest 1904.
65. — Die Umgebung von Verespatak und Bucsum. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1909 Budapest 1912.
67. — Geologische Notizen aus dem Tale des Aranyosflusses. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1901, Budapest 1904.
68. — M. Vorläufiger Bericht über die Altersverhältnisse der Andesite des siebenbürg. Erzgebirges. *Földt. Közl.* XXXIII, 1903.
69. — Geologische Verhältnisse und Erzgänge des Bergbaues des siebenb. Erzgebirges *Jahrb. d. kgl. ung. geol. R. A.* Bd. XVIII, Budapest 1912.

70. PANTÖ D. u. LAZAR B. Bericht über die im Jahre 1912 in der Umgebung von Verespatak (= Roșia Montană) vorgenommenen Grubenvermessungen und montangeol. Aufnahmen. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A. f.* 1912, Budapest 1913.
71. PAPP K. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Strâmba. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1910.
72. — Die Umgebung von Bucșny (= Bucium) im Komitat Alsófehér (= Alba). *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1913.
73. — Das taube Sediment von Zlatna. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A. f.* 1914. Budapest 1915.
74. — Die Umgebung des Dimbuberger (= Dâmbău) bei Zlatna. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A. f.* 1915. Budapest 1917.
75. PAUCĂ M., ILIE M. D. et BRANA V. Contribution paléontologiques à l'étude du Néocrétacé dans le Bassin supérieur de l'Arieș. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXIII. București 1940.
76. POŠEPNY F. Allgemeines Bild der Erzführung im Sieben. Bergbau - Districte. *Jahresb. d. k. k. geol. R.-A.* XVIII. Wien 1868.
77. — Studien im Verespataker (= Roșia Montană) Erzdistrict. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* XVII. 1867.
78. — Zur Geologie des siebenbürgischen Erzgebirges. *Ibid.* XVIII. 1868.
79. PRIMICS G. Diabasporphyrite und Melaphyre aus Siebenbürgen. *Jahrbuch. d. k. k. geol. R.-A.* 1860.
80. — Beiträge zur Kenntnis der Massengesteine des siebenbürg. Erzgebirges und des Bihargebirges. *Orv. Term. Tud. Értesítő* I, 1879.
81. PROTESCU O. Zăcăminte de bauxit din reg. Sighetu Marmației (jud. Alba) și Vidra (jud. Turda). *Inst. Geol. Rom. Studii Tehnice și Economice*, Seria A Nr. 8., București 1939.
82. RICHTHOFEN FR. Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. *Jahresb. d. k. k. geol. R.-A.* XI. 1860.
83. — Vorlage der geologischen Karte von Ost-Siebenbürgen. *Jahresb. d. k. k. geol. R.-A.* X. 1859.
84. — Tertiäre Eruptivgesteine von Ungarn u. Siebenbürgen. *Jahresb. d. k. k. geol. R.-A.* 1860.
85. ROZOZSNIK P. Die tektonische Stellung der Bihargebirgsgruppe (M. Apuseni) im Karpathensystem. *Math. Natw. Anzeiger der Ung. Ak. d. W.* LV. Budapest 1936.
86. SAWICKI L. Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens. *Bull. Ac. Sc. Cracovie*. 1912.
87. SOCOLESCU M. și GHITULESCU T. P. Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXI. București 1941.
88. STANCIU V. Provinciile minerale ale României. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* Vol. III. Cluj 1930.
89. SZABO I. Monographie des Abrudbánya-Vere pataker (= Abrud-Roșia Montană) Gilben-districtes besonders des Szt. Kereszt-Erbstollen der Verespatak-Orlaer kgl. ung. Gewerkschaft. *Math. Naturwiss. Ber. aus. Ungarn.* IX.
90. — Beiträge zur Kenntnis der Trachytbildung des ungarisch-siebenbürgischen Grenzgebirges. *Földt. Közl.* IV. 1874.
91. SZ. DECZKY I. Zur Kenntnis der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. *Földt. Közl.* XXII, 1892.
92. — Über die Gesteine von Verespatak (= Roșia Montană). *Földt. Közl.* XXXIX. Budapest 1909.

93. TSCHERMACK G. Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Erode. Wien 1869.
94. VADÁSZ E. Beiträge zur Geologie des Klippenzuges Torda Ampolytal. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A. f.* 1915. Budapest 1917.
95. VIENNOT P. Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *Bull. des Serv. de la Carte géol. de la France.* Paris 1927.
96. VOITESTI I. P. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj.* Vol. III. 1929.
97. — Evolutia geologicopaleogeografică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* Vol. V, Nr. 2, Cluj 1935.
98. ZSIGMONDY W. Über einen seltenen Petrefactenfund im Local-Sediment von Verespatak (= Roșia Montană). *Földt. Közl.* XV.





Institutul Geologic al României

STUDIU GEOLOGIC ȘI PETROGRAFIC
AL REGIUNII CENTRALE ȘI DE SUD-EST
A MUNȚILOR RETEZATULUI

DE
LAZĂR PAVELESCU

TABLA DE MATERII

	<u>Pag.</u>
Considerațiuni asupra morfologiei regiunii centrale și de Sud-Est a Munților Retezatului	122
A) Orogafia	122
B) Hidrografia	125
Vedere asupra literaturii geologice și petrografice referitoare la regiunea Retezatului	126
Descrierea geologică și petrografică a regiunii centrale și de Sud-Est a Munților Retezatului	130
I. Fundamentul cristalin al Autohtonului danubian	130
A) Șisturile cristaline	130
i. Seria de Drăgșan	131
a) Complexul sericito-cloritos	131
Sisturi sericitoase	131
Sisturi sericito-cloritoase epidotice	132
Sisturi cloritoase epidotice	133
Sisturi micacee	134
Roce amfibolice	137
Cuarțite	138
Cuarțite feruginoase	139
Sisturi talcoase	139



	Pag.
Gneise eruptive	139
Milonite	140
Calcare	141
b) Complexul amfibolic	141
Şisturi amfibolice sericitoase	142
Amfibolite cu epidot	143
Şisturi amfibolice	144
Şisturi cloritoase	146
Paragneise cu granat	146
c) Concluzii asupra Seriei de Drăgșan	146
2. Seria de Pilugu	147
Cuarțite	147
Gneise psamitice	148
Şisturi micacee	149
Şisturi sericito-cloritoase	150
Concluzii asupra Seriei de Pilugu	151
B) Masivele eruptive	152
1. Masivul eruptiv al Retezatului	152
a) Rocele granodioritice	154
Fiziografia microscopică a componentilor masivului granodioritic al Retezatului	154
Fiziografia rocelor masivului Retezat	156
Granodiorite	156
Gneise granodioritice	157
Gneise grandioritice laminate	158
b) Separații mai acide	160
c) Enclave	161
2. Masivul eruptiv Buta	161
a) Rocele granodioritice și granodioritele adamelitice	162
Fiziografia microscopică a componentilor granodioritului și ai granodioritului adamelitic de Buta	162
Fiziografia rocelor masivului Buta	163
Granodiorite	163
Gneise granodioritice	165
Granodiorite adamelitice	167
Microgranodiorite adamelitice	168
b) Roce filoniene	169
Granite cu microclin și turmalină	170
Porfire cuarțifere	170
Aplit	171
Pegmatite	171
Porfirite	171
Lamprofir	172
Cuarț hidrotermal	172
c) Enclave	173
3. Compoziția mineralologică a rocelor eruptive	173
4. Considerații asupra formării masivelor eruptive	175

	<u>Pag.</u>
II. Depozitele sedimentare paleo-mesozoice	181
A) Depozite paleozoice	181
1. Carboniferul (?) Formațiunea de Tulișa	181
2. Permianul	184
B) Depozite mesozoice	185
1. Zona Stănuletei — Albele — Piule — Pieșa	185
Lias-Dogger (?)	185
Tithonic	186
Neocomian	186
2. Zona Păroasa	186
Lias-Dogger (?)	186
Tithon-Neocomian	187
3. Zona Toplița — Bordul Răstovianului	187
III. Ofiolitele	187
V. Cristalinul Pânzei Getice	188
Paragneise cu biotit și granat	189
Micașisturi	190
Cuarțite	190
V. Basinul aquitanian al Petroșenilor	190
Orizontul inferior	190
Orizontul mediu	191
Orizontul superior	193
VI. Depozitele cuaternare	194
Tectonica	195
A) Tectonica internă a Autohtonului danubian	196
1. Masivele eruptive	196
Masivul Retezatului	197
Masivul eruptiv Buta	198
2. Șisturile cristaline	198
Seria de Drăgșan	198
Seria de Pilugu	198
3. Structuri depozitelor paleo-mesozoice	199
Formațiunea de Tulișa	199
Permianul	200
Sedimentele mesozoice	200
B) Ofiolitele	200
C) Pânza getică	200
D) Basinul aquitanian	200
Concluziuni	202
Bibliografia	206

CONSIDERAȚIUNI ASUPRA MORFOLOGIEI REGIUNII CENTRALE ȘI DE SUD-EST A MUNȚILOR RETEZATULUI

Regiunea Munților Retezatului constituie partea nord-estică cea mai înaltă și mai bine individualizată prin masivitatea sa, a « Inaltului Masiv Banatic », cum denumește DE MARTONNE (1906—1907) blocul muntos dela curbura Carpațiilor meridionali, cuprins între Jiu, Strei, Bistra, Timiș și Cerna.

Grupul muntos al Retezatului este izolat de celelalte masive prin culoarul adânc al Râului Mare și al Văii Lăpușnicului la W și SW, prin depresiunea Văii Jiului Românesc la S, prin V. Streiului la E și Basinul Hațegului la N, ce constituie în același timp limitele sale naturale.

In cadrul Carpațiilor Meriodinali, regiunea este situată la cca 26 km W de Petroșani, 70 km S de Deva și 110 km NE T. Severin.

Regiunea studiată în lucrarea de față cuprinde marile vârfuri ale Munților Retezatului și teritoriul situat la SE de aceste vârfuri, încadrate într'un patru-later limitat de Vf. Retezatului și Vf. Tulișei la N și V. Jiului Românesc la S.

In detaliu regiunea este delimitată astfel:

La W, de o linie ce trece prin Valea Seacă (afluent al Jiului Românesc), Vârful Stănulești, Lunca Berhini, Vf. Judeului, Vf. Șaselor și Vf. Retezatului;

La N, printr'o linie ce unește Vf. Retezatului cu capătul de S al Culmii Tulișa;

La E de V. Brazilor până la confluența sa cu V. Jiului Românesc;

La S, de coastele din dreapta ale Văii Jiului Românesc, dela confluența sa cu V. Brazilor până la Câmpul Jiului și V. Seacă.

A) OROGRAFIA

In acest teritoriu, se remarcă câteva unități morfologice bine distinse prin relieful caracteristic ce-l prezintă: Masivul propriu zis al Retezatului, Culmea Custurilor dintre V. Râului Bărbat și V. Jiului Românesc, Culmea Drăgășanului, Masivul calcaros dintre Lăpușnic și Jiu, regiunea culmilor prelungi ce coboară din culmea principală a Custurilor spre Jiu și în fine Basinul larg al Văii Jiului Românesc.

a) In partea de NW a regiunii cartate este cuprins aproape întregul Masiv propriu zis al Retezatului, constituit din creste alpine, cu vârfuri ascuțite și stâncoase, coaste abrupte și adânc crestate de jgheaburi prăpăsitoase. Acest masiv este format în întregime din roci granodioritice.

In morfologia acestui masiv deosebim trei șiruri de creste principale, ce se ramifică din Vf. Bucura (2436 m), situat în partea centrală a Masivului, spre NW SE și E.

Ramura nord-vestică formează creasta Retezatului cu Vf. Retezatu (2484 m), ce se continuă spre Valereasa; din ea se desface, o altă ramură către N, chiar dela Vf. Retezat, Culmea Stănișoara.

Ramura sud-vestică este constituită din lanțul muntos al Slăveiului cu Vrf. Slăveiul (2346 m), Vf. Șaselor (2320 m) și Vf. Judele (2382 m) și din prelungirea sa sudică spre cotul Lăpușnicului.

Ramura estică, cea mai impresionantă prin înălțimea mare a crestelor și prin sălbăticia lor, este creasta principală a Pelegii cu Vf. Peleaga (2511 m), Vf. Păpușa (2502 m) și Vf. Mare (2456 m). Din această culme, care constituie oarecum coloana vertebrală a masivului, pornesc numeroase creste: spre N, creasta Vf. Pietrele (2268 m), creasta Vf. Valea Rea (2312 m), creasta Galeșului (2246 m), creasta Vf. Mare (2456 m), iar în sprijne S se ramifică cretele sălbatice denumite Picioarele Pelegii.

In Masivul Retezatului se mai recunoscă urma Platformei Borăscu (DE MARTONNE, 1904) actualmente adânc crestată de numeroasele circuri glaciare situate de ambele părți ale înaltelor creste ale Slăveiului, Retezatului, Stănișoarei, Pietrele, Valea Rea, Peleaga și Păpușa. Unele din aceste circuri au o structură simplă, cum sunt de pildă cele trei circuri glaciare de sub Slăveiu și Păpușa, altele sunt mai complicate, ca de exemplu marele și grandiosul circ al Bucurei. Acest din urmă circ glacial, care domină morfologia regiunii noastre, este compus dintr'un mare circ central înconjurat de șase circuri simple, dispuse în formă de amfiteatră. In circul cel mai mare al Bucurei este localizat cel mai mare lac glacial din munții noștri, având o întindere de 7 ha și adâncimea cea mai mare de 14 m. Câteva lacuri mai mici se găsesc în celelalte circuri mai mici.

Circurile de sub Vf. Slăveiul, de sub Vf. Șaselor și Vf. Judele prezintă deseori unele complicații structurale, depărtându-se dela forma elementară a circurilor simple. In această categorie intră și circurile situate la N de Creasta Pelegii, cum este circul de pe V. Stănișoarei, de sub Vf. Retezatului, cel de pe V. Pietrele, cele de pe V. Rea și de pe V. Galeșului, precum și circurile situate sub Vf. Mare în sprijne V. Râului Alb și în sprijne V. Râului Bărbat, și circurile de pe V. Lăpușnicului, de sub Peleaga.

In profil transversal, toate aceste circuri sunt caracterizate prin forma de U, iar longitudinal, ele prezintă o dispoziție în trepte. Așa, spre exemplu pe V. Pietrele, circurile sunt etajate: etajul superior fiind separat de etajul mediu prin pereți abrupti de cca 40 m, iar acesta de cel inferior, printr'o prăpastie de cca 100 m adâncime.



b) Din Vf. Păpușa, la extremitatea orientală a culmii principale Peleaga, se desface către SE, o ramură muntoasă importantă, constituită dintr'un șir de creste foarte ascuțite și abrupte, Creasta Custurilor, ce formează culmea despărțitoare a apelor repezi ale Râului Bărbat de afluenții Jiului. Această unitate morfologică, constituită pe de-a-întregul din șisturi cristaline, este formată dintr'o înlanțuire sinuoasă de custuri și culmi, dintre care cele mai importante în ordinea lor dela W la E, sunt următoarele:

Culmea Custurii, de direcție NW—SE, dela Vf. Păpușa până la Vf. Custurii (2463 m), care face legătura cu Masivul Retezătului, în spre E urmează Culmea Mării cu Vf. Mării (2383 m), Culmea Gruniului cu Vf. Gruniului (2362 m), Culmea Lăzărului cu Vf. Lăzărului (2283 m) și Cîstura Văcăriei cu vârful cu același nume (2237 m); de aici culmea se îndreaptă spre NE până la Pilugul Mare (1876 m), de unde, din nou spre E, prin Culmea Pilugului Mic (1536 m) și Dealul Făgetelului (1591 m), legându-se apoi către NE cu Masivul Tulișei.

Din acest șir de munți coboară în spre S, în spre Basinul Văii Jiului Românesc, o serie de culmi prelungi, a căror altitudine scade treptat până la cca 600 m iar față de N a Custurilor este sculptată în pereți și contraforturi abrupte ce coboară brusc spre V. Râului Bărbat.

Relieful prăpăstios al feței de N a Custurilor este determinat de existența unor circuri glaciare simple însă foarte bine individualizate, ca de exemplu circul de sub Vf. Custura, cele trei circuri de sub creasta Cionful și circurile de sub creasta Cionfulete.

Platforma Borăscu se continuă și în unitatea Custurilor, fiind bine vizibilă numai pe flancul sudic, unde nu a fost degradată prin activitatea glaciară. Este într-adevăr remarcabil racordul lin al culmilor sudice dulci, cu platoul și crestele Pilugului Mare.

c) A treia unitate proeminentă din regiune, o formează culmea teșită până la desvoltarea unui platou larg, situată între Vf. Custura și Vf. Albele, limită fiind spre W de V. Lăpușnicului. Deosebim în această unitate înălțimile Muntelui Păpușa (2083 m), Vf. Buta (1977 m) și Vf. Drăgășanului (2076 m). În acest sector urmele glaciațiunii sunt destul de nete, ca de pildă circurile dela Buta și Custura. Această unitate este constituită tot din șisturi cristaline.

d) În partea de SW a regiunii studiate între Lăpușnic și Jiu, se individualizează un puternic masiv calcaros, constituit în întregime din depozite mesozoice. Acest masiv de formă alungită, de direcție generală SSW — NNE, se racordează la Culmea Custurilor prin intermediul Munților Drăgășanului și Păpușii. În acest masiv ieșe în evidență o creastă arcuită spre N, începând

dela Vf. Stănușetii (2050 m), la capătul de SW și continuând prin Albele, Piatra lui Ioigovănean (2016 m) și Scorota până la Piule (2086 m), unde își modifică direcția spre SE, prin Culmea Pleșii, până la Vf. Pleșii (1843 m). În acești munți, singura mărturie a glaciațiunii este circul dela Scorota.

e) O altă unitate morfologică o constituie culmile prelungi ce coboară din creasta Custurilor spre Jiu, în direcția S și SE și a căror altitudine se menține între 1100 m — 1900 m, netrecând decât excepțional de 2000 m (Culmea Straunile). Dela W la E deosebim: Buta Mică, Dealul Gruniului (1790 m), Dealul Lazărului (1708 m), Dealul Zărăga (1663 m), Muntele Văcăria (1635 m) și Dealul Brădului (1430 m). În constituția lor intră granodiorite (Masivul Buta) și sisturi cristaline.

f) La poalele de SE ale contraforturilor muntoase ce coboară din Munții Retezatului spre Jiu, se desvoltă o largă depresiune ocupată de șesul aluvionar al Jiului și colinele terasate dela Câmpul lui Neag, limitată fiind la W de Masivul Pleșii și la S de regiunea muntoasă a Arcanului din Masivul Vulcanului. Ea se lărgește treptat spre E, prezentând însă din loc în loc gătuiri prin care Jiul a tăiat mici chei. Această depresiune formează capătul de W al Basinului aquitanian al Petroșenilor.

B) HIDROGRAFIA

Toate masivele muntoase și crestele lor principale ce constituiesc unitățile morfologice descrise, sunt separate de văi adânci și prăpăstioase ce curg divergent, prezentând numeroase chei și cascade, cu căderi de cca 20 m. Rețeaua hidrografică a regiunii este tributară celor trei râuri mari: Lăpușnicul, Râul Bărbat și Jiul Românesc.

Râul Lăpușnicului izvorește din lacul alpin de sub Vf. Peleaga, dela o altitudine de 2122 m și curge spre SW printre o vale largă; dela confluența sa cu Pârâul Izvorul Bucurei, până la Lunca Berhiniilor, valea se îngustează, formând numeroase cascade de unde din nou se lărgește și se îndreaptă spre W, curgând liniștit până la vărsarea sa în Râul Mare. Lăpușnicul are un singur affluent mai important, în regiunea studiată de noi și anume Izvorul Bucurei; a cărui albie prăpăstioasă șerpuește printre stâncile dintre Slăveiu și Culmea Pelegii.

Râul Bărbat, izvorește din lacul alpin de sub Vf. Păpușa dela o altitudine de 2130 m și curge spre NE. Apele sale sunt foarte repezi, între stâncile dela poalele Culmei Vf. Mare. Dela Stâna din Râu însă, râul își lărgește albia până în dreptul Culmei Făgetelului, de unde cursul său se continuă din nou prin chei



impracticabile, spre N, până la ieșirea din zona muntoasă. În regiunea cercetată, Râul Bărbat primește doi afluenți importanți, situați amândoi pe partea dreaptă, care coboară din lacurile alpine dela Cionful Mare și Cionfulete.

Jiul Românesc izvorește pe sub Masivul Soarbele și curge dela WSW la ENE. Între Câmpul Jiului și Câmpul Mielului, care constituie două lărgituri mai importante, valea trece printr'un defileu calcaros — Scocul Jiului — în care apele dispar, reapărând la Câmpul Mielului, dincolo de calcarele dela Scorota. De aci până la Piatra Colibită și Comanda Răstovianului, Jiul curge printr'o vale foarte îngustă, croindu-și anevoie drumul printre stâncile dela Dâlma Mare. Mai în aval, albia se lărgește continuu, formând lunecile dela Șesul Jiului, trecând apoi în depresiunea largă aquitaniană descrisă mai sus. Apele Jiului drenază mai mult de trei sferturi din rețeaua hidrografică a teritoriului studiat. Numeroșii săi afluenți de pe partea stângă au o direcție generală NW — SSE, iar cei de pe partea dreaptă, N — S.

Afluenții cei mai importanți ai Jiului pe partea stângă, dela W la E, sunt următorii: Izvorul Buții, V. Lazărului, una dintre cele mai prăpăstioase și mai sălbaticice văi din regiunea studiată, V. Mare, V. Ursasca, V. Toplița, V. Pilugului și V. Brazilor, ale căror ape se aruncă din cascadă în cascadă printre stâncele de granodiorit până la intrarea în Basinul aquitanian, de unde se mai potolesc până la confluența cu V. Jiului Românesc. Pe partea dreaptă, Jiul primește apele Văii Nedeitei, Boului, Răstovianului, Retițele, Negru lui, Strugurelui, Pribeagului și ale Văii de Pește. În această ordine de idei menționez și câteva din numeroasele lacuri alpine: Lacul Bucura, ce se află la o altitudine de 2041 m, Bucurelul, Tăul Păpușii, Tăul Țapului, Tăul Pietrile, Tăul Stănișoara, Tăul Porții, Tăul Știrbului, etc.

VEDERE ASUPRA LITERATURII GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE REFERITOARE LA REGIUNEA RETEZATULUI

Literatura geologică referitoare la regiunea Retezatului este foarte redusă. Interesul cercetărilor geologice s'a îndreptat, în primul rând, asupra urmelor de glaciațiune din Masivul Retezatului. Menționăm aici cercetările întreprinse în această direcție de R. HAUER și G. STACHE, în 1862, P. LEHMANN între 1884—85, FR. TOULA în 1897, BÉLA V. INKEY în 1892, EMM. DE MARTONNE în 1900, L. LOCZY în 1904, și mult mai recent, de TH. KRÄUTNER în 1930.

Primele excursiuni geologice în Masivul Retezatului au fost făcute de geologul DIONYSIUS STUR. În anul 1866 el publică o notă în care descrie un masiv de gneise în partea centrală a Munților Retezatului, limitat la N, spre Râu de Mori, de un complex de gneise, micașisturi și filite.



La aceleași rezultate au ajuns și cercetările lui R. HAUER și G. STACHE, făcute în intervalul 1863—1869.

Mai târziu, în 1889, BÉLA V. INKEY, în lucrarea să de ansamblu asupra Alpilor Transilvaniei, prezintă o clasificare în trei grupe a rocelor cristaline care constituie acești munte, identică cu clasificarea lui BÖCKH pentru șisturile cristaline din Munții Banatului. După B. v. INKEY, zona centrală a Retezatului este constituită din gneisele grupului I, pe care le compară cu granitele din Alpi și din Munții Tatra; pe versantul nordic al Munților predomină șisturile semi-cristaline ale grupului III, iar pe versantul sudic se desvoltă depozitele verrucanice dela Paltina și calcarele jurasice dela Stănușe.

Din punct de vedere tectonic, BÉLA V. INKEY stabilește, în Carpații meridionali, existența a patru zone tectonice principale, ce se pot bine deosebi, după el, în defileul Oltului între Sibiu și R. Vâlcea. Aceste zone sunt alcătuite alternativ din șisturile cristaline ale grupurilor III și II (BÖCKH).

Urmărind dela E la W desvoltarea celor patru zone tectonice, BÉLA V. INKEY observă că ele se desfac în două fascicole: fascicola nordică, compusă din zona 1 și 2 ce se îndreaptă în spre WNW, iar fascicola sudică, compusă din zonele 3 și 4, se îndoiește spre WSW. Între acestea se interpune, ca o pană cu o structură destul de complicată, zona Munților Retezatului.

O descriere mult mai detaliată datorăm lui FR. SCHAFARZIK, care a studiat în anul 1898, regiunea Clopotiva — Gura Apelor — Vf. Stănușe — Vf. Peleaga — Râu de Mori, cuprinzând astfel numai partea de N a Munților Retezatului.

In descrierea rocelor fundamentalui cristalin, FR. SCHAFARZIK, spre deosebire de BÉLA V. INKEY, separă granitele de gneise și le tratează ca roce eruptive. El delimită bine un masiv granitic în Retezat, dându-i și o descriere microscopică destul de detaliată. Dealungul Văii Lăpușnicului și în Culmea Drăgășanului, la marginea de SE a Retezatului, separă o zonă de șisturi cristaline, constituită din filite, șisturi verzi cloritice și amfibolite, aparținând grupului III (BÖCKH).

In ceeace privește formațiunile sedimentare ale regiunii noastre, FR. SCHAFARZIK, pe schița de hartă ce întovărășește raportul său geologic pe anul 1898, figurează la S de Lăpușnic, în Masivul Stănușe, o zonă puternică de calcar malmiene, având în bază câte o fașie îngustă de Dogger (?) și de Verrucano, iar deasupra un complex de calcare cretacice superioare, pe care nu le descrie, ci le acceptă după cartările mai vechi ale geologilor C. HOFMANN și B. v. INKEY.

Din punct de vedere tectonic FR. SCHAFARZIK constată o anumită analogie între Masivul Banatic și Alpi, pe baza prezenței de masive granitice centrale (Masivul Retezatului, Masivul Pietrii și Muntele Mic) înconjurate de zone

de Șisturi cristaline și de zone sedimentare mesozoice. Masivul Retezatului este redat pe schiță tectonică anexată lucrării sale referitoare la geologia regiunii Porților de Fier ca o elipsă înconjurată din trei părți de zone filitice, iar la S de o fâșie sedimentară mesozoică, făcând parte dintr-o mare butonieră de masive centrale, limitată de două zone mari de Șisturi cristaline, dela Jiu până la Timoc.

Doi ani mai târziu (1905) FR. NOPCSA jun. publică o lucrare referitoare la geologia regiunii cuprinsă între Alba Iulia — Rusca Montană, întovărășită de o hartă geologică întocmită după cercetările lui personale și ale predecesorilor săi: J. HALAVÁTS, C. HOFMANN, L. MRAZEC, L. LÓCZY, M. PÁLFY și FR. SCHAFARZIK.

In această hartă FR. NOPCSA a separat în regiunea Retezatului două masive granitice (Retezatul și Vf. Custurii) și trei zone de Șisturi cristaline ale grupului I (gneise), una, între Custura și Dealul Găieru, a două, pe V. Jiului Românesc, la poalele Masivului Oslea, ce se întinde în spre Piatra Colibită și a treia, între Culmea Păroasă și Oboroca.

In ceea ce privește Șisturile cristaline ale grupului III și depozitele sedimentare din această regiune, delimitarea lor se suprapune cu cartările autorilor precedenți.

Dealungul Văii Jiului el mai separă o fâșie îngustă și lungă de tufuri diabazice.

Ca fapt nou este de remarcat descoperirea unei *Nerinea* pe V. Lăpușnicului, sub Stănuleti, care precizează vîrstă jurasică superioară a calcarelor din această regiune.

Concomitent cu studiile geologicilor urguri, pe versantul nordic al Carpaților meridionali, L. MRAZEC și G. MURGOI au deosebit două grupe importante de Șisturi cristaline caracterizate prin grade de metamorfism deosebite, Grupa I, cu caracter cata-mesozonal, formată mai ales din gneise micacee și micașisturi și grupa a II-a epizonală, cu filite și cloritoșisturi și intruziuni de mase granitice.

In anul 1904, G. MURGOI, bazat pe această clasificare și pe propriile sale observații referitoare la raporturile tectonice ale celor două grupe cristaline, semnalează existența unei enorme pânze de șariaj în Carpații meridionali formată din Șisturile cristaline ale grupului I, care acoperă un Autohton constituit din Șisturile cristaline ale grupului II cu intruziunile sale granitice și învelișul său de sedimente mesozoice.

In harta geologică 1: 500.000 a Carpaților meridionali, pe care G. MURGOI a prezentat-o cu ocazia Congresului geologic dela Stockholm (1910), în regiunea noastră figurează în partea centrală Șisturile cristaline ale grupului II (MRAZEC), înconjurate de învelișul sedimentar mesozoic al Autohtonului.



Pe V. Jiului sunt figurate șisturile cristaline ale grupului I, șisturi pe care FR. NOPCSA le considerase ca tufuri diabazice.

Ipoteza emisă de G. MURGOCI a fost adoptată ulterior și de geologii unguri și îndeosebi de FR. SCHAFARZIK, în Banat.

In anul 1927, Institutul Geologic a reluat cercetările în Carpații meridionali.

A. STRECKEISEN și N. GHERASI au publicat în 1931 o notă întovărașită de o schiță tectonică a Carpaților meridionali, între V. Jiului, Caransebeș și Porțile de Fier, în care prezintă sub o formă rezumativă stadiul cunoștințelor geologice din acel timp asupra acestei regiuni.

In 1932, A. STRECKEISEN prezintă o sinteză tectonică asupra Carpaților meridionali, recunoscând chiar de la început foarte bine fondate interpretările date de L. MRAZEC și G. MURGOCI. In ceea ce privește regiunea Retezatului, menționează granite masive și laminate, înconjurate de șisturi cloritoase și amfibolice.

In 1933, Prof. AL. CODARCEA reia studiile geologice în Banatul de S și în Podișul Mehedinți. Conduc de raporturile de așezare a diferitelor zone cristaline și sedimentare, repartizează formațiunile mesozoice din Carpații meridionali la trei mari domenii de sedimentare, domeniul getic în W, domeniul danubian, care cuprinde Autohtonul Carpaților meridionali în E și fosa Severinului cu serpentine și Strate de Sinaia în spațiul dintre Getic și Danubian. In timpul orogenezei alpine, formațiunile geologice au fost cutate și supracutate în două faze: în prima fază de cutare mesoretacică, a luat naștere Pârza getică ce a înaintat peste sedimentele fosei Severinului, în a doua fază, cretic-superioară, Pârza getică cu zona Severinului dedesubt a fost împinsă peste Autohtonul danubian, determinând formarea unei serii de duplicaturi în învelișul sedimentar al acestuia.

Formațiunile Pânzei Severinului corespund în parte « Complexului Infragetic ». Termenul de Complex Infragetic a fost folosit de geologii menționați, după marea excursiune geologică comună din vara anului 1933 (MANOLESCU 1937, pag. 52).

In 1937 G. MANOLESCU publică o lucrare cu o schiță geologică la scara 1:300.000 a Basinului Jiului, în care este figurat numai Basinul Jiului Românesc și numai o foarte mică parte din sectorul sudic al Munților Retezatului. Autorul deosebește aci o serie clastică în sprij Drăgășan și V. Pilugului, o serie sedimentară superioară (para-autohtonă) și granitele de Buta pe care le clasează la granite masive.

In 1938 ȘT. GHICA-BUDEȘTI prezintă o sinteză a Carpaților meridionali, în care Masivul Retezatului figurează cu caracteristicile și contururile enunțate de predecesorii săi.

La capitolul tectonicei vom avea ocaziunea de a reveni asupra încadrării regiunii Retezatului în diferitele ipoteze tectonice generale, publicate în ultimele două decenii.

DESCRIEREA GEOLOGICA ȘI PETROGRAFICA A REGIUNII CENTRALE ȘI DE SUD-EST A MUNTILOR RETEZATULUI

Formațiunile geologice care iau parte la alcătuirea regiunii noastre se pot grupa în următoarele mari unități: Cristalinul Autohtonului danubian cu învelișul său sedimentar, Cristalinul Pânzei Getice și Basinul aquitanian al Petroșenilor.

I. FUNDAMENTUL CRISTALIN AL AUTOHTONULUI DANUBIAN

Cristalinul Autohtonului danubian constituie fundamentul general al regiunii și este alcătuit din masive eruptive și din Șisturi cristaline; el ocupă cea mai mare parte din suprafața studiată.

Formațiunile Pânzei Getice apar într'adevăr doar sub forma unor pete ce de dimensiuni cu totul neînsemnate pe V. Jiului Românesc.

Către S, Cristalinul danubian este acoperit de sedimete mesozoice, care formează învelișul său sedimentar și de rocele para-autohtone, acoperite la rândul lor de Șisturile cristaline ale Pânzei Getice sau de depozitele aquitaniene; în unele părți acestea din urmă acoperă direct fundamentul Autohtonului danubian și resturile Pânzei Getice.

A) ȘISTURILE CRISTALINE

Șisturile cristaline din regiunea noastră sunt constituite dintr'o succesiune de roce preponderent sedimentogene, foarte variate, care se găsesc intim asociate între ele. Este însă posibil să deosebim cartografic zone largi, în care caracterul petrografic este dominat de preponderența rocelor sericito-cloritoase, a rocelor amfibolice sau a rocelor quartitice. Această constatare ne permite să separăm în primul rând, o serie de roce verzi clorito-amfibolice (Seria de Drăgășan) și o serie de roce quartitice și de gneise psamitice (Seria de Pilugu).



I. SERIA DE DRĂGŞAN

In Seria de Drăgșan am separat un complex preponderent sericito-cloritos și un complex de rocă amfibolice. Rocă cuarțitice și sericitoase apar frecvente în ambele complexe ca intercalații cu totul subordonate.

Granite și granodiorite aparținând probabil suitei filoniene a masivelor eruptive, ce au invadat învelișul acestora, reprezintă deasemene iviri comune în Seria de Drăgșan.

Complexul sericito-cloritos ocupă cea mai mare parte din spațiul Seriei de Drăgșan definit mai înainte. El formează un larg sinclinal dealungul Văii Lăpușnicului, în spre V. Râului Bărbat, alcătuind Culmea Drăgșanului, Muntele Păpușa, Buta Mare, Buta Mică, Custura, Culmea Mării, Pilugul Mare și Mic, Făgețel și se pierde în V. Jiului Românesc.

a) COMPLEXUL SERICITO-CLORITOS

In compunerea complexului sericito-cloritos intră: sisturi sericitoase, sisturi sericito-cloritoase epidotice, sisturi cloritoase epidotice, diverse sisturi micacee și roce amfibolice. Acestea nu se pot separa pe teren aşa de ușor unele de altele. Uneori întâlnim intercalații de cuarțite, cuarțite feruginoase, sisturi talcoase, calcare, gneise eruptive și milonite.

Sisturi sericitoase. Sisturile sericitoase fiind lepidoblastice, sunt alcătuite dintr-o masă cuarțoasă fin cristalizată, formând zone foarte slab sericitice ce alternează cu benzi greu încărcate cu lamelele de sericit. Pe acest fond se observă granule neregulate de minerale opace, uneori fin cristalizate și răspândite neregulat sau în siraguri. Dimensiunile mineralelor sunt date în tabelul de mai jos.

Dimensiunile mineralelor în mm	
Cuarț	0,2—0,7
Amfiboli	0,04—0,35
Albit	0,05—0,09
Epidot	0,01—0,07
Clorit	0,01—0,07
Calcit	0,02—0,5
Sericit	0,01—0,04
Minereu	0,04—0,09

Unele roce de tipul acestora sunt constituite din fâșii cuarțitice granoblastice cu o dispoziție pavimentoasă, alternând cu un țesut mult mai fin cuarțo-

sericitic impregnat cu epidot; pistațitul se desvoltă în granule mai mari. Albitul apare ocazional și în cristale bine desvoltate.

In alte roce fâșiiile cuarțitice sunt bogate în epidot și clorit, ele alternează cu benzi de clinoclor, prezentând cuiburi compacte de epidot. Membrane sericitice brâzdează aceste fâșii și benzi. Calcitul se individualizează în benzi mai largi și numai ocazional în granule mărunte.

Alteori se prezintă ca roce fine cu o pastă filitică foarte eterogenă, formată din cuarț, sericit și clorit, deosebindu-se fâșii în care unul sau altul din aceste componente predomină; sericitul formând chiar benzi de lamele întrețesute paralel cu rare foite cloritoase. Unele zone cuarțoase sunt fin impregnate cu zoizit. Pistațitul se desvoltă în cristale foarte mari și întreaga rocă prezintă o structură ușor granulară prin șezaarea curbilină a materialului filitos în jurul acestor cristale mai mari. Mai rar epidotul formează agregate radiare de cristale prismatice. În unele elemente lenticulare cuarțitice se desvoltă pirita în cristale cubice asociată cu lamele de clinoclor. Cele mai multe roce au granulele ceva mai bine desvoltate.

Un caracter de uniformitate mai pregnant îl prezintă unele sisturi sericitoase cu o desvoltare porfirică oblastică de albit ce ar putea reprezenta metamorfoza unor roce eruptive porfirice (riolite porfirice).

Pe Culmea Mării am găsit sisturi sericitoase cu abundente cristale de albit desvoltate mai larg și cu un conținut destul de important de calcit formând cuiburi granulare. Ilmenitul transformat marginal în leucoxen este foarte răspândit.

Sisturi sericito-cloritoase epidotice. Aceste roce prezintă o pastă granoblastică cu granulele bine sortate și cu o dispoziție în benzi a lamelelor de clorit și de mică. Epidotul se îngrămădește de asemenea în anumite zone unde formează chiar cuiburi și mai rar indivizi mai desvoltați. Minereul apare în granule izolate prinse în fâșii cuarțitice sau în forme capricioase prinse în agregatul de epidot.

Aspectul este deosebit în rocele în care mica albă în lamele orientate formează fâșii mai groase în care se întâlnesc creșteri mai largi de lamele de muscovit. Epidotul fin granular, în șiraguri, este localizat numai în unele benzi. Cloritul de asemenea formează prin dispoziția în benzi sau prin diseminarea generală în masa roci un element important. Remarcăm abundența apatitului în cristale neobișnuite de desvoltate.

Am întâlnit și roce mai cuarțoase cu o distribuție fin granulară și foarte ensă de epidot, alternând cu fâșii preponderent cloritcase încărcate cu epidot și cu ilmenit transformat în parte în sfen. În masa aceasta se găsesc și fâșii subțiri și mai bine cristalizate de cuarț cu structura pavimentoasă precum și

cristale largi de apatit și de epidot. În unele fâșii cloritoase se întâlnește o concrestere intimă a cloritului cu un biotit brun.

Sisturi cloritoase epidotice. Uneori se găsesc și roce cloritoase alcătuite în cea mai mare parte din penin, prezentând intercalații lenticulare foarte înguste de cuarț. Epidotul se desenează în mici grămăjoare sau în șiraguri fine în această pastă, iar ilmenitul, într-o mână de leucoxen, se individualizează în corpuri vermiculare sau elipsoidale.

Am studiat și roce în care cuarțul apare, în fâșii cu structura pavimentoasă, foarte curate, alternând cu zone în care cristalizarea este mai fină, iar cuarțul este concrescut cu clinoclor și epidot. Alte benzi sunt micacee, cu ceva clorit în țesutul lepidoblastic și încărcate cu cristale idiomorfe de epidot. Cristale largi de plagioclas umplute cu microlite sunt exceptionale. În agregatul cuarțitic se desvoltă însă ocazional granule de albit și câteodată lamele de biotit oliv. Cristale bine desvoltate de epidot sunt rare.

Unele sisturi cloritoase cu epidot alcătuiesc un tip deosebit cu un caracter sedimentogen foarte net. Cloritul este un clinoclor în lamele mai largi sau în lamele fine, asociate masei granulare de cuarț și epidot, în care se mai observă lamele de biotit oliv. Cuarțul este bine reprezentat însă nu formează nicăieri separații stratiforme. Cel mai important element este epidotul în porfiroblaste, de regulă, însă în granule fine asociate cu pasta de cuarț, clorit și biotit.

In această serie am întâlnit pe Muntele Păpușa sisturi sericitoase cu epidot și jerbe de actinot prezentând și cristale mai bine desvoltate de albit cu caracter de « Schachbrettalbit ». Epidotul se îngrămădește în cristale granulare mărunte. Sfenu formeză granule mari și roca este străbătută de fâșii largi de sericit în lamele orientate. Prin alternanță fâșilor de cuarț cu structură pavimentoasă, în care se desvoltă arareori granulele de albit cu incluziuni sericitice, cu benzi constituuite aproape în întregime dintr'un clorit verde închis asociat cu un abundant magnetit și epidot, roca căștigă o textură foarte șistoasă.

Am întâlnit și roce clorito-epidotice în care cuarțul, epidotul, cloritul și ilmenitul sunt intim concrescuți. Textura șistoasă fină este marcată numai prin slabe variații în compoziția minerală a fâșilor.

Prin participarea calcitului într'o proporție însemnată, rocele capătă un aspect ușor deosebit. Fâșii de penin cu ilmenit și leucoxen, se învecinează cu dâre micacee și apoi alternează în fâșii cuartitice slab cloritoase, dens impregnate cu calcit. Un constituent mai puțin însemnat îl formează cristalele mai mari de albit, încărcate cu microlite micacee epidotice sau de calcit.

În unele roce țesutul principal cuarțo-cloritic este fin cristalizat și cuprinde dâre de minereu, înconjurate de un roi de cristale de sfen. Roca prezintă un aspect variat prin benzi cloritoase întrețesute cu muscovite sau prin fâșii sau



dâre de calcit. Se constată în fâșii de clorit un început de formare de lamele biotitice verzui-oliv. Se mai observă și ochiuri feldspatice de albit sau incluziuni de calcit, zoizit sau sericit. Epidotul se desvoltă în cristale idiomorfe mărunte, distribuite printre foițele de clorit. Hematitul apare cu totul ocazional. Unele granule mai opace prezintă o transformare în leucoxen cu zone marginale în care apar resturi neregulate de ilmenit sau cu o rețea de vine de sfen.

Sunt rare rocele bogate în albit în complexul rocelor din Seria de Drăgșan. Sub Custura, am găsit roce fin cristalizate, alcătuite preponderent din albit concrescut cu granule de pistațit și lamele de clorit verde închis. În această masă apar cuiburi granulare mari de epidot cu o dispoziție în fâși.

Am examinat roce în care cuartul formează fâșii curate cu structură grano-blastică alternând cu benzi albitice mult mai mărunt cristalizate. Albitul se desvoltă și în rare porfiroblaste conținând o pulbere fin cristalină de muscovit. Textura devine mai frapantă prin orientarea lamelelor de muscovit destul de mari. Ilmenitul se asociază acestor fâșii muscovitice și este transformat parțial în leucoxen.

Sisturi micacee. Vom descrie separat o serie de roce în care mica albă se desvoltă în lame largi, formând astfel micașisturi epidotice, uneori cu biotit. Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor din aceste roce sunt date în tabelul de mai jos.

Compoziția mineralologică, procentuală și dimensiunile mineralelor în mm		
Cuarț	48 %	0,1—0,5
Muscovit	24 %	0,04—0,8
Clorit	17 %	0,04—0,8
Feldspat potasic	5 %	0,08—0,6
Biotit	1,6 %	0,01—0,03
Plagioclas	1,4 %	0,4—0,5
Epidot	2 %	0,04—0,18
Minereu negru sub	1 %	

Unele roce din acest facies petrografic arată o largă variație în granulația benzilor cuarțitice care alternează cu fâșii feldspatice fin cristalizate. Mica albă este în foi paralele sau în șiraguri în care se deosebesc orientări destul de deosebite. Mica este ușor pleochroică ($np =$ incolor, $ng =$ slab verzui). Epidotul este abundant în cristale idiomorfe prismatice, care formează șiraguri și numai local aglomerări compacte. Unele din aceste șiraguri se suprapun fâșilor de muscovit cu care sunt întrețesute. Cloritul este un component sporadic. Magnetul idiomorf formează o pulbere foarte fină.

Alteori roca este caracterizată printr'o dispoziție mai accentuată în fâșii a compozițiilor cuarțitici și a lamelelor de muscovit care devin mai largi, formând șiruri neîntrerupte. Lamelele de muscovit nu prezintă o dispoziție perfect orientată. Lamelele mai scurte de muscovit sunt dispuse paralel sau orientate diagonal. Plagioclasul formează elemente mai bine desvoltate în jurul cărora se încurbează lamelele de mică. Aceste cristale prezintă în parte un caracter relict. Microclinul apare mai rar în granule rotunjite în maclațiunea caracteristică în ostrețe.

Desvoltarea porfiroblastică a feldspatului se întâlnește și în alte roce, în care sericitul este răspândit în întreaga masă, formând fie membrane foarte fine fie fâșii foarte largi, în care se desvoltă numeroase granule de epidot. Printre feldspați întâlnim albitul și microclinul; primul cu o dezvoltare însemnată de microlite de sericit și zoizit. Este probabil că aceste granule, care uneori prezintă un aspect lenticular foarte alungit, alteori sunt rotunjite, reprezentă relictele cristalelor de plagioclas trecute în albit, căruia se asociază umplutura caracteristică de zoizit și sericit.

O dezvoltare apreciabilă o au cristalele de albit mai ales în rocele în care sericitul formează o legătură intimă cu lamele de clorit, iar actinotul se dezvoltă în benzi oarecum separate. Epidotul formează nori granulari bine conturați. Granulele sunt de obicei foarte mărunte și numai cu totul întâmplător prezintă o dezvoltare mai largă; din contră, sfenul se prezintă în granule a căror dimensiune se apropiе de a porfiroblastelor de albit. Tesutul fundamental este cuarțitic. Uneori lamelele de mică iau o dezvoltare și mai mare. Epidotul asociat se prezintă în cristale idiomorfe dispuse în șiraguri sau formând aglomerate granulare cu aspect lenticular.

Cuarțul formează benzi larg cristalizate, ce alternează cu fâșii cuarțo-feldspatice mărunte sau foarte mărunte.

Sunt și cazuri în care întâlnim benzi cuarțitice cu o dispoziție alungită a granulelor cu frecvente interstiții mărunte feldspatice și pe care se găsesc răspândite izolat sau în șiraguri granulele de epidot. Fâșile astfel alcătuite alternează cu benzile alcătuite din sericit sau membranele micacee.

In alte secțiuni lamelele de muscovit se aglomerează, formând plăci foarte mari ușor îndoite, care trec însă într'un agregat subparalel, odată ce cuarțul intră mai masiv în alcătuirea zonei. Oxizii de fier formează granule cu contură foarte capricioase de dimensiuni variabile, uneori alungite paralel cu sistozitatea.

Uneori aceste benzi largi alternează cu fâșii cuarțoase, granoblastice, peste care se profilează lamelele micacee precum și grupările aciculare de actinot și cuprind numeroase prisme de turmalină al cărei pleochroism este albastru-cenușiu închis — albastru pal. Lamelele de muscovit îmbracă granulele de cuarț

poligonal și alternează cu benzile în care lamelele micacee sunt concrescute paralel. Este abundant un oxid de fier în granule de forme capricioase sau în lamele aşezate între foițele micacee paralele cu planul de sistozitate.

Deasemenea, în fâșii mari presărate cu granule de sfen și cu rare foițe de clorit, se prezintă muscovitul, în unele sisturi în care apar intercalate benzi cuartifere cu rare ochiuri mici de albit și cu foițe paralele sporadice de clorit și sericit.

Sunt multe roce similare, în care cloritul se individualizează în fâșii destul de mari, uneori în dâră paralele cu membranele micacee.

Mai rar am întâlnit micașisturi în care biotitul în lamele scurte, cu puțin muscovit, să prezinte o dispoziție destul de regulată în benzi paralele. Epidotul este bine desvoltat în cristale granulare sau prismatice, asociate sau nu cu fâșii micacee. Cristalele de albit se prezintă în indivizi rotunjiți, rari, înglobați între stratele micacee.

In alte cazuri masa roci are o structură pavimentoasă, în alcătuirea căreia intră și feldspați, în deosebi albit, câteodată în cristale ceva mai răsărite, prezentând o maclație destul de deasă. Pe acest desen se conturează fâșii alcătuite din lamele de clorit căruia i se asociază cele de muscovit. Deasemenea se observă și apariția biotitului, mai rar asociat cu masele granulare de cuarț. Printre lamelele de clorit se desvoltă din abundență ace de rutil.

Uneori se găsesc intercalate în această serie, parașisturi cu cristale relicte de albit, în care se întâlnesc până aproape de margine microlite de muscovit. Cuarțul formează plaje lenticulare, cristalizate larg, iar pasta fin cristalizată cuprinde cuarț și albit. Epidotul este localizat de preferință în aceste fâșii cristalizate mai fin în granule idiomorfe galbui, izolate sau în cuiburi. Lamelele mai mari de muscovit sunt rare.

In unele cazuri lamelele de muscovit sunt întrețesute în orientări variate și alternează cu zone cloritice în care muscovitul formează lame mai mari. Feldspatul se întâlnește izolat în ochiuri mai mari, concrescute cu celelalte minerale. Mineralul opac este de regulă în granule bine desvoltate. Menționăm aceste roce cloritoase aici, deoarece credem că în aceste cazuri cloritul reprezintă un produs pseudomorf.

Am întâlnit însă, sub Culmea Lăncițiu lui roce caracterizate printr-o dispoziție mai accentuată în fâșii, a compoziției cuarțitice și a lamelelor de muscovit, care devin mai bine desvoltate, formând siruri neîntrerupte. Lamelele de muscovit nu prezintă o dispoziție perfect orientată, întrucât lamele fiind mai scurte, sunt dispuse paralel sau orientate diagonal. Plagioclasul formează elemente mai mari în jurul căror se încurbează lamelele de mică. Aceste cristale prezintă în parte un caracter relict. Microclinul pare mai rar în granule rotunjite cu maclațiunea caracteristică în ostrețe.

Desvoltarea porfiroblastică a feldspatului se întâlnește și în alte roce, în care sericitul este răspândit în întreaga masă, formând membrane fine sau fâșii foarte largi în care se desvoltă numeroase granule de epidot. Printre feldspați întâlnim microclinul și albitul, acesta din urmă cu o dezvoltare însemnată de microlite de sericit și zoizit. Este probabil că aceste granule, cu un aspect lenticular foarte alungit sau oval, să reprezinte cristale relicte de plagioclas trecut în albit, căruia se asociază umplutura microlitică caracteristică de zoizit și sericit.

O dezvoltare mai mare o au cristalele de albit și în rocele în care sericitul formează o textură intimă cu lamele de clorit, iar actinotul se dezvoltă în benzi oarecum separate. Epidotul formează nori granulari bine conturați; granulele sunt de obicei foarte mărunte și numai cu totul întâmplător prezintă o dezvoltare mai mare în zona centrală. Sfenul se prezintă în granule a căror dimensiune se apropie de a profiroblastelor de albit. Tesutul fundamental este cuartitic.

Roce amfibolice. În complexul sericito-cloritos se individualizează și intercalări reduse de roce amfibolice pe care le-am separat pe hartă, fiind asemănătoare rocelor descrise mai departe în complexul amfibolic.

Dimensiunile mineralelor rocelor din acest complex sunt date în tabelu de mai jos:

Dimensiunile mineralelor în mm	
Amfibol	0,05—0,6
Feldspat potasic	0,08—0,1
Plagioclas	0,1—0,3
Biotit	0,06—0,1
Clorit	0,02—0,04
Cuarț	0,08—0,2
Calcit	0,06—0,09
Sfen	0,02—0,05
Zircon	urme

In unele tipuri de șisturi amfibolice notăm o hornblendă verde deschis, cu aspecte marginale actinolitice, formând porfiroblaste cu conture neregulate într-o pastă cuartoașă cu abundente membrane sericitice. Sericitul se dezvoltă de asemenea prin asociația subparalelă a lamelelor în fâșii largi, care cuprind șiraguri de granule foarte mărunte de sfen. Cuarțul se individualizează mai rar în fâșii lenticulare foarte alungite, granoblastice și se prezintă în granule relicte foarte alungite.



Intr'o altă asociatie, hornblendă, biotitul de coloare oliv, clinoclorul, epidotul, în granule mai mult izometrice și minereu abundant, sunt prinse în quartul care formează fâșii cu structură pavimentoasă și în care se constată încă porfiroblaste de albit ciuruite de cuarț. Hornblendă are o remarcabilă tendință porfiroblastică, formând prisme maclate după (100).

Aspectul rocelor se schimbă odată cu intercalatiile mai bogate în epidot. Aceasta are tendința unei desvoltări idiomorfe, formând mari plaje granulare. Amfibolul este rar, în cristale fasciculate sau chiar în microlite, cloritul verde deschis-gălbui, este însă mult mai abundant, în foite răspândite între granulele de epidot. Minereul este frecvent în cristale idiomorfe sau granule neregulate, formând uneori cuiburi dese. În această intimă asociatie se observă un agregat dens de sfen și cu totul neregulată este apariția plajelor cuarțoase.

Am întâlnit și sisturi calcaroase cu amfiboli, alcătuite dintr'un agregat cristaloblastic de cuarț cu fâșii sau concreșteri intergranulare de calcit, și sporadic cu biotit. Aceste fâșii alternează cu fâșile de hornblendă actinolitică concrescute cu biotit brun, în care sfenul formează aggregate granulare pigmentate cu substanțe opace. Un granat incolor în dodecaedri mărunci este străbatut de lamele de grafit și împrăștiat în toată roca, dar în deosebi asociat cu benzile fin cuarțitice și sericitice.

Cuartite. Am întâlnit și cuarțite în complexul sericito-cloritic, fine, slab feldspatizate, arătând șiruri de granule idiomorfe sau neregulate de epidot, dispuse în benzi. În benzile cuarțitice învecinate mineralul predominant este mica, în lamele sau în șubițe foarte lungi în asociatie cu granulele de epidot. Cloritul în lamele pleochroice verde închis — galben pal, este angrenat printre șubițele micacee. Granule de ortoză sunt exceptionale de rare.

Arareori am întâlnit ca intercalatiile în această serie gneise blăstopsamitice caracterizate prin prezența microclin-pertitului în porfiroclaste debităte uneori în fragmente numeroase. Fragmente mai mici se întâlnesc în pasta preponderent cuarțitică al cărei aspect este variat. În afară de feldspat, roca cuprinde și ochiuri de cuarț cu structură pavimentoasă, în plaje uneori alungite, contrastând cu restul masei cuarțitice mult mai fină și care prezintă diferențe însemnante în granulație și o formă capricioasă a elementelor. Prezența cloritului și sericitului în dâre fine este legată evident de unele fisurațiuni. Este de remarcat reducerea considerabilă, aproape absența albitului în aceste cazuri.

Se întâlnesc ca intercalatiile și sisturi cu cuarț, albit și sericit. Cuarțul și albitul formează un agregat relativ omogen, cu rare desvoltări porfiroblastice ale albitalui. Mica albă este dispusă paralel în lamele izolate, dar formează și membrane paralele. Se observă un abundant pigment de magnetit în cristale mărunte idiomorfe. Zirconul este sporadic.



Cuarțite feruginoase. În complexul seriei verzi de pe V. Jiului, la W de Piatra Colibită, apare o fâșie de cca 6 m lărgime de cuarțite feruginoase. Această fâșie n'a putut să fie urmărită în direcție, întrucât este acoperită de grohotiș calcaros.

Masa cuarțitică are o structură granoblastică (cuarț dimensiunile 0,18 — 0,16 — 0,11 mm), presărată din abundență cu apatit (0,7%) în cristale prismatice scurte. Zirconul apare sporadic. Oxizii de fier (60,54%) formează corpuri alungite cu conture capricioase, uneori dâre compacte, sau se prezintă ca impregnație în cuarț sau în forme cu totul sdrențuite prin concreșterea cu masa cuarțitică. Se disting cristale izometrice, deseori cu contur patratic, complet opace, sau corpuri și lame de hematit, care se trădează prin coloarea roșie la marginea granulelor.

In alte cazuri, oxizii de fier formează membrane numeroase într'un agregat, granoblastic poligonal de cuarț cu foițe de muscovit. Aceste lame sunt foarte numeroase în unele secțiuni și dispoziția lor lasă impresia unei fine cutări a sedimentului. Printre lamelele acestor zone micacee se țes membrane de oxizi de fier care creează desene arborescente.

Oxizii formează și aglomerațiuni nodulare care trec pe nesimțite în masa sericitică sau se prezintă în fâșii, care formează un sistem reticular.

Sisturi talcoase. Ca o separație în șisturile sericito-cloritoase, apare pe V. Jiului Românesc o masă fin solzoasă de talc de 30—40 m lungime și 8—10 m lățime. În masa talcului se desvoltă plaje neregulate, sdrențuite, de un clorit foarte palid și aproape izotrop. Intregul țesut este contaminat de oxizi de fier care se formează prin oxidarea piritei ce se insinuează dealungul lamelelor de clorit, formând un desen foarte fin și complicat prin pigmentarea masei talcoase.

Gneise eruptive. În rocele Seriei de Drăgăsan, desvoltate atât pe V. Jiului Românesc cât și pe Culmea Drăgăsanului și Custurii, se întâlnesc frecvente intercalațiuni de granite, granodiorite și mai ales tonalite, a căror grosime este redusă, atingând rareori 2 m. Aceste roce au un caracter gneisic însă aspectul fizionomic un trădează această situație.

Am întâlnit roce tonalitice în care cuartul prezintă urme de zdrobire fără ca procesul de recristalizare să se generalizeze în toată masa granulelor. Plagioclazi idiomorfi sunt în cea mai mare parte transformați în sericit cu aglomerățiuni neregulate de zoizit. Uneori se mai observă în aceste aggregate fine, urmele cristalelor de feldspat. Cristalele limpezi de albit sunt rare. Biotitul a fost distrus în întregime, observându-se muscovit pseudomorf cu impregnație deasă de sfen, cu granule mai largi de epidot. Zirconul este sporadic.



Gneisele granodioritice întâlnite în această serie conțin din abundență o hornblendă verde-albăstruie pe cale de transformare marginală în actinot. Acele de actinot se dispun de preferință în finele agregate de cuarț de neoformație. Biotitul brun-verzui este mai rar și pe cale de cloritizare. Epidotul impregnează întreaga rocă și atinge local dimensiuni până la 0,06 mm. Plagioclasul nu se recunoaște decât rareori din agregate dens sericitice. Cloritul se dezvoltă în cristale idiomorfe asociate cuarțului.

In alte roce fizionomia este deosebită prin prezența unor granule mari de cuarț și prin prezența abundantă de albit, mărunt cristalizat, uneori chiar în cristale mari. Cum acest albit ciuruit de cristale bine cristalizate conține și indivizi idiomorfi de albit sericitizat, el ar putea avea caracterul unui albit de substituție. Neoformațiuni de clorit și de sericit formează plaje mari, pe care se desenează lamele sdrențuite de un biotit brun pe cale de alterație.

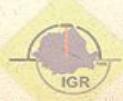
Pe Vf. Mării am găsit un granit filonian al cărui element fiziografic mai frapant îl constituie fenocristalele de albit în desvoltare de 2—3 mm. Unele au conture idiomorfe, altele prezintă un aspect fragmentat. Deosebim albite maclate polisintetic regulat, ce par să provină din decalcificarea unui plagioclas, și altele, maclate fin ce se apropie de tipul « Schachbrettalbit ». In pastă, afară de cuarț și un albit mărunt, se observă impregnație deasă de sericit și abundantă neoformație de epidot în granule izolate sau în șiraguri cu conture capricioase, concrescute pe alocuri cu clorit verzui-alăstrui.

In aceeași serie apar și roce ce par să derive din filoane granitice sau granodioritice printr'un proces de cataclază înaintată.

Porfirolastele de cuarț prezintă forme și dimensiuni variabile. Albitul, plin de incluziuni, este relativ abundant. Masa este foarte fin recristalizată cu o bogată neoformație de clinoclор și epidot ce formează fâșii și zone de abundantă participație. Muscovitul este subordonat. Leucoxenul este sporadic, învăluind nuclee de ilmenit.

Printr'un efect intens de presare, caracterul gneisic evoluează spre o textură foarte șistuoasă. Feldspații plagioclași, cu o pulbere sericitică, apar ca ochiuri într'o pastă fină alcătuită din cuarț cu fâșii sericitice, prezentând un desen capricios grație flexiunii lor în jurul cristalelor de feldspat. Lamelele de sericit și lamelele de muscovit câștigă o orientare paralelă. In aceste grupări se întrețes foite de biotit bruniu. In pasta cuarțoasă, fin sdrobită, se dezvoltă în mici cantități clorit și granule de epidot.

Milonite. In complexul de șisturi sericito-cloritoase, în deosebi, apar într'un mod cu totul neregulat fâșii de dimensiuni reduse de milonite. Pe fondul sericitic al acestora, reprezentând rezultatul transformării integrale a feldspatului din care se mai pot recunoaște numeroase ochiuri, se disting



fâșii cloritoase precum și lamele de biotit. Acestea au o tendință de destrămare marginală. Ilmenitul abundant, este pe cale de transformare sau integral transformat în sfen ce formează benzi fine, sinuoase, în pasta sericitică.

In alte milonite, quartul nu mai apare decât în resturi fin împărățiate în masa intimă sdrobită, prezentând un voal subțire sericitic pe care se desenează dâră capricioase de un sfen turbure sau vine de epidot larg cristalizat.

In alte tipuri de astfel de roce pasta quart-feldspatică fin impregnată cu sericit, înglobează porfiroblaste de albit mai tulburi sau integral sericitizate. Sfenul, de asemenea, este abundant și formează unele agregate mărunte în forme capricioase. El se desvoltă uneori în indivizi cu tendințe de idiomorfie. Fin răspândite în masa roci sunt rozete actinolitice.

Calcare. Pe V. Pilugului, în dreptul Stânei Bradului și la N spre Stâna Pilugu Mic, se găsesc o serie de lentile de calcar cristalin, intercalate în deosebi între șisturile amfibolice cu calcit, descrise mai sus. Aceste calcar sunt albe-gălbui, cenușiu-verzui, compacte și microcristaline.

Structura lor este granoblastică și sunt compuse în cea mai mare parte din cristale de calcită. Quartul, plagioclasul și un amfibol incolor, apar cu totul sporadic.

Prin coloarea, prin structura și textura lor, aceste calcar se apropie foarte mult de calcarele Seriei de Tulișa.

b) COMPLEXUL AMFIBOLIC

Complexul rocelor preponderent amfibolice este restrâns într'un sector mărginit de Masivul Retezatului și de o linie ce trece din V. Râului Bărbat, în vecinătatea Stânei din Râu, prin Vf. Custura până la gura Isvorului Bucurei.

ACEste roce se mai găsesc, ca o intercalație mai importantă, în complexul sericito-cloritos de pe V. Jiului Românesc, între Câmpul Mielului și V. Boului, precum și în Culmea Drăgăsanului.

Alcătuirea mineralologică și dispoziția structurală a rocelor din acest complex este infinit de variantă. Am deosebit: șisturi amfibolice sericitoase, șisturi amfibolice, șisturi amfibolice cu epidot și amfibolite, precum și șisturi cloritoase ce n-au putut fi separate unele de altele pe teren, pe când intercalațiile de quart și gneise granodioritice au fost individualizate cartografic și se aseamănă cu cele menționate la complexul sericito-cloritos.

Numai studiul microscopic ne-a permis să recunoaștem extrema varietate a materialului recoltat. De aceea vom insista în acest capitol asupra descrierii microscopicice a acestor roce spre a pune în evidență caracterul foarte eterogen al acestui complex.



Sisturi amfibolice sericitoase. În unele roce din această zonă componența principală este o hornblendă verde-albastră în porfiroblaste, fără tendințe accentuate de idiomorfie, ce prezintă un început de fascicularizare terminală. Aceste porfiroblaste sunt prinse într-o pastă foarte fină de sericit, albit, clinozoit și epidot. Dispoziția porfioblastică prezintă trecheri la benzi lipsite de acest caracter structural, formând un agregat dens al mineralelor componente.

Pe V. Jiului Românesc am întâlnit roce amfibolice slab sericitoase, care arată și mai clar natura sedimentogenă și derivarea din roce marnoase, decât rocele similare de pe V. Lăpușnicului.

Astfel de sisturi amfibolice au o textură rubanată, fiind alcătuite din benzi cuarțitice larg cristalizate, a căror granule sunt cimentate cu calcit. Sericitul apare de asemenea ca ciment, însă subordonat. Amfibolul este o hornblendă brună-verde (verde închis după *np*, verde-albăstrui deschis după *nm*), formând cristale scurte, idiomorfe în parte; o masă interstitială este sericitică, impregnată cu cristale idiomorfe de epidot. Sfenul este în granule mari, de regulă idiomorfe, inclus frecvent în amfibol. Granulele opace sunt cu totul sporadice.

Și în acest complex, am constatat o largă variațiune de tipuri.

Am întâlnit roce în care, hornblenda formează cristale bine dezvoltate, cu incluziuni de cuarț și feldspați sericitizați. Cuarțul, cu extincție ondulatorie foarte accentuată, este subordonat în concreșterile granoblastice cu plagioclasul care este însă în întregime sericitizat, cu formare simultană de zoizit. În această masă, epidotul apare în granule idiomorfe, dezvoltate uneori foarte larg și câteodată apar cristale bine dezvoltate de apatit.

In cazul altor roce asemănătoare, amfibolul are o dezvoltare mai puțin proeminentă, iar zoizitul se dezvoltă mai ales în cuiburi foarte dese, fin granulare. Sfenul apare în granule abundente.

Am întâlnit și sisturi sericitoase cu actinot, în care acesta formează cristale bine dezvoltate, cu terminații neregulate înglobate într'un țesut de același mineral. Actinotul se răspândește de altfel în toată masa roci sub formă de ace fine, distribuite neregulat, uneori în rozete. Plagioclasul este rar întâlnit. Zoizitul formează aglomerații dense, cu conture capricioase în masa actinolitică. Cloritul lipsește.

Unele sisturi amfibolice prezintă o textură șistoasă foarte pronunțată, determinată de așezarea liniară a granulelor de amfiboli, întrețesute cu epidot și cuarț. Cuarțul formează de asemenea șuvețe fine de o remarcabilă continuitate și este asociat pe alocuri cu corpuri alungite, opace. Pe acest fond se desenează numeroase porfiroblaste de amfibol pleochroic (*ng*=verde închis=*nm* verde-albăstrui *np*=gălbui) și dispusă înclinat sau transversal.

Am observat la unele roce, prisme de hornblendă verde-albăstruie foarte alungite, dispuse oarecum paralel și așezate într-o matrice granulară de cuarț,



epidot și un biotit brun palid. Magnetitul este frecvent în granule de dimensiuni asemănătoare. Roca este străbătută de fâșii alcătuite în cea mai mare parte dintr'un agregat cuarțitic granoblastic, în care se desvoltă cristale largi de albit ciuruit de incluziuni epidotice și de cuart.

Prin scăderea conținutului în amfibol, ajungem la roce deosebite, în care amfibolul bine desvoltat se găsește în cristale mai rare, din care unele sunt pseudomorfozate în întregime de clorit. Biotitul este oliv, în lamele asociate intim cu un fond cuarțos microgranular. Epidotul și magnetitul sunt răspândite în întreaga masă. Roca este neomogenă datorită individualizării de benzi cuarțitice fin cristalizate, impregnate de epidot și biotit.

Alte aspecte întâlnim prin desvoltarea sporadică, dar largă a cristalelor de hornblendă înglobate într'o masă granulară de cuart, feldspat sericitizat, epidot și a cărei textură sistoasă devine aparentă prin dispoziția orientată a numeroaselor lamele de biotit.

In unele roce cu o pastă mai bine cristalizată actinotul se desvoltă în grupe radiare în care se recunosc fâșii cuarțitice curate, cu desvoltări ocazionale de cristale de epidot și albit.

In zona, în care rocele amfibolice sunt preponderente, pe V. Râului Bărbat, am observat roce asemănătoare în unele privințe, în care hornblenda verde-albăstruie, bine desvoltată în cristale prismatice dispuse de regulă în planul sistozitatii, formează fâșii continui și prezintă structura poikilitică, înglobând în special granule de cuart.

Pastei cuarțitice predominante i se asociază numeroase lamele fine de biotit verzui, puțin epidot și magnetit.

In unele fâșii mai sărace în minerale colorate se observă prezența albitului care poate deveni un component important.

In alte roce, cristalele mari de hornblendă verde-albăstruie trec în jerbe aciculare de hornblendă actinolitică; transformarea are loc în toată masa cristalului care prezintă un aspect pătat. Intre aceste cristale se observă un agregat dens de granule fine de epidot. Albitul, cu abundente incluziuni de epidot sau actinot, se prezintă în cristale bine desvoltate.

Se observă de asemenea, șuvîte cuarțoase încărcate cu epidot și actinot. Participația mineralelor opace este redusă. O bună parte din acestea sunt formate din ilmenit transformat în cea mai mare parte în leucoxen. Leucoxenul poate fi în unele roce asociat cu epidot. Menționăm și prezența ocazională în acest caz a unei turmaline foarte pleochroice (verde închis—brun roșcat pal). De regulă ea este crescută cu epidot și clorit care e cristalizat în deosebi în jurul cristalelor opace.

Amfibolite cu epidot. Unele amfibolite cu epidot prezintă o structură porfiroblastică foarte accentuată a prismelor de hornblendă verde-albăstruie și a



lamelor de muscovit, ce prezintă unele incluziuni de epidot granular. Pasta este în aceste cazuri preponderent epidotică, acest mineral arătând în multe părți treceri la pistățit. Albitul este fin granular, plin cu microlite de sericit; formează însă și elemente lenticulare în care este concrescut cu puțin cuarț și epidot. Sfenul îmbracă resturile de ilmenit, răspândite destul de regulat în masa rocei.

In alte amfibolite cu epidot, amfibolii formează fâșii ce prezintă ochiuri lenticulare de albit împănată cu cristale de epidot, clorit și puțin sericit. Epidotul formează cuiburi compacte, fin granulare. Sfenul în cristale mari, limpezi și în granule rotunjite, încunjoară de obicei un minereu opac. Hornblenda se prezintă în cristale foarte alungite și este străbătută de o rețea de clorit verzui pal, dând impresia netă a unei formațiuni mai tardive. Concreșterea aceasta se desvoltă până la crearea unor aspecte scheletice ale amfibolului. Rutilul formează prisme idiomorfe, terminate cu fețe de bipiramidă.

Am întâlnit și roce constituite în cea mai mare parte din amfibol, cu fâșii epidotice și excepțional cu benzi de albit fin granular, în care se găsesc diseminate cristale de epidot. Rutilul este foarte abundant.

Am studiat și roce în care albitul, cu tendință porfiroblastică, este maflat după (o) (o); în asociație, comportă frecvent numai doi indivizi. Cristalele nu sunt niciodată perfect limpezi din cauza numeroaselor incluziuni de epidot, clorit și apatit. Epidotul formează și numeroși indivizi mari cu conture neregulate sau microlite idiomorfe. Cloritul este o varietate cu pleochroism verde-galben închis, împânzind întreaga masă a rocei. Minereul în cristale bine desvoltate, cu conture cubice, participă mult în acest caz la alcătuirea rocei.

Am întâlnit și roce care prezintă o textură cu granule relativ omogene deosebindu-se benzi amfibolice care au un caracter lenticular ce se continuă mai departe prin șiraguri de epidot. Pistățitul apare ceva mai rar în cristale bine desvoltate.

In benzile cuarțo-feldspatice, cuarțul formează de obicei plaje izolate. Agregatul granular feldspatic cuprinde și epidot și ceva amfibol. Feldspatul este un plagioclas acid, în mare măsură sericitizat.

Toate aceste roce, foarte feldspatice, ar putea deriva din sedimente tufacee.

Sisturi amfibolice. Am separat în mijlocul complexului amfibolic, pe V. Lăpușnicului, două lentile de roce amfibolice.

Ceva deosebite sunt sisturile amfibolice cu desvoltare porfiroblastică a albitului în granule sau ochiuri umplute cu microlite de epidot și clorit.

Caracterul lenticular este foarte evident în secțiunile perpendiculare pe sistozitate. Si în fâșii cuartoase participarea acestui feldspat este importantă. Biotitul nu lipsește, dar este cu totul redus, pe când hornblenda, formează mai mult de o treime din masa rocei. Sistozitatea este marcată de o dispoziție para-



lelă ușor șistoasă a amfibolului și a biotitului și este marcată prin fâșiile neobișnuite de lungi de minereu. Epidotul este fin granular și se îngărmădește în special în zonele feldspatice.

Întâlnim roce similare însă cu o structură mult deosebită. În locul unei texturi fin rubanate întâlnim o dispoziție lenticulară prin dezvoltarea quartului în ochiuri lenticulare și prezența unor cristale hipidiomorfe de plagioclas maclate fin, umplute abundent cu microlite de epidot. Biotitul fin lamellar este găzduit în masa acestuia.

Am observat și roce asemănătoare, însă lipsite de dispoziția transversală a fenoblastelor de hornblendă, dar care însă se integrează în schema generală texturală a roci. Hornblenda este verde-albăstruă în prisme alungite. Epidotul este sensibil mai abundant decât în cazul precedent. Epidotul ca și quartul prezintă tendință unei concentrații mai ridicate, în fâșii paralele.

În secțiune paralelă textura șistoasă apare mai atenuată. Am observat o fasciculare terminală a hornblendei verzui-albăstrei în care apar aglomerări de cristale de rutil microlitic. Se observă și cristale idiomorfe mai largi sau grupări mai dense, de regulă intim asociate epidotului. Cloritul este subordonat în lamele verzui palide. Quartul este sporadic, ca element interstitial, formează însă uneori plaje granulare mai desvoltate. Hematitul este sporadic.

Pe V. Jiului Românesc am întâlnit roce similare, în care cristalele largi de hornblendă comună, verde-albastră închisă, sunt ciuruite de incluziuni de quart și pseudomorfoze de sericit. În pasta quart-feldspatică adânc sericitizată cristalele de quart au o dimensiune destul de constantă și se reliefiază din sericit, care lasă să se întrevadă cristalul originar de plagioclas. Zoizitul formează aglomerări compacte, oarecum granulare, iar pistațitul se desvoltă în cristale largi, concrescute cu hornblenda.

În alte tipuri predomină plagioclasul bine dezvoltat, adânc transformat prin dezvoltarea abundentă a sericitului și a zoizitului, cu tendință sericitului de a se prezenta cu lamele orientate. Quartul este în granule și plaje mari, iar apariția unei plaje fine quart-feldspatice imprimă roci o structură blastopsamitică. Hornblenda comună formează cristale fără conture idiomorfe, la care se poate constata o zonă marginală fină de hornblendă verde-albăstruă precum și tendința unei rezolvări periferice într-o hornblendă actinolitică aciculară. Pistațitul formează granule mari neregulate. Apatitul se dezvoltă în cristale idiomorfe, excepțional de desvoltate.

Am întâlnit și roce care se caracterizează prin lame foarte mari de penin verde închis-gălbui, asociate paralel cu lame largi de muscovit. Quartul în granule bine desvoltate se asociază în fâșii alternând cu mineralele micacee. În clorit se observă aureole pleochroice foarte puternice. Epidotul foarte fin granular și dispus în special în clorit, formează o eșalonare conformă texturii roci.

In rare cazuri rocele amfibolice conțin și calcit. In astfel de roce studiate, amfibolul este o hornblendă verde-albăstruie, în porfiroblaste de 3—4 mm, restul masei fiind alcătuit din cuarț, calcit, clorit și epidot. Cuarțul este abundant și desvoltarea sa granoblastică cuprinde încă granule feldspatice sau chiar cristale mai desvoltate de albit cu abundente incluziuni de epidot.

Textura șistoasă este marcată de orânduirea paralelă a lamelelor de albit și clorit (verde-brun închis—gălbui). Calcitul formează mici corpuri lenticulare, iar epidotul este diseminat în granule mărunte sau colectat în mici benzi. Chiar în pastă se vede prezența unor microlite de hornblendă.

Șisturi cloritoase. In complexul amfibolic se întâlnesc subordonat și șisturi cloritoase. Am examinat astfel de roce. Ele sunt fin cristalizate și prezintă o dispoziție în fâșii. Cuarțul fiind granoblastic formează țesutul fundamental, distingându-se fâșii în care se observă o participație mai importantă a cloritului în lamele dispuse paralel sau înfățișând o cutare foarte fină. In alte benzi epidotul devine un constituent important. Magnetitul se concentrează de asemenea în unele fâșii, iar în jurul cristalelor mai mari se constată o dispoziție în vârtej a lamelelor de clorit.

Paragneise cu granat. Printre rocele complexului amfibolic distingem și paragneise cu granat. Rocele studiate au granulele bine desvoltate, cuarțul prezentându-se în indivizi cu un început de sdrobire; pe fisuri se întâlnește o rețea de lamele sericitice. Aceștia își au în mod evident originea în cristalele de plagioclasi transformați în bună parte în sericit. Dispoziția lamelelor este cu totul neregulată. Epidotul este colectat în general în granule ceva mai mari. Zoizitul este cu totul subordonat. In indivizii de plagioclasi se recunoaște o maclațiune, deasă după legea albitului. Parageneza mai cuprinde granule numeroase de granat, pseudomorfoze de clorit (verde închis — galben pal) după biotit precum și aglomerații lenticulare de fibre de amfiboli închizând granule de granat. Lamele de muscovit bine desvoltate sunt rare. Cristalele de plagioclas prezintă conture foarte variate și cuprind deseori cristale ovoide de cuarț. E clar că dispoziția actuală este rezultatul unei circulații intense care a determinat formarea și migrarea sericitului, cloritizarea unui biotit probabil după unele relicte puternic birefringente în lamelele de clorit precum și dispoziția foarte caracteristică a amfibolului.

c) CONCLUZII ASUPRA SERIEI DE DRĂGŞAN

Această serie de șisturi cristaline este de origină sedimentară și de vîrstă probabil paleozoică veche. Ea a luat naștere prin metamorfism regional dintr'un complex de sedimente măernoase, argiloase, grezoase și calcaroase. In



această alternanță de depozite, atât în faciesul marnos, cât chiar și în cel argilos, se găseau intercalate depozite de grosimi mai mari sau mai mici de tufuri vulcanice.

Metamorfismul acestei stive de sedimente depuse în geosinclinalul paleozoic cu tufurile vulcanice a avut loc înaintea intruziunii granodioritului de Retezat și a celui de Buta.

Că aceste șisturi cristaline sunt mai vechi decât masivele eruptive menționate, stă mărturie faptul că dealungul Culmei Peleaga-Bucura, Vf. Mare, V. Ursasca, V. Lazărului etc. se găsesc în aceste granodiorite numeroase enclave sau resturi din acoperișul de șisturi cristaline ale Seriei de Drăgșan, dovedind că această serie era deja în stadiul de șisturi cristaline în timpul intruziunii acestor masive.

Stiva aceasta a depozitelor sedimentare a fost metamorfozată în condițiuni de mesozonă și numai în timpul mișcărilor de ridicare a masivelor granodioritice a avut loc adaptarea la epizonă prin diaforeză.

O dovadă concluzionată pentru acest metamorfism este faptul că, deși rocele cele mai frecvente din această serie se prezintă astăzi sub faciesul sericito-cloritos, găsim totuși numeroase intercalații de amfibolite cu epidot, roce izofaciale în zona de metamorfism biotitică și granatiferă.

2. SERIA DE PILUGU

Sub acest nume distingem un complex cristalin, constituit în cea mai mare parte din roce de origină sedimentară, cuarțite, gneise psamitice, șisturi micacee și șisturi sericito-cloritoase; acestea din urmă apar cu totul subordonat în Seria de Pilugu. Întreaga succesiune este bine vizibilă în profilul de pe V. Pilugului și anume între Poiana Gălățeanului și Pârâul ce coboară de sub cota 1420 m..

O a doua zonă formată din aceleși roce se intercalează între Seria de Drăgșan și gneisele granodioritice ale Masivului Buta la NW de acest masiv, pe sub Culmea Gruniului și traversând Culmea Lazărului.

Către S, Seria de Pilugu este acoperită de depozite mesozoice și aquitaniene.

În prima zonă predomină șisturile micacee iar în cea de a doua, cuarțitele. Celelalte tipuri de roce sunt subordonate.

Cuarțite. Aceste roce formează strate largi de mai mulți metri și chiar zeci de metri, separate în plăci compacte de câțiva dm grosime, cu fețele acoperite de foile de mică albă. Ele prezintă în general o structură granoblastică și o textură masivă, fiind constituite în cea mai mare parte din granule izometrice de cuarț, pe lângă care se mai observă procente variabile de albit

și microclin și foite de biotit brun. Subordonat se mai observă granule sporadice de granați, microlite de rutil maclat după (101), microlite de zircon și titanit. Deasemenea se mai remarcă foite rare de clorit și granule de calcit. Roca este pigmentată de o pulbere fină de oxizi de fier.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor este următoarea:

M i n e r a l e	%	Limite
Cuarț	63,5	0,08—1,22
Feldspat potasic	18,95	0,20—1,02
Calcit	14,5	0,12—0,63
Muscovit și sericit	3,6	0,07—0,42
Biotit	sub 1	
Minereu	0,6	0,02—0,14
Hematit	urme	
Granat	urme	
Rutil	urme	
Zircon	urme	
Titanit	urme	

In unele cazuri întâlnim o participare mai însemnată a albitului în alcătuirea masei granoblastice, alteori, albitul are o ușoară tendință de desvoltare porfiroblastică, iar în țesutul fundamental apar membrane micacee printre care sunt prinse lamele de biotit foarte palide în asociatie paralelă. Dispoziția membranelor și a benzilor micacee este astfel, încât prezintă ondulații. Mineralele opace se ordonează în siruri în lamelele de muscovit.

Este remarcabilă structura blastopsamitică a unor cuartite care se înrudesc astfel cu gneisele psamitice. Granulele mari sau ochiurile de cuarț se dețasează într-o pastă lepidoblastică sericitoasă în care deosebim granule izolate de calcit, lamele de clorit și dâre de sfen ce urmăresc detaliile traseului curbilin al micei în jurul granulelor mai mari de cuarț.

Gneise psamitice. Gneisele psamitice apar în trei fașii: una pe V. Pilugului, una pe Dealul Bradului și una în Culmea Lazărului.

Rocele sunt de coloare albă-verzue, grăunțoase și slab șistoase; pe suprafețele de spărtură se observă membrane fin micacee, care le conferă un luciu sidefos caracteristic.

In constituția acestor gneise intră granulele de cuarț, de microclin, de ortoză, de plagioclazi, în general rotunjite sau izometrice.



Analizele micrometrice ne arată o mare variație în ceea ce privește raporturile procentuale între aceste minerale.

Rocele cuprind lamele de muscovit destul de frecvente, care determină o structură granoblastică-lepidoblastică. Afară de aceasta se mai întâlnește subordonat: epidot, granule de calcit și foarte rare foite de biotit cloritizat.

Compoziția mineralogică cantitativă și dimensiunile mineralelor sunt date în tabelul de mai jos.

Minerale	%	Limite
Cuarț	30,7 — 43,7	0,39—1,25
Plagioclas (albit-oligoclas) . .	40,82—45,00	0,85—2
Feldspat potasic(ortoză, microclin)	16,3 — 19,5	0,20—2,20
Muscovit	1,31— 4	0,06—0,37
Biotit	0,20— 3	0,15—0,20
Epidot	0,04— 0,3	0,09—0,19
Calcit	0,03— 2,3	0,03—0,50

Cuarțul formează uneori fâșii cuprinzând peste desenul blastic, lamele de muscovit cu dâre sinuoase și romboedri de calcit. Ortoza ușor brunie este în granule neregulate, deseori crăpată și recimentată cu cuarț și sericit. La cristalele de plagioclas crăpate se observă, o recristalizare prin apariția unui agregat de cimentare cuarțo-albitic.

Un alt element îl constituie feutrajul dens sericitic derivat din feldspat și care înglobează pe alocuri ochiuri de cuarț.

In alte cazuri, dispoziția în benzi nu mai este aparentă, pasta fiind alcătuită preponderent din granule de cuarț. Alteori, din contră, cuarțul, albitul și microclin pertințul fără structuri în ostrețe sunt înneicate într'o masă de sericit în care se mai recunosc pe alocuri fragmente de plagioclas sericitizat.

Lamele largi de biotit, când apar, sunt cloritizate în întregime.

Am întâlnit și gneise psamitice numai cu oligoclas în granule rotunjite sau neregulate și crăpate. Compoziția variază continuu în unele cristale măsurate dela 10% la 2% An. Elemente largi de cuarț sunt rare. In acest caz cristalele sunt prinse într'o pastă alcătuită din cuarț, plagioclas și sericit, presărate cu granule de calcit și în care textura šistoasă este determinată de așezarea lamenelor micacee.

Sisturi micacee. In vecinătatea estică a Masivului Buta, întâlnim micasisturi cu muscovit și biotit, formate în cea mai mare parte din lamele



de muscovit și mai puțin de biotit. Micele formează pături compacte, prin care se ivesc granule de cuarț izolat sau gupate în cuiburi sau zone.

Păturile de mică sunt ondulate și imprimă rocei structura lepidoblastică tipică și textura paralelă-sinuoasă.

Cuarțul asociat cu puțin albit formează mici corpuri lenticulare sau ochiuri în masa micacee. Biotitul se dezvoltă în cristale mari, pe când mica albă formează un fețet dens lepidoblastic care înglobează în parte lamelele de mică neagră. Unele din lamele arată fenomene de cloritizare netă cu formare de pachete de clorit prezintând tranziții către mineralul primar. Cristalele de biotit bine dezvoltate au o culoare roșie-brună, în timp ce lamelele mărunte asociate sericitului, sunt mai palide.

In parte și acestea sunt cloritizate integral și întrețesute în masa sericitică.

Mineralele opace sunt rare. Zirconul apare ocasional, iar romboedrii mărunti de calcit se dezvoltă de preferință în asociație intimă cu cuarțul.

La limita masivului granitic se dezvoltă micașisturi lipsite de lamele mari de biotit, prezintând fie muscovit în lame bine dezvoltate, fie un agregat lepidoblastic în care se recunosc lamelele de biotit (brune-gălbui-pal).

Sisturi sericito-cloritoase. Am întâlnit în Seria de Pilugu și roce sericitoase cu granule de cuarț bine dezvoltate, în parte pline cu incluziuni rotunjite de substanțe opace. Sericitul formează fâșii lenticulare de lamele concrescute subparalel. Aceste fâșii se fasciculează în granulele de cuarț. O parte din sericit constituie aglomerațiuni ce dău impresia de epigenii după feldspati.

Cristale de turmalină idiomorfe, cu conture ditrigonale, sunt rare. Mineralele opace sunt cantitativ apreciabile. Se recunosc și numeroase pseudomorfoze de clorit după biotit.

Am întâlnit mai degrabă excepțional în acest complex, și filite cloritoase în care cuarțul este foarte mărunt cristalizat în asociație intimă cu sericitul.

Aspectul dominant în secțiune îl dău fâșii largi de sericit în lamele, orientate subparalel și membranele de clorit. Calcitul este un component rar în granule foarte mărunte, iar minereul se asociază de preferință fâșilor cloritoase. Sfenul granular urmărește deosemenea traseul membranelor micacee.

In sisturile sericito-cloritoase întâlnim ochiuri mari în care se dezvoltă din abundență lame de clorit cu caracter evident pseudomorf, ce arată unele fenomene de indoire. In masa sericitului sunt răspândite numeroase aglomerațiuni de sericit fin granular.

Am întâlnit și roce alcătuite din fragmente neregulate de cuarț, precum și din cristale mari de penin, cu dâră fine de sfen înglobate într-o pastă sericitică compactă. Calcita formează rare cristale romboedrice localizate deseori în cuarț, sau mici agregate granulare în sericit.



Prin dezvoltarea muscovitului ajungem la roce micacee în care lamelele de muscovit sunt întrețesute în orientări variate și alternează cu zone cloritice în care muscovitul formează lame mai mari. Feldspatul se întâlnește izolat în ochiuri mai largi concrescute cu celealte minerale. Minereul este de regulă în granule mari.

Cu o desvoltare și mai mare întâlnim un șist cu muscovit și penin.

Mentionăm rocele acestea cloritoase aici, deoarece credem că în aceste cazuri cloritul reprezintă un mineral pseudomorf.

In alte secțiuni cloritul apare în benzi bine închegate, puternic ondulate prinse într-o masă sericitică cu o orientare înaintată a lamelor ce provin din alterația feldspaților ale căror urme sunt vizibile pe alocuri. Minereul în cristale lamelare sau izometrice este răspândit egal în toată masa.

La contactul dintre granodioritele de Buta și cuarțite apare local o rocă compactă cu bobul mărunt, în care predomină cuartul și oligoclazul ce formează fondul granoblastic în care se mai observă agregate difuze de microlite de zoizit într-o masă sericitizată, șuvițe aciculare și jerbe de actinot răspândite la întâmplare, și lamele mai rare de biotit brun-roșcat, înconjurate de grăuncioare de sfen.

Concluzii asupra Seriei de Pilugu. Din cercetările rezumate în descrierile ce preced, impresia noastră este că Seria de Pilugu reprezinta inițial un stadiu de metamorfism corespunzător zonei, cu biotit sau cu granat, întrucât astfel de roce se găsesc conservate pe alocurea în acest complex. Acestei serii i s'a imprimat caracterul metamorfic actual în timpul mișcărilor care au dus la formarea masivelor eruptive învecinate ceea ce explică ubiquitatea sericitului, raritatea biotitului și prezența cloritului cu caracter pseudomorf.

In această serie a fost prevăzută și posibilitatea unui proces de granitizare, care ar reprezenta stadii incipiente de formare a masivelor granodioritice. Cercetările noastre însă nu au confirmat această ipoteză de lucru.

Caracterul blastopsamitic este foarte evident. Microclinul este deosebit de microclinul Masivului Buta, care ar urma să reprezinte un stadiu mai metamorfic, iar raporturile cantitative nu arată nici o regularitate. Este drept că și aceste gneise psamitice au suferit ca și granodioritele de Buta fenomene de sdrobire și recristalizare, care în unele cazuri au putut șterge imaginea structurală, dând loc la nedumeriri.

Cercetarea însă sistematică a întregei serii nu lasă nici o îndoială asupra caracterului relict al feldspatului din aceste roce.



B) MASIVELE ERUPTIVE

In acest complex de Șisturi cristaline se găsesc intruse două corpuri eruptive: Masivul eruptiv al Retezatului în partea de NW și Masivul Buta în partea centrală a regiunii.

Intre cele două masive se interpune zona Seriei de Drăgșan în partea de W și N, iar în partea de E și N a Masivului Buta se desvoltă Șisturile cristaline din Seria de Pilugu.

I. MASIVUL ERUPTIV AL RETEZATULUI

Structura fundamentului cristalin este dominată de masa impozantă a granodioritului de Retezat care formează un corp alungit de direcție SW—NE, deschis între cursul superior al Lăpușnicului, Valereasa, Capul Plesii și comuna Uric, din Basinul Hațegului, pe o distanță de 40 km; pe cea mai mare parte a masivului, lărgimea sa variază între 10—15 km.

Învelișul granodioritului este constituit din Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan cu care ia contact pe toată marginea de SE și NW.

La capătul de S, precum și în zona de W, masa eruptivă este limitată de depozite atribuite Liasicului (N. GHERASI, 1937), iar către N, ia contact pe unele porțiuni cu depozitele Seriei de Tulișa.

Contactul cu învelișul cristalin este un contact tectonic, evidențiat prin desvoltarea aproape continuă a unui facies marginal de roce laminate. Efectele cataclazei se resimt intens atât în masa eruptivă, pe o lărgime medie de câteva sute de metri, cât și în rocele Seriei de Drăgșan în care apar milonite.

Este important de observat, că deși o fâșie îngustă de roce sedimentogene din Seria de Tulișa vine în contact direct cu granodioritele laminate marginale, rocele acestei serii nu prezintă efecte de sdrobire. Este astfel probabil că Seria de Tulișa, considerată de noi de vîrstă carboniferă, nu a participat la tectonica ce a adus la contactul anormal descris.

In această ordine de idei remarcăm și absența totală a fenomenului de contact termic în vecinătatea directă a masivului, atât în rocele Seriei de Drăgșan cât și în rocele Seriei de Tulișa.

Absența unor zone de contact tipice ar putea fi explicată, fie prin contactul tectonic al masivelor cu învelișul lor, fie prin transformări adânci ale unor eventuale șisturi biotitice de contact slab desvoltate în condițiunile metamorfismului epizonal sincrone intruziunii.

Din cercetările noastre rezultă că Masivul Rezultatului trebuie considerat în ansamblul său ca un corp eruptiv granodioritic.

Zona centrală a masivului este alcăuită din granodiorite cu o textură aparent masivă. Către S această zonă se îngustează, cum reiese din harta lui N.



GHERASI (1937). Ea se lărgeste însă până la 10 km, în profilele transversale din partea mediană a masivului. Spre NE, spre Cleanțul Cozmii, zona se îngustează din nou și se pierde, trecând pe nesimțite, ca și în restul masivului, într'un facies gneisic foarte pronunțat. Acesta ocupă astfel în întregime căpătul estic al masivului și este bine dezvoltat pe ambele flancuri. Și în interiorul masivului se întâlnesc roce laminate, în fâșii numeroase de grosime redusă; ele apar atât în rocele massive, cât și în cele gneisice. În aceste cazuri efectul cataclastic poate prograda până la formarea de roce filitice, pe care le-am întâlnit de pildă pe Culmea Pelegii și pe văile: Ursasca, Lazărului, Griniului și Culmea Vârfului Mare.

In afara de faciesurile massive, gneisice și laminate ale granodioritului de Retezat, întâlnim în masivul eruptiv, numeroase separațiuni aplitice, pegmatitice și granitice ce nu sunt în general conturate net, prezentându-se mai degrabă ca un efect de diferențiere locală sub impulsul forțelor de presare.

Punerea în loc, textura rocelor și fenomenele de diferențiere în masiv sunt astfel influențate direct de situația consolidării masei magmatische într'un câmp de stress foarte pronunțat.

Chiar în rocele cu textura masivă consolidarea a fost influențată de forțele orogene, unele roce prezentând un caracter gneisic slab pronunțat dar evidentiat în imaginea microscopică a rocelor.

Cu creșterea influenței stressului, structura granitică se modifică treptat, ajungându-se la formarea de ortogneis.

Suntem înclinați să credem că deslipirea masivului de învelișul său sedimentar și nașterea numeroaselor zone laminate este legată de continuarea efortului mecanic după consolidarea masivului.

Lipsa de milonite în Seria de Tulișa este un argument important care arăta că procesele mecanice datorite mișcării alpine nu au participat simțitor la aspectul actual al structurii acestor roce.

Procesul de diferențiere magmatică este în general puțin pronunțat, bazați pe granodioritului îl apropiind în unele cazuri de tonalite.

În zona studiată de noi nu am putut delimita faciesurile acide granitice pe suprafete mai întinse.

Procesul de diferențiere pare să se fi rezumat în esență la separațiunea unei magme cu caracter granitic, separațiune datorită aglomerării cristalelor formate și expulsării magmei reziduale care se individualizează după consolidare în fâșii și corpuri lenticulare.

Structura aceasta este foarte variată, spre deosebire de monotonia remarcabilă a masei principale în care diferențierea este mai ales structurală, datorită în special protoclazei.



a) ROCELE GRANODIORITICE

Granodioritele ce formează partea centrală, a masivului Retezatului sunt roce grăunțoase masive, de culoare albă sau cenușie. Așezarea lamelelor de mică și direcțiuni paralele scoate în evidență o textură paralelă a roci. Sub microscop structura este grăunțoasă iar textura slab orientată.

Roca este constituită în cea mai mare parte din feldspati și cuarț. Feldspati, care formează aproape trei sferturi din rocă, sunt reprezențați prin albital-oligoclas, microclin și ortoză. Ca elemente melanocrate apare biotitul. Ca minerale accesori notăm prezența muscovitei și aproape constant a epidotului, afară de care cităm cantități mari de apatit, sfen, rutil, alanit, etc.

In tabloul de mai jos se pot vedea varietățile procentuale ale mineralelor componente și dimensiunile lor.

M i n e r a l e	%	L imitele în mm
Cuarț	27 — 35	0,2 — 0,7
Feldspat potasic(ortoză,micro-clin)	6,2 — 26,62	0,35—0,33
Plagioclas (albit-oligoclas)	51 — 66	0,82—1
Biotit	0,12— 6,72	0,62—0,04
Muscovit	1,04— 5,12	0,07—0,84
Apatit	0,1 — 0,02	0,01—0,02
Epidot	3 — 0,07	0,07—0,64
Sfen	0,01	0,01
Sericit	urme	
Rutil	urme	
Minereu	urme	
Allanit	urme	
Hornblendă	urme	

FIZIOGRAFIA MICROSCOPICĂ A COMPONEȚILOR MASIVULUI
GRANODIORITIC AL RETEZATULUI

Cuarțul, atingând o concentrație de 25%, se prezintă în granule până la 0,7 mm diametru sau în cuiburi cu extincție unduloasă, în înfățișare de draperii sau în cadrilaj. Mici granule de cuarț sunt incluse sub forma de mortar, pavaj lenticular cu îndințarea internă a muchiilor.

In granodioritele șistoase cuarțul prezintă o dispoziție lenticulară sau apare în interstiții, de regulă recristalizat în benzi sinuoase cu structură caracteristică plastică (Sandquarz, Mörtelquarz).



Foarte adesea aci găsim cuart, pe marginea plagioclasului descompus, în granule mici recristalizate împreună cu lamelele de biotit și ca ciment al bucațiilor rupte de feldspat potasic.

Conține foarte rar incluziuni de feldspat potasic, biotit, apatit, etc.

F e l d s p a t u l p o t a s i c . Feldspatul potasic se prezintă ca ortoză și în deosebi ca microclin. De obicei acesta din urmă este mai curat, transparent, în contrast cu ortoză, care este de regulă brunificată, adică cu dâre centrale și marginale tulburi. Se observă uneori ortoză maclată după legea Karlsbad, cu totul accidental după bază. Microclinul se recunoaște de regulă după individuizii maclăți în ostrețe, dar formează și cristale omogene care pot varia între $0,035$ — $0,33$ mm.

Uneori feldspatul potasic poate prezenta ondulații în formă de valuri. Acestea sunt determinate în cea mai mare parte însă de incluziunile de cuart, care probabil au luat naștere în timpul cristalizării aproape sincrone a feldspatului potasic cu cuartul.

P l a g i o c l a s u l . Compoziția plagioclășilor variază cu natura rocei.

In granodioritele cu microclin, întâlnim un albit-oligoclaz foarte curat, abea marcat de o margine albitică. Determinările au dat următoarea compoziție:

Sâmbure	13%	An
Zona externă/ . . .	8%	An

Plagioclășii granodioritelor, sunt oligoclăși verzui prezentând zone larg neregulate sau limite nete. Compoziția variază regulat spre periferie. In interiorul cristalelor avem de obicei o concentrație de 27%—18% An.

Totdeauna umpluți cu microlite, plagioclășii sunt epigenetizați de sericit și zoizit, ce formează un agregat solzos cu conture neregulate pe care se detasează granule mari de epidot.

Conținutul în minerale din grupa epidotului este în deosebi ridicat în plagioclășii bazici. De regulă zona marginală este mai clară sau lipsiză cu totul de neoformațiunile menționate.

Concreșterile myrmekitice pătrund pe alocuri adânc în microclin, alteori formează aparent, agregate izolate.

B i o t i t u l , este de obiceiu brun deschis (np = slab gălbui, ng = brun deschis). Formează lamele largi, deseori îndoite și destrămate și chiar concrescute pe margine. Este frecvent asociat cu granulele mari de epidot. In cazul formării abundente de epidot se observă și apariția muscovitului, în lamele larg desvoltate, ușor colorate în galben și slab pleochroice (galben-brun după ng). Este posibil ca acest muscovit să fie un reprezentat pseudomorfic după biotit.

In granodioritele sistoase se observă cloritizarea (clinoclor) progresivă a biotitului.



Muscovitul este prezent mai ales în granodioritele šistoase, unde formează pături micacee, care sunt însotite de obicei de sfărâmăturile de cuart și felspați care determină structura gneisică.

C o m p o n e n t i i a c c e s o r i . Componenții accesori sunt foarte slab reprezentați: zirconul sub formă de microlite neregulate, apatitul sub forma de ace subțiri și lungi, titanitul sub forma de granule foarte fine, granule de minereu, rutil și allanit.

FIZIOGRAFIA ROCELOR MASIVULUI RETEZAT

Granodiorite. Un element fizionomic constant și caracteristic al granodioritelor îl formează prezența epidotului în cristale idiomorfe, mai rar granule neregulate.

Epidotul se asociază de regulă cu foile de biotit, fără însă ca această concreștere să prezinte o dispoziție în care să rezulte un proces de substituție, metasomatică.

Epidotul și biotitul apar astfel în cristalizații *quasi sincrone*. Hornblenda este numai accidentală și cu totul sporadică. Asociația epidotului cu biotitul brun-roșcat și cu o mică slab colorată în brun, ce ar putea fi un termen flogitic, ar reprezenta, după părerea noastră, consecința cristalizării sub stress, înfățișând astfel granodioritele de Retezat chiar în termenii cu textura masivă ca roce cu caracter gneasic. Poziția centrală a acestor roce ar marca numai un efect mai redus al acțiunii metamorfismului dinamic.

Plagioclaziile se prezintă în cristale idiomorfe, mai rar cu contur curbiliniu, sunt variați și prezintă treceri gradate dela un sămbure central cu 27% An., la o zonă marginală cu 18% An. Prezintă întotdeauna fenomene marcate de transformare cu desvoltare de zoizit, sericit și uneori tremolit. Finele agregate microlitice ale acestor substanțe sunt întâlnite în partea centrală și deseori structura zonară se manifestă numai prin turbureala sa. În alte părți distribuția acestor microlite este mai capricioasă.

Feldspatul potasic este un microclin ușor pertitic, desvoltat câteodată în cristale largi și în care plagioclazul se continuă prin concreșteri myrmekitice. El poate deveni un element subordonat și componentele sale chimice s-ar regăsi în aceste cazuri în mica albă.

Cuartul este desvoltat în granule mari sau în agregate a căror structură ar putea ridica bănuiala unei ușoare recristalizări.

In rocele în care efectul stressului este mai resimțit desvoltarea primară a epidotului poate ajunge până la 1%..

Caracterul de idiomorfie netă a plagioclazului începe să se atenueze în rocele gneisice prin desvoltarea de conture curbiliniu și întâlnim foile de mică albă



asociate cu cuarț fin cristalizat în interstițiile dintre aceste cristale, lăsând impresia netă a unei orientări datorită presării cristalelor mai vechi. Paralel, cu aceste observațiuni, cuarțul încețează de a se mai prezenta în granule mari unitare, ci în aggregate fine cu granule neregulate și conture îndințate vădind o tendință cristaloblastică. În aceste cazuri se observă și un început de distribuire lenticulară, fluxionară a componentelor. Este de remarcat că intensitatea transformării plagioclasului în componente hidroxilate nu merge paralel cu aceste efecte.

Un efect mai marcat l-am întâlnit în roce cu textura pseudofluidală determinată de sfărâmarea cuarțului și de recristalizarea sa parțială rezultând aggregate care învăluiesc cristalele de plagioclași. Paralel cu acest fenomen observăm o îndoire a micelor care se adaptează condițiilor mecanice ale ambianței.

Gneise grandioritice. Acestea sunt rocele cele mai răspândite din masivul eruptiv al Retezatului, și formează o bandă ce se lărgește treptat dela SW (1 km) către NE (8—9 km la distanță la marginea regiunii cartate, în sprijnul Cosmii). Atât la capătul de SW, cât și la cel de NE, aceste gneise dispar sub Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgășan. O caracteristică a acestor roce este prezența bobîșelor albe de plagioclas albitic, care pe suprafețele de șistozitate poate să aibă un aspect nodulos; prezintă o evidentă textură paralelă și structura microgrăunțoasă.

Roca este constituită din aceleași minerale ca și rocele granodioritice, cu mici variații.

Compoziția mineralologică procentuală și dimensiunile mineralelor sunt cele din tabelul de mai jos:

M i n e r a l e	%	Limitele în mm
Plagioclas	48,4—54,3	0,11—0,32
Feldspat potasic	13,6—17,3	0,08—0,33
Cuarț	19 — 23,2	0,08—0,14
Muscovit	0,7— 1	0,05—0,15
Epidot	0,8— 1,1	0,01—0,4
Biotit	0,8— 3,2	0,03—0,5

In gneisele granodioritice, biotitul nu mai este întotdeauna reprezentat prin varietatea brună, ci apare cu o coloare verde-brună (oliv închis-gălbui). Asociația cu epidotul este regulată, acesta din urmă, formând cristale idiomorfe și este reprezentat printr'o varietate săracă în fer, mai rar prin pistătit. Este de remarcat prezența de cristale destul de desvoltate de epidot ca incluziuni în plagioclași,



demonstrând o tendință de decalcifiere a acestora chiar în timpul procesului de consolidare.

Gneisificarea nu este rezultatul unui fenomen de sdrobire, încrucișat cu arătul indicator arată în unele cazuri efectele acestea, mai reduse decât la rocile masive.

Textura gneisică nu este aparentă la microscop. Feldspații plagioclazi nu prezintă alterații mai adânci, ci mai degrabă o parte din cristalele de plagioclaz prezintă încă conture net idiomorfe, cât și tendință unei ușoare dezvoltări porfirice.

Microclinul este în granule mărunte, mult mai bine reprezentat decât în rocile masive ce alcătuiesc masa centrală principală. Dezvoltarea micei albe este redusă. Deasemenea în masa măruntă cuarț-feldspatică, myrmekitul este foarte răspândit.

In alte cazuri gneisul granodioritic este caracterizat printr-o structură poikilitică grație dezvoltării largi a microclin-pertitului, care înglobează cristale idiomorfe de plagioclazi. Si aici se manifestă un conținut sensibil de ridicat în feldspat potasic, 23,10% din compoziția rociei.

Un alt tip de gneis granodioritic, de asemenea cu o structură blastografică, este caracterizat printr-o dezvoltare mai mare a cristalelor idiomorfe de plagioclazi antrenate marginal într-un proces de blasteză.

Biotitul este de coloare măslinie, iar epidotul este extrem de abundant, totalizând 3% din compoziția rociei. El apare în concreșteri cu biotitul sau izolat în înșiruiri care marchează dispoziția texturală gneisică, dar se întâlnesc deasemenea și în granule largi și neregulate incluse în plagioclazi.

Pasta formată din cuarț și microclin are un caracter granulitic, la care se asociază deasemenea epidotul și biotitul.

In astfel de gneise caracterul cristaloblastic începe să devină aparent și avem impresia că el merge paralel cu mobilizarea și dezvoltarea epidotului.

In unele cazuri se resimt influențe hidroterminale neîndoioase, manifestate prin sericitizarea înaintată a plagioclazilor, dar mai ales prin migrația epidotului, care sub forma de pistății înglobat în cuarț derivă direct din decalcificarea feldspațiilor.

Am observat astfel de situații la gneise cu felsdpați poikilitici, care nu prezintă fenomene orientate cu solicitarea mecanică.

Gneise granodioritice laminate. Zona de contact a masivului este marcată foarte adeseori prin gneise laminate. Acestea apar însă și în interiorul zonei granodioritelor masive ca și în zona gneiselor granodioritice sub formă de fâșii înguste.

In aceste roci cuarțul este recristalizat în corpuri lenticulare, cuprinde unele granule de microclin-pertit și cristale de albă, cu structură pavimentoasă în



parte, ce alternează cu altele feldspatice, intens sericitizate. Sericitul formează plaje largi, pe care se mai detașează eventual granule relicte de plagioclasi, cristale de epidot neregulate și lamele de muscovit.

Prin dispariția biotitului și tendința de degradare totală a feldspațiilor plagioclasi, cu neoformarea de sericit și epidot, aceste transformări se diferențiază prin parageneze de temperatură mai scăzută de granodioritele gneisice.

Foarte frecvent se observă roce similare, în fâșii înguste în masa granodioritului; în aceste cazuri se pot deosebi uneori pseudomorfoze după biotit și fragmente din cristale de plagioclas, care sunt însă în genere pseudomorfozate de sericit și zoizit, zoizitul desvoltându-se ca un voal subțire în toate zonele ocupate de feldspați. Transformările pot să fie și mai complexe prin apariția albitalui de substituție; aceste zone de sdrobire putând facilita circulația soluțiunilor.

Am întâlnit gneise laminate cu o structură porfiroclastică bine evidențiată de granule de microclin, de plagioclasi cu fenomene de îndoire și mai rar cu ochiuri de cuarț. Pasta are o structură granoblastică datorită recristalizării cuarțului, incluzând numeroase fragmente relicte de feldspați.

Şistozitatea este în deosebi marcată prin șuvițe de sericit stropite cu granule de epidot.

In stadiile incipiente de sdrobire, roca dobândește o structură porfiroclastică foarte pronunțată prin granule neregulate și mari de feldspați, prinse în pasta fin recristalizată de cuarț, care cuprinde încă ace de actinot și granule de epidot. În acest stadiu, procesul de sericitizare este foarte puțin accentuat și multe din granulele de plagioclasi sunt decalcificate, compozitia lor apropiindu-se de alb. Cristalele mari de epidot, asociate cu lamele de mică albă, ce ar putea fi pseudomorfoze după biotit, completează imaginea structurală.

Am întâlnit și roce ce fac tranzitia la granodioritele descrise la început prezentând cuarțul puternic recristalizat, dar deosebindu-se de rocele descrise în paragraful precedent, prin desvoltarea abundantă a microlitelor de epidot care rămân în acest stadiu fixate în cristalul găzduitor de plagioclas. Biotitul este recristalizat, în parte, ca un biotit brun-verzui foarte pal.

Am întâlnit și roce foarte șistoase, însă bine recristalizate. Elementele relicte granodioritice sunt plagioclasi și microclinul, în inclusiunile de plagioclasi, în cristale cu conture neregulate. Pasta cristaloblastică cuprinde cuarț, biotit, muscovit, cristale de actinot și granule de epidot.

Şistozitatea foarte pronunțată este determinată în deosebi de membrane subțiri de lamele de muscovit și biotit precum și de dispoziția în fâșii de cuarț fin cristalizat cu foițele de mică. Prezența biotitului în special, ar fi un argument și în cazul acesta, că procesul de cataclază a urmat îndeaproape consolidarea gneisului.

Fără a fi un fenomen general, prezența albitului de substituție aduce o nouă variație în aspectul gneiselor. Albitul de substituție se prezintă în structura caracteristică de tablă de șah și scoate în evidență incluziunile de albit derivate din oligoclaz ce se întâlnesc în unele roce descrise.

Intensitatea procesului de circulație se dovedește în aceste cazuri și în decalcificarea plagioclașilor prin cristalizarea mai largă a mineralelor neoformate (epidot, zoizit și sericit). Albitizarea interesează atât rocele masive cât și cele laminate.

În unele roce masive, albitizarea a mers paralel cu dispariția biotitului, fără însă să se constată o purificare a feldspașilor plagioclazi care găzduiesc abundente microlite de sericit, epidot bine dezvoltat sau zoizit microlitic.

b) SEPARAȚII MAI ACIDE

În masivul granodioritic sau în gneise, întâlnim unele separațiuni reduse mai acide, care credem că corespund la o separație a lichidului rezidual sub efectul forțelor de presare. În general, aceste separațiuni n'au contacte nete și deci este probabil că s'au format chiar în loc. Ele au grăuntele mai mărunt, în general sunt mai leucocrate și corespund unei compozitii mai granitice. Textura este aparent masivă sau șistosă, manifestându-se o solidaritate texturală cu roca principală în care se găsesc.

Compoziția mineralologică și dimensiunile acestor separații calculate cu masa de integrare sunt date în tabloul de mai jos.

M i n e r a l e	%	Limitele în mm
Plagioclas	34,6—42	0,8—1,2
Feldspat potasic	26,5—29,8	0,7—1
Cuarț	27,5—28	1—1,2
Muscovit	0,1—1,4	0,6—0,9
Biotit	1,6—1,9	0,4—1
Epidot	1,6 2	0,3—0,9

Feldspatul plagioclas este zonat cu:

18% An la centru și

10% An în zona marginală subțire.

Plagioclasul este mai albitic decât în granodiorite.

Plagioclasul este tulbure, și în acest caz, prin dezvoltarea microlitelor obisnuite de zoizit. Biotitul este o varietate oliv-închis. Cristalele de plagioclas nu mai prezintă conture idiomorfe accentuate, ci margini rotunjite. Epidotul este



prezent în cristale bine desvoltate sau mici aglomerate informe. Muscovitul este sporadic. În alte cazuri separațiunile prezintă un caracter porfiric foarte accentuat prin prezența unor cristale mari de cuarț sau microclin.

c) ENCLAVE

Pe crestele cele mai înalte ale Masivului Retezatului și anume pe Peleaga, Bucura și Vf. Mare, am întâlnit, sub formă de enclave sau sinclinală prinse, șisturi amfibolice cu sericit asemănătoare unor intercalații din complexul rocelor cloritoase. Mărimea acestor enclave nu trece de 15 m lărgime și 20 m lungime.

Aceste roce sunt alcătuite dintr-o pastă sericitică în care se desvoltă idio-blaste prismatice de hornblendă verde îngrămadită adesea în cuiburi. Hornblendă este transformată în mare parte într-o hornblendă albăstrue, iar marginal, în actinot. Aceste transformări ale hornblendei ar fi posibil să fie legate de desvoltarea unor plaje de cuarț în care se desvoltă actinot fin acicular. Epidotul și sfenul în cristale idiomorfe, sunt subordonate. Apatitul este foarte abundant în pasta sericitică.

2. MASIVUL ERUPTIV BUTA

Acest corp eruptiv este situat la Sud-Est de Masivul Retezat; ocupă o întindere mult mai redusă și este alungit în direcția SW—NE, având o lărgime uniformă, ascuțindu-se doar numai către Culmea Bradului. El se desvoltă din V. Buta până în V. Pilugului peste Culmea Straunile, Dealul Gruniului, Dealul Lazărului, Dealul Zănoaga, Muntele Văcăria.

In zona de S și SW masivul este acoperit de depozite jurasice ce apar între Poiana Gălățeanului și V. Ursască, la Pleșa și Piule. Pe restul întinderii Aquitanianul Basinului Petroșeni acoperă toate aceste formațiuni. Către NW și E el ia contact cu învelișul său de șisturi cristaline, atât cu Seria de Pilugu, cât și cu Seria de Drăgșan.

In alcătuirea masivului întâlnim în partea sa nordică granodiorite cu textura ușor gneisică și gneise granodioritice desvoltate în deosebi către marginea septentrională a masivului, zona meridională fiind ocupată de granodiorite adamelitice ce trec în V. Mare în microgranodiorite adamelitice.

Remarcăm că granodioritele prezintă o șistozitate mai puțin pronunțată iar microgranodioritele adamelitice au chiar o textură aparent masivă.

Pe toată întinderea masivului au fost recunoscute fâșii subțiri de milonite. In zonele marginale nu a fost identificat un facies de laminaj, cum a fost posibil în Masivul Retezat.

Masivului Buții îi este asociată o variată suită filoniană care se desvoltă nu numai în limitele masivului, dar intersectează pe o largă întindere și învelișul cristalin. Aceste filoane nu sunt asociate decât rareori în grupuri paralele ca de pildă la izvoarele Văii Gruniului; de regulă sunt solitare și nu arată o direcție privilegiată. Dimensiunile lor sunt reduse la câțiva decimetri, rareori atingând 1 m grosime.

Cele mai răspândite roce filoniene sunt aplite, porfirite și porfire cuartifere; granitele sunt mai puțin frecvente, lamprofirile sunt foarte rare, iar pegmatitele au fost identificate numai într'un singur punct.

In jurul masivului nu am întâlnit o zonă de corneene. Menționăm totuși prezența unei zone de micașisturi și cuartite cu biotit, la contactul estic al masivului ce ar putea eventual înfățișa o slabă manifestare metamorfică în Seria de Pilugu, care este lipsită în genere de biotit, deși credem mai degrabă că astfel de roce biotitice sunt faciesuri relicte în Seria de Pilugu.

Suntem încinați să credem că limita nord-estică a masivului reprezintă un contact tectonic întrucât masivul se învecinează direct cu roce filitoase, fără nici o manifestare ce ar putea fi interpretată ca un fenomen de contact.

a) ROCELE GRANODIORITICE ȘI GRANODIORITELE ADAMELITICE

Rocele granodioritice —granodiorit admelitic, sunt faneromere, de coloare cenușie deschisă, ușor verzue. Feldspatul potasic se prezintă în granule rotunjite de 0,6—1 mm; numai în varietățile pegmatoide atinge câțiva cm. El este însoțit întotdeauna de plagioclazi ce se deosebesc prin coloarea lor ușor verzue. Cuarțul formează granule limpezi cu spărtura sticioasă. Biotitul este deobicei în lamele brune-negre.

FIZIOGRAFIA MICROSCOPICĂ A COMPONENȚILOR GRANODIORITULUI ȘI AI GRANODIORITULUI ADAMELITIC DE BUTA

Cuarterul. Cuarterul se prezintă în granule largi cu conture dantelate. Are frecvente crăpături dealungul căroră este recristalizat. În rocele šistoase sau laminate este sdrobit, trecut în fâșii lenticulare și recristalizat în parte ca mortar (Mörtelquarz) cu o dispoziție în benzi ce marchează šistozitatea; apare deasemenea, pe crăpături cât și marginal sau în interstițiile celorlalți compoziții. Formează uneori stropi risipiti în cristalele de feldspat. Toate celelalte minerale primare asociate apar deseori ca incluziuni în cuarter.

Feldspatul potasic. Feldspatul potasic este exclusiv un microclinperlit cu structură în ostrețe rareori vizibilă; de regulă prezintă o accentuată dispoziție rulantă a extincției, determinată de maclarea submicroscopică. Acest caracter fizografic este foarte general.



P l a g i o c l a s u l. Plagioclasul este un albit sau un albit-oligoclas, în cristale idiomorfe, ce prezintă maclațiuni după legea albitului, rareori după legea periclinului; de regulă este saussuritizat, de preferință în partea centrală. Uneori se observă o dispoziție zonală a microlitelor de clinozoizit și sericit, marginea sa fiind alcătuită din albit limpede. Prin decalcificare rămâne ca element relict un individ unitar de albit, în care se îngrămădesc microlitele de zoizit și sericit. Cât timp primele formează aglomerate neregulate, lamelele de sericit se dispun dealungul urmelor de clivaj sau pe marginea cristalelor de feldspat, fără a arăta însă o orientare comună. În asocierea microlitelor epigene intervine și cuartul sub formă de granule neregulate, cu marginea dantelată. În afară de aceste transformări se constată uneori prezența abundentă a albitului de substituție (Schachbrettalbit).

B i o t i t u l. Biotitul formează lamele brune-pale, slab pleochroice. Aceste cristale trec în parte în mică albă, prin mobilizarea ferului sau în clorit (clino-clor sau penin) prin pierderea alcaliilor.

Transformarea poate fi urmărită în etapele sale succesive, fiind condiționată adesea de circulația dealungul suprafeteelor de clivaj, ceea ce conduce la formarea de pachete de clorit sau muscovit în cristalele de biotit și care se află astfel în asociere paralelă. Cloritizarea sau muscovitizarea biotitului prezintă uneori, ca stadii de tranziție, transformarea biotitului brun în biotit verde. Ca un produs al alterării amintite se desvoltă sfen sau sagenit.

Neoformațiunile de clorit mîrchează prin dispoziția lor sistozitatea rocei. Ca minerale accesori semnalăm prezența în cristale destul de mari a apătitului, apoi a zirconului ce determină aureole pleochroice în biotit sau în cloritul epigen.

FIZIOGRAFIA ROCELOR MASIVULUI BUTA

G r a n o d i o r i t e. Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor sunt date în tabelul de mai jos (pag. 164).

In caracterul fiziografic al granodioritului de Buta deosebim două elemente diferențiale față de granodioritul de Retezat.

Epidotul primar lipsește cu totul, iar microclinul este maclat submicroscopic, prezentând extincție unduloasă; numai pe alocuri devine vizibilă, structura în ostrețe.

Biotitul este o varietate brun-roșcată, prezentându-se în lamele uneori ușor îndoite. L'am găsit totdeauna pe cale de alterație vădită prin schimbarea coloarei, prin formarea de zone neregulate colorate mai deschis. Dealungul suprafeteelor de clivaj se insinuează epidotul (pistațit) în granulele lungite și în dâre. Sfenul se dezvoltă în abundență în biotit sub formă de cuiburi, în dâre sau ca o franje marginală. Granulele sporadice de ilmenit asociate cu biotitul

se transformă în leucoxen. N'am observat în aceste cristale separațiunile atât de comune de sagenit.

M i n e r a l e	%	L imitele în mm
Cuarț	28,5 — 36,9	0,4—1,2
Feldspat potasic (ortoză sau microclin)	12,8 — 18,8	0,3—2
Plagioclas (albit-oligoclás) . .	42,9 — 50,5	0,9—2
Biotit	0,8 — 4,3	0,5—1,3
Muscovit	0,66 — 0,7	0,8—0,3
Hornblendă	0,52 — 1,3	0,2—1,3
Calcit	0,12 — 0,06	0,4—0,16
Epidot	0,40 — 0,02	0,1—0,4
Apatit		
Sfen	sub 1%	
Rutil		
Sericit		
Allanit		
Minereu	urme	
Clinozoizit, clorit, zircon, zoizit		

Alterațiunea progresează spre cloritizare fără însă ca acest mineral să se desvolte totdeauna sensibil în secțiunile studiate. Uneori întâlnim clinoclor în lamele grefate pe cristalele de biotit. Am întâlnit și neoformăriuni de clorit independente de procesul de pseudomorfozare a biotitului. Tot acestei faze îi aparțin și granulele largi, neregulate, neomogene de epidot cu zone ferifere intens colorate în galben. Cristalele idiomorfice de sfen cu conture caracteristice aparțin unei prime generații.

Am întâlnit deasemeni și o a doua generație ce se desvoltă în lamele fine de coloare brună-oliv, asociată eventual într'un agregat granular de epidot.

Cu totul sporadică în unele secțiuni am întâlnit o hornblendă verde (*ng* = verde închis oliv, *nm* = verde, *np* = galben) în cristale larg desvoltate sau în fragmente prinse în mortarul de cuarț cu tendință de transformare marginală în actinot.

Caracterul de idiomorfie al plagioclasului este totdeauna foarte accentuat. Interiorul este extrem de tulbure prin desvoltarea excesivă a microlitelor de zoizit, clinozoizit și sericit. Către margine se întâlnește însă o zonă mai clară, la exteriorul căreia, în continuitate orientată de creștere, se desvoltă albit limpede cu conture cristalografice.



Dimensiunile cristalelor de plagioclas sunt variate, întâlnim alături de cristale desvoltate larg și indivizi mărunți, găzduiți în cristale de cuarț sau de microclin.

Microclin-pertitul nu prezintă structura caracteristică în ostrețe, ci puternice extincții unduloase, datorită maclațiunii submicroscopice; cristalele de microclin pot să atingă dimensiuni mari, înglobând chiar și unele din cristalele mai bine desvoltate de plagioclas.

Cuarțul formează de regulă cuiburi granulare dar și indivizi izolați cu extincții unduloase accentuate. Particularitățile prezentate îl înfățișează antrenat într'un proces de recristalizare chiar în timpul consolidării, înglobând între altele, lamele de biotit din a doua generație.

Intr'un stadiu mai înaintat de protoclază, cuarțul se prezintă aproape exclusiv sub formă de Mötelquarz, imprimând prin dispoziția în parte lenticulară a granulelor un caracter mai pronunțat de sistozitate. Și aceste granule recristalizate prezintă extincție rulantă foarte accentuată.

Apatitul se prezintă în microlite uneori fracturate, mai rar în cristale largi, sfărâmate și recristalizate. Allanitul apare accidental în granule izolate cu structură zonară, iar zirconul în ace idiomorfe cu totul sporadice.

Gneise granodioritice. Către N, granodioritele trec pe nesimțite în gneise granodioritice.

Compoziția mineralologică procentuală și dimensiunile mineralelor sunt următoarele (vezi tabelul de mai jos):

M i n e r a l e	%	L i m i t e l e n mm
Plagioclas	41,6—45	1,1—0,68
Feldspat potasic	7,2—3,58	0,2—0,16
Cuarț	30—27,6	0,7—0,4
Biotit	1,2—0,24	0,02—0,07
Hornblendă	18,4—23,4	0,18—1,55
Muscovit	sub 1	0,05—0,02
Calcit	1,3—0,10	0,06—0,02
Sericit		
Epidot		
Clorit		urme
Zoizit		
Sfen		

Aspectul fiziografic se modifică simțitor. Am întâlnit fâșii sinuoase de cuarț recristalizat, conturând relictele de plagioclas și redând pregnant ansamblului, imaginea unei mișcări.



Neoformațiunile minerale sunt extrem de abundente și au caracter micro-litice formând nouri în cristalele de feldspați sau o franje întunecată (granule fine de epidot) la marginea cristalelor de plagioclasi (6% An centru, 20% An margine) și accentuând prin dispoziția lor aspectul textural.

Se mai recunosc uneori cristale desvoltate de amfibol, care sunt însă transformate marginal în actinot, în asociația căruia apar granule de epidot și cuiburi de sfen. Cristalele de amfibol sunt străbătute de o rețea deasă biotică care folosește în desvoltarea ei suprafețele de clivaj. Si fibrele de actinot neoformate sunt concrescute cu același biotit brun.

In mozaicul de cuarț format prin recristalizare se desvoltă iarăși același biotit brun în lamele izolate sau în lamele dispuse în evantai. Lamelele de biotit primar trec în pachete de muscovit și clorit cu interpuneri de sfen.

Lamelele de muscovit prezintă puternice îndoiri și cutări. O densă pânză sericitică acoperă în unele cazuri întreaga secțiune cu excepția cuartului, ștergând în bună măsură limitele cristalelor de feldspați ale căror conture pot fi reconstituite după forma aglomerațiunilor zoizitice. Printre neoformațiuni menționăm aggregate granulare de albit, limpede, precum și de calcit, abundant.

Aspectul gneiselor granodioritice este însă variat.

Intâlnim astfel și tipuri foarte șistoase prin recristalizarea completă a cuartului în corpuri alungite, în care se desvoltă abundant ace de actinot concrescute paralel. Nu apare nici o urmă evidentă din mineralele primare colorate, cu excepția fibrelor de actinot menționate. Plagioclasii sunt descompuși în întregime în aceste cazuri, cu formarea unui țesut de lamele de sericit ce prezintă în bună parte o orientare comună și căreia i se asociază o masă fină granulară de zoizit.

Pistațitul se desvoltă în granule largi, sporadice, în vecinătatea cărora apar lamelele de clorit concrescute cu cuartul de neoformăuie.

Șistozitatea gneiselor granodioritice se desvoltă principal prin sdrobirea și recristalizarea cuartului. In aceste cazuri șistozitatea este puțin aparentă în imaginea microscopică. Nucleul săușuritizat al cristalelor de plagioclas este mărginit de un înveliș albitic foarte clar. Microclinul este sporadic și fără maculațiune aparentă. Albitul de substituție se observă rareori și numai în granule mărunte. Biotitul este în parte conservat, și prezintă o ușoară tendință de cloritizare, însoțită de formarea sfenului. Sunt foarte frecvente neoformațiunile de actinot în ace izolate sau în grupări subparalele sau radiare concrescute cu un biotit brun. Ele sunt răspândite în masa mozaicului de cuarț dar se insinuează și în cristalele de feldspați alcalini.

Ca intercalație în Seria de Drăgășan apare un gneis granodioritic, în care cristalele largi de hornblendă verde-brunie prezintă o zonă externă actinolitică limitată de conture nete, zonă ce se fasciculează puternic. Pasta este lepidobla-

stică datorită abundenței sericitului în lamele așezate haotic. Masa cuartitică este în general mărunt cristalizată și redusă; conține numeroase incluziuni de epidot și tremolit. Cristalele de plagioclas cu nucleul tulbure sunt mai rare.

Granodiorite adamelitice. În partea de S a masivului pe totă lungimea sa și pe o lărgime de maximum 3 km, în dreptul Văii Ursasca, masivul este alcătuit dintr-o zonă preponderent formată dintr'un granodiorit adamelic, ce prezintă o abundență rețea de aplite și cuart. Aceste vine sunt subțiri, în general între 1—8 cm, scurte și orientarea lor este variabilă. Granodioritul adamelic este foarte adesea alterat la suprafață.

Am observat în masa granodioritului adamelic unele apariții de granodiorite fără însă să fim în măsură a le preciza forma de zăcământ.

Structura granodioritului adamelic este caracterizată prin manifestațiuni de protoclază.

In compoziția mineralogică intră următoarele minerale:

M i n e r a l e	%	Limitele în mm
Plagioclas	12 — 40	1,2 — 0,34
Feldspat potasic	25,4 — 26,7	1,36 — 0,71
Cuarț	28 — 29	0,69 — 0,19
Biotit	9,7 — 5,7	0,66 — 0,06
Epidot	0,3 — 0,4	0,06 — 0,03
Calcit	1,2 — 1,3	0,22 — 0,05
Sfen	urme	
Clorit	sub 0,01	

In rocele granodioritului adamelic biotitul primar este transformat parțial sau în întregime în muscovit și clorit sau penin și epidot. Neformațiunile de biotit sunt verzi-brune sau verzi-închise și nu sunt cloritizate chiar atunci când se găsesc în vecinătatea pseudomorfozelor după biotitul brun. Aceste neformațiuni se întâlnesc pe crăpăturile cristalelor de feldspați sau sunt prinse în mozaicul de cuart.

Epidotul se găsește aproape exclusiv localizat în cristalele de biotit.

Plagioclasul este de obicei nedeterminabil din cauza abundenței extreme a microlitelor, care marchează o structură zonară prin îngrămadirea lor.

In unele secțiuni am reușit să determinam compoziția nucleului (17% An. centru, 11% An. margine). Este deseori debitat în fragmente cimentate printr'un mozaic de cuart în care se desvoltă din abundență lamele de sericit orientate între ele, pătrunzând de altfel și pe multe din fisuriile de clivaj.

Microclinul, cu un aspect moarat, este în granule largi, incluzând în unele granite cristale idiomorfe de plagioclas. Lamelele de albit sunt frecvente. Cuarțul este în cristale larg desvoltate, crăpate și cimentate iar în asociatie cu biotit, mică albă și calcit, formează o rețea deasă a cărei dispoziție urmărește evident un sistem de fisuri neregulate sau contactul dintre granulele mai mari.

Și în zona granodioritelor adamelitice întâlnim faciesul laminate arătând texturi fluxionale prin măcinarea fină a cuarțului.

Biotitul este în întregime transformat în clorit impregnat cu sfen și intim asociat cu granule largi de epidot. Pseudomorfozele cloritoase sunt antrenate în zonele de sdrobire pe care le marchează dispoziția lor în șuvițe undulate. Plagioclasul este în toată întinderea lui umplut cu microlite fine de sericit și aglomerațiuni de zoizit, foițe de sericit, având o dispoziție desordonată. Microclinul în cristale largi, maclate uneori după legea Karlsbad, nu prezintă structura în ostrețe, ci este caracterizat prin extincții unduloase, uneori cu incluziuni idiomorfe de plagioclas dispuse la întâmplare. El prezintă o structură slab pertitică.

Structura cataclastică este pronunțată prin crăparea și cimentarea ocazională a granulelor de microclin, dar mai ales prin sfărâmarea și recristalizarea fină a unei părți din cristalele de cuarț. Se observă cum fâșiile de cuarț recristalizat în granule fine și alungite se insinuează prin crăpăturile amintite în cristalele de microclin.

Microgranodiorite adamelitice. Pe Valea Mare în deosebi, se desvoltă un corp de microgranodiorit adamelic cu grăuntele mărunt și mai leucocrat decât granodioritul adamelic de Buta descris mai sus ($2,87\%$ — $3,97\%$ minerale colo-rate). Acest microgranodiorit nu a mai fost găsit pe văile învecinate decât într-o zonă îngustă cca 200 m mai la W pe V. Buta și V. Gruniului.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor sunt cele din tabelul de mai jos.

M i n e r a l e	%	L imitele în mm
Plagioclas	10—34	0,8—0,09
Feldspat potasic	23—40	0,6—0,2
Cuarț	36—39	0,7—0,1
Biotit	3—4	0,08—0,02
Calcit	0,04	
Epidot	urme	
Sfen	urme	
Penin	urme	



In rocele proaspete biotitul apare în lamele mărunte, brune. Plagioclasul este idiomorf și tulbure prin incluziunile fine de sericit și zoizit.

Granulele de feldspat potasic arată o usoară tendință de idiomorfie; ele includ granule neregulate de cuarț sau cristale de plagioclas. Acestea din urmă sunt pseudomorfozate de sericit, epidotul fiind un component sporadic. In rocele sdrobite feldspați pierd treptat din conținutul în zoizit, paralel cu desvoltarea texturii gneisice, ajungându-se la sericitizarea integrală a acestui feldspat. Cuarțul arată obișnuitele fenomene de sdrobire descrise la granodioritul adamelic de Buta.

In unele zone textura gneisică este marcată prin dispoziția lenticulară a granulelor de cuarț. In aceste cazuri cristalele de biotit sunt destrămate, trecute în sericit pigmentat cu un dens agregat granular de sfen. Aceste neformațiuni se înșiruiesc în membrane, contribuind la precizarea caracterului texturii. Alteori cuarțul devine mărunt cristalizat, provenit dintr'un proces de măcinare urmat de blasteză. Feldspatul împrumută în acest caz un aspect porfiroclastic.

In unele microgranodiorite adamelitice sdrobite, calcitul este pulverizat. În întreaga masă a rocei sub formă de granule neregulate, izolate, sau de cristale romboedrice.

Intre microgranodiorite adamelitice întâlnim și roce ceva mai bine cristalizate cu un feldspat potasic ușor bruniu, cu extincție unduloasă, maclat după legea Karlsbad. El adăpostește mici cristale idiomorfe de plagioclas, care ca și celelalte cristale mai bine desvoltate au fost afectate de procesul de sericitizare. Penitul pseudomorf după biotit, plin de sfen, formează lamele neregulate ce se continuă prin fâșii subțiri accentuând sistozitatea rocei. De asemenea se observă și o dispoziție fluxională a unor plaje de cuarț.

Roca prezintă o structură care amintește concreșterile grafice, iar textura este pegmatoidă. Prezintă deasemenea și o cataclază destul de pronunțată. Dimensiunile mineralelor variază dela zecimi de mm la câțiva centimetri.

Sub microscop feldspatul potasic se prezintă sub formă de cristale mari și se arată uneori ca micropertit cu treceri marginale în microclin.

Muscovitul este așezat neregulat, în cristale idiomorfe și lipsite de incluziuni. Se observă frecvente concreșteri de myrmekit.

b) ROCE FILONIENE

In Masivul Buta și în învelișul său întâlnim numeroase filoane eruptive. Ele sunt în general subțiri, reduse ca întindere și de direcție diferită; rar iau direcția de orientare a rocei în care s'au injectat.

Am deosebit: aplite, pegmatite, granite cu turmalină, porfire cuartifere porfirite și lamprofire. Deosebit de aceasta, am întâlnit și filoane mai impor-

tante de cuarț, injectate mai ales la contactul între Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan și depozitele Seriei de Tulișa.

Granite cu microclin și turmalină. Pe culmea Vârful Serpilor am întâlnit un filon de granit cu turmalină injectat în Seria de Pilugu.

In compoziția sa mineralogică procentuală intră următoarele minerale principale pe care le dăm în tabelul de mai jos:

M i n e r a l e	%	Limitele în mm
Cuarț	37,34	0,65—1,45
Feldspat potasic	38,54	1,15—1,90
Plagioclas	23,20	0,82—2,30
Turmalină	1,13	0,06—0,32
Muscovit	0,10	0,04—0,11

Acest granit se deosebește în mod simțitor de granodioritele de Buta încearcă prin prezența microclinului maclat în ostrețe, a albitului și prezentarea cuarțului în granule foarte larg desvoltate, având doar o ușoară extincție rulantă.

Cristalele de turmalină sunt intens pleochroice (verde-oliv închis și gălbui pal).

In masa rociei am observat rare zone rectilinii de sdrobire, formate din cuarț, sericit și albit fin recristalizat. Cristalele de turmalină sunt sfărâmate și cimentate prin feldspat sau sericit.

Porfire cuartifere. Sunt roce de coloare cenușie deschisă până la cenușie negricioasă. Fenocristalele lor sunt formate din plagioclas, cuarț, hornblendă, uneori și ortoza.

Un filon mai important de câțiva metri se desvoltă în V. Jiului, la contactul între gneisele granodioritice și Șisturile cristaline din înveliș.

In imaginea microscopică a porfirelor cuartifere se observă cristale idiomorfe de cuarț și de plagioclas; acestea din urmă mai mari și în întregime alterate.

Altele din rocele acestea au un conținut mai ridicat într'un microclin slab pertitic cu extincția foarte neregulată, caracteristică granodioritului adamelic de Buta. Plagioclasul idiomorf, este foarte tulbure iar biotitul brun este abia alterat. Alterația sa constă într'o transformare în muscovit. Cuarțul, incluzând foite de biotit proaspăt, formează un agregat granoblastic.



Aplite. Aceste roce se desvoltă sub forme neregulate, în deosebi în regiunea de SW a masivului. Dimensiunile nu trec de 40 cm grosime și de 3—4 m lungime.

Prezintă o structură holocrastalină grăunoasă aplitică. Sunt de coloare albă, ușor cenușie, în general lipsite de elemente melanocrate. Sunt constituite mai ales din feldspat mai mult sau mai puțin izometric și din cuarț.

Sub microscop roca prezintă o structură de trecere între structura granitică și cea aplitică.

Feldspatul potasic (ortoza sau microclinul) este micropertitic, cuarțul în cristale mărunte, idiomorfe, și în plaje allotriomorfe față de feldspat. Oligoclasul arată uneori o structură slab zonară, prin dispoziția inclusiunilor în șiruri paralele. Muscovitul, zirconul și sfenul sunt sporadice.

Pegmatite. Pegmatit cu muscovit în lentele prinse între gneisele granodioritice s'a întâlnit numai într'un singur loc, sub Muntele Văcăria.

Remarcabilă este prezența cristalelor idiomorfe de hornblendă verde, maclată după (100), proaspătă, în timp ce biotitul este epigenizat de epidot.

Pasta este microgranitică și conține din abundență, în afară de cuarț și ortoza, granule de zoizit, lamele de mică și apatit. Desvoltarea epidotului și mai ales a sericitului depășește limitele cristalelor de plagioclas, invadând în parte și pasta.

Porfirite. Am observat filoane de porfirit răspândite în deosebi spre izvoarele Pilugului și V. Lazărului.

In unele porfiri te fenocristalele sunt de plagioclas și penin. Calcitul și epidotul se asociază intim cu peninul, deasemenea sfenul în șiruri neregulate. Pasta cuarț-feldspatică este presărată cu plaje de sericit sau calcit arătând un grad înalt de transformare hidrotermală. Se resimte în masa roei o tendință accentuată de orientare a lamelelor de sericit.

Am întâlnit și alte roce similare, la care pasta prezintă aceeași desvoltare cristaloblastică și este invadată de lamele de sericit. Fenocristalele relicte sunt în măsură mai mică de cuarț, dar de regulă de albit. Calcita este un component important, răspândit în granule sau vinișoare lenticulare, substituind adesea în bună măsură cristalele de feldspat.

In alte roce feldspatul este mai limpede și se observă zone largi invadate de neoformațiuni de clorit. Acest mineral se găsește răspândit în asociație cu sericitul sau formând pseudomorfoze după biotit. Pe plajele fin solzoase de penin se detașează mici snopi de ace de rutil, ce se dispun oarecum radiar; acești snopi se pot aglomera în steluțe; se observă deasemenea prezența de lamele sporadice de biotit brun palid.



Alte tipuri prezintă cristale largi de cuarț și intensă dezvoltare de sericit în fâșii lenticulare groase, traversând sau conturând cristalele de feldspat incomplet sericitizate. Vinișoare de calcit brăzdează întreaga secțiune.

Lamprofir. Sunt rocele diferențiate cele mai bazice ale suitei filoniene. Au granulația fină și în general sunt foarte melanocrate. Structura lor este diversă și chiar în mod capricios variabilă.

In aceste roce biotitul se prezintă în lamele ușor îndoite, mai rar sdrențuite și pe cale de alterare cu individualizarea sagenitului. Cristalele de plagioclas sunt idiomorfe, de dimensiuni între 0,4—0,7 mm, iar structura internă este mascată de produsele de alterație care lipsesc numai pe o fâșie marginală foarte îngustă.

In jurul cristalelor de plagioclas sunt concreșteri grafice între cuarț și ortoză, uneori cu tendință unei dezvoltări sferulitice. Cuarțul apare cu totul sporadic în granule neregulate sau ușor rotunjite. Concreșterea granofirică apare astfel ca un fond pe care se desemnează fenocristalele de plagioclas și biotit. Zirconul se întâlnește ocazional în granule bine dezvoltate.

Uneori roca prezintă un caracter porfiric prin dezvoltarea largă a plagioclășilor care sunt în întregime sericitizați. In elemente mai dezvoltate apar foi și aglomerate lamelare de penin cu incluziuni de minereu și epidot, uneori granule neregulate de sfen. In pastă predomină cloritul și mica albă, ale căror lamele se desenează împărățiate pe un fond de albit cu ceva cuarț.

Se găsesc și filoane lamprofirice a căror structură poate fi uneori bănuată numai din cauza fenomenelor marcante de metamorfism hidrotermal. Ele prezintă un ușor caracter porfiric prin dezvoltarea mai largă a plagioclasului sau a feldspatului potasic. Acestea din urmă înglobează cristalele de cuarț și albit.

Sunt remarcabile cristalele idiomorfe de sfen. Biotitul se transformă parțial în clorit, dar se mai observă și alte aspecte ale transformărilor hidrotermale, sub forma unei rețele neregulate și de cuiburi de pistațit, biotit brun-pal, sfen și actinot. Plagioclasul este albit curat.

Cuarț hidrotermal. Intre Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgășan și Seriei de Tulișa, pe Culmea Bradului, apare o lentilă importantă de cuarț hidrotermal lungă de câteva sute de metri și largă de circa 10 m.

El este de coloare alb lăptos și prezintă un aspect lucios. Sub microscop se vede că materialul roci este format din cuarț presat și strivit. Afară de acesta mai găsim și pulbere de oxizi de fier.

Uneori cuarțul este sfâșiat în fâșii subțiri paralele și unduloase. Se văd și plaje mari ușor moarate în care se observă tendința lor de a se transforma în benzi. Pe crăpături se observă granule mici de cuarț nou, cu o extincție mai limpede.



c) ENCLAVE

Sub formă de enclave în granodioritul adamelitic de pe V. Ursasca Păroasa, Valea Mare, V. Lazărului și V. Buta am identificat unele roce amfibolice. Pe lângă hornblenda comună se găsește și epidot în cristale mari cu conture capricioase, uneori cu aspecte scheletiforme. Și în aceste cazuri se observă trecerile spre actinot ale hornblendei, care prezintă o franje albastră palidă ce se rezolvă în snopi fibroși. Apătul foarte abundant, este prezentat în cristale largi idiomorfe (0,16 mm).

Pasta în care se găsesc prinse aceste cristale poate fi predominant sericitică, sau alcătuită dintr'un agregat cuarțitic foarte fin, impregnat cu sericit. Corpuri reflecte de cuarț sunt formate din indivizi foarte largi. Cu totul sporadic, în asociere cu zonele cuarțitice, apar cristalele de albă.

3. COMPOZIȚIA MINERALOGICĂ A ROCELOR ERUPTIVE

Analiza planimetrică a rocelor eruptive ne-a permis unele constatări interesante (vezi tabelul).

Rocile masivelor sunt granodiorite sau tonalite. Nu am întâlnit nicăieri o predominanță a feldspatului potasic în aceste roce. Granodioritele separate în Masivul Buta prezintă deosebiri sensibile de compoziție în ceeace privește zona septentrională și cea meridională.

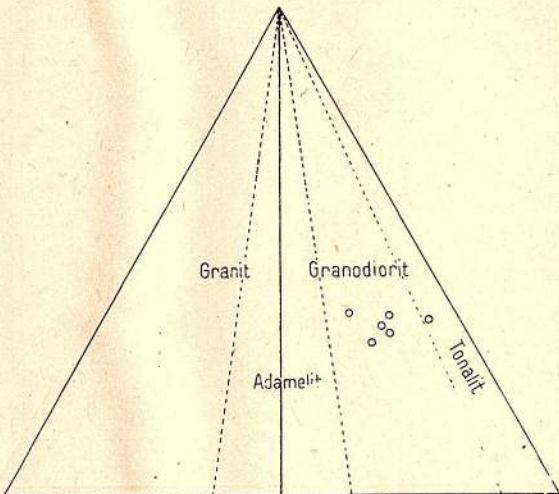


Fig. 1. — Granodioritul de Buta.

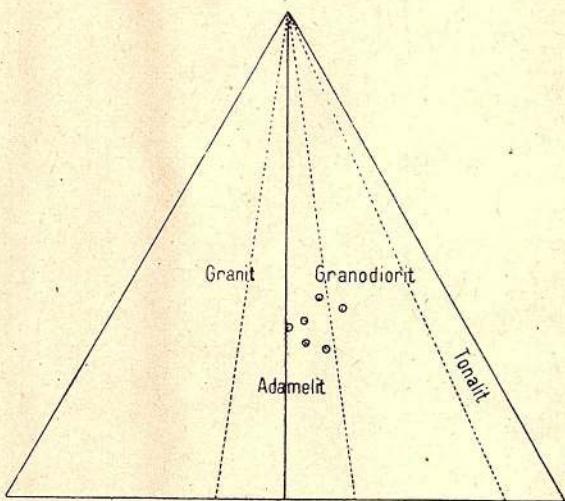


Fig. 2. — Granodioritul adamelitic de Buta.

Raportul dintre feldspatul potasic și plagioclas tinde să se apropie de unitate și numai într'un caz depășește valoarea 3/5. Dimpotrivă, microgranodioritele nu prezintă deosebiri de compozitie față de granodioritele foarte potasice, ci numai o variație structurală.

Pentru a deosebi aceste două tipuri de granodiorite credem nimerită totuși denumirea de granodiorite adamelitice pentru zonele bogate în microclin. Aceste separații se întemeiază pe practica obișnuită de a înțelege prin adamelite rocele în care raportul dintre feldspatul potasic și cel calcosodic variază între 3/5 și 5/3. Cum, în cazul nostru, variația se limitează numai la intervale 3/5—1/1, voi folosi termenul de adamelit numai ca adjecativ (fig. 1—4).

Granodioritele din Retezat sunt sensibil mai sărace în quart, ceea ce duce la o diferențiere foare aparentă a câmpului de dispersiune a punctelor reprezentative față de granodioritele de Buta. Și în acest caz diferențierea progresează până la formarea de roce tonalitice.

Gneisele psamitice corespund numai în parte compozitiei mineralogice a granodioritului de Buta. Ele arată însă o exclusivă variație a conținutului în

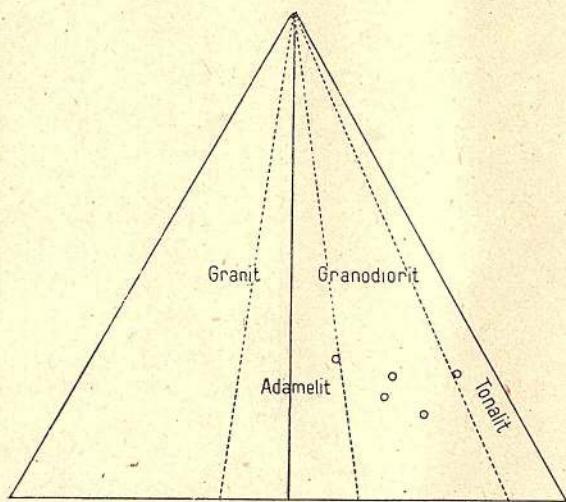


Fig. 3. — Granodioritul de Retezat.

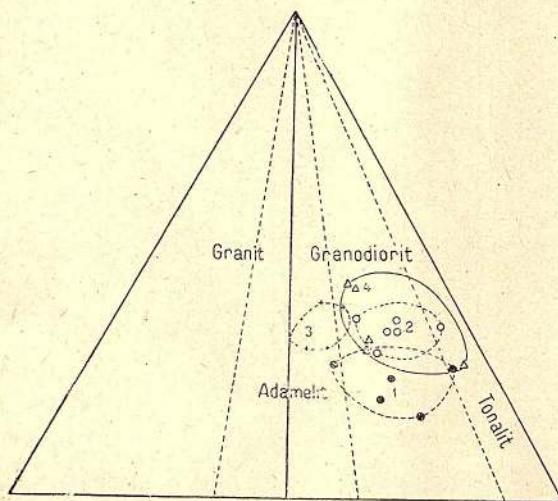


Fig. 4. — Diagrama comparativă a compozitiei minerale a rocelor eruptive și a gneiselor psamitice.

cuart față de acesta din urmă, și se diferențiază și pe această cale de gneisele granodioritice care se încadrează de aproape în compozitia rocelor masivelor corespunzătoare.

ANALIZE PLANIMETRICE ALE ROCELOR ERUPTIVE ȘI GNEISELOR PSAMITICE DIN REGIUNE, EXECUTATE CU MASA DE INTEGRATIE

Denumirea rocelor		Plagioclas %	Feldspat potasic %	Cuart %	Biotit %	Muscovit %	Epidot %	Calcit %	Turmalină %	Hornblendă %	Clorit %
Masivul Retezat	Granodiorit Lanțul Sjăveiului . . .	54,31	17,30	23,21	3,21	1	1,05				
	Gneis granodioritic Culmea Lăncițului . . .	51	20,63	17,73	6,72	1,04	3				
	Granodiorit V. Nucșorului	42	26,62	27,67	0,12	1,87	2,02				
	Granodiorit Vf. Retezat	59,84	6,2	23,62	5,5	5,12	0,74				
	Granodiorit V. Stănișoarei	66,1	10,8	17,8	3,65	1,6	0,05				
Masivul Buta	Granodiorit V. Lazărului	42,89	18,82	36,81	2,10	0,64	0,12				
	Granodiorit V. Ursasca	50,60	14,78	33,51	0,90				0,52		
	Granodiorit V. Gruniului	48,70	17,70	28,46	4,34				1,27		
	Idem	49,37	12,81	31,25	6,27		0,40		0,77		
	Gneis granodioritic Vf. Custura	45	3,58	27,4	0,24			0,10	23,44		
	Granodiorit adamelic V. Ursasca	34,12	27,75	27,80	8,78		0,32	1,23			
	Granodiorit adamelic V. Ursasca	39,44	25,44	28,55	4,77		0,47				1,38
	Gneis granodiorit adamelic V. Mare	32,38	31,68	31,06	1,09						3,79
	Microgranodiorit adamelic V. Mare	34,10	23,10	39,70	3,97						
	Idem	34,31	28,06	34,93	2,86						
	Idem	39,62	19,54	38	2,81						
	Granit cu turmalină Vf. Șerpilor	23,20	38,54	37,34		0,10					1,13
Seria de Pilugu	Gneis psamitic V. Pilugului	39,82	17,85	41,25		0,74	0,34				
	m	45	18,05	35,1		3,94					
	Idem	39,40	16,31	43,78	0,20	1,31	0,01				
	Gneis psamitic Vf. Lazărului . . .	44,72	19,50	30,77	2,72		0,04	2,30			
	Gneis psamtic Culmea Lazărului.	64,8	4,80	27,01	3,20	0,19					



4. CONSIDERAȚIUNI ASUPRA FORMĂRII MASIVELOR ERUPTIVE

Prin marea lor întindere, masivele granitice-granodioritice joacă un rol important în constituția fundamentalui cristalin al Carpaților meridionali.

Deși rocele constitutive pot prezenta diferențe mineralogice și structurale, se constată unele caractere comune ale acestor roce. Ele prezintă faciesuri gneisice remarcabil de desvoltate și numai în corporile mai importante există zone centrale cu o textură aparent masivă. Zone de sdrobire sunt frecvente și se observă adesea un facies marginal laminat.

Masivele au un înveliș de șisturi cristaline, constituie fie dintr'un complex de cuarțite, micașisturi și felurite roce feldspatice, fie din roce amfibolice și cloritoase. Deși în acest înveliș rocele sericito-cloritoase sunt frecvente, credem, după cum am menționat mai sus, că acest facies metamorfic este rezultatul unui proces mai tardiv și rocele acestui complex au fost metamorfozate în condiții mesozonale și anume, în ceea ce privește învelișul Masivului Buta, în condițiunile zonei cu biotit sau cu granat, căci găsim frecvent în acest complex micașisturi cu biotit sau micașisturi cu granat, pe care le considerăm ca faciesuri relicte. Pe de altă parte, rocele complexului amfibolic prezintă faciesul rocelor amfibolice cu epidot, care este isofacial zonei cu biotit și granați.

Aceste fapte generale trebuie luate în considerare în schițarea condițiunilor de formare și evoluție a acestor masive.

Natura și originea granitelor este una din problemele petrologice cele mai desbătute în timpul din urmă. Nu numai origina simică sau sialică a magmei granitice este în discuție, dar unii autori neagă însăși caracterul magmatic al rocelor granitice.

Concepția diferențierii granitelor din magme bazaltice, bine fundată din punct de vedere fizico-chimic, nu se armonizează structurii generale a scoarței, bazată pe observațiunile geologice acumulate în ultimele decenii.

Nu întâlnim în asociație cu roce granitice-granodioritice mase importante de roce bazice și primele domină cu totul compoziția blocurilor continentale. Este drept că pentru unele granite, formarea prin diferențiere magmatică din magme bazice se impune. Este cazul, de pildă, al granitelor asociate cu corporile lopolitice dela Bushveld și Sudbury sau al granitelor alcaline.

Dar originea masivelor integrate în structura zonelor orogene este deosebită și filiația lor sialică realizează convingerea aproape unanimă a cercetătorilor.

Este astăzi manifestată tendința de a deosebi rocele cu caracter magmatic de rocele formate prin granitizare «adică prin procese care aduc rocele solide mai apropiat de compoziția granitelor decât erau înainte».

Acestea din urmă sunt, în general, roce asemănătoare granitelor, într-o măsură mai mare sau mai mică. Unii autori nu deosebesc aceste pseudo-



granite de granitele magmatice și înfățișează ultimele ca un rezultat final al granitizării.

Asupra modului de formare a rocelor granitice părerile sunt astfel împărțite și această diversitate de opinii pare să oglindească condiții genetice foarte deosebite.

Un grup de cercetători s'a afiliat concepției lui SUÈSS, care susținea că granitul s'a format prin retopirea sau lichefierea sedimentelor. Intre aceștia cităm pe J. J. SEDERHOLM, care descrie ca o circulație permanentă distrugerea și reînnoirea progresivă a scoarței solide a pământului.

Introducând termenul de anatexie, pe care l-a definit ca refuziune parțială, a susținut că anatexia maselor granitice a fost cauzată de «ichorul granitic» al magmei abisale, ori care ar fi compoziția ei.

«Ichorul granitic» ar corespunde unei magme foarte bogată în mineralizatori. Acest fluid poate pătrunde prin masele de roce mai vechi, disolvând o parte din mineralele acestora și înlocuindu-le cu altele, imprimând astfel treptat rocelor o compoziție apropiată de cea granitică.

SHAND, plecând dela gazele «juvenile» ale lui SUÈSS admite deasemenea existența unei magme apoase, alcaline, ce se solidifică la o temperatură nu mai ridicată decât cea a unui izvor cald.

Un al doilea grup, plecând însă dela premiza lui MICHEL LÉVY și LACROIX, care susțineau că granitul se formează prin adăogarea unor emanări alcaline la rocele sedimentare, ne cer să credem că sedimentele s-au transformat în granit datorită unor emanări de natură necunoscută (HOLMES), fără legătură aparentă cu magme acide sau bazice.

QUIRKE care a descris gneisul dela Killarney, din Ontario, susține că acesta s-ar fi format din sedimente cu ajutorul emanărilor în sensul vederilor lui HOLMES.

GLANGEAUD, imaginează condițiile de desordine hiperdifuză în roce solide prin generalizarea observațiunilor sale făcute asupra cuarțului în preajma temperaturii de transformare.

Netemeinică acestor concepții se vede chiar în rândurile metasomatiștilor, unde sunt numeroase divergențe de vedere asupra sursei presupuselor emanări.

HOLMES, WEGMANN, KING și alții, găsesc o sursă în marele abis, dar nu precizează natura generatorilor.

MAC GREGOR și WILSON găsesc o altă sursă: în substratul învelișului granitic al pământului.

RITTMANN, descrie ca agent granitizator un gaz, fără însă să dea precizări asupra compoziției acestui gaz.

BARTH a căutat o apropiere de o astfel de ipoteză și explică formarea întinselor masive de granit prin ipoteza «norilor atomici». Pentru el fiecare



nor atomic ridicat este un « ichor », care a dat naștere la două feluri de granite: unul prin regruparea rocelor mai vechi, celălalt reprezentat prin cristalizările directe ale norului atomic însăși.

BACKLUND, însă, încearcă un compromis și găsește o sursă în rocele adiacente corpului transformat. Vorbind de granitizare, el o numește « rheomorfism », pe care îl definește ca suma proceselor de lichefiere termică parțială sau completă a unui complex de roce preexistente cu adiționarea eventuală a unor cantități mai mari sau mai mici dintr'un material nou intrat prin difuziune.

Cel de al treilea grup îl urmează pe VOGT, care susține că magma granitică este de natura unui rezidu eutectic sau cel puțin o magmă reziduală rămasă în urma cristalizării magmei bazice.

Prezența micropegmatitei interștițiale compusă din cuarț și feldspat alcalin, pare să întărească ipoteza lui VOGT, mai ales în urma analizei făcută de WALKER asupra unui tholeit scoțian.

THOMAS și BAILEY au adus 11 exemple de stratificare la rocele din insula Mull. În dykul ales ca exemplu caracteristic ieșe în evidență, în mod destul de clar, trecerea ascendentă dela gabbro, constând esențialmente din plagioclas și piroxen, printr'o rocă dioritică până la o rocă roz compusă din feldspat alcalin cu cuarț subordonat.

ESKOLA găsește suficientă explicația că micropegmatitul interștițial al rocelor diabazice este produsul final al magmei cristalizate și crede deosemenea că o anumită cantitate de lichid rezidual poate fi stoarsă din amestecul de cristale și lichid prin mișcări ale pământului. El este de acord cu SEDERHOLM, că se poate realiza un anumit grad de fuziune diferențială a rocelor scoarței.

In U.R.S.S. o parte din petrografii sovietici s'au ocupat cu problema granitelor ca: F. G. LEVINSON-LESSING, D. S. BELIAKIN, A. N. ZAVARITKI D. S. KORJINSKI, J. I. POLOVINKINA, B. M. KUPLETSKI, P. I. LEBEDEV, S. B. AFANASIEV și alții.

F. I. LEVINSON-LESSING (problemele magmei 1937) a examinat problema granitizării «nu ne îndoim că pe calea migmatizării, hibridizării, asimilației și difuziei termale, se pot obține și într'adevăr se obțin roce foarte apropiate sau în linii generale identice cu unele sau cu alte roce magmatice» (pag. 195). După acest autor este inexactă concluzia că dacă se formează, pe cale metamorfică, roce asemănătoare cu cele magmatice, toate rocele magmatice trebuie puse pe seama proceselor metamorfice; deosemenea, de origina metamorfică a granitelor, nu sunt legate fenomene de endomorfism, apofize ce sunt legate de corpurile intrusive cu structură microgranulară sau porfiroidă, ca și faciesul microgranular marginal.

El consideră că: « dacă există o legătură stabilită a efusiunilor cu intruziunile, atunci aceasta indică precis existența magmei (granitice dacă este vorba de intruziunile acidulate și efuzive) ».

Cercetările lui G. B. AFANASIEV în Caucaz, Altai și Extremul Orient, au arătat că activitatea magmatică a dus la formarea în timpul Paleozoicului a patru serii de roce intrusive și a câtorva serii de roce efusive. Exemplul Caucazului după acest autor: « cu cât intruziunile granitelor sunt mai tinere și cu cât ele s-au format mai aproape de suprafață, cu atât există mai puține îndoieri în ceea ce privește originea lor magmatică ».

In ce privește problema spațiului, AFANASIEV arată că n'avem suficiente date asupra capacitatii de asimilare a magmei granitice în condițiile mediului abisal și hipoabisal, însă arată că: intruziunile magmei bazice ating de asemenea proporții însemnante, de exemplu suprafața lopolitică a gabbro-ului în Minnesota, după DALY, este egală cu 6100 km^2 . Mecanismul de formare a acestor mari intruziuni bazice însemnante și capacitatea asimilatoare a magmei bazice de diverse roce, sunt de asemenea neclare, dar totuși această circumstanță nu permite să considerăm gabroul acestui masiv drept un rezultat al bazificării rocelor sedimentare pe calea metasomatozei.

Problema granitizării regionale nu poate fi soluționată numai prin creația unor termeni sau cuvinte vagi. Putem să admitem granitizarea, după cum am spus mai sus, în sensul definiției lui GROUT, însă ar trebui să ne ferim de a atribui o putere miraculoasă « ichorului » și « emanățiilor ».

Chiar și cel mai aprig protagonist al granitizării, READ, admite la sfârșit că pot fi granite magmatice, iar granitizarea poate avea loc și prin intermediul unei faze lichide și prin difuziune în stare solidă, adică pot să existe granite și granite.

Concepțiunilor lui HOLMES și GLANGEAUD se opun tendințele de a vedea în procesele de granitizare manifestații periferice ale maselor magmatice. Suntem astfel într'un domeniu care se leagă de ansamblul concepțiilor asupra diferențierii magmatice. Acestea formează un edificiu imponant și coherent, reunind și nenumăratele observații privitoare la localizarea și condițiunile de formare ale zăcămintelor de afiliație magmatică, ce apar ca sateliți ai corpuri eruptive, bine ordonați în timp și spațiu. Rocele granitizate și pseudo-granitele ar fi astfel intim legate de corpuri granitice cu caracter magmatic. Acest mod de a vedea se apropie mai mult de experiența pe teren și de rezultatele generale acumulate de petrologia fenomenelor magmatice. Formarea granitelor magmatice și a rocelor granitizate presupune astfel existența magmelor sialice, intim legate de evoluția zonelor orogene.

In mod cu totul general, rocele granitice - granodioritice ar fi născute prin procese declanșate de mecanismul orogenezei care duce la topirea



parțială sau totală a zonelor inferioare ale blocurilor continentale. Secțiunile adânci din zonele scuturilor vechi pun în evidență fenomene de fuziune parțială și de întinsă granitizare prin injecție, migrația ichorului granitic (J. J. SEDERHOLM), posibil prin difuziune în stare solidă (GLANGEAUD) sau printr-o redistribuție a alcaliilor ușurată de prezența apei reținută în porii sedimentelor (SHAND). Nu s'a semnalat cu certitudine la acest nivel, încă inaceesibil observației directe, o zonă de fuziune totală și regională a masei sialice.

S'a dat denumirea de migmă sistemului eterogen alcătuit din lichidul format prin fuziune parțială și masa solidă. Consolidarea unui astfel de sistem poate duce la formarea unor migmatite. Însă un astfel de sistem poate evolu spre separația unei fazelor lichide care se colectează prin tendință să ascensională. Se nasc astfel mase magmatische care își au originea în zona migmatică, sau poate chiar la un nivel mai profund de fuziune totală.

Aceste magme se deplasează în condiții variate și se localizează deseori în zonele axiale ale catenelor formate. Fără îndoială că evoluția și punerea în loc a unui corp eruptiv va fi decisiv influențată de condițiunile generale de stress. Se deosebesc astfel granite sincinematice, solidare mișcărilor orogene și granite post-tectonice, în care nu se resimte influența stressului.

Aceste felurite masive granitice-granodioritice prezintă particularități legate de modul lor de formare. Granitele de anatexie nu au conture definite și arată în textura lor elemente relicte derivând din rocele mai vechi pe seama cărora s-au format granitele.

Granitele sincinematice prezintă faciesuri gneisice și chiar laminate, rezultate prin consolidarea lor într-un câmp de presiune orientată. Ele au în genere un caracter de armonie și chiar concordanță cu învelișul lor cristalin. Cât privește granitele post-tectonice ele sunt net discordante și nu prezintă faciesuri gneisice sau milonitice.

In afara de aceste granite, se deosebesc și fenomene de granitizare prin feldspatizare în afara zonelor de anatexie. Unii autori sunt înclinați să vadă cum am menționat, în masivele granitice sincinematice fenomene gigantice de feldspatizare, interpretând faciesurile gneisice și milonitice ca termeni sedimentogeni pe cale de granitizare.

Studiul Masivelor Retezat și Buta ne-a dus la concluzia că acestea prezintă toate caracterele masivelor sincinematice. Condițiunile metamorfice care le-au imprimat caracterul lor actual sunt deosebite de faciesul corespunzător (zona cu biotit și granat) formării rocelor din înveliș care s-au adaptat prin retromorfism noilor condiții metamorfice, lăsând însă numeroase relicte care arată caracterul lor metamorfic original.

Nu credem că mișcările alpine au fost în stare să producă schimbări adânci în structura și textura acestor granite, căci paragenezele puse în evi-



dență invederează, prin desvoltarea asociațiilor epidot primar - biotit și cuart-biotit, condiții metamorfice proprii unei temperaturi mai înalte, ce corespunde stadiului de răcire al corpului eruptiv.

In ceea ce privește ipoteza formării masivelor prin procese de metablasteză, adică de recristalizare cu aport de alcali, aceasta se bazează în deosebi pe existența unor tranzitii petrografice între rocele masivului și acelea din înveliș. Noi nu am constatat nicăieri astfel de tranzitii. Acest lucru este frapant în deosebi în cazul Masivului Retezat care ia contact pe toată întinderea sa cu rocele Seriei de Drăgșan, adică cu șisturi cloritoase și roce amfibolice și al cărui facies de laminare este desvoltat, în parte, nu la contactul direct cu învelișul ci mai la interior, excluzând astfel evidența unei gradări către roce din ce în ce mai șistoase.

Și contactul Masivului Buta cu învelișul de cuarțite și micașisturi este bine definit. Este drept că în Seria de Pilugu se întâlnesc intercalații de roce cuarț-feldspatice însă acestea au structură blasto-psamitică, o variație largă a compozitiei mineralogice (cuarț, ortoza, microclin, plagioclas), sunt lipsite de minerale colorate și nu se desvoltă nicăieri la contactul masivului granitic.

Dintre numeroșii cercetători care au studiat Cristalinul Carpaților meridionali, numai Șt. GHİKA-BUDEȘTI, în ultimele sale lucrări, pune la îndoială originea magmatică a rocelor granitice-tonalitice, pe care le consideră formate printr'un proces de metablasteză. În concepția sa, gneisele blastopsamitice, gneisele granitice și granitele masive ar reprezenta o serie genetică derivată din parașisturile învelișului prin procese de feldspatizare progresivă. Șisturile blastopsefite ar constitui astfel un termen al «seriei de tranzitie» între granite și parașisturi. În sprijinul acestei idei Șt. GHİKA-BUDEȘTI aduce o serie de argumente interesante care însă sunt departe de a fi peremptorii.

Gneisele granitice sau granodioritice iau contact cu rocele cela mai februarite ale învelișului cristalin și prezența gneiselor blasto-psamitice la contact este un caz particular și nu regulă. În corpul masivului apar enclave nete de roce amfibolice lipsite de fenomene de feldspatizare. Rocele masivului prezintă un caracter de omogenitate incompatibil, după părerea noastră, cu un fenomen de metasomatoză hidrotermală între o serie atât de pregnant heterogenă.

Compoziția mineralogică a gneiselor nu se deosebește de aceea a rocelor granitice-granodioritice corespunzătoare. Cât privește excesul de «al» în rocele periferice pus în evidență de G. MANOLESCU și subliniat de Șt. GHİKA-BUDEȘTI în argumentația sa, trebuie să remarcăm că formarea rocelor gneisice ducând la transformarea parțială a ortozei în mineralele micacee, poate determina o pierdere de alcali care migrează sub formă de silicati alcalini, având astfel drept rezultat o creștere a valorii «al».



Studiul fiziografic, al întregiei serii de roce este un instrument deosebit de investigație al acestei probleme. El ne arată continua modificare a structurii granitice și a compoziției mineralogici.

Nu credem posibil ca această serie de structuri și parageneze să poată fi realizată în sens invers printr'un proces metasomatic. Cantonarea caracteristică a microlitelor de epidot și zoizit în spațiul idiomorf al albitului, lipsa lor totală în microclin, existența de albite idiomorfe umplute în microclin, subliniază caracterul epigenetic al microlitelor.

Pe de altă parte, paralelismul strâns între structură și parageneză în sensul asociației caracteristice a mineralelor de temperatură mai înaltă: biotit brun și oligoclás bazic în termenii cu structura granitică, pledează pentru originea lor magmatică. Nu vedem de ce, căkă local, nu s-ar forma prin metamorfism și în zonele periferice laminate sau în gneisele foarte șistoase biotit și oligoclás. Căracterul pseudomorf al cloritului și al albitului umplut precum și al muscovitului nu credem că pot fi interpretate în alt mod decât cu totul forțat, iar transformările cataclastice progresive ale cuartului vin să sublinieze justificația interpretării date de noi în descrierea de detaliu ce precede.

II. DEPOZITELE SEDIMENTARE PALEO-MESOZOICE

La Sudul și Sud-Estul regiunii noastre se dezvoltă un complex de depozite sedimentare, care reprezintă în cea mai bună parte învelisul normal al Autohtonului. Aceste depozite sunt constituite din sedimente în general slab metamorfozate. Ele apar și se dezvoltă în deosebi între cele două grupe cristaline (Autohtonul danubian și Pârța getică) și reprezintă seria cristalofiliană mesozoică a lui MRAZEC, complex subgetic (STRECKEISEN) sau «complex infragenetic» termen întrebuită de cercetătorii mai recenti în Carpații meridionali.

Depozitele care intră în alcătuirea acestui complex sunt depozite paleozoice și depozite mesozoice.

A) DEPOZITE PALEOZOICE

I. CARBONIFERUL (?) FORMAȚIUNEA DE TULIȘA

Această formățiune este alcătuită dintr-o succesiune de strate sedimentare, care au suferit un metamorfism de epizonă destul de slab.

Urmele acțiunilor mecanice sunt observabile în strate cutate, dislocate, laminate, etc.

In regiunea noastră această formățiune este constituită din conglomerate, cuarțite, calcare cristaline, sisturi satinate și filite negre grafitoase; serie care s-ar



putea paraleliza cu partea inferioară a Formațiunii de Schela *sensu latu*, căreia i s'a atribuit în decursul anilor, o vârstă când carboniferă (MRAZEC, MURGOCY, CODARCEA) când carboniferă-jurasică (MANOLESCU).

Bazați pe clasificarea făcută de MURGOCY în Parâng, pe succesiunea stratigrafică și pe analogia cu șisturile satinate carbonifere din Banat, am atribuit acestei succesiuni vârsta carboniferă și am denumit-o « Formațiunea de Tulișa ».

Ea este bine desvoltată pe Culmea Tulișa, repauzând pe flancul sud-estic al sinclinalului Seriei de Drăgășan de pe V. Râului Bărbat și este reprezentată aici prin șisturi satinate, filite negre grafitoase și calcare cristaline. Un petec mai apare pe V. Râului Bărbat la NW de baraj, reprezentat prin cuarțite și prin șisturi satinate.

Pe Culmea Brazilor și pe Culmea Pilugu Mic, unde aflorează uneori aceste șisturi, pe o lățime de maximum 800 m și pe o lungime de câțiva km ele se caracterizează prin conglomerate, peste care vin direct Șisturile negre satinate și, sporadic, strate subțiri de filite grafitoase negre; cuarțitele apar numai în două puncte în apropiere de Stâna Brazilor, iar calcarele lipsesc cu desăvârșire. Și aici ea este suportată de Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgășan.

O desvoltare mai importantă o are Formațiunea de Tulișa dealungul Văii Jiului Românesc. Începând dela confluența V. Pilugului cu V. Jiului Românesc în regiunea noastră ea apare, pe o lățime de circa 6 m, se largeste apoi mereu către W, în sprijnul Oslea, unde atinge o lățime de câțiva kilometri.

Dela confluența Văii Pilugului cu V. Jiului Românesc și până la V. de Pește, Formațiunea de Tulișa apare pe ambele maluri ale Văii Jiului și este acoperită pe flancul său nordic de calcarele tithonice ale Autohtonului danubian, iar între V. de Pește și până la Comanda Răstovianului, se desvoltă numai pe partea dreaptă a Jiului și este acoperită, pe flancul nordic, fie de depozitele aquitaniene ale basinului Petroșeni, fie de calcarele tithonice, fie chiar de Șisturile cristaline ale Pânzei getice, iar pe flancul sudic repauzează pe Șisturile cristaline ale Seriei verzi de Drăgășan.

Intre Comanda Răstovianului și V. Boului apare din nou pe ambele maluri ale Văii Jiului și este acoperită pe flancul nord-vestic, fie de depozitele aquitaniene, fie de calcarele tithonice. De aici această formațiune părăsește V. Jiului Românesc, îndreptându-se către SW în sprijnul Oslea.

Intre V. Pilugului și Piatra Colibită nu apar decât filitele negre grafitoase, cu vine de cuarț fumuriu și lentile de cuarț alb și șisturile satinate sub formă de intercalări.

Intre Piatra Colibită și V. Boului apar cuarțite albe, slab metamorfozate, calcar cristaline albe-cenușii, uneori negricioase, șisturi satinate și filite grafitoase.

Conglomeratele dela baza Seriei de Tulișa. Acestea sunt roce slab metamorfozate, puternic laminate, care apar, în deosebi pe Culmea Braziilor deasupra conglomeratelor seriei verzi. Intrucât între aceste două formațiuni se observă toate gradele de trecere este foarte greu de trasat o limită între ele.

In compunerea acestor conglomerate intră foarte numeroase elemente din seria verde, în deosebi din cuarțite și cloritoșisturi, care le dău o nuanță verzue destul de pronunțată, fragmente de cuarț care pot atinge uneori un diametru de 4 mm și chiar feldspați. Elementele provenite din Seria de Drăgșan sunt laminate, subțiri și din cauza orientării lor comune, imprimă roci o textură rubanată.

Sub microscop se observă că cele mai mari dimensiuni sunt atinse de elementele de cuarț și feldspat care rareori trec peste 1 mm; plagioclazi, dacă există, sunt complet transformați în sericit și zoizit. Se mai observă, foarte sporadic, foișe de biotit, clorit și mici granule de epidot. Mai frecvent apare calcita (10%), apoi minereu și urme de substanță amorfă și apatit. Elementele sunt în general colțuroase și mai rar rotunjite.

Cuarțitele. Cuarțitele sunt roce mai mult sau mai puțin compacte, de culoare albă sau gălbue cu reflexe argintii datorite solzilor mici de sericit, mai ales pe suprafetele de sistozitate. Ele apar cu totul subordonate pe V. Jiului Românesc, sub formă de intercalătie de cca 20—30 m grosime.

In compoziția lor intră 85—90% cuarț, 6—8% sericit, 1—3% muscovit, sporadic biotit verde alterat în clorit, feldspați albitici mărunti și pe cale de sericitizare, rutil, minereu negru, apatit și zircon.

Calcarele cristaline albe-cenușii. Calcarele cristaline sunt roce compacte sau separate în plăci, albe-cenușii, uneori negre. Ele se prezintă sub formă de intercalătuni ce nu trec de 40 m lățime. In general au un aspect zaharoid. Sub microscop se observă un fond granoblastic de calcită care formează peste 90% din rocă. Dimensiunile granulelor sunt foarte mici (0,2—0,7 mm). Subordonat se mai observă granule de cuarț, feldspat, foișe de mică verzue foarte pleochroică și de clorit, pulbere de minereu și uneori ace de rutil.

Cuarțul și feldspatul sunt și de origine detritică, în timp ce mica verzue și cloritul sunt neoformătuni.

Sisturile satinante. Sisturile satinante sunt roce filitoase negricioase în diferite nuanțe. Cu ochiul liber nu se poate distinge nici un mineral, afară de cristale mari de pirită, care apar uneori sporadic, alteori formează aglomerațiuni. Acestea sunt rocele care predomină în Seria de Tulișa.

In general, ele prezintă o structură blastopelitică cu numeroase granule detritice de cuarț, rar de feldspat, biotit de dimensiuni variabile (0,07—0,1 mm) cimentate de o masă granoblastică fină, constituită din cuarț, grafit, calcit și mice. Granulele relicte de cuarț apar într-o masă cuartitică slab micacee, în care șistozitatea este marcată prin membrane grafitoase. Substanța grafitoasă formează și un desen foarte complicat, fin arborescent, în pasta cuartitică. Participația grafitoasă poate să se extindă în toată această masă pelitică.

Uneori șistul este străbătut de vinișoare fine de cuarț de neoformăjune. Lamelele de clorit sunt fin cutate și dispuse transversal.

In unele secțiuni se surprinde și prezența cristalelor de turmalină cu pleochroism galben-bruniu incolor, sfărâmate și cimentate de cuarț.

Filitele negre grafitoase. Aceste roce au fost mai intens metamorfozate și unele varietăți gresoase au fost transformate prin recristalizare în adevărate șisturi sericitoase cu grafit.

Sub microscop apare permanent desenul membranelor grafitoase foarte des întrețesute cu lamelele sericitice sau cloritice, prințând între ele benzi cuartoase granulare.

Printre lamelele sericitoase se observă uneori concreșteri circulare de rutil.

Uneori membranele au forme perfect liniare, în alte cazuri sistemul de membrane este cutat, creind o dispoziție reticulară foarte complicată.

Ochiuri de cuarturi relicte apar sporadic.

2. PERMIANUL

Această formațiune apare discordantă peste șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșanca o fașie îngustă de circa 16 m ce se întinde pe sub Culmea Stănușii în spre NE, cu aceeași grosime, până sub Culmea Drăgșanului, Scorota Seacă și până la Scocul Scorotei cu Apă unde se pierde sub depozitele jurasice.

Permianul se caracterizează prin roce conglomeratice verzi și violacee de tip Verrucano și uneori prin șisturi argiloase. Se observă o alternanță de strate de culori diferite. În urma presiunilor orogenice suferite, aceste conglomerate cuartoase sunt intens laminate și încrețite. Cimentul conglomeratului este format dintr'un țesut sericitos, la care se asociază uneori, în varietățile verzi, și cloritul. De obicei aceste conglomerate se desfac în plăci cu fețe neregulate, care prezintă granule mai mari sau mici de cuarț pe spărturile transversale.

Sub microscop se observă predominarea cuartului fin granular și prezența sporadică a feldspatului. Această masă fin granulară prezintă aglomerări brune până la roșii de limonit care constituie pigmentul roșu al rocei.



Ca neoformațiuni se poate observa mica verzue-incoloră, formând fâșii lungi, mai ales pe fețele de șistozitate.

In urma presiunilor suferite, rocele acestea și-au schimbat înfățișarea lor primordială printr'un slab metamorfism, încât putem să considerăm pe unele din ele ca adevărate filite cuarțoase.

B) DEPOZITE MESOZOICE

Depozitele mesozoice din regiunea noastră încep cu Lias-Dogger (?) și se termină cu Tithonic și Neocomian.

Succesiunea petrografică a acestor depozite diferă în diversele zone din regiune.

Vom descrie pe rând dela W la E, depozitele zonei sedimentare Stănuletești-Albele — Piule — Pleșa, ale zonei Păroasa și ale zonei Toplița — Bordul Răstoianului

I. ZONA STĂNULEȚI — ALBELE — PIULE — PLEȘA

La S de Masivul Retezatului, între V. Buta la NE, V. Jiului Românesc la S și Culmea Drăgăsanului și V. Lăpușnicului la SSW, se întinde un puternic masiv format din depozite sedimentare mesozoice.

Aceste depozite acoperă, în partea vestică, depozitele permiene și șisturile cristaline ale Seriei de Drăgăsan, în spate N ele se aşeză peste granodioritul Buta, în spate S se astern fie peste depozitele Seriei de Tulișa, fie peste șisturile cristaline ale Seriei de Drăgăsan. La rândul lor, ele sunt acoperite, la capătul de E al masivului, de depozitele aquitaniene ale Basinului Văii Jiului.

Lias-Dogger (?). a) Gresiile albe-cenușii. Depozitele jurasice încep prin gresii albe-cenușii, care formează un orizont constant peste depozitele permiene de sub Albele, de o grosime ce nu trece peste 15 m și care se menține cu această grosime pe sub Calcarele de Stănuletești, Scorota, Scorota cu Apă și Piule. De aici spre E ele se ascund sub Calcarele de Pleșa spre a nu mai apărea decât în zona Păroasa. De regulă ele sunt întovărășite de fâșii foarte înguste de conglomerate și brecii calcaroase.

Aceste gresii se caracterizează prin niște roce cuarțoase massive albe-cenușii, brăzdate de vinișoare de cuarț. De obicei bobul este fin, încât roca are aspectul unei gresii cenușii-negricioase sau cenușii-gălbui, mai mult sau mai puțin calcaroase și foarte puțin micacee.

Sub microscop, cuarțul este foarte abundant (67—92%); mărimea granulelor de cuarț variază între 0,4 și 0,7 mm, uneori scăzând chiar sub 0,1 mm..



Se observă că granulele mari sunt mai rotunjite decât cele mai mici. Ele sunt cimentate de o masă microcristalină sericitoasă sau calcaroasă. Se mai observă foarte rare cristale de microclin cu macle în ostrețe, sau plagioclazi. Sporadic se observă și foițe de biotit, mici cristale de epidot, apatit, rutil, uneori și clorit.

b) Rocele conglomeratice și breciile calcaroase. Aceste roce, după cum am spus mai sus, întovărășesc în deaproape gresiile și se prezintă ca o fâșie foarte îngustă, uneori chiar sub 1 m lățime. Acestea sunt roce calcaroase de culoare albă-gălbue foarte sfărâmicioase, cu treceri neregulate dela conglomerate la brecii.

Tithonic. a) Breciile calcaroase. Aceste roce apar dealungul Văii Jiului Românesc. Începând dela Câmpul Mielului, ele se continuă peste Culmea Jara Ascuțită până la Scocul Scorotei cu Apă. Culoarea lor este cenușie-negricioasă, iar dimensiunile elementelor variază între 0,7 mm și 1 cm.

b) Calcarele și sistoase cenușii-negricioase. Aceste calcară au o desvoltare deosebită de importanță pe Culmile Albele-Stănușe-Scorota și Piule. Ele sunt roce sistoase trecând uneori chiar în sisturi calcaroase și sunt străbătute adesea de vine de calcită. În aceste calcare sistoase FR. NOPCSA a găsit o *Nerinea* sp. sub Stănușe, atribuindu-le astfel vîrsta tithonica.

Neocomian. Calcarele masive albe-roșietice. La capătul de SE al Culmii Pleșa și în partea de SW a Pietrei lui Iorgovan calcarele sistoase trec la calcară masive marmoreene, zaharoide, albe-roșietice, uneori foarte fin stratificate.

Sub microscop ele prezintă o structură granoblastică. În constituția lor intră numai cristale de calcită (97%) mărunte, maclate de obicei polisintetic. Arareori se observă fragmente de cristale de cuarț rotunjite cu extincție foarte puțin unduloasă, albi și uneori chiar foițe de muscovit-sericit.

2. ZONA PĂROASA

In această zonă depozitele mesozoice apar sub formă de mase lenticulare înșirate dealungul limitei dintre Eruptivul de Buta și depozitele aquitaniene, formând doar un singur masiv mai important: Dealul Păroasa.

Pe flancul nordic aceste depozite se aşează direct peste rocele eruptive ale Masivului Buta sau peste sisturile cristaline ale Seriei de Pilugu, iar pe flancul lor sudic ele sunt acoperite de depozitele aquitaniene ale Basinului Petroșenilor.

Lias-Dogger. În această zonă apar aceleași gresii albe ca și în zona Piule-Pleșa, având însă aspecte mai grosiere.



Sub microscop se observă că aceste gresii grosiere sunt constituite din cuarț (60%), microclin fin maclat în ostrăte (23,60%), cu un ciment cuarțitic foarte mărunt, în care se observă și cristale mărunte de albă (9,80%).

In unele din ele, cam jumătate din masa roei este formată din calcit sub forma unei mase foarte întinse, pătrunzând ca vinișoare fine și în unele granule de cuarț, sau impregnând cristalele de microclin. Sericitul asociat microclinului este cu totul sporadic.

In alte secțiuni desvoltarea calcitului este așa de largă, încât unele cristale de microclin sunt prinse într-o matrice calcaroasă.

La partea superioară aceste roce trec în niște gresii foarte fine și calcaroase sau chiar în calcare negricioase.

Tithon-Neocomian. Dintre depozitele tithonice-neocomiene în această zonă apar atât calcarale albe-ceșnucii cât și cele masive roșietice descrise mai sus.

3. ZONA TOPLIȚA — BORDUL RĂSTOVIANULUI

In această zonă depozitele mesozoice apar tot sub formă de lentile risipite dealungul Văii Jiului Românesc.

Pe partea nordică ele sunt acoperite de șisturile cristaline ale Pânzei getice sau de ofiolitele mesozoice (Dealul Ciocanelor, V. Strugurelui).

Pe flancul lor sudic, ele vin direct peste depozitele Seriei de Tulișa.

In această zonă nu apare decât partea superioară a depozitelor mesozoice, adică Tithonic-Neocomianul cu calcarale masive albe-roșietice.

III. OFIOLITELE

In lungul suprafeței de șariaj al Cristalinului Pânzei getice peste Sedi-mentarul Autohtonului danubian, între Dealul Ciocanelor și Pârâul Strugurelui, apar o serie de lentile de ofiolite mesozoice, constituite prepon-derent din serpentine.

In general, aceste ofiolite sunt roce compacte, sau șistoase și prezintă frec-vent o culoare verde închisă până la negru. Se găsesc însă și numeroase roce cu pete galbene sau verzi, ca intercalații între primele. Rocele în general sunt foarte alterate.

Sub microscop ele prezintă o structură compactă, rareori reticulară și o textură neorientată. In constituția lor intră antigoritul și crisotilul care formează cea mai mare parte a roei. Pe lângă ele se mai întâlnesc: olivină, un piroxen alterat verde sau negricios, hornblendă, calcit și pulbere de minereu negru. Toti acești constituenți sunt risipiți într-o masă microcristalină.



Rocele înconjurătoare acestor serpentine nu prezintă nici un fel de contact metamorfic. G. MURGOCI a arătat în Parâng că metamorfismul de contact al acestor serpentine este foarte redus, iar formarea epidotului și granatului la contactul cu serpentinele este sporadică.

In ceeace privește geneza acestor serpentine, L. MRAZEC a emis ideia că aceste roce s'au consolidat ca serpentine și ar proveni dintr'o magmă magneziанă foarte apoașă. G. MURGOCI urmând această ideie a demonstrat că aceste magme bazice au fost drenate în ascensiunea lor dealungul discordanței tectonice dintre cele două grupe cristaline (grupul I și grupul II, MRAZEC) în timpul Mesozoicului.

După cercetările mai recente ale Prof. AL. CODARCEA, aceste roce (ofiolitele) se găsesc aproape întotdeauna la baza Pânzei Severinului intruse în seria de roce jurasice din zona Severinului și au servit de lubrefiant, mai puțin pentru Pânza getică, decât pentru Pânza Severinului.

IV. CRISTALINUL PÂNZEI GETICE

Dela confluența Văii Jiului Românesc cu V. Pilugului în spre W, dealungul Văii Jiului, apar o serie de petece de Șisturi cristaline ale grupului I (MRAZEC), resturile unei zone sinclinale cuprinsă între masivul Autohton al Retezatului și cel al Parângului și Vulcanului, și acoperită de depozitele basinului aquitanian.

Cele mai multe iviri de Șisturi cristaline ale Pânzei getice se însiră la marginea de S a basinului. Pe partea de N a basinului, am întâlnit doar o singură ivire între Dealul Păroasa și V. Pilugului. Cristalinul getic suportă depozitele aquitaniene și acoperă depozitele mesozoice sau ofiolitele mesozoice ale Masivului Vulcan.

Intre confluența Văii Pilugului și V. Jiului Românesc și între marginea de S a satului Câmpul lui Neag petece ale Cristalinului getic aflorează pe partea stângă a Văii Jiului ca o fașie îngustă de maximum 20 m lățime; la S ele vin în contact cu calcarele tithonice de pe spinarea Autohtonului danubian. La marginea de S a satului Câmpul lui Neag fașia de Șisturi cristaline getice trece pe partea dreaptă a Văii Jiului, apărând sub formă de petece până la Comanda Răstovianului. Pe partea nordică sunt deasemenea acoperite de depozitele aquitaniene, iar pe cea sudică vin fie peste ofiolitele mesozoice, fie peste calcarele tithonice, uneori chiar direct pe Formațiunea de Tulișa. Pe partea nordică a basinului aquitanian, între V. Pilugului și Dealul Păroasa, apare un mic petec, care, cu flancul său nordic acoperă Șisturile cristaline ale Seriei de Pilugu, iar cu cel sudic se ascunde sub depozitele aquitaniene.



Această serie se caracterizează prin șisturi cristaline de origine sedimentară, metamorfozate la mare adâncime: paragneise cu biotit și granat, micasisturi și cuartite cu biotit.

Componentii mineralogici prezintă o prospetime destul de caracteristică și o sistozitate perfectă.

Cristalinul grupului I are o extindere destul de redusă în regiunea noastră, de aceea ne vom permite a face o descriere cât mai sumară:

Paragneise cu biotit și granat. Acestea sunt roce de culoare cenușie închisă datorită frecvenței lamelelor de biotit.

Sub micoscop, roca arată o structură fin granoblastică și o textură ușor paralelă. În constituția ei intră cuarț, oligoclaz, biotit și granat. Muscovitul este sporadic. Apatitul apare destul de abundant și poate uneori atinge dimensiunile celorlați componenti. Rareori au fost întâlnite și granule mici de zircon. Granulele de cuarț nu prezintă efectele unei sdrobiri, iar extincția lor unduloasă este puțin accentuată. Plagioclasul poate ajunge foarte abundant (57%), este clar, uneori tulbure, și frecvent maclat după legea albitului. Foarte adesea este zonat:

7% An periferie și
18% An centru

și este lipsit de idiomorfie. Uneori este ușor transformat în sericit. Biotitul este aproape întotdeauna foarte proaspăt, numai pe alocuri se observă marginal o franjă subțire de penin. Lamelele de biotit nu prezintă conture cristalografice. Cristalele de granat sunt ciuruite de incluziunile de cuarț, biotit și ceva minerale opace.

In alte roce biotitul este o varietate verde-oliv foarte închis-galben, care se desvoltă în lamele foarte largi; apar deasemenea și cristale mai rare de hornblendă comună. Cloritul, de neoformăție, este un penin, de regulă inclus în cristalele de cuarț, mai rar în cele de feldspat. Culoarea verde-oliv a biotitului este un efect secundar, întrucât am observat și cristale de biotit brun cu abundente formațiuni sagenitice, a căror culoare se schimbă treptat spre verde.

In alte cazuri se constată cloritizarea biotitului.

Plagioclasul maclat după legea albit și periclin, conține neoformațiuni abundente de sericit, la care se asociază lamele fine de clorit. Sfenul se prezintă sub forma de granule rotunjite sau alungite și incluse de regulă în albit.

In aceste roce se observă zone de cataclasă intensă, zone în care se mai deosebesc încă fragmente intacte plutind într-o masă sdrobită cu un caracter



porfiroclastic foarte marcat. Biotitul brun-roșcat prezintă fenomene de îndoire și pe alocuri este în întregime cloritizat.

Micașisturi. Micașisturile sunt cu mult subordonate paragneiselor. Prezintă o structură cristaloblastică și o textură paralelă. În constituția lor intră cuarț, oligoclas, biotit (care predomină), muscovit, feldspați potasici, sporadic apatit, titanit și zircon.

Cuarțite. Sunt roce de culoare albă sau slab cenușie, prezintă o structură cristaloblastică liniștită și o textură ușor paralelă. Constituenții, în general, sunt proaspeți. În constituția lor intră cuarțul care se prezintă granoblastic, plagioclasul, lamele de feldspat potasic și biotit. Aceste cuarțite se găsesc numai ca mici intercalații între paragneise.

Studii detaliate asupra acestui Cristalin în Carpații meridionali au fost date de ȘT. GHİKA-BUDEȘTI, N. GHERASIM, G. PALIUC și A. VENDL, în regiunile unde el apare în toată complexitatea lui.

V. BASINUL AQUITANIAN AL PETROȘENILOR

Complexul de strate aquitaniene care constituie Basinul Petroșenilor este cuprinsă într-o mare inflexiune sinclinală a Pânzei getice și a Autohtonului danubian.

Formațiunile acestui basin se dezvoltă, în regiunea noastră, în deosebi pe partea stângă a Văii Jiului Românesc, începând dela Piatra Colibita. Ele se largesc mereu spre E, ajungând în dreptul satului Câmpul lui Neag la o lărgime de circa 3 km. Pe flancul nordic al basinului, ele acoperă depozitele mesozoice, șisturile cristaline și Masivul eruptiv Buta, iar pe flancul sudic, ele se aşează pestee Cristalinul Pânzei getice sau Formațiunea de Tulișa.

După caracterele petrografice și paleontologice aceste depozite se pot împărți în trei orizonturi distințe:

Orizontul inferior, constituie în general din conglomerate și gresii de culoare brună roșietică, între care se găsesc bucați de șisturi cristaline, de calcar marnos și nisipos. Prințe aceste conglomerate se găsesc frecvente intercalații de nisipuri argiloase de culoare roșie-ruginie calcare și diverse șisturi argiloase. Grosimea acestui orizont este ce circa 100 m.

Prezența acestor conglomerate inferioare, în compoziția cărora intră elemente grosolane și puțin rotunjite, provenite din masivele cristaline vecine, este constantă dealungul celor două margini ale basinului.



Gresiile ce alternează cu conglomeratele sunt constituite dintr'un cuart fin, prinț într'o masă feldspatică și calcaroasă de coloare albă-cenușie sau galbenă.

In unele părți aceste gresii devin argiloase, alteleori sunt înlocuite de intercalăriuni de calcare și nisipuri argiloase.

Limita între acest orizont și orizontul mediu este marcată printr'o gresie fosiliferă cu *Ostrea*, *Cerithium*, etc.

Orizontul mediu. a) **Caractere petrografice:** Orizontul mediu este format din argile, gresii, marne, cărbuni și sisturi bituminoase, de o grosime totală de circa 300 m.

b) **Caractere paleontologice.** Depozitele acestui orizont sunt foarte fosilifere, cuprinzând o bogată faună de Moluște, Ostracode și resturi de Vertebrate și o bogată floră determinată în mare parte de STAUB, OSTWALD HEER, PORA, RUD. HOERNES, etc. K. HOFMANN și A. KOCH au putut determina în acest orizont următoarea faună:

Cerithium margaritaceum, BROCC. (numai în apropierea stratului nr. 5).

Cerithium plicatum, LAM.

Cerithium papaveraceum, BAST. (pretutindeni până în stratul al 5-lea și în argila de deasupra).

Planorbis sp.

Mytilus aquitanicus, MAYER.

Mytilus haidingeri, HOERNES

Ostrea crassissima, LAM.

Ostrea gryphoides, SCHLOTH.

Ostrea cyathula LAM.

Pecten sp.

Dreissena brardi, BRDNG.

Melania falcicostata, HOFM.

Turritella beyrichi, HOFM. (patul stratului principal)

Melanopsis hantkeni, HOFM. (în diverse strate împreună cu Ceritii).

Turritella turris, BAST.

Cyrena gigas, HOFM.

Cyrena semistriata, DESH.

Cytherea incrassata, Sow.

Cyclas sp.

Cardium turonicum, MAYER.

Venus multilamellă, LAM.

Corbula gibba, OLIV.



Solen sp.
Dentalium sp.
Calyptraea chinensis, LINNÉ
Neritina pieta, FER.
Trochus sp.
Litorinella acuta, A. BRAUN
Helix rathii, A. BRAUN

iar OSTWALD HEER, STAUB, PAX, ANDREICS, următoarea floră:

Osmunda lignitum
Pteris crenata
Blechnum dentatum
Goniopteris stiriaca
Salvinia oligocenica
Taxodium distichum, RICH.
Juglans ungeri
Myrica laevigata, strideri HEER.
Ficus aglaja UNG.
Ficus lanceolata HEER.
Laurus primigenia, UNG.
Cinnamomum lanceolatum, scheuchzeri, rossmässleri HEER
Cinnamomum polymorphum, AL. BR.
Grewia crenata, transylvanica
Acer trilobatum, AL. BR.
Rhamnus gaudini, WARTHAE HEER.
Cassia transylvanica
Apocynophyllum laevigatum HEER.
Myrica longifolia
Quercus elaeana
Pecopteris lignitum
Juglans heerii
Cinnamomum hofmani
Sequoia sp.
Acer oligodontā,
Glyptostrobus europaeus, BRNGT.
Sequoia langsdorffii, BRNGT.
Podocarpus rhabonensis
Smilax grandifolia, UNG.
Sabal haeringiana UNG.
Betula sp.



Alnus nostratum, UNG.

Carpinus grandis UNG.

Quercus nerifolia, AL. BR. etc.

In acest orizont s'au identificat 25 strate de cărbuni, ce variază dela câțiva centimetri până la zeci de metri.

Orizontul superior este alcătuit din conglomerate, gresii și uneori și marne ce alternează între ele. Conglomeratele acestea au elementele mai rotunjite decât cele din Orizontul inferior. Gresiile prezintă la partea lor inferioară numeroase hieroglife. Grosimea acestui orizont este de circa 260—300 m.

In ceea ce privește vârsta și formarea acestor depozite s'au emis până acum mai multe păreri:

După G. MURGOCI și G. MACOVEI, apele mării miocene (Aquitanian, Burdigalian) năvăleau printr'un canal, care se întindea dela Dunăre dealungul Platoului Mehedinți, V. Cernii până în Valea superioară a Jiului Românesc și au depus aceste depozite.

Din cauza îndepărtației comunicări cu largul mării și din cauza apelor dulci aduse de râuri nu mai întâlnim un regim curat marin, ci unul lacustru.

Pe baza datelor paleontologice K. HOFMANN, STUR și FR. NOPCSA au atribuit depozitelor sedimentare de pe V. Jiului o vârstă oligocenă.

M. STAUB, bazat însă pe flora acestor depozite pe care HOFMANN o clasează ca o floră de smârcuri, susține că ele ar apartine Aquitanianului.

TH. FUCHS, studiind fosilele din basinul terțiar dela Bahna și comparându-le cu cele din Basinul Petroșeni, consideră aceste depozite de aceeași vârstă și le atribue vârsta aquitaniană: totodată paralelizează formațiunile de aici cu cele dela Molt, din baza Miocenului din Basinul Vienei.

SABBA ȘTEFĂNESCU împărtășește părerea lui FUCHS și consideră depozitele dela Bahna, analoage cu depozitele dela Petroșeni, ca aparținând Miocenului inferior, ca și Formațiunea dela Molt din Basinul Vienei.

A. KOCH, studiind și el depozitele dela Petroșeni, le atrăbe vârsta aquitaniană, socotind însă Aquitanianul ca orizontul cel mai inferior al Miocenului.

EMM. de MARTONNE susține și el că depozitele dela Bahna, Balta, Ponoare, Topile, din Platoul Mehedinților reprezintă Aquitanianul și Burdigalianul de facies continental și salmastru, echivalente cu stratele dela Petroșeni.

In anul 1907, G. MACOVEI susține că nu există nici o discordanță între stratele cu Ceriți și Calcarul de Curchia, la Bahna, după cum susținea DRĂGHICEANU, ci o perfectă concordanță. Consideră depozitele de la Bahna cu Ceriți ca aparținând Mediteranianului inferior și fiind echivalente cu depozitele dela Petroșeni, cărora le atrăbe aceeași vârstă.

In 1908, PAX, studiind flora din Basinul Petroșeni, susține că această floră fosilă aparține mai mult Mediteranianului decât Oligocenului.

Din aceste ultime cercetări se pot trage concluzii generale asupra vârstei depozitelor dela Petroșeni.

Intre primul Mediteranian și al doilea Mediteranian neexistând la Bahna nici o discordanță, stratele cu Ceriți dela Bahna ca și cele dela Petroșeni pot fi socotite ca aparținând Mediteranianului I (Aquitian sau Burdigalian).

I. P. VOIȚEȘTI, însă, susține că încă la începutul Mediteranianului I depresiunea transilvană se prelungea prin golful Hunedoara — Hațeg — Pui spre S, dealungul depresiunii sinclinale transversale Petroșeni — Lupeni — Vulcan — Câmpul lui Neag.

Din cauza pragului dela Pui — Cetatea Bolii — Petrila, format din gneis și calcare mesozoice, acest golf a fost separat în două: o parte nordică (Hațeg — Orăștie) și alta sudică (V. Jiului), în care apele marine n'au intrat decât cu intermitență.

MIRCEA ILIE și G. MANOLESCU, bazați pe prezența calcarelor cu *Lithothamnium* de vârstă tortoniană, găsite la Livezeni, susțin că sedimentarea în Basinul Petroșeni a început prin depozite continentale ale Aquitanianului și a fost urmată de depozite transgresive ale Tortonianului.

VI. DEPOZITELE CUATERNARE

Prin umplerea golfului aquitanian și retragerea apelor, Basinul Petroșenilor a fost transformat în uscat, astfel că rețeaua hidrografică dela munte s'a prelungit în basin, depunând aici materialele aduse din munți sub formă de terase și depozite aluvionare.

Tot aici trebuie să menționăm depozitele glaciare din Masivul Rezatului.

In ceeace privește repartizarea actuală a teraselor, se constată în deosebi pe V. Jiului Românesc (unde se poate vorbi de terase), în regiunea noastră, că ele au o desvoltare destul de mare pe partea stângă și sunt cu totul reduse pe partea dreaptă a văii.

Pe platourile culmilor de peste 2.000 m și în deosebi la poalele Custurelor, se formază imense perdele de grohotiș mobil, ce se întinde uneori pe câțiva kilometri. Aceste depozite sunt formate din blocuri uneori gigantice sau îngărmădiri de grohotiș de toate mărimele care pot ajunge până la zeci de metri grosime. Toate aceste perdele de grohotiș mobil sunt datorite în deosebi proceselor de alterație atmosferică, ce se manifestă prin desagregări mecanice (înghet-desghet) și prin descompunerea chimică a mineralelor.



Pe lângă aceste grohotișuri mobile se mai observă întinse perdele de grohotișuri stabilizate, consolidate prin vegetație, la altitudini mai joase.

Printre depozitele cuaternare ale regiunii, menționăm morenele glaciare, care ocupă suprafețe mai importante în regiunea marilor altitudini.

Glaciațiunea și urmele glaciare în Munții Retezatului au atras de mult timp atenția tuturor cercetătorilor, care au făcut excursii și cercetări în această regiune.

Activitatea intensă a ghețarilor nu s'a rezumat numai la formarea de circuri glaciare ci a lăsat pretutindeni lacuri glaciare, morene, pereti custrelor șlefuite, văi glaciare, etc.

Cele mai frumoase morene sunt cele de pe V. Pietrile, Izvorul Bucurei sau V. Rea.

Pe V. Izvorul Bucurei se observă chiar joncțiunea ghețarilor care veneau dinspre Peleaga, Slăveiu și dinspre Bucura.

Toate aceste urme lăsate de ghețari au fost descrise destul de detailat de EMM. DE MARTONNE (1900, 1902).

Depozitele cele mai recente sunt constituite din aluviunile râurilor. Ele sunt reprezentate prin pietrișuri fluviatile, depuse în deosebi la revărsarea văilor sub formă de conuri de dejecție cu stratificare de obicei încrucișată.

Materialul lor component este foarte heterogen. În general, conurile de dejecție au o formă conică caracteristică, dar în unele cazuri devin cu totul asimetrice.

TECTONICA

Regiunea centrală și de SE a Munților Retezatului face parte din Autohtonul Carpaților meridionali, aşa cum a fost conceput de MURGOCĂ. Ea cuprinde masivele eruptive Retezat și Buta, cu învelișurile lor de șisturi metamorfice și de sedimente paleo-mesozoice, ce constituie cea mai mare parte a regiunii. În partea de S, regiunea studiată cuprinde capătul de W al Basinului Petroșenilor, care este suportat de un sinclinal de șisturi cristaline din unitatea getică șariată peste Autohton.

Între Pânza getică și unitatea autohtonă se intercalează lame de ofiolite mesozoice, formate mai ales din serpentine.

În lucrările tectonice de ansamblu, publicate în ultimele două decenii, regiunea noastră ocupă poziții uneori diferite.

R. STAUB și L. KOBER, în încercarea lor de paraleлизare a structurii carpatice cu cea alpină, au considerat Cristalinul autohton din Carpații meridionali echivalent cu unitatea peninică a Alpilor.

I. P. Vorrești, în încercarea sa de sinteză tectonică a Carpaților români, deosebește în Carpații meridionali o serie de 5 pânze de șariaj, pe care, cu excepția pânzei din Vestul Banatului, le echivalează tot cu unitățile peninice din Alpi.

In regiunea Retezatului acest autor separă o pânză-solz, pe care o numește Pânza « Retezat — Băile Herculane » cuprinsă între Pânza getică la N și Pânza Cazane-Parângu la S.

Concepțiile acestor autori diferă mult de aceea a lui Murgoci. Ele nu au fost acceptate de cercetătorii mai noi (A. STRECKEISEN, AL. CODARCEA, ȘT. GHİKA-BUDEȘTI, N. GHERASI, G. PALIUC, G. MANOLESCU).!

In ce ne privește, deși studiile noastre se referă la un sector foarte restrâns al Autohtonului, totuși impresia noastră este că regiunea pe care am ridicat-o se încadrează în imaginea tectonică trasată de Murgoci și completată de cercetările mai recente ale geologilor români.

Formațiunile geologice care iau parte la constituția regiunii munților Retezatului se pot repartiza la următoarele mari unități tectonice:

- I. Cristalinul Autohtonului danubian cu învelișul său sedimentar,
- II. Ofiolitele mesozoice,
- III. Pânza getică,
- IV. Basinul aquitanian al Petroșenilor.

A) TECTONICA INTERNĂ A AUTOHTONULUI DANUBIAN

Autohtonul danubian este constituit din două mari culminații anticliniale, formate din Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgășan și Pilugu. O culminăție se desvoltă între V. Lăpușnicului și V. Râului Bărbat la S și V. Râului Mare la N, în bolta căreia apare, puternic desvoltat, Masivul eruptiv al Retezatului.

A doua culminăție este situată mult mai la SE și se desvoltă dela V. Buta până la Culmea Brazilor, traversând unitatea morfologică a culmilor prelungi în care apare un al doilea sămbure eruptiv — Masivul Buta — care se deosebește de precedentul prin caracterul său mai accentuat intrusiv.

1. MASIVELE ERUPTIVE

Cele două masive eruptive, Retezat și Buta, deși arată unele diferențe mineralogice și structurale, totuși din punct de vedere tectonic ele prezintă caractere comune.

Structura actuală a masivelor eruptive este consecința mai multor perioade orogene, astfel că este foarte greu de a distinge și a separa efectele diferitelor mișcări orogene care au colaborat la structura ce ni se prezintă astăzi.



Ele prezintă faciesuri gneisice, în deosebi pe margine (Nordul și Sudul Masivului Retezat și pe flancul nordic al Masivului Buta) și foarte adesea și un facies marginal laminat (Retezat).

Jur împrejur, aceste masive sunt înconjurate de Șisturi cristaline, luând contact fie cu un complex de cuarțite, micașisturi sau diferite roce feldspatice (Masivul Buta), fie cu roce amfibolice și cloritoase (Masivul Retezat).

Seriile acestea de Șisturi cristaline (Drăgșan și Pilugu) sunt mai vechi, sau formate probabil în timpul orogenezei caledoniene, în timp ce intruziunea acestor mase eruptive granodioritice s'a produs în timpul orogenezei hercinice.

O dovadă evidentă că aceste șisturi cristaline sunt mai vechi decât intruziunile granodioritice, este faptul că dealungul Culmii Peleaga -- Vârful Mare sau V. Ursasca, deci atât în Masivul Retezatului cât și în Masivul Buta, se găsesc o serie de enclave sau sinclinale prinse, formate din Șisturi cristaline ale Seriei de Drăgșan, ceea ce dovedește că această serie era deja în stadiul de Șisturi cristaline în timpul intruziunii acestor masive.

Masivele acestea de vârstă hercinică au fost complet deformate pentru a se preta la reconstituirea lor tectonică.

Aceste cercetări sunt posibile numai în masivele în care deformațiile ulterioare nu au complicat problema.

Sistemele de diaclaze sunt așa de numeroase și de variate încât orice fractură sau chiar orice crăpătură întâmplătoare s'ar putea adapta unuia din sistemele de diaclaze (verticale sau orizontale). Se pot foarte ușor confunda diaclazele primare cu o serie de dislocații secundare datorite diferențelor perioade orogenice, așa că atribuindu-le pe acestea din urmă perioadei intrusivе s'ar putea ajunge la concluzii complet eronate.

Masivul Retezatului. Masivul Retezatului se prezintă ca o mare boltă anticlinală alungită în direcția SW—NE. Pe totă marginea sa de SE și de NW ia contact cu Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan. În timpul orogenezei cretacice a suferit o ușoară dislocație care l-a adus în situația de a încăleca spre NW formațiunea Râul Mare (N. GHERASI), iar către SE, între Lunca Berhinii și Vf. Păpușa, de a încăleca peste Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan cu 60° SE; de aici însă, în sprijne NE, el se redreseză și este acoperit de acestea din urmă cu 70° NW.

Contactul cu învelișul cristalin este un contact deranjat, evidențiat prin desvoltarea aproape continuă a unui facies marginal de roce laminate. În această ordine de idei remarcăm în deosebi absența totală a fenomenului termic în vecinătatea directă a masivului. Efectul cataclazei se resimte destul de intens în masa eruptivă, pe o lărgime medie de câteva sute de metri, efect ce se resimte și în învelișul de Șisturi cristaline în care apar milonite.

In faciesurile cu textură masivă, gneisică și laminată cu numeroase separații aplitice și pegmatitice ce nu sunt în general conturate net, în interiorul masivului se întâlnesc roce laminate în fâșii numeroase de grosime redusă. Efectul cataclasei poate prograda până la formarea de roce filitice.

Mișcarea masivului în raport cu învelișul său sedimentar și nașterea numeroaselor zone laminate sunt legate de continuarea efortului mecanic după consolidarea masivului.

Procesele mecanice datorite orogenezei alpine n'au participat simțitor la structura acestui masiv încrucișând la contactul său nordic, Formațiunea de Tulișa nu prezintă milonite.

Masivul eruptiv Buta. Acest masiv eruptiv se prezintă și el ca o boltă anticinală de direcție NE—SW, care se ridică în partea de SW de sub Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan iar spre NE, unde ridicarea axială este maximă, el este acoperit de Șisturile cristaline ale Serilor de Pilugu și Drăgșan.

Contactul acestui masiv cu învelișul său de Șisturi cristaline este deranjat ca și la Masivul Retezat, însă mai puțin pronunțat, mai ales în partea de NE, unde vine în contact cu un complex de micașisturi și cuartite cu biotit, care ar putea infățișa într-o măsură oarecare o manifestare metamorfică a lui.

2. ȘISTURILE CRISTALINE

Seria de Drăgșan. Această serie de Șisturi cristaline formează un mare sinclinal asimetric, cu flancul nordic îngrămădit și uneori chiar aplecat spre SE, iar cu cel sudic foarte larg desvoltat, acoperind Șisturile cristaline ale Seriei de Pilugu, alteori chiar Masivul eruptiv Buta. Sinclinalul Seriei de Drăgșan se desvoltă dealungul Văii Lăpușnicului, în Munții Drăgăsanului, în Culmea Custurii, pe V. Râului Bărbat și în Muntele Tulișa.

Între Izvorul Bucurei și Stâna din Râu de pe V. Râului Bărbat, în flancul nordic al acestui sinclinal este intercalată o serie de roce amfibolice ce se desvoltă în anticlinale de direcție NE. Pe Culmea Păpușii această intercalăție amfibolică ocupă axul sinclinalului și trece chiar în flancul sudic.

In spre SW, acest sinclinal se afundă cu $45-54^{\circ}$ sub depozitele sedimentare paleo-mesozoice dintre V. Lăpușnicului și V. Buta. În tot lungul desvoltării sale el suportă mai multe petece ale Formațiunii de Tulișa, în deosebi pe sub Culmea Pilugul Mic, Culmea Brazilor, Culmea Tulișa și V. Râului Bărbat în apropiere de baraj.

Seria de Pilugu. Această serie cuarțitică și arcoziană se găsește la baza seriei argilo-marnoase și calcaroase (Serie de Drăgșan). Ea are o direcție de des-



voltare SW—NE; în partea sa sudică, în regiunea Văii Pilugului, ea este acoperită de depozitele mesozoice și aquitaniene, iar în partea sa nordică se afundă sub șisturile cristaline de Drăgșan.

Această serie a suferit, ca și rocele eruptive, fenomene de sdrobire și de recristalizare în timpul mișcărilor orogenice vechi, care au contribuit la modificarea structurii primordiale a rocelor componente, îngreunând astfel lămurirea poziției lor stratigrafice.

Această serie este vizibilă numai sub flancul sudic al sinclinalului Seriei de Drăgșan și numai acolo unde masivele eruptive au ridicat-o în sus.

3. STRUCTURA DEPOZITELOR PALEO-MESOZOICE

Raporturile structurale ale sedimentelor paleo-mesozoice sunt numai în parte în succesiune normală și în raport de dependență cu Cristalinul autohton.

Unele din aceste depozite se găsesc în loc, altele probabil au fost rupte și deplasate de pe spinarea Autohtonului danubian, fiind înșirate actualmente sub planul de șariaj al Pânzei getice. Într'adevăr, depozitele mesozoice sunt presărate dealungul liniei de șariaj sub formă de pete.

Prin poziția lor între cele două mari unități tectonice (Autohtonul danubian și Pânta getică) ele au constituit în timpul orogenezei mesoretacice suportul pe care a alunecat pânta. Aceste depozite paleo-mesozoice prezintă următoarele relații cu Autohtonul danubian (fig. 5).

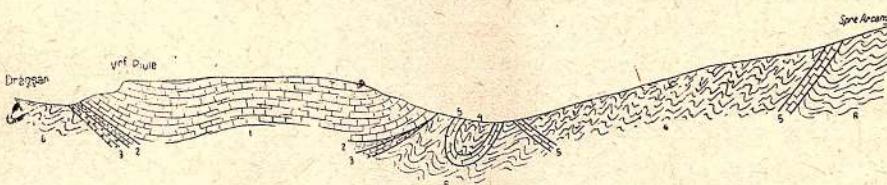


Fig. 5. — Secțiune pe V. Jiului românesc, arătând raporturile între Cristalinul Autohtonului și cuvertura sa sedimentară (1:75.000).

1, calcar cristaline tithon-neocomiene; 2, Liasic; 3, Verrucano; 4, Formațiunea de Tulișa; 5, calcar de la baza Formațiunii de Tulișa; 6, Seria de Drăgșan.

Formațiunea de Tulișa este pretutindeni prinse între cutedele Seriei de Drăgșan, ca de pildă pe flancul sudic al sinclinalului Lăpușnic—Râul Bărbat. Ea se desvoltă puternic pe flancul sudic al Văii Jiului Românesc, unde acoperă masa șisturilor verzi din Masivul Vulcanului. Dealungul sinclinalului Văii Jiului Românesc, această formațiune este acoperită direct de depozitele mesozoice sau chiar de Cristalinul Pânzei getice. Primele formațiuni sedimentare ce acoperă Seria de Tulișa sunt calcarile tithonice.

Urmele acțiunilor mecanice datorite orogenezei cretacice sunt observabile în această serie în strate intens cutate, dislocate sau chiar laminate.

Permianul apare discordant peste Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan, are direcția SW—NE și înclină spre SW cu 62° , ascunzându-se sub depozitele mesozoice.

Sedimentele mesozoice, formate din Lias-Dogger (?), Tithonic și Neocomian, acoperă uneori direct Șisturile cristaline ale Autohtonului danubian, ca de exemplu în V. Buta și în Culmea Păroasa, alteori, cum se vede pe V. Jiului Românesc, în dreptul Piatra Colibită, de pildă, calcarile tithonice se aşează peste Formațiunea de Tulișa. La rândul lor, calcarile tithonice suportă depozitele aquitaniene.

Depozitele mesozoice formează, în regiunea noastră, un sinclinal larg în partea de S, în care este cuprins masivul calcaros de Stănuști și Piule, format din calcare șistoase și o serie de colți izolați și mase lenticulare, formate din calcare masive; în marginea de N și de S a Basinului aquitanian, care pare să se integrează într'un al doilea sinclinal larg, ceea ce primește Basinul aquitanian în ax și care se termină în bot de corabie sub Pleșa și la Piatra Colibită.

B) OFIOLITELE

Dealungul suprafetei de șariaj a Pânzei getice peste Autohtonul danubian, apar o serie de lentile de ofiolite mesozoice.

Aceste roce se găsesc aproape întotdeauna la baza Pânzei getice (după AL. CODARCEA, la baza Pânzei Severinului) și au servit de lubrefiant mai puțin pentru Pânta getică decât pentru cea a Severinului. După poziția lor tectonică, analoagă cu aceea a serpentinelor din Podișul Mehedințiilor și dela Vălari, credem că putem să le interpretăm ca apartinând unei serii parautohtone laminate, corespunzătoare probabil seriei Severinului (AL. CODARCEA).

C) PÂNZA GETICĂ

Șisturile cristaline mesozonale getice se întâlnesc atât pe flancurile de N ale Munților Retezatului cât și pe versantele lor de S, sub forma unor fâșii înguste, cu înclinații contrare, acoperind formațiunile cristaline și mesozoice ale Munților Retezatului, care apar astfel într'o mare fereastră tectonică (fig. 6).

In Basinul Jiului Românesc Șisturile cristaline getice apar ca un petec izolat între V. Pilugului și Dealul Păroasa, cu înclinarea în sprij S și formează



lentile intrerupte pe partea de S a Văii Jiului, între V. Toplița și Comanda Răstovianului, cu inclinări constante spre N. Aceste două serii de iviri se



Fig. 6. — Secțiune pe V. Jiului românesc, arătând raporturile între Autohton și Pânza getică (1:75.000).

1, Aquitanian; 2, calcare tithonice; 3, ofiolite; 4, Cristalinul Pânzei getice; 5, Formațiunea de Tulișa; 6, calcar dela baza Formațiunii de Tulișa; 7, Seria de Drăgășan.

integrează de fapt într'un sinclinal îngust și lung care suportă depozitele cu cărbuni ale Basinului Petroșeni.

D) BASINUL AQUITANIAN

In depresiunea sinclinală dintre Munții Retezatului și Munții Vulcanul, la altitudinea de circa 800 m, peste resturile Pânzei getice și peste Autohtonul danubian, s'a depus succesiunea de strate sedimentare ale Aquitanianului.

Depozitele Basinului au direcția generală E-W, în spre margini însă, își schimbă direcția în spre NE-SW sau N-S. Inclinarea stratelor nu exprimă o formă de basin regulat, după cum se vede în profilul clasic al cercetătorilor unguri, întrucât stratele se prezintă înclinante în spre N sau S ceea ce denotă că există linii de dislocație dealungul basinului.

Din această structură reiese că, după punerea în loc a depozitelor basinului, frământările tectonice dintre cele două zone cristaline n'au încetat, ci au avut loc mai departe, influențând și depozitele din basin, strângându-le între ele dela N la S, ceea ce a dat naștere la cutări și falii longitudinale și transversale, laminând și lenticulând depozitele de cărbuni.

In regiunea noastră, care cuprinde partea terminală vestică a Basinului Petroșenilor, depozitele aquitaniene prezintă o dispoziție sinclinală liniștită cu direcția E-W. Se observă în dreptul Văii Toplița și între V. Buta și V. Lazărului, două cute transversale de importanță redusă.

Mișcările tectonice neogene au afectat și aceste depozite, producând o serie de falii mici, vizibile în aflorimentele de cărbuni. O dislocație mai importantă a provocat o denivelare de peste 800 m la capătul de SW al basinului. Într'adevăr, sub Muntele Pleșa, în poienile dela Stâna Pleșii, se remarcă un rest de depozite aquitaniene la altitudinea de 1.850 m, între masivele de calcare, pe ivirea de filite negricioase ale Formațiunii de Tulișa.

CONCLUZIUNI

GEOLOGIA ȘI PETROGRAFIA REGIUNII

Regiunea, care face obiectul prezentei lucrări, este formată dintr'un funda-
ment cristalin cu învelișul său sedimentar paleozoic și mesozoic, ce face parte
din Autohtonul danubian al Carpaților meridionali, din Cristalinul Pâne-
getice și din depozitele aquitaniene ale Basinului Petroșenilor.

Fundamentul cristalin reprezintă cea mai mare parte a regiunii studiate și
este alcătuit din două serii de șisturi cristaline și două corperi eruptive
granodioritice.

Şisturile cristaline sunt constituite dintr'o serie de șisturi clorito-amfi-
bolice (Seria de Drăgșan), provenite din metamorfozarea unei serii sedimen-
togene argilo-marnoasă și calcaroasă și dintr'o serie sedimentară cuarțoasă
și arcoziană, caracterizată prin: cuarțite, gneise psamitice și șisturi cuarțo-
feldspatice (Seria de Pilugu).

Seria de Drăgșan cuprinde două complexe de roce: complexul sericito-
cloritos, alcătuit din șisturi sericito-cloritoase și diverse șisturi micacee. Uneori
apar subordonat ca intercalații de dimensiuni apreciabile: roce amfibolice,
cuarțite, cuarțite feruginoase, șisturi talcoase și gneise granodioritice, și un
complex amfibolic, alcătuit din șisturi amfibolice sericitoase, amfibolite cu
epidot, șisturi amfibolice, șisturi cloritoase și paragneise cu granat.

Alcătuirea mineralogică și dispoziția structurală a acestei serii este foarte
variată, în deosebi sub microscop se poate vedea caracterul său foarte heterogen.

Deși, acutalmente, rocele cele mai frecvente din această serie se prezintă
sub faciesul sericito-cloritos, credem totuși că această serie a fost metamorfozată
primordial în mesozonă, judecând după prezența frecvențelor intercalațiuni
de amfibolite cu epidot, roce izofaciale cu zona de metamorfism biotică și
granatiferă. Ulterior, a avut loc, în timpul mișcărilor de ridicare a masivelor
granodioritice, adaptarea lor la epizonă prin diaforeză.

Seria de Pilugu se desvoltă la baza Seriei de Drăgșan, fiind intim legată
de aceasta din urmă. Ea este constituită din cuarțite, gneise psamitice, mica-
șisturi și subordonat șisturi sericito-cloritoase, care reprezintă termenii meta-
morfozați ai unui complex, sedimentar grezos.

Această serie de roce metamorfice, inițial mesozonală, a suferit ca și Seria
de Drăgșan un metamorfism retrograd, după cum reiese din ubicuitatea
sericitului, raritatea biotitului și prezența cloritului cu caracter pseudomorf.
Acest retromorfism s'a produs în aceleasi condiții ca și la Seria de Drăgșan.

In acest înveliș de șisturi cristaline se găsesc intruse două corperi eruptive:
Masivul Retezat și Masivul Buta. Ambele masive sunt alcătuite din roce
granodioritice.

In Masivul Retezat se distinge un facies cu textura aparent masivă, ce ocupă partea centrală a masivului, un facies gneisic intermediar, larg dezvoltat și o zonă periferică de gneise laminate.

In învelișul de șisturi cristaline al acestui masiv nu se constată fenomene de contact eruptiv, ceea ce ne permite să tragem concluzia că ne găsim în prezență unui contact tectonic. Într'adevăr în șisturile cristaline, în deosebi în Seria de Drăgășan, apar zone cu milonite la contactul Masivului Retezat. Un caracter fiziografic constant și caracteristic al grandioritului de Retezat îl formează prezența epidotului primar în cristale idiomorfe. Epidotul se asociază de regulă cu foile de biotit, deasemenea primare. Această concreștere nu prezintă nici o dispoziție din care să rezulte un proces de substituție metasomatică.

In Masivul Buta, am putut separa faciesuri gneisice larg dezvoltate, fără însă a putea delimita pe zone mai întinse, ca în Masivul Retezatului, gneise laminate. Cu ajutorul studiului microscopic și al raportului dintre feldspați potasici și plagioclazi, am putut separa în acest masiv granodiorite propriu zise, granodiorite adamelitice și microgranodiorite adamelitice.

In caracterul fiziografic al granodioritului Buta se constată două elemente diferențiale față de granodioritul Retezat: epidotul primar lipsește cu totul iar microclinul este maclat submicroscopic, prezentând o extincție unduloasă și numai pe alocuri devine vizibilă structura în ostrețe, element fiziografic caracteristic al grandioritului Retezat.

Din analizele microscopice ale unui foarte mare număr de secțiuni subțiri, reiese că rocele granodioritice ale Masivelor Retezat și Buta sunt de origine magmatică, iar variațiile paragenetice și structurale sunt rezultatul consolidării unei magme acide sub stress.

Chiar, în rocele aparent masive se constată o tendință marcată de orientare a compoziției mineralogici.

Caracterul gneisic mai accentuat este legat de o recristalizare în masa granodioritului sub efectul stressului, datorită căreia, ia naștere o gamă de结构uri intermediare, conducând spre structura cristaloblastică.

Generația a două de biotit verde concrescut cu cuarț recristalizat și oligoclas bazic, în termenii de structură granitică, vădește condițiunile de temperatură înaltă în care se elaborează structura gneisică, distonând cu procesele de retromorfism din rocele învelișului. Mai târziu, se dezvoltă zonele de sdrobire în masa Eruptivului și faciesul de laminare periferică, care sunt caracterizate prin parageneza de temperatură mai scăzută. Masivele poartă astfel toate caracteristicile unor corperi sincinematice.

La Sudul și Sud-Estul regiunii noastre, între cele două grupe cristaline (Autohtonul danubian și Pârâul getică), se dezvoltă un complex de depozite



sedimentare paleozoice și mesozoice, care reprezintă în cea mai bună parte învelișul normal al Autohtonului.

Intre depozitele paleozoice menționăm depozitele slab metamorfozate ale Seriei de Tulisa (Carbonifer?) reprezentată prin conglomerate, quartite, calcară cristaline, șisturi satinate și filite negre grafitoase și depozitele permiene de pe Culmea Drăgășanului, de tip verrucanic.

Depozitele mesozoice din regiunea noastră încep cu gresiile albe-cenușii și breciile calcaroase repartizate la Lias-Dogger? și se termină cu calcarăt de vîrstă tithon-neocomiană.

Pe partea dreaptă a Văii Jiului Românesc, în lungul suprafeței de supracutare a Cristalinului Pânzei getice, peste Sedimentarul Autohtonului danubian, apar o serie de lentile de ofiolite mesozoice, (serpentine), a căror poziție între Tithonicul autohton și Pânta getică este legată de orogeneza mesorecacică.

Dealungul Văii Jiului Românesc apar o serie de șisturi cristaline mesozonale: paragneise cu biotit și granați, micașisturi și quartite, care reprezintă resturile Pânzei getice, păstrate sub depozitele aquitaniene.

In inflexiunea sinclinală a Pânzei getice de pe V. Jiului Românesc se aşează formațiunile sedimentare ale Aquitanianului cu carbuni bruni ce se exploatează mai la E (Lupeni, Petroșeni).

Depozitele cuaternare sunt reprezentate prin aluviunile văilor, prin terase, prin întinse perdele de grohotiș mobil și stabilizat și prin depozitele glaciare din circurile Retezatului (morene).

TECTONICA

Regiunea Munților Retezatului face parte din Autohtonul Carpaților meridionali aşa cum a fost conceput de G. MURGOCI.

Autohtonul danubian este constituit din două mari culmine anticolinale, formate din șisturile cristaline al Seriei de Drăgășan și Pilugu, în bolta cărora apar sămburii granodioritici ai Masivului Retezat (NNW), ai Masivului Buta (SE). Aceste masive au o formă ovoidală cu axa mare în direcția de dezvoltare NE. Contactul cu învelișurile lor de șisturi cristaline este un contact deranjat, evidențiat prin dezvoltarea aproape continuă a unui facies marginal de roci gneisice sau chiar gneise laminate (Retezat).

Mișcarea masivului în raport cu învelișul său sedimentar și nașterea numeroaselor zone laminate sunt legate de continuarea efortului mecanic după consolidarea masivului.

Șisturile cristaline care înconjoară acești sămburi granodioritici sunt mai vechi și s-au format probabil în timpul orogenezei caledoniene, în timp ce



intruziunea acestor mase eruptive granodioritice s'a produs în timpul orogenezei hercinice.

O dovadă evidentă că aceste Șisturi cristaline sunt mai vechi decât intruziunile granodioritice, este faptul că dealungul Culmii Peleaga — Vârful Mare și V. Ursasca se găsesc enclave sau sinclinale prinse din Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan, ceea ce dovedește că această serie era deja în stadiul de Șisturi cristaline în timpul intruziunii acestor masive.

Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan formează un sinclinal desvoltat dealungul Văii Lăpușnicului și a Râului Bărbăt.

În spre SW, acest sinclinal se afundă cu 45° — 54° SW sub depozitele sedimentare paleozoice.

Raporturile structurale ale sedimentelor paleozoice și mesozoice sunt numai în parte în succesiune normală.

Prin poziția lor tectonică între cele două mari unități tectonice, ele au constituit în timpul orogenezei mesoretacice suportul pe care a alunecat pârza.

Șisturile cristaline ale Pânzei getice din jurul basinului Aquitanian formează un sinclinal îngust și lung care suportă depozitele aquitaniene. Acestea din urmă reprezintă partea terminală a basinului Petroșeni, a cărui structură sinclinală liniștită nu prezintă în regiunea noastră decât două ușoare accidente transversale și o denivelare sub Culmea Buta.

Primit : Mai 1949.



BIBLIOGRAFIE

1. AFANASIEV G. B. Rolul granitizării masivelor granitice ale unor regiuni cutate. *Izvestia Acad. de Ști. U.R.S.S.*
2. ATANASIU I. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului (jud. Neamț). *An. Inst Geol Rom.* XIII, 1928, București, 1929, pag. 165—371.
3. — Curs de geologie generală, partea I. Fenomene magmatische. București, 1945—46.
4. BARTH T. F. W. The Birkeland granite, a case of petroblastesis. *Soc. Geol. Finlande* Nr. 20, pag. 123—182, 1947.
5. BELIANKIN B. S. Problema granitului. *Izvestia Acad. Nauk U.R.S.S.*
6. BERKE. Mineralbestand u. Struktur der kristallinen Schiefer. I., *Denkschr. d. Wiener Akademie der Wissensch.* L. Band.
7. BOWEN N. L. The evolution of the igneous rocks. Princeton, 1928.
8. BACKLUND H. G. Zur Granitisationstheorie. *Geol. Förmir. Förhandl. Bd. 60* (1938) 177. Chemie der Erde, Bd. 14 (1942) p. 157.
9. BUTTGENBACH H. Les minéraux et les roches. Paris, 1935.
10. CODARCEA AL. Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fer — Bocșa Montană (Jud. Caraș, Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XV. (1930). București, 1931.
11. — Cercetări geologice în V. Ferendie și V. Moraviței din împrejurimile Ocnei de Fer (Jud. Caraș, Banat). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* XIII (1924—1925). București, 1930.
12. — Comunicare preliminară asupra zăcămintelor de minereuri dela Ocna de Fer (Banat) Minele Reichenstein. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* XII (1923—1924) pag. 92—112. București, 1930.
13. — Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes de Fer (Vârciorova). *C. R. Inst. Géol. Roum.* București, 1935.
14. — Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina—Svinița. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXV. București, 1937.
15. — Contributions à la tectonique des Carpates Méridioanales. *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXV. București, 1937.
16. — Quatrième réunion annuelle de la Société Roumaine de Géologie à Turnu Severin. *Bul. Soc. Rom. Geol.* III. București, 1937.
17. — Vues nouvelles sur la tectonique du Bînat Meridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol Rom.* XX. 1939.
18. CORRENS W. C., ESKOLA PENTTI u. BARTH. Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
19. DALY A. REGINALD. Granite and metasomatism. *Amer. Jour. of Science.* Vol. 247., Nov. 11, 1949.



20. DUPARC L. et REINHARD MAX. La détermination des Plagioclases dans les coupes minces. *Mém. de la Soc. de Phys. et d'Hist. Nat. de Genève*, Vol. 40, Fasc. 1, pag. 149, Genève, 1934.
21. GHERASI N. Note sur la géologie des Monts Godeanu et Tarcu. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XX. (1931—32). București, 1934.
22. — Étude pétrographique et géologique dans les Monts Godeanu et Tarcu. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII. București, 1937.
23. GHİKA BUDESTI ȘT. Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. București, 1934.
24. — Les plagioclases de banatites étudiées par la méthode Fedoroff. *Schw. Min. Petr. Mitt.* 1931. I. Zürich.
25. — Le deuxième groupe cristallin et ses granits dans la région entre la Latorița et l'Oltet. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XI. București, 1937.
26. — Pétrographie et tectonique des Carpates Méridionales roumanies. *Rev. de géogr. physique*. XI. Paris, 1938.
27. — Les Carpates méridionales centrales. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. București 1940.
28. GIUȘCĂ DAN. Massif du Procopan (Dobrogea). *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. 1931. București, 1933.
29. — Considérations sur les problèmes de différenciation magmatique dans la Dobrogea du Nord. *Bul. Soc. de Geol.* II, București, 1935.
30. — Observations pétrographiques dans la région du Bugeac (Dobrogea). *Bul. Lab. Miner. Univ. Buc.* Vol. I. București, 1934.
31. GRUBENMANN U. Die kristallinen Schiefer. Berlin, 1910.
32. — Die kristallinen Schiefer, eine Darstellung der Erscheinungen der Gesteinsmetamorphose und ihrer Produkte. 2. Aufl. Berlin, 1910.
33. HAUER FR. u. STACHE G. Geologie Siebenbürgens. 636 p. Viena, 1863.
34. HARKER A. Metamorphism. London, 1932.
35. HOLMES ARTHUR. The Nomenclature of Petrology. II-nd. London, 1928.
36. — Petrography Methods and Calculations. II-nd. Impres. London, 1930.
37. HOFFMANN U. și INKEY B. v. Harta geologică 1: 75.000 foiaia Petroșani și Pasul Vulcan.
38. ILIE M. et MANOLESCU G. Calcaires organogènes dans le bassin de Petroșani (Roumanie). *Bull. de l'École Polytechn. Bucarest.* XII e. București, 1941.
39. INKEY BÉLA. Die transylvanischen Alpen vom Rotenturmpass bis zum Eisernen Tor. *Math. Naturwiss. Ber. aus Ungarn.* Bd. IX. pag. 20—53. Berlin-Budapest. 1891.
40. IONESCU BUJOR D. Granitul de Șușița. Contribuționi la studiul petrografic și geologic al Carpaților Meridionali. 1909.
41. JOHANNSEN ALBERT. Suggestion for a Quantitative Mineralogical Classification of Igneous Rocks. *Journ. Geol.* XXV. 1917. pag. 63—97.
42. — A Planimeter Method for the Determination of the Percentage Compositions of Rocks. *Journ. Geol.* XXVII. 1919, pg. 276—285.
43. — A Quantitative Mineralogical Classification of Igneous Rocks. Revised. *Journ. Geol.* XXVIII, 1920. pag. 38—60, 159—177, 210—232.
44. — Essentials for the Microscopical Determination of Rockforming Minerals and Rocks in Thin Sections. Chicago, Illinois, 1922, pg. 53.
45. KLOCKMANN'S RAHMDOHR P. Lehrbuch der Mineralogie. 1936.
46. KOBER L. Der Bau der Erde. Berlin, 1928. (Die Karpathen, pag. 181—187).
47. — Die Bauelemente der Ost- und Südkarpathen. *Ak. d. Wiss. Wien. Sitzber. math. nat. Kl. Akad. Anzeiger* Nr. 19. 1929.

48. KRÄUTNER TH. Les dépôts mésozoïques dans la région des sources du Someșul Cald et de Vlădeasa (départ. de Bihor). *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXVII. 1939. București, 1944.
49. — Die Spuren der Eiszeit in den Ost- und Südkarpaten. *Verh. u. Mitt. des Vereins für Naturw. zu Hermannstadt.* LXXIX. Bd. 1929.
50. — Observations géologiques sur le Mésozoïque à l'W du massif cristallin du Gilău et sur ses rapports tectoniques avec la série du Codru et la série de Biharea. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXVIII. 1940, București, 1944.
51. LAPAPPRENT A. *Précis de Minéralogie*, 1921.
52. LINCK G. u. JUNG H. *Grundriss der Mineralogie und Petrographie*, 1935.
53. LÓCZY L. A Retyezat tavairok. *Földt. Közl.* XXXII. 1904, pg. 224—233 (Abrégé: Ueber die Seen des Retyezát Gebirges, pg. 63—71). Budapest 1904.
54. LEHMANN P. Das Tal von Petrosény. *Verh. d. Gesellsch. f. Erdkunde*, Berlin, 1884.
55. — Die Südkarpathen zwischen Retyezat und Königstein. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde* Berlin, 1885.
56. — Schneeverhältnisse und Gletscherspuren in den Transylvanischen Alpen. IX *Jahresber. d. geogr. Gesellsch. zu Greifswald.* 1904.
57. MANOLESCU G. Das Alter der Schela-Formation. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. I. București, 1932.
58. — Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpates Méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII. București, 1937.
59. — Étude géologique et pétrographique du Bassin du Jiu supérieur. *An. Ac. Rom. Mem., Sect. Șt. Ser. III. T. 12. Mem. 6* București, 1937.
60. — Observations géologiques dans le bassin supérieur [des vallées de la Cerna et du Jiul Românesc. 1936. *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XXIV. București, 1940.
61. MACOVEI G. Basenul terțiar dela Bahna. *An. Inst. Geol. Rom.* III. 1909 pag. 57—159. București, 1909.
62. — et ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, 1931. București, 1934.
63. MARTONNE EMM. de. Recherches sur la période glaciaire dans les Karpathes méridionales. *Bul. Soc. Științe.* București. IX. 1900.
64. — Remarques sur le climat de la période glaciaire dans les Karpathes méridionales. *Bul. Soc. Géol. Fr.* 1902. 4-e sér. II. pag. 330—332.
65. — Sur la plate-forme des hauts sommets des Alpes de Transylvanie, *C. R. Acad. Paris.* T. CXXXVIII. 1904.
66. — La Période glaciaire dans les Karpathes méridionales. *C. R. Congrès International de Géologie de Vienne 1903.* Vienne, 1904. p. 691—702.
67. — Sur le caractère des hauts sommets des Karpathes méridionales. *Asoc. rom. p. șinaint. și răsp. științei. Congr. II.* București 1903. p. 389—392. București, 1908.
68. — Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie *Rev. de Géogr.* 1906—1907. Paris.
69. MELLIS D. Gefügediagramme in steorecgraphischen Projectionen. *Min. Petr. Mitt.* (1942.) p. 330.
70. MIERS H. Manuel pratique de Minéralogie (tradus din limba engleză). 1906.
71. MRAZEC L. Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (versant roumain) *C. R. IX. Congr. géol. Internat. Vienne.* 1903, pag. 631—648, Vienne, 1904.
72. — Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpates roumaines. *Bul. Soc. Științe București, An. VI.* 1897.

73. MRAZEC L. Asupra unor conglomerate, gresii și șisturi verzi în Munții Vulcanului. *Bul. Soc. Științe, București*. An. VI, 1897.
74. — Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara 1897. I. Partea de Est a Munților Vulcan. *București*, 1898.
75. — Asupra clasificării Cristalinului din Carpații Meridionali. *Bul. Soc. Științe București*. An. VIII. Nr. 6, 1899.
76. — Contributions à l'histoire de la Vallée du Jiu. *Bul. Soc. Științe. București*. An. VIII Nr. 4—5, 1899.
77. — Discuțiuni asupra comunicării D-lor Murgoci și Nopcsă relativă la Tectonica Carpaților Banatului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI. (1914—1915). *București* 1923.
78. — et DUPARC. Sur les phénomènes d'injections et de métamorphisme exercés par la Protogine et les roches granitiques en général. *Arch. Sc. Phys. et Nat. Genève*, 4—me Sér. T. V. 1898.
79. MURGOCI G. Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Karpathes méridionales *C. R. Acad. Paris*. 31. VII. 1905. *Bul. Soc. Științe București*, XVI, 1907. *București*, 1907.
80. — Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Karpathes méridionales. *C. R. Acad. Paris* 4. Sutp. 1905, *Bul. Soc. Științe București* XVI, 1907, *București* 1907.
81. — The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI. Congrès Géol. Internat.* 1910 Stockholm 1912, pg. 871—880.
82. — Sinteză geologică a Carpaților de Sud. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. I, *București*, 1923.
83. NIGGLI P. Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgemeiner Teil. Berlin 1924.
84. — Lehrbuch der Mineralogie, 1920.
84. bis Gesteins- und Mineralprovinzen, Bd. I. Berlin 1923.
85. NOPCSA FR. BARON. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulaféhérvár, Deva, Rusz kabánya u. d. rum. Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. XVI Heft 4. pg. 95—279. Budapest, 1905.
86. OSANN A. Ueber die Definition von Diorit und Gabbro. *T. M. P. M.* Bd. XXII. H. 5 1903. pag. 403.
87. PALIUC G. Recherches géologiques dans les Monts du Parâng. Communication préliminaire. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXI (1932—1933). *București*, 1937.
88. — Études géologiques et pétrographiques du massif du Parâng et des Munții Cimpiai, *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII. *București*, 1937.
89. PRESWERK H. Der Quartzdiorit des Coccoomasivs und seine Beziehung zum Verzascag-neiss. *Schweiz. Min Petr. Mitt.* 11 (1931) 27.
90. REINHARD MAX. Der Coziagneisszug in den rumänischen Karpathen. *Bul. Soc. Științe*, XV. *București*, 1906.
91. — Șisturile cristaline din Munții Făgărașului. (clina română). *An. Inst. Geol. Rom* III. 1909. pag. 165—223. *București*, 1910.
92. — et DUPARC L. La détermination des plagioclases dans les coupes minces *Mém. Soc. de Physique et d'Hist. Nat. de Genève*, Vol. 50, fasc. 1, pag. 149 *Genève*, 1924.
93. PERRIN R. et ROUBAULT M. Le granite et les réactions à l'état solide: *Service Carte Géol. Algérie* Sér. 5, Nov. 4, 1939.
94. RINNE F. La science des roches, Tradus și completat de L. BERTRAND. Ed. III. 1928
95. ROMAN D. Schiță geologică 1:500.000 a Basinului Jiului dela Izvor până la Filiași. *Studi Tehnice și Economice*. IV. fasc. I.

14. — Anuarul Com. Geologic. — c. 2119



96. ROSENBUSCH H. Physiographie der massigen Gesteine. I. Hälfte, 2-ter Band. IV-te Auflage. Stuttgart, 1907.
97. — Elemente der Gesteinslehre von Dr. A. Osann. IV-te³ Auflage. Stuttgart, 1923.
98. — Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. 5-te Auflage von Dr. O. Mügge Bd. I. II-te Hälfte. Stuttgart, 1925.
99. SCHAFARTZIK FR. Über die geologischen Verhältnisse der SW-lichen Umgebung von Clopotiva u. Malomvitz (Bericht über die im Jahre 1898 im westlichen Retyezat-Gebirge aufgen. geol. Spezialaufnahmen). *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A. f. 1896*. Budapest, 1898.
100. — Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse und Geschichte des Gebirges am Eisernen Tore an der unteren Donau. *Földt. Közl.* XXXIII, H. 7—9, pag. 402—435 Budapest, 1903.
101. — Reambulation in den südlichen Karpathen und in Krasso-Szörányer (Caras-Severin) Mittelgebirge im Jahre 1909. *Jahresber. d. k. ung. geol. R.A.f. 1909*.
102. STRECKEISEN A. Cercetări geologice în Podișul Mehedinți. D. d. S. *Inst. Geol. Rom.* XVIII. București, 1931.
103. — Sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. București 1932.
104. — et GHERASÍ N. Recherches géologiques dans les Carpates méridionales entre la vallée du Jiu, Caransebeș et les Portes de Fer. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XIX. București, 1933.
105. SCHIMDT O. Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. D. d. S. *Inst. Geol. Rom.* XVIII. București, 1931.
106. SHAND JAMES S. Eruptiv rocks. Thomas Murby. 40 Musem Street, London.
107. STANCIU V. Provinciile minerale ale României. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* III, 2, 1930, pg. 1—32.
108. SEMMENENKO N. P. The granite pegmatites of the Ukraine. *Intern. geol. congr.* XVII. Moscova 1937.
109. STUR D. Bericht über die geol. Übersichtsaufnahme des südwestl. Siebenbürgens. *Verh. d. k. geol. R.-A.* XIII. 1863, pag. 42.
110. TERMIER M. P. Sur la genèse des terrains cristallophylliens. *C. R. X. Congr. Géol. Intern.* 1910. Stockholm, 1912.
111. — La zone cristalline - mésozoïque. Aperçu provisoire sur l'ensemble de la géologie des Carpates. *C. R. Ac. Sc. Paris.* 1927.
112. TYRELL N. G. The Principles of Petrology. London 1926.
113. TOULA FR. Eine geologische Reise in die transylvanischen Alpen Rumäniens. *Schr. d. Ver. Verbr. Naturwiss. Kenntn.* Wien. T. XXXVII. 1897.
114. VENDL A. Das Kristallin des Sebescher - und Zibinsgebirges. *Geologica Hungarica.* IV. Budapest, 1932.
115. WEGMANN C. Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau.* Bd. XXVI, H. 5. 1936.
116. WEINSCHENK E. Grundzüge der Gesteinskunde. II-ter Teil. Spezielle Gesteinskunde, II-te Auflage. Freiburg i. Brisgau, 1907.



STUDII GEOLOGICE IN REGIUNEA SÂNPETRU-PUI (BAZINUL HAȚEGULUI)

DE

MIHAI ALFRED MAMULEA

TABLA DE MATERII

	<u>Pag.</u>
<i>Introducere</i>	213
<i>Morfologia regiunii</i>	214
Zona de margine a Șisturilor cristaline	214
Zona platoului calcaros	214
Zona cu gresii și marne	216
Zona câmpiei de piemont	217
Zona aluviuinilor	218
Zona pietrișurilor pliocene	219
<i>Istoric</i>	219
<i>Stratigrafia</i>	222
1. Zona nordică	222
A) Șisturile cristaline	222
B) Jurasic	224
1. Liasic	224
2. Dogger	225
3. Malm	226
a) Callovian-Oxfordian	226
Gaize	226
Chertele	227
b) Kimmeridjian	227
c) Tithonic	228
C) Cretacic, inferior	232
1. Valanginian-Hauterivian	232

	<u>Pag.</u>
a) Depozite reziduale	232
Studiul microscopic	233
Vârsta și originea depozitelor reziduale	233
Geneza depozitelor reziduale	233
b) Gresii infrabarremiene	236
2. Barremian	238
3. Aptian	239
Aptian inferior	239
Aptian superior	240
II. Zona intermediaă	240
1. Cenomanian	241
2. Turonian	244
3. Senonian	245
III. Zona sudică	247
1. Danian	247
2. Paleogen	250
3. Miocen	251
a) Tortonian	251
b) Sarmatiān	252
4. Pliocen	254
5. Cuaternar	255
a) Conurile de dejectione	255
b) Terasele	257
c) Depozitele din peșteri	257
d) Aluviunile	258
e) Solul	258
Rendzine	259
Soluri podzolice brun-descrise, neevolute	259
Soluri podzolice brune fără profil complet	260
Podzol format pe pietrișurile pliocene și micașisturi	260
Podzol format pe argilele sarmatiene	260
Podzol format pe conurile de dejectione	261
Profilul solului format pe conul Tânăr al Râului Bărbat	262
Soluri de luncă	263
Soluri coluviale	263
Soluri pe aluviuni	263
<i>Tectonica</i>	264
Tectonica Jurasic-Cretacicului inferior	264
Tectonica Cretacicului superior	266
Tectonica Paleogenului	267
Tectonica Miocenului	267
Tectonica Pliocenului	268
Tectonica Cuaternarului	268
Particularități tectonice	268
<i>Rezultate și concluziuni</i>	268
<i>Bibliografie</i>	271

INTRODUCERE

Bazinul Hațegului, care constituie obiectul studiului nostru, se poate împărți, din punct de vedere geologic, în două regiuni distincte, separate printr-o linie geografică aproximativă care merge dela Ciopeia la Râu de Mori.

Fiecare din aceste două regiuni prezintă spre rezolvare probleme geologice independente. Lucrarea prezentă se referă numai la partea de Est a bazinului.

Localitatea cea mai importantă din acestă regiune este orășelul Pui, situat aproximativ în centru.

Inconjurată de șiruri de munți greu de trecut, oferind adăposturi convenabile în peșteri, precum și silexul necesar confecționării uneltelor folosite de omul primitiv, regiunea a fost locuită încă din timpurile preistorice. Mărturie sunt urmele lăsate de omul paleolitic și neolitic în peșterile dela Cioclovina și Bordul Mare. Printre aceste urme ale omului preistoric trebuie relevat craniul de *Homo sapiens diluvialis*, descoperit în grota dela Cioclovina, care aparține tipului de Předmost, din Paleoliticul superior, epoca aurignaciană, care pentru Europa orientală și centrală este situat în interstadiul Würm I și Würm II (Fr. REINER și I. SIMIONESCU (68) precum și falanga de *Homo primigenius* (SCHWALBE), descrisă de ST. GAAL, care provine din grota dela Bordul Mare. (23).

Din punct de vedere geografic, Bazinul Hațegului este o mare depresiune intracarpatică, cuprinsă între Masivul Retezatului la S, Munții Sebeșului și Poiana Rusă la N și W. Spre S, regiunea studiată se întinde până în zona Șisturilor cristaline (apărținând Geticului și Autohtonului). În această parte a regiunii limita sedimentar-cristalină este aproape o linie dreaptă cu direcția EW, ce trece puțin mai la S de liziera satelor: Pietros, Valea Lupului, Uric, Hobița, Șerel, Coroëști, Nucșoara, Râu de Mori.

La W cercetările noastre se întind până la V. Râul Mare, pe porțiunea dintre Râu de Mori și Bărești.

Spre N regiunea este delimitată de o linie sinuoasă ce pleacă din dreptul satului Bărești, trece pe la N de satul Ciopeia, urmărește creasta ce separă V. Streiului și V. Vrateca de V. Mare și V. Vânătorului, îndreptându-se apoi spre E prin cătunul Cioclovina până în Vârful Rotunda.

În partea de E, limita regiunii este formată de o linie ce pleacă din Vârful Rotunda, urmărește Valea Rea și se continuă apoi dealungul Văii Pietrosului (Streiul superior) până la confluența acestuia cu V. Crivadia.

Am primit în studiu această problemă, propusă de Institutul Geologic în anul 1936.



MORFOLOGIA REGIUNII

Din punct de vedere morfologic regiunea se poate divide în mai multe zone.

Zona de margine a Șisturilor cristaline, ce formează cadrul regiunii cercetată de noi la N, E și S.

In partea de N, unde apare la zi gneissul, morfologia este caracterizată prin creste înguste cu pantele mult înclinate și uneori abrupte, cu vegetație săracă. Văile sunt foarte adânci și cu profil în formă de V. Altitudinea crestelor nu trece de 900 m.

In partea de NE, unde apar micașisturi, morfologia este caracterizată printr'un relief domol, cu văi regulate și largi cu direcția generală NE-SW. Aceste văi ajunse în zona calcaroasă se închid adesea, aşa cum vom arăta în capitolul următor. Altitudinea la care ajung vârfurile din această regiune este în jurul a 1000 m.

Zona platoului calcaros, situată în partea de E a regiunii studiate, prezintă altitudinea maximă în Vârful Runcului (1163 m). Cota medie a acestui platou este cuprinsă între 800 și 1000 m. In dreptul comunei Barul Mare calcarele ating V. Streiului sub cota 500 m.

In sus de cota 800 m relieful platoului este destul de regulat, cu înclinare generală spre SW. Denivelarea, între marginea de NE și marginea de SW a platformei este de circa 200 m. Acest relief este complicat de prezența a numeroase doline cu adâncimea medie de 8—12 m. Adeseori, dolinele sunt dispuse regulat, formând siruri ce urmăresc probabil un curs de apă subteran, alteori se întâlnesc doline izolate sau grupate neregulat mai multe la un loc.

Deasupra platoului se ridică vârfuri rotunjite, câte odată creste abrupte, a căror înălțime nu trece de 130 m deasupra nivelului platoului.

Dela înălțimea de 700—800 m, pantele coboară brusc spre basin până la aproximativ 600 m. De multe ori se observă profile în scară cu trepte de 20—30 m înălțime.

Calcarele ce alcătuiesc platoul sunt puternic diaclazate, cu numeroase crăpături ce permit pătrunderea repede a apelor în adâncime, din care cauză văile ce străbat această zonă sunt lipsite de un curs de apă permanent și sunt puțin adâncite.

Solubilitatea mare a calcarelor a dat naștere fenomenelor carstice, foarte frumos descrise de JUSTIN GHerman (24).

Văile ce străbat zona calcaroasă au izvoarele, cu mici excepții, situate în Șisturile cristaline. Direcția lor de curgere este în general NE-SW, și este

determinată probabil de tectonica regiunii. Curând după intrarea cursurilor de apă în zona calcarelor, apa dispare dela suprafață, continuându-și cursul prin văi subterane. Punctele unde apa dispare în adâncime sunt numite de localnici «înghițitori».

In unele cazuri, ca în V. Ponorâciului, V. Ponorului, «la înghițitoare», din cauza adâncirii văii prin solubilizarea calcarului, iau naștere pereți abrupti, numiți de localnici «ponor». In felul acesta valea se termină brusc. Apa continuă să curgă printr'un canal care este marcat la suprafață de un sir de doline.

In amonte de înghițitoare, valea este largă, cu versantele abrupte, ce mărginesc un șes larg, mlăștinos, format din materialul cărat și depus de apă, pe care curge pârâul. Din cauza pantei foarte mici, cursul de apă face numeroase meandre și în perioadele cu precipitații atmosferice abundente, apa nepuțându-se scurge repede prin înghițitoare, se varsă peste maluri, formând lacuri temporare.

Pe malul stâng al Văii Ponorul se poate observa și o mică terasă, cu înălțimea de circa 5 m deasupra șesului.

In alte cazuri, după dispariția cursului de apă, valea se continuă la suprafață ca o vale seacă. Numai în cazul viiturilor mari, apa ce nu se poate scurge prin înghițitoare în adâncime, curge în lungul văii. Surplusul de apă nu ajunge în întregime până la capătul văii, pentrucă, în bună parte, se pierde pe drum prin crăpăturile calcarelor, aşa că la gura văii ajunge numai o cantitate mică de apă. Din cauza scăderii debitului, puterea de eroziune a apei este diminuată treptat în josul văii. Acest fapt are drept urmare o eroziune longitudinală neegală, care duce la formarea de chei adânci și înguste în susul văii, acolo unde puterea de eroziune a apei este maximă, și la formarea unei văi large, cu versantele puțin inclinate în josul văii, unde puterea de eroziune a apei este minimă.

V. Lunca Priporului și V. Lunca Ohăbii prezintă caracterele descrise mai sus. Pentru aceste două văi mai este de remarcat și cursul rectiliniu dela NE spre SW.

Văile, a căror origine este situată în calcare, sunt văi seci, lipsite de apă. Ca exemplu cităm: V. Sohodol, V. Lola și V. Cieș.

Din cauza lipsei totale a unui curs de apă permanent, aceste văi sunt puțin adâncite, cu versantele puțin inclinate.

Din cauza eroziunii încetinite, gura de vărsare a Văii Lola în V. Streiului rămâne suspendată la circa 300 m deasupra Streiului.

Numai V. Pietrosului (Streiul superior) reușește să traverseze placa de calcare, străbătând-o dela N spre S. Patul apei este săpat în Cristalinul ce stă la baza calcarelor. Până la înălțimea contactului între calcare și Cristalin, versantele văii sunt inclinate și acoperite de o vegetație bogată.



Dela contact în sus versantele sunt abrupte și calcarele rămân desgolite, aproape fără vegetație.

Lipsa de contact între calcar și Șisturile cristaline mai este marcată și de o serie de izvoare vaucluziene puternice. Este de remarcat faptul că aceste izvoare se găsesc numai pe partea stângă a văii, lipsind cu totul pe partea ei dreaptă.

Deasemeni, în lungul Văii Pietrosului, se poate observa în unele locuri o asimetrie a văii. Zona de Cristalin a versantului vestic este mai abruptă decât aceea a versantului estic. Cursul de apă bate mai mult spre dreapta văii, lăsând pe stânga pajiști uneori destul de întinse.

Din cauza lipsei de apă, regiunea calcaroasă este foarte puțin favorabilă așezărilor omenești. Se găsesc însă numeroase sălașe și adăposturi pentru vître.

Zona cu gresii și marne din Nordul depresiunii. Înălțimile ce alcătuiesc această regiune au vârfurile rotunjite, cu pante domoale. Altitudinea lor abia trece de 800 m.

Văile ce străbat această regiune au izvoarele situate la marginea zonei calcaroase sau în Șisturile cristaline din Nordul regiunii. Numai văile ce primesc apă de sub calcar sunt adânci și bine desvoltate, celelalte au mai mult un caracter torrential. Izvoarele din marginea calcarelor au caracter vaucluzian cu debit puternic, puțin influențat de cantitatea de precipitații atmosferice. Origina lor trebuie căutată în pâraiele ce se pierd în calcare în parte de E a regiunii carstice.

Regiunea cu gresii și marne este străbătută de două văi mai importante: V. Ohaba, care izvorăște de sub Culmea Fruntea Mare din peștera Șura Mare. Ea primește pe partea dreaptă, aproape de izvor, V. Federi unită cu V. Cheia. Mai jos, pe dreapta văii, nu se mai întâlnesc decât văi scurte cu caracter torrential. Pe partea stângă V. Ohaba primește V. După Deal unită cu V. Șipote și în apropierea comunei Ponor, Valea lui Ion.

V. Fizeștiului, rezultată din confluența Văii Dreptului cu V. Vrateca, primește pe partea dreaptă văile: Semărău și Grosului.

Bazinul Fizeștiului este separat de bazinul Ohabei prin crestele: Măgura cu altitudinea 764 m, Dumbrăvița cu altitudinea 632 m, Murgoiul înalt de 755 m și Padeșul. Aceste două basine colectează apa din partea de NE a regiunii studiate de noi și o drenăază spre Strei.

In afară de cele două văi importante, regiunea de gresii și marne mai este străbătută de văi cu o mai mică importanță, ca: V. Stroii, V. de Corn, V. de Nucă și V. Căminului. Aceste văi au direcția de curgere dela N spre S și colectează apele din Nordul basinului, drenându-le spre Strei. In cea mai mare



parte a anului văile sunt seci și nu au apă decât în perioadele ploioase. Caracterul lor este torențial.

In lungul acestor pâraie putem face următoarele observații referitoare la profilul transversal al văilor. Acolo unde stratele cad spre aval, valea este foarte largă, versantele sunt puțin inclinate. Natura rocelor favorizând alunecări de teren, se observă pe flancurile văilor relieful tipic vălurat. Pe porțiunile străbătute de vale, unde stratele înclina spre munte, valea se îngustează formând chei adânci, cu numeroase cascade.

Oferind o expoziție spre S, cu văi ferite de curenți reci, regiunea este foarte favorabilă pomiculturii. Din cauza terenului accidentat, agricultura propriu zisă este practic imposibilă. Există numai suprafete mici, cultivate mai ales cu porumb și secară.

Zona câmpiei de piemont este caracterizată printr'un relief slab ondulat, formând un platou cu înclinarea generală dela S spre N. Ea rezultă din contopirea conurilor de dejecție și ocupă toată partea de mijloc și de S a regiunii. Fundamentul ei este alcătuit din material aluvionar adus din Masivul Retezatului de râurile ce străbat platoul dela S spre N. Localnicii numesc acest platou « Ploștină ». Zona aceasta este foarte favorabilă agriculturii, ceeace a făcut să ia ființă numeroase așezări omenești încă din timpurile istorice cele mai vechi. La tot pasul găsim urme de civilizație veche.

Din cauza lispei unei pânze de apă freatică superficială, actualele așezări omenești sunt grupate numai în lungul văilor și instalate chiar pe malul râurilor.

Spre N, platoul piemontez este mărginit de valea largă a Streiului, fiind separat de aceasta printr'o denivelare bruscă a terenului. In dreptul localității Pui, denivelarea este de circa 25 m.

Spre S, platoul se întinde până în versantul nordic al Masivului Retezat. Linia de separare între regiunea de șes și zona muntoasă este netă și are direcția aproximativă E-W.

In partea de S, platoul atinge altitudinea 560 m. Spre N, coboară până la 370 m.

Pe toată întinderea, zona câmpiei piemonteze este străbătută de numeroase văi. Trebuie să observăm faptul că văile mari, cu un curs de apă puternic, au izvoarele situate în Masivul Retezatului. In unele cazuri, albia actuală este săpată chiar în axul conului de dejecție, ca exemplu albia Râului Bărbat; cîteodată cursul râului alunecă spre marginea conului de dejecție. Această deplasare se face de regulă spre W.

Pe tot parcursul de străbatere a conului de dejecție văile nu mai primesc afluenți. Versantele sunt abrupte sau aproape abrupte, ceeace favorizează alunecări și prăbușiri de teren.



Văile mai importante ce străbat această regiune sunt: Râul Pietros și V. Barului în partea de E, Izvorul și Râul Bărbat în mijlocul regiunii și Râul Alb, V. Sibișelului și Râul Mare în Vestul regiunii. Cât timp parcurg câmpia piemonteză ele sunt caracterizate printr'un curs foarte regulat, aproape rectilin.

Afară de aceste văi mari, platoul este crestăt de numeroase văiugi și văi fără apă. Origina acestor văi este situată în conul de dejecție. Lungimea lor este variabilă dela câteva zeci de metri până la 4—5 km, iar adâncimea variază dela câțiva decimetri până la 20 m.

Direcția de curgere este legată de panta conului de dejecție. Cele situate pe dreapta conului curg spre NNE, cele situate pe stânga conului curg spre NNW. Cu cât valea este situată mai spre marginea conului, cu atât amplitudinea unghiului format de direcția văii cu axul conului este mai mare. Faptul acesta face ca aceste văi să aibă dispoziția în evantai, punând astfel și mai mult în evidență prezența conului de dejecție. Cea mai importantă din aceste văi este aceea situată în Sudul comunei Galați.

Zona aluvialilor ocupă suprafețe mai largi sau mai înguste în lungul râurilor, pătrunzând adesea adânc în munte. Este caracterizată printr'o morfologie plană, cu ușoare denivelări în trepte, paralele cu direcția de curgere a râului. Amplitudinea denivelărilor este sub un metru. Zona de aluviumi din lungul Streiului este numită de localnici «Câmp». Porțiunile mai ridicate sunt luate în exploatare pentru agricultură, fiind cultivate în special cu cereale. Cele joase au un caracter mlăștinos și sunt inundate periodic de revărsarea râului. Din aceste motive nu sunt cultivate, fiind folosite de localnici ca fânețe, sau sunt acoperite cu pâlcuri de arini.

Partea cea mai întinsă a acestei regiuni este formată din șesul Streiului.

Remarcăm faptul că la vărsarea afluenților în Strei se formează câteodată șesuri întinse. Relevăm șesul de la gura văilor Pietros și Crivadia, apoi cel dela gura Răului Ohaba precum și pe cel dela confluența Văii Fizești cu Streiul. Formarea acestor întinderi plane este în bună parte legată de natura petrografică a rocelor străbătute de vale, ele se formează numai la gura văilor ce străbat zona de gresii și marne, roce ușor desagregate de apă. Cantitatea enormă de aluviumi adusă în timpul viiturilor mari nu poate fi cărată în aceeași măsură de Strei, așa că materialul se depune, formând șesuri largi.

Cursul Streiului prezintă caractere interesante. Pe porțiunea dintre comunele Crivadia și Ponor, el curge aproape rectilin, fără să prezinte cotituri bruse. Între comunele Ponor și Pui, cursul Streiului este neregulat, cu numeroase meandre. Pe acest parcurs cotiturile au adesea o amplitudine mai mare de 90° , așa că în anumite locuri apa se întoarce spre munte. Același fapt îl

relevăm și pentru V. Ohaba în sectorul dintre confluența acesteia cu V. Șipote și comuna Ponor.

Cursul neregulat al râurilor, observat în regiunea comunei Ponor, îl punem în legătură cu mișcările tectonice. Probabil că această zonă este actual în scufundare, ceeace determină cursul ezitant al râurilor. Mai jos de comuna Pui, Streiul își reia cursul regulat și între comunele Ciopeia și Subcetate curge prin chei frumoase, săpate în Șisturi cristaline, fapt remarcat și de alți cercetători ai regiunii.

Zona pietrișurilor pliocene ocupă o fâșie îngustă în partea de S a regiunii studiate, formând primele înălțimi dinspre Masivul Retezatului. Morfologia ei este caracterizată prin creste înguste și alungite, cu văi adânci și înguste cu caracter torențial, lipsite de apă.

ISTORIC

Regiunea muntoasă a Transilvaniei a atras atenția încă din perioada eroică a studiilor geologice și a format obiectul de studiu al mai multor geologi. Cu această ocazie s-au făcut și primele studii asupra Bazinului Hațeg. Din nefericire, cele mai multe din primele cercetări au rămas în manuscris.

Urmărind desfășurarea studiilor geologice asupra regiunii, observăm două perioade. O perioadă mai veche, situată aproximativ între anii 1818 și 1892, caracterizată prin întreprinderea de călătorii geologice lungi, ce îmbrățișază într'un timp scurt suprafețe întinse. Rezultatele acestor călătorii au fost publicate ca note de călătorie și rapoarte generale, ce ating tangential geologia regiunii studiate de noi. A doua perioadă începe dela 1892 până în prezent și este caracterizată prin studii stratigrafice detaliate și pe suprafețe reduse.

In anul 1822 P. S. BEUDANT (8) a publicat observațiile sale, făcute cu ocazia călătoriilor geologice din anul 1818, în Slovacia Centrală, Ungaria și Transilvania. In această lucrare nu se vorbește nimic special despre Bazinul Hațegului. Ea cuprinde numai o hartă generală în culori, la scara 1:1.000.000, în care, pentru Bazinul Hațegului, au fost delimitate gresii huiliere secundare. Întinderea acestor gresii a fost foarte mult exagerată spre N, acolo unde în realitate apar Șisturi cristaline. In flancul sudic al bazinului au fost delimitate: granite, gneisse, micașisturi, șisturi argiloase.

In cadrul lucrărilor pentru ridicarea hărții geologice a Ungariei și Transilvaniei, regiunea este vizitată de A. BOUÉ în anul 1826, care publică apoi (1833) o notă scurtă (9), la care este atașată o hartă geologică generală a Transilvaniei la scara 1:1.000.000. Pe această hartă, pentru Bazinul Hațegului au fost delimitate pentru partea de E, gresii carpatici iar pentru Nordul și Vestul basi-



nului au fost separate molase și argile terțiare, care, ca și pe harta lui BEUDANT, sunt extinse mult spre N.

Atât în harta lui BEUDANT cât și în aceea a lui BOUÉ nu apare în evidență bazinul de scufunadre din regiunea Hațegului. Probabil că acești cercetători nu bănuiau existența lui.

Contemporan cu BOUÉ, regiunea a fost vizitată de PARTSCH (1826—1827), care în notele sale de teren, rămase în manuscris, pomenește de cărbunii din jurul localității Bar.

M. J. ACKNER (1) în 1850 a citat zona fosiliferă dela Ohaba-Ponor, de unde a descris forma *Tornatella gigantea*.

STUR cercetează partea de S a bazinului și în 1863 a publicat (83, 84) observațiile sale asupra calcarelor dela Păroși-Peștere, pe care le-a considerat cretacice. În aceeași lucrare au fost descrise și conglomeratele roșii din regiune, considerate terțiare. STUR nu a mai găsit cărbunii citați de PARTSCH și nici punctele fosilifere pomenite de ACKNER.

În același an a apărut lucrarea de sinteză asupra geologiei Transilvaniei, publicată de HAUER și STACHE (32), care rezumă cunoștințele asupra geologiei Bazinului Hațeg până la acea dată.

În cadrul lucrărilor pentru harta geologică a Europei BÉLA V. INKEY a întreprins câteva călătorii în Bazinul Hațegului. În anul 1892 (40) a publicat rezultatele observațiunilor sale. Lucrarea sa are însă ca obiectiv principal zona cristalină a Masivului Retezat. Pentru regiunea ce interesează lucrarea noastră studiile sunt limitate numai la porțiunea din jurul comunelor Râu de Mori și Sânpetru.

BÉLA V. INKEY a remarcat cele două șesuri, al Hațegului și al Streiului, pe care le-a considerat ca două terase de vârstă deosebită, ce ar fi alcătuite din fragmente rulate de șisturi cristaline și din șisturi oligocene (?), acoperite cu o pătură groasă, de mai multe picioare, de lehm. El a observat denivelarea dintre terasa Hațegului și terasa Streiului (șesul Puiului) precum și colinele ce le separă. A atras atenția că la Râu de Mori, colinele se continuă cu masivul principal al Retezatului, iar spre Ciopeia, el se continuă cu Gneissul de Surianu.

Primele lucrări de stratigrafie detaliate, care se referă în mod special la Bazinul Hațegului, sunt cele făcute de HALAVÁTS JULIUS, ce au fost publicate în anii 1896, 1897 1898 (29, 30, 31). În aceste lucrări vârsta stratelor este fixată pe bază de faună fosilă locală.

În lucrarea (29) apărută în 1896, HALAVÁTS distinge următoarea succesiune:

Aluviu,

Diluviu: pietriș și lehm de terasă,

Sarmatian: sedimente argiloase,



Meditanean: sisturi nisipoase,
 Aquitanian: conglomerat, nisip,
 Cretacic superior: calcare,
 Sisturi cristaline.

NOPCSA, în publicațiile sale (55—59), dovedește prezența Danianului pe bază de faună fosilă. El publică numeroase lucrări asupra Bazinului Hațeg, atât cu caracter geologic cât și paleontologic. Asupra lucrărilor lui NOPCSA vom reveni la capitolile specifice.

LAUFER publică (48) lucrarea sa asupra Bazinului Hațeg, în care aduce contribuții noi la studiul geologic al acestei regiuni. Lucrarea este însorită de o hartă 1:100.000 și de numeroase profile. Fiind primul studiu monografic al regiunii, vom insista mai mult asupra lui.

Acest autor separă, în regiunea Cătunului Cioclovina, Jurasicul inferior și mediu de Tithonic-Neocomian, pe bază de floră fosilă găsită în apropierea grotelui Cioclovina.

Zona de calcar din Estul depresiunii este atribuită Tithonic-Neocomianului, fără să facă vreo separație între ele. De aceeași vîrstă sunt considerate toate ivirile de calcar din regiune.

Formațiunile Cretacicului superior sunt cercetate mai inconsistent, în special Senonianul este divizat amănunțit.

LAUFER arată desvoltarea puternică a formațiunilor daniene. Totuși, se întrebă dacă depozitele groase de circa 4000 m nu cuprind în parte și Paleogen. El distinge în această formăție două orizonturi: unul inferior cu facies de tufuri, gros de 50—60 m și unul superior cu facies fluvial-lacustru, gros de circa 4000 m.

Miocenul este tratat sumar și cuprinde numai un rezumat al lucrărilor lui HALAVÁTS și SCHAFARZIK. Pe hartă nu sunt notate toate ivirile Sarmatianului.

Alternanțele de nisip și pietriș ce apar în Sudul regiunii sunt atribuite Pliocenului.

Zona de șes din jurul localității Pui este considerată și de LAUFER ca terasa superioară a Streiului.

Ultima lucrare publicată asupra Bazinului Hațeg este aceea a lui JUSTIN GHERMAN (24), care aduce interesante contribuții la studiul regiunii carstice delă NE de Pui.

In afara de lucrările citate mai sus, se cunosc și numeroase altele, ce au ca temă morfologia regiunii (E. DE MARTONNE, 51, 52, 53) precum și studii asupra Paleoliticului și Neoliticului.

STRECKEISEN (82), în sinteza sa asupra tectonicii Carpaților meridionali, vorbește numai incidental de formațiunile sedimentare ce apar în Bazinul Hațegului.



G. MACOVEI și I. ATANASIU (54) paralelizează depozitele cretaice superioare cu formațiunile din Banat, Mehedinți, Bazinul Rusca Montană, Sebeșul Săsesc, Cisnădioara și Brezoi, subliniind în special importanța faunei cretacice superioare.

STRATIGRAFIA

In regiunea studiată am deosebit din punct de vedere statigrafic mai multe zone dispuse mai mult sau mai puțin concentric.

I. O zonă nordică, formată din Șisturi cristaline și depozite aparținând Jurasicului și Cretacicului inferior. Șisturile cristaline ce alcătuiesc această zonă formează marginile bazinului, pe care sunt depuse transgresiv rocele sedimentare.

II. O zonă intermediară, formată din conglomerate și gresii aparținând Cretacicului superior.

III. O zonă sudică ce alcătuiește partea centrală a bazinului.

I. ZONA NORDICĂ

A) ȘISTURILE CRISTALINE

Cu studiul Șisturilor cristaline ne-am ocupat numai în măsura în care acestea formează cadrul bazinului sedimentar.

Primele studii detaliate asupra Cristalinului din regiunile învecinate au fost făcute de BELA V. INKEY (40) și SCHAFARZIK (73, 74).

Lucrarea lui F. NOPCSA (59) apărută în 1905 nu este decât un studiu sintetic al cunoștințelor până la acea dată.

L. MRAZEC face clasificarea Șisturilor cristaline, deosebind Grupul I (formațiuni de micașisturi și gneisse micacee) de Grupul II (formațiuni de șisturi sericitoase și cloritoase) iar MURGOȚI s'a ocupat mai ales cu problemele tectonice, distingând o Pânză getică.

N. GHERASI, G. MANOLESCU și G. PALIUC au publicat monografii detaliate din partea de S a regiunii studiate de noi.

Șisturile cristaline, ce încadrează regiunea noastră la N, E și S, aparțin seriei mai puternic metamorfozate (Grupul I MRAZEC) și iau parte la alcătuirea Pânzei getice (MURGOȚI).

Rama de N a regiunii studiate de noi este formată aproape în întregime din gneisse oculare roșii cu mult biotit. Masivul de gneiss este străbătut de numeroase filoane de pegmatit.

Cristalele de ortoză sunt de culoare roșie și ating uneori dimensiuni de câțiva centimetri.



In masa formațiunii de gneiss se observă zone în care procentul de biotit este foarte ridicat. Din această cauză, roca prezintă o culoare vânătă negricioasă. Faptul acesta se poate observa mai ales către periferia masivului. Spre mijlocul masivului cantitatea de biotit scade iar cristalele de ortoză ating dimensiuni foarte mari.

In dreptul localității Ohaba de sub Piatră, direcția cutelor de gneiss este NE—SW. Spre E de această localitate, direcția lor se schimbă treptat și devine E—W, pentru ca în Plaiul Dracului să revină NE—SW.

Căderea gneissului este spre bazin; ea este exagerată, apropiindu-se de verticală.

La E de Vârful Tifla apar micașisturi cu biotit care formează o zonă continuă până în partea de E a Culmii Matușoni. Ele conțin cristale mari de granat, al căror diametru ajunge până la 8—10 mm.

In partea de E a regiunii studiate, în lungul Văii Pietros, apare gneiss cu feldspat de culoare albă și mică neagră. Textura acestui gneiss este mărunt grăunțoasă. El este mai compact decât gneissul roșu și nu prezintă semne de alterare.

In partea de S a regiunii la Crivadia, Râul Bărbat, Mălăești și Coroești, deosebim gneiss alb pestriț și amfibolite. Filoane subțiri de pegmatit se observă și în aceste gneisse.

Micașisturi cu biotit apar la Nucșoara, Hobița, Uric și Valea Lupului.

La W de satul Nucșoara, formațiunile Pânzei getice se curbează spre N și dispar sub Sedimentarul basinului. Tot aici, de sub pânză, apare Autohtonul, care la Gureni se prezintă alcătuit din șisturi clorito-sericitice caracteristice seriei epizonale, spre deosebire de șisturile cristaline ce alcătuiesc Pânza getică, care aparțin rocelor de tip cata-mesozonal.

Iviri de Cristalin în interiorul bazinului. Intre comunele Păroși-Peștere și Coroești, în creasta Măgura apare o lentilă de gneiss alb cu biotit, a cărei direcție este aproximativ E — W. In partea de S a acestei lentile, feldspatul gneissului este puternic sericitizat.

La confluența Văii Ciuta cu Valea Streiului apar micașisturi cu biotit ce se pot urmări în susul Văii Ciuta pe o distanță de circa 200 metri.

La N de comuna Barul Mare, deasupra carierei de nisip alb sunt scoase la iveală dealungul a două falii, două lentile de micașisturi cu biotit. Aceste iviri sunt vizibile numai pe câteva zeci de metri lungime și câțiva metri lățime.

Pe poteca ce urcă din satul Federi spre Liorda, aproape de creastă, apar fragmente colțuroase de micașisturi. Probabil că sunt scoase în lungul faliei Liorda-Zapodiu. Cu toate cercetările amănunțite întreprinse, nu am găsit strate de micașist scoase la zi.



B) JURASIC

In partea de E a basinului, începând dela Cioclovina până la Barul Mare, apoi în diferite puncte pe marginea de S a regiunii studiate (Barul Mare, Valea Lupului, Șerel, Coroești, etc.) apar la zi depozite mesozoice vechi, reprezentate prin conglomerate, gresii și calcare. Aceste depozite sunt dispuse transgresiv peste Cristalin și au fost considerate de cercetătorii anteriori ca aparținând Cretacicului (HALAVÁTS, 31), Tithon-Neocomianului (NOPCSA, 56) sau Lias-Dogger-Tithon-Neocomianului (LAUFER, 48).

In aceste formațiuni am deosebit două cicluri de sedimentare: primul reprezentat prin depozite aparținând Liasic-Doggerului și Malmului, al doilea cuprinzând Cretacicul inferior.

I. LIASIC

In jurul localității Cioclovina, J. HALAVÁTS (31) a descris o serie de conglomerate și gresii, pe care le-a considerat superioare calcarelor. Bazat pe această ipoteză și pe asemănarea lithologică, ce o atribuie acestor formațiuni, cu gresiile cenomanian-turoniene ce apar în jurul localității Fizești, acest autor le-a considerat ca aparținând Cretacicului superior. Pentru susținerea ipotezei sale, HALAVÁTS nu posedă niciun argument paleontologic.

In 1924, LAUFER (48) a indicat cu multă precizie în apropierea grotelor Cioclovina un punct fosilifer, de unde a descris următoarea floră fosilă

- Cladophlebis lobitolia* PHILLIPS
- Cladophlebis* cf. *denticulata* BRONGN.
- Cladophlebis roeserti* PRESL.
- Cladophlebis raciborskii* ZEILLER
- Dictyophyllum acutilobum* BRAUN
- Taeniopterus* sp.
- Sagenopteris* cf. *rhoifolia* PRESL.
- Baiera lindleyana* SCHIMP.
- Ctenis orovilensis* FONTAINE
- Pterophyllum* sp.
- Cheirolepis muensterii* SCHIMP.

Flora fosilă de mai sus a fost găsită într-o gresie fină fluviatil-lacustră, ce stă la baza unui complex de conglomerate și gresii marine. Bazat pe aceste plante fosile, LAUFER (48) atribue acestor strate vîrsta liasică.

Gresiile liasice sunt cantonate numai în Sudul localității Cioclovina, ocupând o arie limitată. Ele dispar repede sub conglomeratele doggeriene. Noi am identificat aceste gresii între cătunul Cioclovina și abruptul calcaros al



Dealului Arsului, pe V. Luncani, unde se întâlnesc gresii albe, fine, cu stratificație încrucișată, care se reazimă discordant pe Cristalin și stau la baza unor conglomerate mărunte.

2. DOGGER

Deasupra orizontului fluviatil-lacustru, LAUFER (48) descrie un orizont marin subțire, din care citează Belemniti canaliculați, nedeterminabili specific și un spicul de *Rhabdocidaris copeoides*. Pe baza acestor fosile, precum și pe faptul că gresia fluviatil-lacustră ce cuprinde flora fosilă liasică, stă în baza acestui orizont, el atribue aceste strate Doggerului. În adevăr, peste gresia continentală urmează, dispusă transgresiv, o serie de conglomerate mărunte, gresii grosiere și gresii fine.

Seria de conglomerate și gresii se poate urmări în partea de N a regiunii, începând de sub Cioaca Loitrii, pe la N de Dealul Arsului, apoi pe la Vestul și Nordul Vârfului Feții până în V. Ponorâciului, unde se efilează și dispără sub calcare. În afară de această zonă continuă, se mai observă două iviri de gresii doggeriene: una sub calcarale din Vârful Tifla și alta sub calcarale din Piatra Roșie.

Aria de răspândire a acestor formațiuni este mult mai întinsă decât a gresiilor liasice, ele întinzându-se transgresiv și pe Cristalin.

Grosimea complexului de conglomerate și gresii este de circa 100 m.

Conglomeratele din partea inferioară a Doggerului sunt compacte. Culoarea lor este albă-gălbui. Megascopic se pot observa elemente bine rotunjite de cuarțit vânăt. Diametrul fragmentelor de cuarțit este cuprins între 0,3—1,5 cm. În afară de cuarțit se mai disting fragmente de micașist și foițe mari de mică albă. Spațiul dintre elementele grosiere este umplut cu granule de mică albă și cuarț de diferite mărimi.

Materialul rulat al conglomeratului este mai grosier către baza formațiunii: pe măsură ce ne apropiem de partea superioară, el devine din ce în ce mai mic, iar conglomeratul trece într-o gresie grosieră, apoi într' ogresie fină, care la rândul său trece treptat în « gaize ».

Conglomeratele sunt lipsite de resturi organice, care apar abia în gresiile fine și sunt în majoritate rău păstrate. Probabil că în aceste gresii, LAUFER a găsit resturile de Belemniti canaliculați și spiculul de *Rhabdocidaris copeoides*.

În gresiile fine din partea superioară a seriei, noi am găsit un *Entolium renevieri* (OPPEL) care este caracteristic pentru Dogger (Bathonian).

Examinând la microscop materialul fin al conglomeratelor, se observă că granulele nisipului sunt angulare sau subangulare. În constituția lui, cuarțul intră cu un procent foarte ridicat, peste 95 %. El prezintă extincție ondulatorie.

Muscovitul apare în cantități destul de mari, sub forma de lamele fasciculate îndoite, ceea ce denotă că roca a fost supusă presiunii.

Afără de compoziții citate mai sus, mai apar granule de microclin, ce se recunoaște prin structura în ostrețe, tipică pentru acest mineral. Ceva mai rar, apare plagioclazul, care este în parte sericitizat. Foarte rar apar granule de zircon, turmalină, biotit alterat.

Cimentul conglomeratului este format din calcedonie și limonit.

Examinând la microscop gresiile din partea superioară, se observă că predomină elementele angulare, cele subangulare fiind mai rare. Majoritatea granulelor este alcătuită din cuart, ce prezintă exstincție ondulatorie. Muscovitul apare cu un procent mai ridicat decât în cazul conglomeratelor; fragmentele de mică sunt însă mai mici. Nu se observă prezența microclinului, a plagioclazului și nici a sericitului.

Cimentul gresiei este format din calcedonie și cuarțină. În el se pot observa plaje de limonit și biotit alterat.

3. MALM

a) CALLOVIAN — OXFORDIAN

Inceputul Jurasicului superior este marcat prin depuneri de gaize și spongolite. Prezența acestor formațiuni a scăpat observațiunilor cercetătorilor anterioiri ai regiunii. Ele sunt în continuitate de sedimentare cu gresiile doggeriene. Nicăieri nu am observat o trecere tranșantă dela gresiile fine la rocele ce conțin spiculi de Spongieri. Aria lor de răspândire este aceeași cu a gresiilor ce aparțin Doggerului.

Gaizele se prezintă ca depozite fine, de coloare galbenă spre roz. Ele sunt puternic diaclazate. La partea inferioară, roca este poroasă și mai grosieră. Câteodată se observă vinișoare de calcit, pe când la partea superioară roca devine compactă și cu spărtură concoidală. În același timp coloarea din galbui devine roz.

La microscop se observă că roca este formată din material heterogen, prins într'un ciment în care predomină calcedonita.

Granulele de cuart au dimensiunile cuprinse între 45—85 microni, conturul lor este pronunțat angular. În afară de cuart, se mai observă în rocă fragmente de muscovit.

Spiculii de Spongieri silicioși aparțin, după SOLLAS, următoarelor forme fundamentale: monoaxoni, triaxoni, polyaxoni și sferici. Formele mai numeroase sunt cele sferice și monoaxonii.



Materia organică și opalul spiculului sunt înlocuite prin calcedonită și în unele cazuri prin cuartină. Calcedonita face corp comun cu cimentul rocei. Canalul spiculului este umplut cu limonit.

In lumină paralelă, conturul lor se distinge foarte bine; cu nicolii încrușiați desenul lor dispare, rămâne vizibil numai canalul.

Spiculii de Spongieri nu sunt răspândiți uniform în masa rocei. În partea inferioară a depozitului ei sunt mai rari; numărul lor crescând spre partea superioară, roca devine un spongolit tipic.

Radiolarii apar mai rar, lipsind din unele secțiuni. Formele ce se pot observa aparțin grupului *Caenosphaera*.

Cimentul rocei este format din calcedonită, cuartină și opal. În el se pot distinge plaje brune de limonit și biotit.

Limonitul mai apare și în sferule cu dimensiuni cuprinse între 50—82 microni.

Chertele. Pe fondul gălbui sau roșiatic al rocei, chertele se detașează prin culoarea galben-deschisă, aproape albă, sau numai printr'o nuanță mai deschisă a culorii rocei. Duritatea este mai mare decât a rocei în care sunt cuprinse, iar structura este fină și compactă, câteodată corneană. Nu se pot detașa din rocă, cum este cazul concrețiunilor de silex din depozitele de cretă, întrucât la periferie chertele trec gradat la structura gaizei sau spongolitului normal. Spre centru sunt portelanooase, translucide și amintesc spărtura silexului.

Unele sunt mici, abea vizibile cu ochiul liber, altele ating dimensiuni importante. Chertele sunt mai rare și mai mici în baza depozitului, numărul și mărimea lor crește către partea superioară.

La microscop se observă că în constituția chertelor predomină calcedonită, spiculi de Spongieri și opal, în asociatie intimă. Datorită cantitatii mari de calcedonită, chertele sunt diferențiate de restul rocei.

Materialul detritic este mult mai redus decât în restul rocei. Granulele de cuarț și de mică sunt foarte rare, aproape lipsesc. Deasemenea lipsesc plajele de limonit, biotit, precum și sferolitele.

Spre periferia chertei, cantitatea de calcedonită scade, în schimb cantitatea de material detritic crește. Câte odată trecerea dela chertă la rocă este netă, de cele mai multe ori trecerea se face gradat aşa că aproape nu pot fi distinse de restul rocei.

Grosimea complexului de gaize și spongolite atinge 60 m.

b) KIMMERIDGIAN

Pe V. Vrateca, mai sus de Pârâul Grazionii, apar strate de calcar fin, de culoare roz. Aceste strate se pot urmări în partea de N a bazinului studiat de

noi, paralel cu gresiile doggeriene; raportul lor cu acestea este concordant. Grosimea lor nu trece de 40—50 m.

Și aceste formațiuni au scăpat observațiilor cercetărilor anterioare. HALAVÁTS, NOPCSA și LAUFER le înglobează în formațiunile tithonice.

Calcarele kimmeridgiene se prezintă în mase compacte, colorate uniform. Cu ochiul liber se disting vinișoare subțiri de calcit și hematit. Datorită fineții materialului, aceste calcare se lustruesc foarte frumos.

Adesea apar stratificate, astfel că poziția lor se poate măsura în câteva puncte.

Către partea superioară ele trec gradat în calcare de mare puțin adâncă, pe care le vom considera tithonice. Datorită acestui fapt, formațiunea kimmeridgiană nu poate fi separată pe hartă de cea tithonica.

Calcarele kimmeridgiene sunt foarte sărace în resturi organice. Nu am găsit decât un rest nedeterminabil de *Belemnites*, care nu se poate izola din rocă.

Examineate la microscop în secțiuni subțiri, calcarele kimmeridgiene arată că sunt formate din fragmente uniforme, foarte fine și din cristale de $\text{CO}_3 \text{ Ca}$. Din loc în loc apar sferule foarte mici, formate din același material. Este probabil ca aceste sferule să reprezinte urmele lăsate de Radiolari, a căror silice a fost înlocuită diagenetic prin calcită. Finețea materialului este un indiciu că aceste calcare s'au depus într'o mare adâncă.

Grosimea Kimmeridgianului este de circa 40 m.

c) TITHONIC

Ivirile de calcare ce apar în regiune au fost considerate de cercetătorii regiunii, pe rând, ca aparținând Cretacicului inferior (HALAVÁTS, STUR), Tithonicului (NOPCSA) Tithon-Neocomianului (F. LAUFER), Tithonicului sub facies de Stramberg (J. GHERMAN). Vârsta acestor calcarere a fost stabilită numai pe bază de asemănări lithologice cu formațiuni sigur tithonice din alte regiuni.

Ca faună fosilă F. LAUFER citează un singur *Belemnites cf. pistiliformis* și Radiolari. J. GHERMAN citează următoarele specii de Corali din dealul Copanca din apropierea grotrei dela Cioclovina: *Heliastrea cf. lissolensis* MICH.; *Aplosmilia nuda* KOBY; *Aplosmilia thurmanii* KOBY; *Kladophilia ramea* KOBY.

Calcarele tithonice din regiunea studiată de noi se caracterizează prin structura lor masivă, fără nici o urmă de stratificare, ceea ce îngreunează foarte mult urmărirea și cartarea lor pe teren.

Culoarea lor este albă, gălbue, roz, iar spărtura este aşchioasă, câteodată conchoidală. Calcarele albe, mai ales, prezintă un aspect porțelanos. Ele sunt puternic breciate pe alocuri. Fragmentele brecioase sunt recimentate cu hematită și limonită, mai rar cu calcită. Din cauza prezenței hematitei, câteodată în cantități mari, breciile calcaroase au coloarea roșie intensă.

Resturile organice sunt intim legate de cimentul rocei, aşă că nu se pot detaşa pentru a fi studiate. Câte odată ele apar în relief la suprafaţa rocei, datorită diferenței de solubilitate în apă a cimentului faţă de materialul din care sunt alcătuite fosilele.

Morfologia regiunii în care apar calcarele tithonice este caracterizată prin chei înguste și relief foarte neregulat din cauza formării a numeroase doline (cătâane).

Zona de dezvoltare maximă a calcarelor tithonice din regiunea studiată de noi este situată aproksimativ la N și la E de linia Fizeștii de Sus—Federi—Ohaba-Ponor—Ponor. În această regiune ele formează fâșii orientate NE—SW, ocupând flancurile sinclinaleselor, sau apar în bolta anticlinalelor.

Dintre fâșiiile de calcar tithonic mai importante cităm: Dealul Padeș—Vârful Plopui, V. Lunca Ohăbii și Dealul Dreptului — Ticera Pinului.

Afără de regiunea menționată, calcarele tithonice mai apar în câteva puncte în Sudul regiunii. Cel mai important punct din această zonă este Piatra Mușteștilor, unde calcarul apare ca o lamă aproape verticală. Vârfurile ascuțite și panta aproape verticală a Pietrei Mușteștilor contrastă cu relieful domol al regiunii înconjurătoare și atrage ușor atenția cercetătorului.

Mai apar două lentile mici, de câteva sute de metri pătrați, la Șerel și anume pe partea stângă a Văii Lazului și una la Suseni la 600—700 m spre E de ruinele cetății.

Calcarele tithonice reprezintă un facies litoral, coraligen, oolitic.

Recifi de corali bine desvoltăți apar în V. Lunca Ohăbii, Dealul Copanca și în calcarele de sub Cioaca Loitrii. Majoritatea calcarelor prezintă o structură oolitică ce nu se poate distinge cu ochiul liber.

Calcarele tithonice, examinate la microscop, arată o variație pe verticală, a structurii.

Calcarele roșii din baza formațiunii prezintă o structură pseudo-oolitică, vizibilă la microscop și care nu se poate distinge cu ochiul liber.

In cazul calcarelor tithonice roșii pseudo-oolitele sunt mici, cu diametrul cuprins între 100-105 microni. Unele mai păstrează ceva din vechea structură concentrică; nucleul însă nu mai este vizibil. În ce privește forma exteroară, parte din ele au conturul sferic, cele mai multe se prezintă cu o formă poligonală neregulată. Aceste transformări se datorează probabil presiunilor mari la care au fost supuse calcarele. La suprafața unora dintre pseudo-oolite se distinge o pătură subțire de hematit.

Pseudo-oolitele sunt cimentate cu carbonat de calciu criptocristalin. Adesea se pot observa însă zone de calcită frumos cristalizată.

În cimentul de carbonat de calciu se observă vinișoare și plaje de hematit, care sunt cu atât mai numeroase cu cât calcarul este mai roșu.

În secțiunile subțiri se observă numeroase urme de Corali.



Calcarele roz și gălbui urmează stratigrafic deasupra calcarelor roșii. La microscop se observă oarecare modificări în ceeace privește structura lor. Printre pseudo-oolite se observă apariția de oolite tipice cu structură concentrică și radiară, precum și oolite cu un început de recristalizare parțială, în care se observă dispariția structurii.

In ceeace privește raportul dintre numărul de pseudo-oolite la numărul de oolite se observă că în parte inferioară a stratului numărul pseudo-oolitelor este mai mare de cât al oolitelor. Către partea superioară a stratului raportul este inversat.

Particolele sunt cimentate ca și în cazul precedent cu calcită. Vinișoarele și plajele de hematit sunt mult mai rare.

Asupra modului cum au luat naștere pseudo-oolitele, părerile cercetătorilor sunt împărțite. Chiar același autor explică formarea lor în mai multe feluri.

Nu vom extinde acest capitol încrucișat numărul mare de ipoteze emise ar da loc la numeroase discuții, ceeace ne-ar depărta dela obiectivul propus în lucrarea de față.

Dintre ipotezele¹⁾ emise de: J. G. BORNEMAN, F. ZIERKEL, H. B. WOODWARD, L. CAYEUX, cele care par să rezolve în parte problema noastră ar fi ipotezele emise de cel din urmă.

CAYEUX admite mai multe ipoteze, dintre care vom cita două ce convin observațiunilor noastre (12).

Prima ipoteză pe care o cităm este aceea în care CAYEUX admite formarea structurii pseudo-oolitice, unui început de cristalizare a nămolurilor calcaroase. In acest caz se produc agregații sferice, elipsoidale sau neregulate de microcristale de carbonat de calciu, înconjurate de o masă cristalizată, care macroscopic se pot confunda cu calcarele oolitice veritabile.

In altă ipoteză CAYEUX este de părere că pseudo-oolitele provin prin distragerea unei structuri primare oolitice, datorită recristalizării carbonatului de calciu. El observă că în acest caz oolitele pierd structura lor caracteristică (un nucleu înconjurat de pături concentrice de carbonat de calciu) prin recristalizarea carbonatului; în caz când nucleul este format dintr'un fragment de carbonat de calciu dispără și acesta. Forma exterioară a oolitului se păstrează mai mult sau mai puțin. Această transformare, după afirmațiile lui CAYEUX, este foarte frecventă.

Din studiul microscopic al diverselor tipuri de calcare tithonice care apar în regiunea noastră se observă că în baza depozitelor apar calcare pseudo-oolitice, apoi calcare cu structură mixtă pseudo-oolitică — oolitică, iar către partea superioară calcare oolitice tipice.

¹⁾ Citate după L. CAYEUX.

Cunoscând că acest fel de formare al calcarelor este caracteristic pentru mari puțin adânci, concludem că marea dela sfârșitul Malmului este o mare puțin adâncă.

Luând în discuție ipotezele lui CAYEUX, se observă că între cele două moduri admise pentru formarea pseudo-oolitelor există deosebiri esențiale.

Pentru primul caz, materialul primar din care au luat naștere pseudo-oolitele este reprezentat printr'un precipitat de carbonat de calciu, care prin cristalizare parțială formează acele diferențieri sferoidale denumite pseudo-oolite.

In cazul al doilea, materialul primar este format din oolite, care degeneră prin recristalizare în pseudo-oolite. Credem că în cazul al doilea aceste pseudo-oolite ar trebui să fie numite oolite degenerate.

In ceeace privește oolitele la care se observă o porțiune microcristalizată care nu mai prezintă structura concentrică, credem că această depunere s'a produs după formarea oolitului când acesta rămâne în repaos și nu mai este deranjat de agitația apei.

In concluzie, calcarele studiate de noi prezintă următoarele feluri de structură: structură pseudo-oolitică, structură mixtă pseudo-oolitică plus oolitică, structură oolitică.

Asupra locului unde s'au format aceste calcare, credem că ele iau naștere într'o mare puțin adâncă. Oolitele formându-se chiar în zona litorală, unde marea este agitată de valuri, pseudo-oolitele iau naștere într'o mare ceva mai adâncă unde agitația superficială a apelor nu se mai face simțită.

Prezența recifilor de Corali este observată numai deasupra calcarelor pseudo-oolitelor; acest fapt ne face să afirmăm că la sfârșitul Malmului fundul mării este în continuă ridicare.

Calcarele albe cu aspect zaharoid sunt formate numai din oolite. Cu ochiul liber structura lor nu se poate distinge pe spărtura prospătă. Ea devine vizibilă pe suprafetele care au fost supuse agentilor fizico-chimici externi.

Oolitele au diametrul cuprins între 600—800 microni. Nucleul lor este distinct și format în majoritatea cazurilor dintr'un fragment de calcită sau un rest de cochlile. In secțiuni subțiri, oolitele cu nucleul din calcită prezintă un contur circular, celealte fiind elipsoidale.

La exteriorul oolitelor se observă adesea formarea de calcită secundară microcristalizată. Structura internă a oolitelor este concentrică și radiară.

In masa roei, printre oolite bine desvoltate se observă și fragmente de oolite.

La calcarele roșii și galbene granulele pseudo-oolitice și oolitele nu se ating, în calcarele albe se observă că oolitele sunt lipite unele de altele.

Cimentul care este format din calcită, ocupă un spațiu foarte redus.

Prezența Coralilor, precum și structura oolitică, arată că aceste calcare s'au depus într'o mare puțin adâncă.

Urmărind variațiunile de facies, începând din Dogger și până în Tithonic, se observă că în timpul ciclului de sedimentare Dogger-Tithonic, marea a atins maximum de adâncime în Callovian-Oxfordian. Sfârșitul Tithonicului este marcat prin exondarea regiunii și instaurarea unei faze continentale, ce a durat, după toate probabilitățile, până la începutul Barremianului.

C) CRETACIC INFERIOR

I. VALANGINIAN-HAUTERIVIAN

a) DEPOZITE REZIDUALE

Cu depozitele tithonice se încheie primul ciclu de sedimentare. După retragerea apelor marine regiunea este expusă eroziunii și în același timp începe sedimentarea depozitelor continentale, reprezentate prin sedimente reziduale și gresii.

In monografia sa, F. NOPCSA nu vorbește nimic despre aceste depozite, J. HALAVÁTS se ocupă foarte puțin de ele, iar LAUFER (48) le consideră ca alcătuind baza Cenomanianului.

Depozitele reziduale nu formează strate continue, ci alcătuesc acumulații lenticulare cu grosime și întindere variabilă, ocupând mai ales excavațiunile reliefului de altă dată.

Culoarea lor este foarte diferită, chiar în același depozit se disting varietăți colorate diferit. Cele mai numeroase sunt depozitele colorate în roșu închis și vișiniu, mai puțin frecvente sunt cele colorate în roșu deschis, săngeriu, ocru și galben. Foarte rare sunt varietățile colorate în cenușiu și alb.

Varietățile de roce reziduale sunt foarte diaclazate și se desfac în fragmente, uneori paralelipipedice, alteori neregulate, cu muchiile și colțurile foarte pronunțate. Forma lor amintește coloanele ce se diferențiază în solurile argiloase, debazificate.

Pe spărtură prezintă culori albastre, cenușiu-închis sau negre, datorite probabil separațiunii oxizilor de mangan.

La suprafața depozitului, bauxitele sunt foarte friabile. În adâncime devin mai dure și mai greu de sfărâmat.

Câteodată se observă megascopic, în masa rocei, sferule de hematit precum și vinișoare albe. Deși formate pe seama calcarelor, conțin cantități extrem de mici de carbonat de calciu.

Varietățile galbene și albe sunt mai puțin diaclazate și prezintă o spărtură neregulată pământoasă.



Studiul microscopic. Examinată la microscop în secțiuni subțiri, în lumină paralelă, se observă că roca este formată dintr-o masă argiloasă și foarte mult hidroxid de fer în granule submicroscopice.

In această masă, se disting sferolite roșii cu nuanțe deosebite de aceea a masei fundamentale a roci și cristale mici transparente de culoare albă-cenușie-aurie.

Concrețiunile sferulitice au dimensiuni cuprinse între 48—50 microni. În secțiune, prezintă contur circular sau ovoid. Foarte rar se poate observa poate o structură concentrică oolitică.

La periferia sferulitelor se observă adesea o peliculă subțire, formată din material colorat cu nuanțe diferite de aceea a sferulitului și a masei fundamentale.

La unele varietăți de bauxite, culoarea sferulitelor este identică cu aceea a masei fundamentale, de cele mai multe ori însă ea este mai închisă. Mai rar apar sferulite cu nuanțe deschise, rare de tot sunt concrețiunile incolore.

Câteodată se observă că sferulitele sunt asociate mai multe la un loc, formând agregate de sferulite de dimensiuni mai mari. Acest fapt ne face să credem că cel puțin în parte materialul ce formează depozitul a fost remaniat.

Masa roci este străbătută de vinișoare foarte subțiri de culoare albă, formate din cristale aciculare orientate perpendicular pe lungimea vinelor. Aceste vinișoare ocolește sferulitele și nu se observă o traversare a lor. Din cauza dimensiunilor foarte reduse a cristalelor, determinarea lor la microscop este practic imposibilă. Ceeace se poate observa cu certitudine sunt următoarele: cristalele izolate prezintă extincție aciculară iar vinișoarele arată că sunt alcătuite din material cristalizat.

Vârsta și originea depozitelor reziduale. Depozite de bauxit sunt semnalate în formațiuni de vârstă foarte diferită, din Paleozoic până în Cuaternar, asociate cu roci continentale, lacustre, eruptive; metamorfice.

Geologii sovietici descriu depozite de bauxit din: Silurian, Devonian, Carbonifer; în Germania se cunosc bauxite în depozitele triasice; în Franța, Italia, Serbia și în țara noastră ele sunt situate imediat deasupra calcarelor jurasică; apoi mai sunt semnalate depozitele senoniene (Istria), eocene, oligocene, cuaternare. În America sunt descrise bauxite formate pe seama rocelor eruptive, iar în India se citează depozite de bauxite formate fie pe seama rocelor bazalitice, fie pe seama granitelor biotitice, a diabazelor și a dioritelor.

Geneza depozitelor reziduale. Asupra genezei depozitelor reziduale au fost emise diferite ipoteze, pe care le enumerăm în cele ce urmează.



I p o t e z a o r i g i n i i m a r i n e. ARHANGELSKY citează prezență în depozitul de bauxit dela Itvel (Urali) a unui *Favosites*. Prezența acestei fosile bine păstrate îl face să considere bauxitele din acea regiune de origine marină.

Originea hidroxizilor de aluminiu și fier ar putea fi însă căutată pe continent, de unde suspensiunile fine de hidroxizi au fost aduse în mări. Aci, prezența electrolitilor a determinat precipitarea și depunerea lor pe fundul mării, înmâlind și fosila găsită de ARHANGELSKY.

I p o t e z a o r i g i n i i m e t a s o m a t i c e. S. MEUNIER admite pentru bauxitele formate pe calcarele din Sudul Franței, o origine metasomatică. El presupune că, în perioadele de exondare a masivelor calcaroase, soluțiunile apoase de clorură de aluminiu sau sulfat de aluminiu ar fi putut să reacționeze cu carbonatul de calciu din calcare. Clorura de calciu și sulfatul de calciu, ce au luat astfel naștere, au fost spălate de apele curgătoare în timp ce hidroxizii de aluminiu, care sunt insolubili, se concentrează pe loc.

Această ipoteză, care a fost admisă de SZÁDECZKY și PAULS pentru bauxitele din Munții Bihorului, nu poate fi valabilă din motive geologice.

I p o t e z a r e z i d i u l u i i n s o l u b i l se bazează pe observația că unele calcar conțin ca impurități hidroxizi de aluminiu și fier, în cantități apreciabile. Prin disolvarea carbonatului de calciu, într'un climat umed, rezidiul insolubil alcătuit din hidroxizi fie că se acumulează pe continent în depresiuni mici, fie că este dus de apele curgătoare până în basinele marine, unde este depus.

Așa dar, în lumina acestei ipoteze, bauxitele marine nu ar fi decât un produs rezidual, alcătuit din hidroxizi de aluminiu și fier, ce intră în constituția calcarelor.

I p o t e z a g e n e z e i d e p o z i t e l o r r e z i d u a l e p r i n d e g r a d a r e a l a t e r i t e l o r . LAPPARENT admite că bauxitele, legate de calcar, sunt formate pe seama unor laterite vechi, ce ar fi luat naștere sub un climat tropical.

El generalizează ipoteza amintită și pentru bauxitele din Spania, Franță, Italia și Republica Populară Română.

CAVINATTO presupune, că după lateritizarea materialului fin rămas de pe urma solubilizării carbonatului de calciu din calcar, s'a produs o sortare a materialului prin transportul făcut de apă. Concentratele de hidroxizi de fier și aluminiu, rezultate astfel, sunt depuse în excavatiunile terenului, dând naștere depozitelor de bauxit.

După același autor, multe din bauxitele actuale sunt vechi depozite lateritice care au fost levigate de silice sub acțiunea soluțiunilor de carbonați alcalini.

I p o t e z a e o l i à n à admite sortarea materialului fin, din laterite, după densitate și mărimea particulelor în timpul acțiunii de transport prin vânt a materialului. Hidroxizii de aluminiu și feri ar fi astfel concentrați și depuși în pături subțiri la suprafața uscatului. Prin apa provenită din precipitațiuni, materialul format ar fi apoi transportat și depus în depresiuni sau basine marine.

I p o t e z a g e n e z e i h i d r o t e r m a l e a fost emisă de LOTTI. M. AUGÉ (5) admite o origine geizeriană pentru bauxite. COQUART presupune că s'ar fi format sub acțiune fumaroliană.

Din ipotezele expuse până aci, niciuna nu explică suficient geneza bauxitelor.

Presupunând o fază lateritică în geneza bauxitelor, se admite *a priori* existența unui climat umed și foarte cald (tropical) fără alte dovezi concrete.

Dacă bauxitele iau naștere ca urmare a unor procese de degradare a lateritelor, ar urma ca în apropierea lor să se găsească depozite lateritice. Astfel de depozite nu sunt cotate decât în cazul bauxitelor legate de rocele eruptive (FOX). În regiunile cu climat tropical nu se întâlnesc actual laterite formate pe socoteala calcarelor.

Cercetând literatura de specialitate, se observă că în regiunile tropicale lateritele și bauxitele sunt legate de orice rocă ce conține silicati bazici, pe când bauxitele semnalate în regiunile cu climat temperat și mediteranian sunt legate de roce calcaroase, fără ca să mai fie semnalată prezența lateritelor.

In zona de alterare a scoarței terestre, prin hidroliza silicatilor, favorizată de umiditate și temperatură, se pun în libertate cationi alcalini cu formarea de baze, ceea ce determină reacția alcalină a soluțiilor rezultante. Alcalinitate soluțiunilor este tamponată de acizii humici.

Pentru regiunile tropicale umede, temperatura ridicată și umiditatea excesivă favorizează la maximum procesele de hidroliză. În același timp este favorizată descompunerea oxidativă a materiei organice vegetale, prin acțiunea intensă a microorganismelor, substanțele organice fiind mineralizate până la bioxid de carbon, amoniac și apă. Efectul de tamponare a acizilor humici este inexistent, astfel că reacția soluțiunilor care circulă rămâne mai mult sau mai puțin alcalină.

Mediul acesta alcalin favorizează mobilizarea silicei, în timp ce hidroxizii de aluminiu și fer pot să fie precipitați, formându-se alite (laterite și bauxite). Aceasta explică faptul că în regiunile tropicale lateritele și bauxitele sunt formate pe roce silicatale diferite.

Pentru regiunile temperate, unde procesele oxidative ale substanței organice vegetale nu merg până la descompunerea totală a substanței organice vegetale, unde se produc acizi humici în abundență, alcalinitatea soluțiunilor

este tamponată prin legarea bazelor în humăți, aşa că soluțiunile care circulă au pH mai mic decât 7.

Mediul acid, împiedecând mobilizarea silicei, favorizează formarea sialitelor.

Din aceste cauze, în zonele cu climat mediteranian, formarea rocelor bogate în hidroxizi de aluminiu și fer este împiedecată, cu excepția regiunilor calcaroase.

In urma solubilizării carbonatului de calciu, pe seama unor calcare ce conțin ca impurități cantități mai mari de silicati, sub un regim cu un climat mediteranean, rămâne un rezidu roșu, format în majoritate din hidrosilicati de aluminiu și fer. Alcalinitatea soluțiunilor care circulă prin acest rezidu este menținută de excesul cationilor de calciu, neutralizanți ai acizilor humici ce eventual iau naștere din descompunerea substanței organice vegetale. Condițiunile pentru mobilizarea silicei fiind îndeplinite, silicea este levigată, rezidul se îmbogățește în hidroxizi de aluminiu și fer, ceeace duce la formarea bauxitelor.

Așa dar, una din cauzele care determină formarea bauxitelor în regiuni cu climat mai rece decât cel tropical trebuie căutată în legătură cu existența calcarelor.

Dealtfel, se observă că depozitele de bauxite din Europa sunt legate în majoritate de formațiunile calcaroase jurasico-cretacice.

Această afirmație este în acord cu principiile alterării izoelectrice enunțate de SANTE MATSON, care prevede o mobilizare a părții acidoide (acid silicic) a complexului argilos, ori de câte ori alcalinitatea soluției din sol corespunde unei valori pH mai mare decât cea corespunzătoare punctului izoelectric al complexului argilos.

In acord cu aceasta, SANTE MATSON arată că în solurile roșii ale Georgiei, odată cu liberarea bazelor, se produce și levigarea acidului silicic, complexul îmbogățindu-se astfel în sesquioxizi¹⁾.

Pentru a explica formarea bauxitelor noastre precum și pentru alte depozite de bauxite formate pe calcare, nu trebuie să căutăm neapărat influența unui climat tropical, ci, după cum am arătat, formarea lor trebuie pusă pe seama alterării izoelectrice a rezidiului argilos rămas după solubilizarea carbonatului de calciu din calcare, sub un regim mediteranian.

b) GRESII INFRA-BARREMIENE

Deasupra depozitelor reziduale urmează un strat de conglomerate mărunte și gresii, a căror culoare este roșie-vișinie în bază, galbenă către partea superioară.

¹⁾ N. CERNESCU. Contribuții noi privitoare la cunoașterea argilei; argila, un produs al alterării izoelectrice. *Bul. Fac. Agro. București*, Anul II, Nr. 3-4, 1946.



Acest fapt ne face să tragem concluzia că spre sfârșitul timpului când s-au format aceste sedimente, are loc o schimbare a climatului regiunii. Ea devine mai rece și mai umedă, ceea ce are ca efect o spălare mai activă a oxizilor de fier.

Aceste formațiuni sunt bine deschise la circa 100 m mai sus de biserică din Ohaba Ponor și în creasta Dumbrăvița (fig. 1).

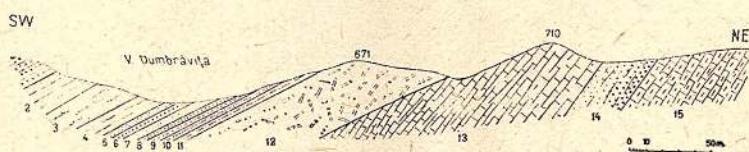


Fig. 1.— Profil în Creasta Dumbrăvița.

1, conglomerate turoniene; 2, alternante de gresii și nisip cu *Lima depresicosta*; 3, gresii cu *Ostrea*; 4, complexul marnos cu *Orbitolina*; 5, gresii cu fosile rare; 6, bancul cu *Transilvanella*; 7, gresii verzi cu *Natica*; 8, gresii cu *Transilvanella* și *Ptygmatis*; 9, gresii fără fosile; 10, gresii cu *Ptygmatis*; 11, gresii cu Rudisti; 12, gresii și conglomerate albe; 13, Cretacic inferior (facies urgonian); 14, gresii și conglomerate roșii (Infracretacic); 15, Tithonic.

Se observă în profilul alăturat poziția transgresivă a gresiilor roșii infracretacice față de calcarele tithonice. Tot în acest profil se vede că ele sunt flexurate spre basin și că sunt acoperite transgresiv de gresiile infracenomaniene.

Faptul că formațiunea de gresii și conglomerate roșii este situată în acest punct imediat sub gresiile infracenomaniene a făcut pe LAUFER să tragă concluzia că ele fac parte din aceeași formațiune, fiind colorate diferit prin absența sau prezența oxizilor de fier.

In acest loc, confuzia se poate face foarte ușor. Întâi pentru că atât gresiile și conglomeratele roșii cât și gresiile albe infracenomaniene sunt continentale, apoi calcarele cretacic-inferioare sunt acoperite de formațiunile cenomaniene.

In creasta dintre V. Balta Federii și V. Dreptului, mai sus de Dumbrăvița, situația este mai limpede. La cota 671 se vede bine cum peste calcarele tithonice urmează un pachet gros de circa 20 m de gresii și conglomerate roșii, apoi calcar cretacic-inferioare și în sfârșit, discordant, gresiile albe infracenomaniene.

Profilul acesta exclude complet ipoteza lui LAUFER că gresiile și conglomeratele roșii ar reprezenta Cenomanianul inferior.

Conglomeratele și gresiile roșii-gălbui se pot urmări în toată zona calcaroasă, ele fiind stratul care delimită Tithonicul de Cretacicul inferior. Acolo unde nu sunt deschise, prezența lor este marcată prin natura solului ce ia naștere pe ele. In timp ce calcarele sunt acoperite cu un strat subțire de rendzine negre

sau brune, pe gresii se formează podzol a cărui culoare cenușie contrastează cu aceea a rendzinei.

Conglomeratele sunt mărunte, cu elemente ce au diametrul de 3—4 mm; sunt foarte rare elementele cu diametrul de 0,5 cm. Ele sunt alcătuite în majoritate din granule de cuart, cimentate cu oxizi de fier. La microscop, granulele de cuart apar bine conturate în masa roșie a cimentului.

La varietățile galbene, cimentul este format din hidroxizi de fier. Pe lângă granule angulare de cuart, mai apar și fragmente rare de muscovit și biotit. Acestea din urmă sunt alterate și prezintă culori gălbui cu pleochroism slab.

Gresiile sunt alcătuite din același material ca și conglomerele și sunt mult mai răspândite decât acestea.

Atât gresiile cât și conglomerele prezintă o stratificație încrucișată și pe alocuri o șistuozitate pronunțată. Stratificația încrucișată precum și prezența bauxitelor ne face să tragem concluzia că ele sunt formațiuni ale fazei continentale care s'a continuat și după depunerea bauxitelor.

Cimentul bogat în hidroxizi de fier al gresiilor și conglomereelor credem că a rezultat în bună parte din remanierea bauxitelor.

Lipsa totală de resturi organice din formațiunile continentale, precum și lipsa de fosile din stratul imediat superior, nu ne permite să determinăm cu precizie timpul în care s'au format ele. Atât depozitele reziduale cât și depozitele de conglomere și gresii pot fi contemporane cu depozitele barremian-valanginiene și hauteriviene din alte regiuni.

2. BARREMIAN

Transgresiv și concordat, peste bauxite și gresii urmează depozite calcaroase, masive, nestratificate.

Fără a putea să facem o separare exactă, observăm că la partea inferioară sunt albe, cu granulație uniformă; către partea superioară devin rugoase și galbene. Între aceste două orizonturi-limită apare o intercalăție în care se găsesc numeroase resturi de Pachiodonte.

Calcarele cretacic-inferioare sunt răspândite în toată regiunea calcaroasă de E, ocupând axul sinclinalelor. În afara zonei calcaroase, mai apar iviri lenticulare de calcar cretacic-inferioare, ce se sprijină pe Cristalin și sunt acoperite de formațiuni mai noi, în V. Lupului, la Șerel, pe partea stângă a Văii Lazului. În partea de E a localității Peștere apar trei iviri de calcar cretacic-inferior. Două din ele încep chiar din dreptul bisericii din acea localitate, întinzându-se spre E.

O ivire cu dimensiuni mici, câțiva metri pătrați, apare la Suseni, deasupra calcarelor tithonice semnalate acolo. Separarea între calcarele tithonice și

cele cretacic-inferioare este făcută și aci prin stratul de gresii infracretacice.

Pe V. de Corn, aproape de gura văii, apare un bloc de câțiva metri cubi, din același calcar. De unde a venit acest bloc nu știm cu siguranță, credem că este un fragment din calcarele de fundament, care a fost lăsat acolo de falia din Nordul regiunii și de aci a fost rostogolit de apă până în locul unde poate fi văzut astăzi.

Studiate la microscop, în secțiuni subțiri, calcarele cretacic-inferioare prezintă o variație pe verticală, atât în ceeace privește conținutul lor în microfaună cât și structura lor.

La partea inferioară, ele prezintă o structură brecioasă, cu vinișoare de calcit și hematit. Nu se observă prezența microorganismelor. Urmează calcare albe lăptoase, foarte bogate în Foraminifere, lipsite de macrofaună.

Dintre Foraminifere se pot determina în secțiune următoarele forme: *Textularia*, *Biloculina*, *Quinqueloculina*, *Rotalia* etc.

Deasupra acestui orizont cu Foraminifere urmează orizontul cu Pachiodonte. Din cauza recristalizării suferite de calcare, valvele de Pachiodonte nu pot fi separate din rocă pentru a fi determinate specifice.

Prezența Pachiodontelor în număr mare și asemănarea lithologică cu formațiuni identice din Munții Trăscăului, ne face să atribuim aceste calcare Barremianului.

3. APTIAN

Aptian inferior. Deasupra calcarelor barremiene urmează calcare rugoase galbene, și conglomerate calcaroase. În fragmentele de calcare ce intră în alcătuirea acestor conglomerate apar în secțiuni subțiri numeroase Foraminifere. Din punct de vedere petrografic, ele se aseamănă cu calcarele albe barremiene.

Atât în calcarele galbene cât și în conglomerate, apar, în secțiuni subțiri, numeroase Orbitoline și Alge.

Depozite calcaroase aptiene, în care apar Orbitoline asociate cu Alge, sunt semnalate de MIRCEA ILIE în Munții Metaliferi.

Cum regiunile sunt destul de apropiate și rocele sunt asemănătoare lithologic, credem că formațiunile calcaroase și conglomeratele calcaroase cu *Orbitolina* și Alge din basinul Hățegului pot fi paralelizate cu acestea și atribuite Aptianului inferior.

Modul de prezentare al formațiunilor este asemănător cu al calcarelor urgoniene descrise în alte regiuni. Bazați pe prezența Pachiodontelor cât și pe aceea a Orbitolinelor, credem că și calcarele barremian-aptiene din regiunea Hățegului aparțin Urgonianului.



Aptian superior. Seria conglomeratelor calcaroase se încheie cu conglomerate cuarțitice cu *Ostrea* și Orbitoline. Aceste conlogmerate alcătuiesc un sinclinal alungit, care începe din V. Priporului și se continuă până în V. Părului, unde sunt acoperite discordant de gresii senoniene iar în fundul Văii Ciuta sunt acoperite de conglomerate roșii paleogene.

Formațiuni identice se întâlnesc și în sinclinalul dela Peștere, unde apar pe flancuri aceleasi conglomerate. Fauna întâlnită la Peștere este identică cu aceea găsită în conglomeratele din creasta dintre V. Ciuta și V. Părului.

Din nefericire, materialul colectat aci este în mică cantitate și foarte rău păstrat, aşa că nu se poate determina specific.

II. ZONA INTERMEDIARĂ

După depunerea conglomeratelor cu *Ostrea* și Orbitoline, regiunea este exondată a doua oară, în care timp se depun gresiile continentale ce stau în baza Cretacicului superior. Aceste gresii sunt bine deschise la Ohaba Ponor chiar sub biserică din această localitate, unde se poate urmări profilul de mai jos (fig. 2).

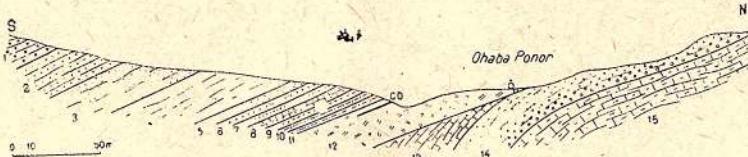


Fig. 2.—Profil la Ohaba Ponor.

1, conglomerate turoniene; 2, alternanțe de gresii și nisip; 3, gresii cu *Ostrea*; 4, complexul marnos cu *Ancantoceras rothomagensis*; 5, gresii cu fosile rare; 6, bancul cu *Transilvanella*; 7, gresii verzi cu *Natica*; 8, gresii cu *Transilvanella* și *Ptygmatis*; 9, gresii fără fosile; 10, gresii cu *Ptygmatis*; 11, gresii cu *Pecten* și Rudiști; gresii și conglomerate albe; 13, Cretacic inferior (facies urgonian); 14, gresii și conglomerate roșii (Infracretacic); 15, Tithonic (calcare).

In câteva puncte, la Ohaba Ponor, V. Dreptului și V. Dosului, se găsesc în această formațiune intercalațiuni de cărbune negru lucios (Glanzkohle).

Gresiile sunt de culoare albă-gălbue, cu intercalații bogate în oxizi de fier de culoare brună. Deasemeni se întâlnesc intercalații mai grosiere, conglomeratice. În afară de urmele de cărbuni, ele sunt lipsite de urme organice. În constituția lor intră mai ales cuarțul și puțină mică albă. Nu fac efervescență cu acizii. Grosimea lor este de circa 60 m și prezintă o stratificare încrucișată.

Prezența cărbunelui și stratificația încrucișată, precum și lipsa fosilelor marine, ne face să tragem concluzia că aceste formațiuni sunt continentale. Ele s-au format în timpul celei de a doua exondări, care s'a produs posterior

mișcărilor orogene ce au cutat stratele jurasic-cretacic-inferioare. Pentru a le deosebi de formațiunile cenomaniene marine, le vom numi infracenomaniene.

Gresile infracenomaniene apar ca o fâșie ce mărginește sinclinalele cenoman-turoniene. Ele se pot urmări începând din V. Stroii, unde sunt prinse și laminate între Cristalin și Cenomanianul marin. De aici se continuă spre W, pe la Norul comunei Fizești, pe V. Dreptului, apoi pe la S de Vârful Piatra, pe Balta Federii, trecând prin dreptul bisericii din Ohaba Ponor, pentru ca să dispară sub depozitele cenomaniene marine în V. Dupădeal, la N de localitatea Ohaba Mică.

Depozitele continentale infracenomaniene, ce reprezintă a doua fază de întrerupere a ciclului de sedimentare mesozoic, trebuie socratite de vîrstă cenomanian-inferioară, întrucât cutarea lor este identică cu a formațiunilor cenomaniene, fapte asupra cărora vom reveni la capitolul « Tectonica ».

I. CENOMANIAN

Al treilea ciclu de sedimentare din regiunea studiată de noi începe cu transgresiunea cenomaniană, marcată prin conglomerate mărunte cu Rudiști.

Datorită numărului mare de fosile, aceste formațiuni au atras atenția primilor cercetători: ACKNER, STUR, HALAVÁTS, NOPCSA și LAUFER.

Pe harta 1:200.000 a lui NOPCSA, suprafața ocupată de Cenomanian este foarte mult extinsă. În delimitările sale, NOPCSA atribue Cenomanianului și depozitele turoniene și senoniene.

LAUFER, pe harta 1:100.000, ce însotește lucrarea sa din 1924, separă Cenoman-Turonianul de Senonian.

Vîrsta cenomaniană a formațiunilor din regiunea Ohaba Ponor a fost stabilită pe bază de faună, din care cităm următoarele fosile după NOPCSA:

- Acanthoceras newboldi* KOSSM.
- Acanthoceras rothomagense* DEF.
- Acanthoceras cenomanense* PICTET
- Acanthoceras harpax* STOL.
- Acanthoceras mantelli* Sow.
- Puzosia planulata* Sow.
- Crioceras* sp.
- Actaeonella goldfussi* d'ORB. (?)
- Actaeonella gigantea* (?)
- Rudiști, *Pecten*.

și următoarele forme după LAUFER:

- Acanthoceras rothomagense* DEF.
- Isocardia aquilina* COY.
- Actaeonella*
- Nerinea (Ptygmatis) aff. ollisioponensis* SHARPE
- Rudiști
- Pecten* sp.
- Arca (Trigonoarca) moutoniana* D'ORB.
- Isastrea morchella* REUSS.
- Exogyra columba*.

O bună parte din fosilele citate au fost găsite de noi, unele din ele nu le-am regăsit, în schimb am putut determina forme ce nu au fost încă citate. În ceeace privește forma de *Actaeonella goldfussi* D'ORB., pomenită de NOPCSA, avem să facem oarecare rezerve. El citează această formă dintr'un banc situat în regiunea Ohaba Ponor, în care ar exista în numeroase exemplare. Aceeași afirmație o face și LAUFER.

Noi am cercetat bancul indicat, însă nu am găsit nici un exemplar de *Actaeonella*, ci nenumărate cochilii de *Transilvanella*, iar *Actaeonella gigantea* este situată în formațiunile turoniene ce apar la W de localitatea Ponor (fig. 3).

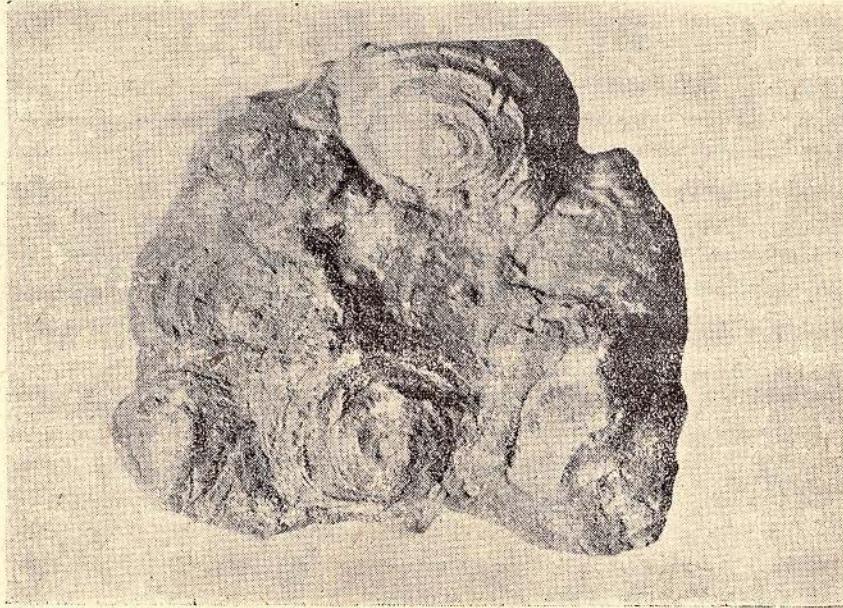


Fig. 3. — Aglomerat de *Transilvanella*

Cum am spus mai sus, transgresiunea cenomaniană începe cu un banc de conglomerate mărunte, foarte bogat în resturi de Rudiști, ce nu se pot izola din roce, astfel că o determinare specifică a lor este imposibilă. Afară de Rudiști se mai observă în acest strat și valve de *Pecten*.

Formația de *Pecten* și Rudiști, groasă de 5—6 m, este bine deschisă la S de cota 671 din creasta Dumbrăvița și la S de localitatea Ohaba Ponor. Aici însă numărul Rudiștilor este mai mic, în schimb se găsesc mai multe resturi de *Pecten*.

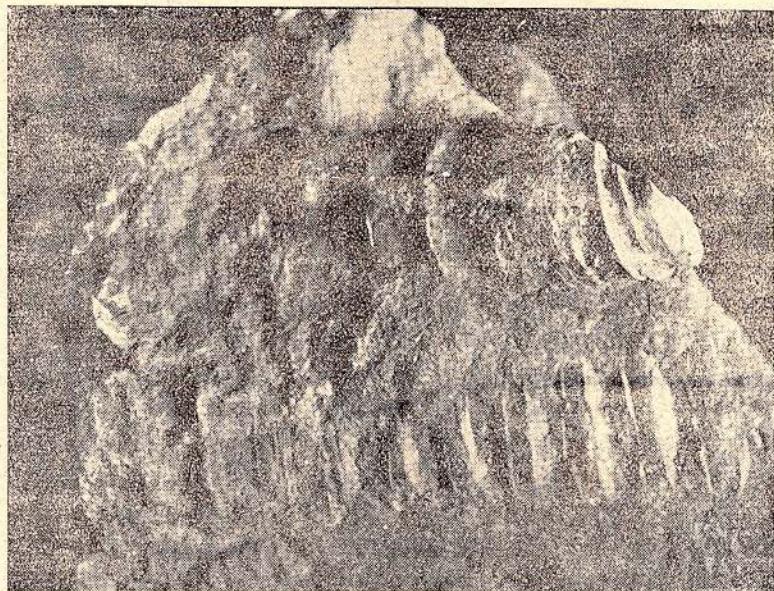


Fig. 4.— Gresie cu *Nerinea (Ptygmatis)*

Imediat deasupra urmează un strat de gresii, gros de circa 1,20 m, ce cuprinde numeroase cochilii de *Ptygmatis ollisiponensis* OMPHALIO (fig. 4).

Bancul cu *Ptygmatis* este acoperit cu gresii fine, groase de circa 3 m, lipsite de fosile. Urmează gresii negricioase grosiere, bogate în mică albă, a căror grosime este de 1,50 m, în care apar deopotrivă *Transilvanella* și *Ptygmatis*. Acestea sunt acoperite de gresii cenusii-gălbui, în care apar exemplare de *Natica*.

In ordine stratigrafică urmează un banc gros de 0,7 m, format exclusiv din cochilii de *Transilvanella*. Stratul acesta este foarte caracteristic. Datorită continuității sale, precum și faptului că poate fi foarte ușor identificat, formează un bun strat-reper al Cenomanianului.

Probabil că acesta este bancul cu *Actaeonella goldfussi* citat de NOPCSA sau Stratul cu *Actaeonella* de care pomenește LAUFER, în regiunea Ohaba Ponor.

Stratul cu *Transilvanella* este acoperit de gresii friabile, sărace în fosile.

Urmează alternanțe de gresii fine și marne foarte fosilifere, din care am determinat:

- Acanthoceras rothomagense* DEF.R.
- Nautilus munieri* CHOIFFAT
- Aporrhais (Lispodestes) coarctata* (GEIN.)
- Protocardium hillanum* Sow.
- Panopea acutisulcata* D'ORB.
- Panopea* sp.
- Scafarcă ponticeriana* STOL.
- Icanotia*
- Janira quinquecostata*
- Orbitolina*

Grosimea complexului mănos este de circa 15 m.

La microscop se observă că marnele sunt formate din fragmente fine de quart, cimentate cu argilă și calcită..

Ultimele strate, ce aparțin Cenomanianului, sunt alcătuite din alternanțe de gresii cenușii-gălbui, cu bobul fin, și concrețiuni de oxizi de fier.

Acste strate sunt lipsite de fosile. Le considerăm cenomaniene încrucișat sunt concordante cu acestea.

2. TURONIAN

Deasupra formațiunilor cenomaniene urmează discordant o serie de strate din gresii grosiere micacee și alternanțe de conglomerate și gresii.

Urmărind formațiunile conglomeratice, se observă că spre partea superioară intercalăriile de gresii sunt mai rare, iar elementele din care sunt formate conglomeratele devin din ce în ce mai mari.

La partea inferioară a formațiunilor, elementele rulate ale conglomeratului au diametrul cuprins între 2—4 cm, pe când la partea superioară ajung până la 10—15 cm și pe alocuri 60—70 cm.

Elementele conglomeratului sunt alcătuite mai ales din quartite, bucăți de micașisturi și gresie.

Conglomeratele și gresiile turoniene sunt cunoscute în literatură sub numele de Gresii de Măgura (NOPCSA, LAUFER).

Fosile apar destul de rar și sunt cunoscute din lucrările lui HALAVÁTS și NOPCSA.

La Ponor sunt caracteristice conglomeratele cu *Actaeonella gigantea* D'ORB., citate încă de ACKNER sub numele de conglomerate cu *Tornatella* și *Hippurites* sp.



Ultima formă am găsit-o numai într'un singur exemplar, pe care nu am izbutit să-l separ din conglomerate, aşa că poate fi văzut oricând în peretele abrupt, deasupra Streiului, la cota 414 din harta 1 : 25.000, în partea de W a satului Ponor. Dimensiunile acestei forme sunt aproximativ 10 cm în diametru și circa 35 cm lungime. Ca formă este asemănător cu *H. gossauviensis*.

In dreptul cantonului de cale ferată, în malul abrupt al Streiului, apar gresii grosiere negrioase, foarte bogate în mică albă, din care am recoltat următoarea faună:

Actaeonella glandiformis ZK.

Cardium turoniense Woods

Cerithium goldfussi ZK.

Turritella sp.

Corbula elegans Sow.

precum și numeroase resturi de *Inoceramus* și Corali.

Pe șoseaua națională, în dreptul stațiunii de cale ferată Pui, pe drumul ce duce spre localitatea Șerel, la circa 100 metri de șosea, apar gresii și nisipuri în care, la partea superioară, apare un banc gros de 30—40 cm cu *Actaeonella lamarki* ZK.

In gresiile turoniene, ce apar în fundul Văii Vrateca, în dreptul punctului la Balușoni, se găsesc numeroase resturi de *Inoceramus* cu scoica subțire. După fragmentele găsite tragem concluzia că aceste forme atingeau dimensiuni mari.

Alături de sfărâmăturile de *Inocerami* se mai găsesc numeroase resturi de Corali și *Rhynchonella*.

In afara de resturile nedeterminabile de mai sus, am găsit exemplare destui de bine păstrate de

Inoceramus labiatus SCHLOT.

Rhynchonella plicatilis Sow.

3. SENONIAN

Senonianul este reprezentat printr'o succesiune de marne și gresii, formațiune ce ocupă o suprafață mai mult sau mai puțin eliptică, situată în Nordul regiunii studiate.

Depozitele senoniene sunt dispuse transgresiv peste formațiunile mai vechi.

Intre Ohaba de sub Piatră și V. Dosului, contactul între Senonian și Cristalin este tectonic.

Discordanța între formațiunile turoniene și senoniene se poate urmări începând din V. Băești. In fundul acestei văi apare următorul profil: pe fundalul reprezentat de gneisse oculară roșii urmează transgresiv gresii și congo-

merate turoniene. Acestea sunt puternic dislocate, ridicate la verticală. Discordanță peste ele urmează marne curbicorticale și concordant cu acestea gresii fine, albe, cu *Rosalina*. Inclinația formațiunilor senoniene este în acest punct de 70 grade spre S (fig. 5).

Spre E de V. Băeștilor Senonianul vine în contact tectonic cu gneissul până în V. Semărău, unde reapare Turonianul intercalat între Senonian și Cristalin.

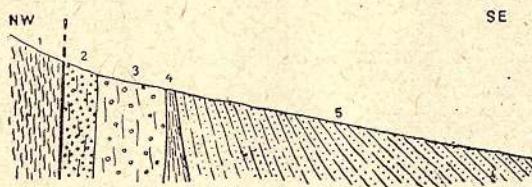


Fig. 5.— Profil în Valea Băești.

1, gneiss orbicular roșu; 2, gresii turoniene; 3, conglomerate și gresii turoniene; 4, marne curbicorticale senoniene; 5, gresii fine cu *Rosalina* (Gresii de Fizești).

Senonianul inferior prezintă facies de Fliș. La partea inferioară este format din marne curbicorticale și gresii fine albe. Orizontul acesta este lipsit de macrofosile. În secțiuni subțiri apare *Globotruncana linnéi*. În literatură aceste gresii sunt cunoscute sub numele de Gresii de Fizești (NOPCSA).

Zona în care sunt desvoltate puternic Gresiile de Fizești începe în partea de E a crestei Muchea și ține până în V. de Nucă.

A doua zonă, formată din Gresii de Fizești, este o fâșie îngustă care începe din V. Streiului, din dreptul localității Băești și urmărește spre E Cristalinul până în V. Semărău. În fundul Văii de Nucă se unește cu prima zonă.

Din V. Stroii spre E pleacă o altă fâșie din zona principală, care se continuă peste Prisloapele Puiului și dispără sub aluviunile Streiului, în dreptul stațiunii de cale ferată Pui.

Gresiile de Fizești mai apar în partea de E a Culmii Măgura Puiului, începând din gura Văii Steniul Puiului, continuându-se pe la N de fundul Văii Scofărălău, trec în V. După Deal, pentru ca apoi să dispară sub depozitele senoniene superioare din V. lui Ion.

In afara de zonele aceste continuu mai apar Gresii de Fizești în V. Bălții, ca pete de dimensiuni reduse, de sub aluviunile conului de dejecție al Nucușorului.

Gresiile de Fizești trec la partea superioară în marne, a căror grosime nu depășește 80 m. Urmează apoi alternanțe de gresii și marne.

Mărimea granulelor ce alcătuesc păturile de gresii din aceste alternanțe variază dela strat la strat.

Unele din intercalăriile de gresii sunt alcătuite din granule mici; aceste sunt și mai subțiri. Altele sunt constituite din granule mari aşa că uneori gresiile trec în conglomerate mărunte. Aceste intercalăriuni sunt puternic dezvoltate.

Seria este încheiată de gresii masive, groase de cca 40 m.

După poziția lor stratigrafică, complexul de argile și gresii aparține Senonianului inferior.

In afara de *Globotruncana linnéi* nu se mai găsesc decât resturi nedeterminabile de Lamellibranchiate, cuprinse mai ales în intercalăriile de gresii grosiere.

Senonianul superior. Complexul de strate senonian-inferioare este acoperit discordant de Gresiile de Livadia (NOPCSA), din care s-au determinat următoarele forme fosile:

Elasmostoma cf. consobrinum D'ORB.

Dorocidaris vasiculosa GOLDF.

Tylocidaris velifera BRONN.

Exogyra lateralis NILS.

Gresiile de Livadia sunt grosiere, cu foarte multă mică. Culoarea lor este albă-gălbue. Ele sunt slab cimentate, în unele puncte le putem considera nisipuri.

Din cauza slabiei cimentării, ele se pretează la ravinare.

In regiunea studiată de noi, Gresiile de Livadia apar numai pe o mică porțiune în partea de E a localității Ponor.

III. ZONA SUDICĂ

I. DANIAN

Prezența Danianului a fost semnalată pentru prima dată în Bazinul Hațegului de către NOPCSA (59).

El consideră daniene formațiunile de gresii dela Sânpetru, din care descrie o bogată faună de Dinosaurieni, precum și toate conglomeratele roșii ce apar în regiune. D. STUR (83) consideră conglomeratele roșii ca aparținând Tertiaului.

BÉLA V. INKEY (40) atribue Stratele de Sânpetru Oligocenului.

I. HALAVÁTS (29) le consideră aquitaniene.

SCHAFARZIK (73, 74), în urma cercetărilor lui NOPCSA, le descrie ca aparținând Danianului.

F. LAUFER (48), în lucrarea sa, le consideră daniene, se întreabă însă dacă formațiunile de conglomerate nu reprezintă Paleogenul.



In urma cercetărilor întreprinse de noi, am ajuns la concluzia că trebuie considerate ca daniene numai formațiunile ce apar pe V. Dâlpii și V. Sibișelului, spre N de localitățile cu aceleași nume, ivirile de argile roșii ce apar la Pui, în patul Râului Bărbat, precum și formațiunile roșii dela S de stațiunea de cale ferată Pui.

Conglomeratele și bolovănișurile roșii sunt mai noi și trebuie considerate paleogene.

Vom păstra pentru formațiunile, ce apar în partea de W a regiunii, denumirea de Strate de Sânpetru, dată de NOPCSA. Aceste formațiuni sunt alcătuite din alternanțe de grăsuții și argile verzi-roșii-violacee. Ele sunt bine deschise pe țărmul drept al Râului Mare între Băești-Săcele și Sânpetru. În această regiune se poate urmări adânc conul de dejecție al Nucșorului, pe traectul văilor Săcele și Bărești.

Dela Sânpetru spre S, formațiunile de gresii și marne se pot urmări în susul văilor Sibișel, Târnova, Valea Rea și Dâlza, până în dreptul comunelor Sibișel și Valea Dâlzei.

Stratele de Sânpetru formează în regiunea Bărești-Valea Dâlzei un arc anticinal, în care se poate observa că gresiile sunt puternic dislocate, prezintând înclinări până la 45 grade spre W.

În partea de N a arcului, în dreptul comunei Bărești, ele au direcția Nord-Estică; în dreptul localității Sânpetru direcția lor este N iar spre V. Dâlpii au direcția NW.

Se observă deci că în această regiune există o boltă anticinală ce separă bazinul Hațegului în două. De altfel, această observație este confirmată și de concordanța direcției cutelor șisturilor cristaline getice. De unde spre E de Nucșoara Cristalinul prezintă cute cu direcția E-W, spre NW se curbează, afundându-se sub sedimentarul bazinului. Spre Nordul bazinului se observă același fapt. Pe teritoriul comunei Ciopeia, cutile Seriei de Lotru se curbează spre SW.

Resturile de Dinosaurieni, citate de F. NOPCSA, provin în cea mai mare parte din gresiile dela S de Sânpetru, de pe partea stângă a Văii Sibișelului.

Dintre aceste resturi amintim:

Mochlodon suessi BUNZEL

Mochlodon robustum

Emys cfr. *neumayri* SEELEY

Crocodilus aff. *velensis* MATH.

Orthomerus transilvanicus NOPCSA

Struthiosaurus transilvanicus NOPCSA

Kallokiboticum bajazidi NOPCSA

Kallokiboticum magnificum NOPCSA



TABLOU COMPARATIV AL FORMAȚIUNILOR CRETACICE

	Bazinul Hategului (M. MAMULIA)	Muntii Metaliferi (MIRCEA ILIE)
DANIAN	Facies fluviatil lacustru cu Dinosaurieni	—
SENONIAN	Facies neritic Gresii cu <i>Ostrea</i> Marne albe, cenușii, violacee cu <i>Rosolina limneti</i>	Marne albe și violacee
TURONIAN	Gresii cu <i>Inoceramus</i> Conglomerate cu <i>Acteonella gigantea</i>	Discordanță
CENOMANIAN	Gresii cu <i>Exogyra</i> și <i>Ostrea</i> Strate cu <i>Acanthoceras rothomagense</i>	Discordanță
ALBIAN	Perioada continentală (Gresii infacenomaniene)	Discordanță
APTIAN	Facies neritic Conglomerate cu <i>Orbitolina</i> (Aptian superior) Facies urgonian Calcare cu <i>Orbitolina</i> și Alge (Aptian inferior)	Facies de Flis Conglomerate, gresii, argile și calcare cu <i>Orbitolina lenticularis</i>
BARREMIAN	Calcare cu Pachyodonte și Miliolide.	—
HAUTERIVIAN- VALANGINIAN	Perioada continentală (Depozite reziduale, gresii și conglomerate continentale)	Facies vazos ammonitic, Strate cu <i>Aptychus</i>



In afara de doi dinți de Dinosaurieni nu am găsit la Sânpetru decât resturi de schelet nedeterminabile. In formațiuni asemănătoare am găsit, la Ciula Mică, câteva piese bine păstrate, ce aparțin formei *Titanosaurus dacus* NOPCSA.

Această localitate este situată în afara regiunii pe care o studiem.

In afara de punctul fosilifer bogat dela Sânpetru, am mai găsit resturi rare de Dinosaurieni la Pui, în patul Râului Bărbat, în argilele vinete ce apar acolo.

După NOPCSA, stratele cu Dinosaurieni sunt formațiuni lacustre. Pe malul lacului ce ocupa bazinul Hațegului la sfârșitul Cretacicului, trăiau Dinosaurieni ale căror resturi ale găsim astăzi înglobate în gresii.

2. PALEOGEN

Incepând dela Râu de Mori spre E, până dincolo de Nucșoara, apoi în sinclinalul dela Peștere, între Galați și Pui și în partea de E a localității Ponor până la Livadia, apar conglomerate roșii, slab cimentate. Ele au fost considerate de NOPCSA ca fiind orizontul superior continental al Danianului.

D. STUR le atribue Terțiarului, BELA V. INKEY Oligocenului, HALAVÁTS Aquitanianului.

LAUFER le descrie împreună cu formațiunile daniene, punându-și însă întrebarea dacă ele nu reprezintă, cel puțin în parte, Paleogenul.

In urma cercetărilor noastre, am observat o independență între Stratele de Sânpetru, care sunt sigur daniene, și conglomeratele roșii superioare.

In timp ce gresiile daniene, în tot cuprinsul regiunii studiate de noi, sunt puternic dislocate, nu se poate observa același lucru și pentru conglomeratele roșii. Dislocări mai pronunțate ale conglomeratelor roșii le-am putut observa numai în regiunea satului Nucșoara. Pe V. Sibișelului ele au direcția NE și înclinare 55 grade spre NW. La Peștere, Ponor și Pui ele sunt puțin dislocate, formând mici sinclinali.

Din conglomeratele roșii, nu s'au semnalat până în prezent urme de floră sau faună fosilă.

Grosimea exagerată atribuită acestor strate (circa 3000 m) de NOPCSA și LAUFER, în partea de W a Bazinului Hațeg (dincolo de Râul Mare), nu se observă și în partea estică. La Ponor și Peștere conglomeratele nu ating mai mult de 50—60 m grosime.

Faptul că ele prezintă o tectonică diferită de aceea a formațiunilor de Sânpetru, apoi lipsa totală de fosile, precum și părerea exprimată de unii cercetători anteriori ai regiunii, ne face să credem că depunerea conglomeratelor roșii continuă în tot timpul Paleogenului și durează până în Miocen, când are loc o nouă transgresiune și începe depunerea formațiunilor tortoniene.



Conglomeratele paleogene sunt formate din bucăți rotunjite de granit, cuarțite și micașisturi, a căror mărime variază dela dimensiunile unei nuci, până la blocuri de 50—60 cm, în diametru. Spațiul dintre elementele conglomeratului este umplut cu nisip și argilă roșie, bogată în oxizi de fier. Culoarea roșie intensă presupune că ele au luat naștere sub un regim de climat cald și arid, care a favorizat formarea și depunerea oxizilor de fier.

3. MIOCEN

a) TORTONIAN

In partea de SW a regiunii, în jurul localităților: Râu de Mori, Valea Dâlzii, Ohaba Sibișel, Coroești, precum și în ogașul situat la S de comuna Galați, apar formațiuni tortoniene, ce se pot recunoaște după fauna caracteristică. Ele sunt descrise de NOPCSA (59), care pentru localitatea Galați citează următoarea faună fosilă:

- Pectunculus pitosus* L.
- Natica hetricina* BROCC.
- Trochus* sp.
- Aturia aturi* BAST.

Formațiunile tortoniene alcătuesc un sinclinal larg cuprins între Cristalin în partea de S și Cretacic la N. Ele sunt în cea mai mare parte acoperite de conurile de dejecție, aşa că urmărirea lor este destul de dificilă.

Din punct de vedere lithologic Tortonianul este alcătuit în deosebi din marne și argile vinete, albastre, albe.

Lista de fosile citată de NOPCSA o completăm cu cele ce urmează. Ele au fost colectate din valea situată la S de localitatea Galați, cu excepția formei de *Ostrea crassissima*, ce provine dela Coroești.

- Coccolithophoridae*
- Eponides umbonata* MONTE.
- Gyroidina soldani* D'ORB.
- Cristularia arcuato-striata*
- Nodosaria* sp.
- Quinquelocuina* sp.
- Textularia* sp.
- Turritella bicarinata* EICHW.
- Turriteia* cfr. *subangulata* BROCC.
- Natica hetricina* BROCC.
- Ringicula buccinea* DESH.



Turbonilla costellata GRAT.
Pleurotoma spiralis SERR.
Pleurotoma rotata BROCC.
Drilia crebricosta BELL.
Mitea cupressima BROCC.
Chenopus pes pelecani PHIL.
Nassa simulans BELL.
Murex cfr. *fistulosus*
Ancilaria sp.
Conus sp.
Dentalium badense PARTSCH
Venus cfr. *multilamella* LAM.
Corbula gibba
Ostrea crassissima
Chama sp.

Transgresiunea tortoniană este marcată prin conglomerate mărunte cu fosile rare, peste care urmează un banc de gresii și nisipuri, gros de circa 5 m, acoperite de un strat foarte gros de marne și argile. Grosimea argilelor și marnelor nu se poate măsura din pricina terenului acoperit.

In ceeace privește granulometria rocelor ce alcătuesc formațiunile tortoniene, se observă că spre partea superioară granulele devin din ce în ce mai fine.

Peste conglomeratele mărunte din partea inferioară urmează nisip și gresii, apoi marne nisipoase care trec gradat în marne fine, apoi în argile.

Această observație ne îndreptățește să tragem concluzia că sinclinalul tortonian este în continuă scufundare pe toată durata Tortonianului.

b) SARMATIAN

Formațiunile sarmatiene sunt constituite în bază din argile albastre, ce trec treptat către partea superioară la nisipuri și pietrișuri mărunte. Ele sunt semnalate încă de primii cercetători ai regiunii.

NOPCSA (59) descrie ivirile sarmatiene din V. Dâljii, Mătești, Sălaș. El stabilește pentru depresiunea dela Pui următoarea succesiune:

1. Marne fără fosile
2. Marne cu *Cerithium*
3. Nisip galben

Atrage atenția că stratele sarmatiene sunt acoperite de formațiuni mai noi și că studiul lor este îngreunat din această pricină. El citează o faună bo-



gată colectată în jurul localităților mai sus citate. Listele de fosile întocmite de NOPCSA le completăm cu cele ce urmează:

- Foraminifere
- Ostracode
- Pirinella picta* DEFR.
- Mohrensternia inflata* ANDREJOFSKI
- Hydrobia acuta* DRAP.
- Hydrobia elongata* EICHW.
- Hydrobia punctum* EICHW.
- Bulla lajonkaireana* BAST.
- Mohrensternia moesensis* JEKELIUS
- Mohrensternia pseudoangulata* HILBER
- Mohrensternia angulata* EICHW.
- Adeorbis margaritoideus* SINZ.
- Cerithium rubiginosum* EICHW.
- Cerithium mitrale* FRIEDB.
- Cerithium lignitarum* EICHW.
- Numeroase Lamellibranchiate

Caracterul acestei faune ne arată că marnele și argilele trebuie considerate sarmatiene-inferioare.

Urmărind succesiunea depunerii materialului în timpul Sarmatiului se observă o dispoziție inversă decât în Tortonian. Dăm schematic succesiunea orizonturilor sarmatiene:

7. Pietriș mărunt, slab cimentat și nisip
6. Nisip
5. Alternanțe de marne nisipoase și nisip fin cu intercalații de cărbune
4. Marne albastre cu *Hydrobia* și Lamellibranchiate (Mătești)
3. Marne cu resturi de plante (Șerel)
2. Marne nisipoase cu *Cerithium lignitarum* (Șerel)
1. Marne vinete cu *Pirinella lignitarum* (Coroești)

Dedesubt urmează Tortonianul.

Stratele de nisip și pietriș mărunt indică sfârșitul regresiunii sarmatiene.

Odată cu sfârșitul regresiunii se instalează în regiune un regim continental-lacustru, apoi treptat, prin colmatarea lacului cu material aluvionar adus de torenți de pe înălțimile înconjurătoare, regiunea devine uscată, situație ce durează până astăzi.

Făcând o paraleлизare a formațiunilor sarmatiene din regiune cu acele ce apar în basinele apropiate observăm următoarele:



In basinele dela interiorul arcului carpatic este cunoscut pe bază de fosile numai Sarmatianul inferior; peste acest Sarmatian urmează un complex de nisipuri și pietrișuri uneori torentiale, lipsite de fosile. Vârsta acestora a fost considerată în ultimul timp de geologii austriaci și unguri ca sarmatian-medie. Poziția stratigrafică a complexului detritic nefosilifer pentru Basinul Transilvaniei este discutată de M. PAUCĂ (62, 63), care îl consideră deasemeni sarmatian-mediu.

E. JEKELIUS (41), prin comparația faunelor sarmatiene din întregul complex de basine al Dunării mijlocii, ajunge la concluzia că aici este reprezentat numai Sarmatianul inferior, căruia i se adaugă complexul nisipos de vârstă probabil sarmatian-medie.

In complexul de basine al Dunării mijlocii, Basinul Transilvaniei se află pe o treaptă de scufundare mai puțin adâncă în comparație cu Basinul Pănonic.

Pentru aceste motive M. PAUCĂ (62, 63) este de părere că în Basinul Transilvaniei este imposibilă prezența unui Sarmatian complet, precum și a unei continuități de sedimentare până în a doua jumătate a Pliocenului.

In regiunea studiată de noi faptele sunt evidente. Peste complexul de marne și argile fosilifere cu faună sarmatian-inferioară urmează discordant nisipuri și pietrișuri pliocene cu caracter torențial.

4. PLIOCEN

Pliocenul este reprezentat prin alternanțe de nisip și pietriș. El formează o fâșie îngustă în partea de S a regiunii, care este tăiată transversal de văile adânci ce coboară din Masivul Retezatului. Grosimea formațiunilor pliocene atinge 150 m.

Pietrișurile și nisipurile pliocene au fost descrise de NOPCSA, care le-a atribuit această vârstă.

După regresiunea sarmatiană, regiunea a fost transformată într'un lac de apă dulce, în care torenții ce coborau dinspre Retezat depun materialul erodat din munte.

Faptul că aceste depozite sunt răspândite numai în Sudul regiunii este explicat prin aceea că înăltimile din Nordul regiunii fiind mult mai mici, posibilitatea formării de torenți puternici este simțitor scăzută.

Zona în care Pliocenul este mai puternic desvoltat este cuprinsă între V Sibișelului și Râul Mare, întinzându-se dela N de localitatea Râu de Mori până în apropiere de dealul Belț, situat la S de comuna Sânpetru.

Aci, pe malul stâng al Sibișelului, se observă un sinclinal larg format din strate de pietriș alcătuit în majoritate din fragmente de cuarț bine rotunjite,



a căror diametru maxim nu trece de 3 cm, și strate de nisip gălbui bogat în mică.

Stratele pliocene sunt dispuse discordant peste formațiunile sarmatiene și daniene.

La SE de localitatea Sălașul de Sus, în nisipul fin, apar numeroase resturi de plante ca: *Juglans*, *Acer*, *Laurus* etc., floră caracteristică pentru o climă mediteraneană. Aceste resturi au fost cărate de apele ce veneau de pe continent și depuse în lacul pliocen. Tot în acest loc se observă și slabe intercalări de cărbune (cățiva centimetri).

Spre S de localitatea Valea Lupului, în pereții verticali ai văilor torrentiale, se observă o alternanță de strate subțiri, formate din nisip și piatră. Grosimea stratelor nu trece de 10—15 cm, pachetul întreg de strate atingând grosimea de 80 m. Este foarte probabil că aceste formațiuni au luat naștere sub influența unui climat în care alternau sezoane cu precipitații atmosferice abundente cu sezoane secetoase.

5. CUATERNAR

Cuaternarul este reprezentat prin depozitele conurilor de dejectie ale râurilor, terase, depozite din peșteri, aluviuni recente și sol.

a) CONURI DE DEJECTIE

Conurile de dejectie au fost considerate de BELA V. INKEY, NOPCSA și LAUFER drept terasa supérieoară a Streiului.

LAUFER (48), pe harta 1: 100.000 atașată lucrării sale, delimitizează în jurul localității Sălașul de Jos, formațiuni pe care le denumește Strate intermediare de Sălașu. În text nu dă nicio lămurire asupra acestor formațiuni.

DE MARTONNE este de părere că cel puțin în parte, ceeace se consideră în regiunea Sânpetru-Pui drept terase, sunt în realitate conuri de dejectie.

Cercetările noastre ne-au dus la concluzia că în regiunea Sânpetru-Pui, terasele ocupă suprafețe neînsemnate. Sesul întins din partea centrală a depresiunii este format din unirea mai multor conuri de dejectie, alcătuind câmpia piemonteză.

Cele afirmate mai sus sunt întărite de următoarele observații: natura petrografică a materialului rulat, microrelieful câmpiei precum și dispoziția văilor torrentiale ce se formează pe câmpie.

Materialul rulat, ce intră în constituția fundamentului câmpiei piemonteză, este format aproape în întregime din fragmente de granit, granodiorite și gneisse albe, ce apar în Masivul Retezatului. Nu se observă fragmente de



gneiss roșu, care intră în constituția geologică a părții de N a regiunii și care se găsește frecvent în aluviunile Streiului.

Fragmentele de micașturi sunt foarte rare, ele provin din Șisturile cristaline getice ce apar între Autohtonul și Sedimentarul din Sudul regiunii.

In ceeace privește dispoziția materialului după mărime, se observă că în spre Sudul Câmpiei apar blocuri enorme; pe măsură ce ne apropiem de marginea nordică, materialul are dimensiuni din ce în ce mai mici, ajungând în medie la diametrul de 10—15 cm.

Cu privire la microrelieful câmpiei piemonteze, privită de pe înălțimile din S, se observă foarte bine forma boltită a conurilor, ce sunt dispuse cu vâful spre S.

Văile râurilor principale sunt săpate în general pe axul conului. Se observă și excepții, mai ales la văile mici la care râul alunecă spre marginea conului. Tendința de alunecare este spre W.

Văile torrentiale care iau naștere pe conurile de dejecție, cele situate în partea de E a văii principale, sunt orientate spre NE, cele de pe partea vestică, spre NW.

Amplitudinea unghiului format de valea principală cu văile mici este cu atât mai mare cu cât valea secundară este mai departe de axul conului.

Numărul conurilor este destul de mare. Cele mai importante sunt:

1. Conul Râului Bărbat, a cărui suprafață atinge circa 34 km. p. El ocupă aproximativ suprafața cuprinsă între localitățile Livadia de Câmp, Rușor și Uric.

In axul acestui con se observă că Râul Bărbat a săpat o vale largă pe toată lungimea conului, în cuprinsul căreia este format un al doilea con mai Tânăr.

2. Conul Văii Lazului, a cărui suprafață este de circa 3,2 km. p.

3. Conul Râului Alb, cu suprafață de circa 16 km. p. El apare strâns între conul Râului Bărbat, conul Nucșorului și al Păroșiului.

4. Conul Nucșorului se întinde între comunele Băești—Bărești—Sânpetru—Unciu—Nucșoara. Suprafața lui este de circa 50 km. p. Forma ne-regulată a acestui con este determinată în bună parte de existența anticlinoului danian dintre Dâlza și Bărești și care desparte Basinul Hațegului în două.

In vremea când apele Nucșorului curgeau prin actuala vale a Băltii, el făcea o cotitură spre NE în dreptul comunei Sibișel. Apele Nucșorului, după cum a arătat BÉLA V. INKEY (40) au fost captate de apa Sibișelului și drenate spre N în V. Râul Mare. Această captare s'a produs recent, întrucât pe dreapta și stânga Văii Băltii sunt desvoltate terase destul de importante. Firul săracios de apă al Văii Băltii, precum și lipsa unui basin de alimentare mai important (care ar presupune că cel puțin în vremuri ploioase apa Băltii ar

fi capabilă să roadă și să transporte cantități mari de material) ne îndreptățește să credem că aceste terase au fost formate de Râul Nucșorul, înainte de captare. De altfel, observația de mai sus a fost făcută și de NOPCSA. Aceste terase trebuie să fie contemporane cu al doilea con de dejecție al Râului Bărbat.

Apa Sibișelului, înainte de a fi captat Râul Nucșorului, a decapitat V. Târnova, care actual nu mai are curs de apă permanent.

Conurile de dejecție descrise până aci au baza îndreptată spre V. Streiului.

5. Conul Râului Strei are o suprafață de 3,5 km. p. Baza lui este îndreptată spre Râul Mare.

Comparând suprafețele conurilor de dejecție, se observă că există un raport direct proporțional între suprafața lor și mărimea ghețarilor afluenți.

Se observă că în Valea Râului Bărbat se varsă nouă ghețari mici, dintre care trei sunt mai mari, în Valea Râului Alb doi, iar în Valea Rușorului numai unul. Râul Nucșorului primește patru ghețari puternici.

Materialul ce alcătuiește conurile de dejecție a fost mobilizat prin acțiunea ghețarilor asupra rocelor, și transportat ca morene spre vale. După topirea acestuia, râul a continuat transportul bolovanișului, depunându-l în şesul larg al Streiului:

Observația de mai sus este întărită și de faptul că actual, când nu mai există ghețari în Retezat, apele curgătoare nu mai depun cu atâtă putere, acțiunea lor fiind limitată mai mult la erodarea vechilor conuri. Actualele văi sunt mult adâncite până la rocele ce constituie fundamentalul câmpiei de piemont.

b) TERASELE

Terasale sunt foarte puțin desvoltate în regiunea studiată de noi. Cele mai importante sunt acele ce se găsesc în lungul Văii Balta.

In lungul Streiului nu am observat decât resturi neînsemnante: un rest de terasă la confluența Pietrosului cu V. Crivadia și altul în dreptul comunei Galați la confluența Văii Fizești cu V. Streiului.

c) DEPOZITELE DIN PEȘTERI

Zona calcaroasă din partea de E a regiunii este foarte favorabilă formării peșterilor. Ele au fost cercetate și descrise de SCHADLER, M. Roșca, I. MALASZ, ST. GAAL, J. GHERMAN.

Peșterile în care mai există un curs de apă, continuă a fi lărgite și adâncite: în cele uscate eroziunea a încetat din momentul dispariției cursului de apă, cavitatea lor fiind în parte umplută cu depozite recente.

Unele din aceste depozite sunt formate din cheiropterit, material cu un conținut foarte ridicat de fosfor, care a fost exploatat din peștera Cioclovina și folosit ca îngrășământ agricol.

In cea mai mare parte ele sunt însă alcătuite din fragmente de șisturi cristaline, nisip și cuartite aduse de apa pâraelor ce dispar în calcar. Ele sunt foarte bogate în urme ale omului primitiv și conțin numeroase resturi de faună cuaternară (*Ursus spelaeus*).

d) ALUVIUNILE

Aluviunile ocupă suprafețe mai mult sau mai puțin înguste în lungul cursurilor de apă. Suprafețe mai întinse aluvionare se formează mai ales la confluența văilor.

Şesul aluvionar cel mai important din regiune este cel al Streiului. El începe din dreptul comunei Baru-Mare, atinge maximum de lățime în dreptul comunei Galați, se îngustează apoi pentru ca, începând dela Ohaba de Sub Piatră (Cheile Streiului), să fie redus la o șuviță de 50—60 m. Dincolo de comuna Ciopeia șesul începe din nou să se lărgească.

Mai este de remarcat șesul de pe V. Sibișelului, acolo unde V. Sibișelului a captat apele Nucșorului. În acest loc a luat naștere un șes întins mlăștinos,

e) SOLUL

Solul reprezintă formațiunea geologică cea mai recentă care acoperă depozitele mai vechi.

Format din acțiunea permanentă asupra scoarței superficiale a agenților bioclimatici, el capătă totuși și caractere imprimate de natura rocelor-mame.

Regiunea studiată fiind relativ redusă ca suprafață, cu un climat uniform, am studiat solul căutând să stabilim tipurile formate pe diverse depozite geologice.

Basinul Hațegului a fost cercetat în parte de P. ENCULESU, T. SAIDEL și E. PROTOPOPESCU-PACHE, în vederea alcăturirii hărții de soluri la scara 1:1.500.000. Pe această hartă regiunea este înglobată în zona de podzol.

Recent, regiunea a fost vizitată de M. POPOVĂȚ, în cadrul unei inspecții pe teren.

Climatul Basinului Hațeg este umed. După datele Institutului Meteorologic Central, care are stațiuni de observare la Sarmisegetuza și Pui, cantitatea de precipitații oscilează aproximativ între 756,9—721 mm anual. Media pe zece ani este de 756 mm.

Temperatura variază între maximum $20,7^{\circ}$ și minimum $2,6^{\circ}$.

Pentru studiul solului am executat numeroase gropi și am făcut observații pe deschideri naturale.



Am deosebit în regiune următoarele tipuri de sol:

Rendzine brune, brune-roșcate, levigate,

Soluri cu profil necomplet,

Podzol cu profil scurt, 70—80 cm, format prin solificarea șisturilor cristaline (micașisturi) și pietrișuri pliocene,

Podzol cu profil lung, peste 255 cm, format pe argilele sarmatiene și bolovanișurile conurilor de dejectie,

Lăcoviști turboase,

Soluri coluviale.

In partea accidentată a regiunii, pe pantele repezi, mai ales pe suprafețele unde pădurile au fost defrișate, precum și pe abrupturi, solul lipsește. Fie că a fost erodat de apele ce curg la suprafață, fie că panta terenului nu a permis solificarea.

Pe suprafețe fără importanță ca întindere, în lungul văilor, prin acțiunea de eroziune a apelor curgătoare, sunt scoase la iveală rocele-mame.

Rendzine. In regiunea calcaroasă din partea de E a regiunii studiate se ormăză rendzine lesivate brune, brun-roșcate. In unele puncte, mai ales acolo unde solul este mai gros, se observă un început vag de formare a orizontului B.

Acstea rendzine nu fac efervescentă cu acizii.

Lungimea profilului acestui sol variază după pante și acoperirea terenului.

Pe platoul neîmpădurit, atinge 30—40 cm, pe pantă lungimea profilului abia atinge 15—20 cm, aşa că bolovanii mai mari de rocă sunt scoși la iveală. Pe suprafețele ocupate de pădure, lungimea profilului atinge 70 cm și solul prezintă o colorație brun-roșcată.

Indiferent dacă rocă este un calcar cretacic sau jurasic, solul format pe ele prezintă aceleași caractere.

Soluri podzolice brun-deschise, neevoluate. Pe formațiunile daniene și pe bolovanișurile roșii paleogene, iau naștere soluri brun-deschise, cu caractere de brun-podzolice. Ele prezintă un profil scurt, neevoluat, cu textură lutos-nisipoasă și structură grăunțoasă.

Eflorescențele apar la adâncime mică, câteodată chiar la suprafață, fiind puse în evidență de alunecările de teren. La suprafață solului se observă crăptăuri largi de 2—3 cm, iar suprafața este ușor vălurată, datorită aceleleași cauze.

Zonele ocupate de formațiunile daniene și paleogene fiind foarte accidentate, formarea unui profil complet este împiedicată de eroziune.

Deasupra satului Ponor, în punctul numit Râpa Popii, apare următorul profil de sol format pe bolovanișuri paleogene:

Orizontul A. Brun-gălbui cu nuanță cenușie, gros de circa 30 cm.

Orizontul B. Brun-castaniu, cu numeroase bucăți de gresii și cuarțite. Grosimea acestui orizont este de circa 70 cm.

Soluri podzolice brune, fără profil complet. În partea de N a regiunii, unde apar formațiuni de conglomerate, gresii, marne și argile cretacic-superioare, solul este mai bine desvoltat decât pe formațiunile daniene și paleogene. Totuși, și în această regiune formarea unui profil complet este împiedicată, mai ales că pe lângă eroziune mai intervin și alunecări de teren puternice, favorizate de prezența marnelor și argilelor, care strică permanent profilul ce eventual s-ar forma.

Orizontul A, acolo unde există, nu este clar vizibil și nu poate fi separat net de orizontul B.

Orizontul B brun-brun-roșcat prezintă numeroase eflorescențe vizibile numai în maluri, fără ca masa solului să facă efervescență.

In cea mai mare parte solul este lipsit de orizontul A și adesea lipsește și o bună parte a orizontului B, fiind erodate.

Podzol format pe pietrișurile pliocene și micașisturi. În partea de S a regiunii, pe pietrișurile pliocene și pe micașisturi apar podzoluri caracterizate printr-un profil scurt, a cărui lungime nu trece de 70—80 cm.

Profilul descris a fost făcut la S de localitatea Hobița, pe un teren cu pantă mare spre N, acoperit cu lăstăriș de mestecăan și graminee. Altitudinea locului este 570 m.

Orizontul A este gros de circa 20—30 cm. În acest orizont se pot deosebi două suborizonturi: A_1 , gros de circa 5—10 cm, colorat brun-ciocolatiu, cu structură mărunt-grăunțoasă și textură nisipoasă.

A_2 este gros de circa 15—20 cm, colorat în cenușiu, cu structură grăunțoasă și textură nisipos-lutoasă.

Orizontul B, gros de 50—60 cm, are culoarea galbue. Pe toată lungimea profilului acest sol nu face efervescență și nu se observă formare de bobovine.

Din cauza pietrișului care constituie roca-mamă și care prezintă un grad de permeabilitate foarte mare, profilul solului este uscat pe toată lungimea.

Podzol format pe argilele sarmatiene. Pe aceste formațiuni iau naștere podzoluri cu profil bine desvoltat. La aceasta contribue în mare măsură faptul că regiunea în care apar argilele sarmatiene este plană, cu ondulații slabe.



Lungimea profilului trece de 255 cm, în groapa săpată pe Ploștina Rușorului, un platou cu înclinare slabă spre N și cu altitudine de 460 m, suprafața terenului este acoperită cu lăstăriș de mestecăran și iarba în goluri.

O r i z o n t u l A, gros de 40 cm, poate fi divizat în două suborizonturi:

Suborizontul A_1 , de 0—16 cm, este colorat cenușiu. Prezintă o structură grăunțoasă și textură nisipos-lutoasă. Acest suborizont este uscat, poros și afânat. Cuprinde rădăcini de plante. Trecerea la suborizontul A_2 este netă.

Suborizontul A_2 , de la 16—30 cm, are o culoare cenușie-albicioasă. Textura este nisipoasă iar structura în felii verticale cu tendință de columnară mică.

Structura acestui suborizont este modificată în parte de acțiunea insectelor, a râmelor și larvelor de insecte, care sapă numeroase galerii. Își acest orizont este uscat, afânat și cuprinde numeroase rădăcini.

Între orizontul A și orizontul B se distinge o zonă de trecere A_2-B , grosă de 10 cm, care se prezintă spongiös și uscat. Culoarea ei este castaniu-roșcată, cu pete cenușii, structura este columnară mică și textura lut-nisipos.

O r i z o n t u l B începe dela 40 cm în jos și poate fi împărțit în mai multe suborizonturi.

Suborizontul B_1 , de 40—74 cm. Trecerea dela A_2 la B este netă. Culoarea castaniu-roșcată, cu dungi neregulate cenușii. Textura este lutoasă și structura columnară. Incep să apară bobovine rare cu diametrul de 5 mm. Umezeala este potrivită.

Suborizontul B_2 , de 74—80 cm. Trecerea dela suborizontul superior este clară, culoarea castaniu-roșcată, textura lut-argilos și structura în bulgări prismatice. În acest suborizont apar foarte multe bobovine, care aproape alcătuesc alios în lut argilos. Diametrul bobovinelor este de 5—10 mm.

Suborizontul B_3 dela 89 cm în jos. Culoarea acestui suborizont este castaniu-roșcată. Cu cât adâncimea este mai mare ea se deschide treptat și ajunge castaniu-deschisă. Textura acestui suborizont este lutos-argiloasă iar structura în bulgări prismatice. Suborizontul B_3 este foarte compact și îndesat. Bobovinele, deși mai puține decât în suborizontul superior, sunt încă destul de numeroase în partea lui superioară, numărul și mărimea lor scade cu adâncimea, dincolo de 200 cm sunt mici și rare.

Dela 110 cm am continuat cercetarea cu ajutorul sondei de mână până la adâncimea de 250 cm.

Incepând dela 220 cm sonda începe să scoată nodule de argilă cenușie.

Podzol format pe conurile de dejecție. Profilul descris este situat la E de localitatea Pui spre marginea de N a conului de dejecție a Râului Băibăat.

Altitudinea locului explorat este 450 m deasupra nivelului mării.

Actualmente suprafața cercetată este lăsată pentru fâneță. Relieful arată că în trecut acest loc a fost lucrat. După spusa localnicilor, terenul nu a mai fost arat de circa 30—40 ani.

Roca-mamă pe care s'au format aceste soluri este reprezentată prin depozite de bolovănișuri cu diametrul cuprins între 10—15 cm, aduse de apele curgătoare din spate Masivul Retezat. Spațiul liber dintre bolovani este umplut cu material detritic mai fin, nisip grosier și praf. Bolovănișurile se sprijină pe formațiuni mai vechi sarmatiene, paleogene și cretacice.

Adâncimea până la care s'a săpat este de 220 cm.

Orizontul A este gros de 50 cm și are culoarea cenușie-albicioasă din cauza rezidiului de silice, rămas după eluvionarea compoziților solubili. Structura este în parte modificată de acțiunea râmelor, insectelor și larvelor.

Suborizontul A₁, 0—20 cm, este colorat în cenușiu deschis. Prezintă o structură grăunțoasă și o textură nisipos-lutoasă. El este uscat și destul de afănat.

Suborizontul A₂, 20—50 cm, schimbă culoarea în cenușiu-albicioasă. Textura nisip lutos, structura spre bază devine columnară mică. El este mai compact decât precedentul.

Suborizontul A₂—B ține dela 50 la 60 cm. Aceasta este suborizontul de trecere dela orizontul A la B. Culoarea lui este castaniu-roșcată, cu pete, vinișoare și granule mici cu diametrul de 2—3 mm, de culoare brun-închisă, formate din concentrațiuni de oxizi feromanganoși. Prezintă o textură lutos-nisipoasă și o structură columnară mică.

Orizontul B, 60 cm până peste 220 cm. El este foarte compact.

Suborizontul B₁, 60—130 cm. Trecerea dela suborizontul superior este netă. El prezintă culoarea castaniu-roșcată. Textura este lutos-agriloasă iar structura columnară-bulgăr. Petele și vinișoarele devin mai rare, în schimb crește numărul bobovinelor, a căror diametru atinge 5 mm. Umezeala este potrivită.

Suborizontul B₂, 130—150 cm; culoarea este castaniu-roșcată. Textura lutos-argiloasă, structura bulgări prismatice. Aceasta este suborizontul cel mai bogat în bobovine, care devin foarte numeroase și ating diametrul de 10—12 mm. El este un suborizont compact și îndesat. Compactitatea crește cu adâncimea.

Suborizontul B₃ dela 150 cm în jos (săpătura s'a oprit la 225 cm). Culoarea lui este castaniu-roșcată, cu nuanțe din ce în ce mai deschise spre fundul gropii de exploatare. Textura lut-argilos, structura în bulgări prismatice. Acest suborizont este foarte compact și îndesat. Bobovinele scad la număr și devin mai mici. Dela 200 cm devin foarte rare.

Profilul solului format pe conul Tânăr al Râului Bărbat. La E de Pui, pe conul de dejecție Tânăr al Râului Bărbat apare podzol al cărui profil este scurt; roca-mamă apare la 1,10 m.

Profilul studiat prezintă asemănări cu cel descris pe argilele sarmatiene și cel de pe primul con.

Orizontul A are lungimea de 40 cm și se poate observa bine diferențierea celor două suborizonturi A₁ și A₂.

Orizontul B, mult mai scurt, prezintă pete și vine de oxizi feromanganosi mai rare și mai fine. Bobovine rare și mici încep să apară pe la 45 cm. Ele nu cresc la număr cu adâncimea și nici nu se observă suborizontul cu bobovine numeroase, care apare la celelalte două. În schimb, pe toată lungimea orizontului B se observă fragmente rotunjite de granit foarte alterat. Alterarea este atât de înaintată, încât bucățile de granit pot fi tăiate cu hărțelul în timpul săpatului. Aceasta este un podzol cu profil scurt care trebuie pus în categoria celor formate pe conurile de dejecție mai vechi. Nedorosvoltarea profilului este probabil în legătură cu timpul scurt de solidificare.

Soluri de luncă (lăcoviști turboase). Solurile de luncă sunt formate pe șesurile aluvionare situate în lungul apelor curgătoare, acolo unde sub aluviunile subțiri apar marne și argile. Datorită impermeabilității acestor roce apa se menține aproape de suprafață. Pânza de apă freatică superficială menține un mediu de umiditate maximă care favorizează dezvoltarea unei vegetații bogate.

Prin descompunerea materiei organice vegetale, în acest mediu umed, se formează cantități mari de humus și turbă.

Solurile de luncă sunt caracterizate printr'un profil scurt de 80—100 cm.

Profilul este umed pe toată lungimea sa, în baza sa se găsește adesea pânza freatică. Structura acestor soluri este grăunoasă.

In profilul săpat în apropierea localității Pui, la adâncimea de 30 cm apar pete albastre de vivianit.

Tot la această categorie de soluri trebuie să se adauge și solurile formate pe aluviunile din V. Ponorului și V. Ponorâciului.

Soluri coluviale. Pe malul drept al Streiului, pe porțiunea dintre localitatea Ponor și Băești, la limita dintre deal și șes, iau naștere soluri coluviale fără profil diferențiat. Grosimea lor variază dela punct la punct și este legată în primul rând de panta de pe care este spălat materialul care apoi prin depunere alcătuiește solul coluvial. Unele din acestea fac efervescență dela suprafață, altele dela 10—20 cm. Textura lor este nisipoasă. În lungul profilului se observă adesea bucați de rocă.

Soluri pe aluviuni. Acestea iau naștere pe aluviunile din lungul râurilor. Sunt soluri cu profil nedesvoltat și în permanență stricat de inundații. Aceste soluri sunt în majoritate acoperite de pâcluri de *Alnus glutinosa*.

Din pricina inundațiilor la care sunt expuse nu sunt luate în cultură decât porțiunile mai ridicate.

TECTONICA

Studiul tectonic al regiunii Sânpetru-Pui din Basinul Hațegului arată că acesta prezintă caracterul unui basin continental de prăbușire sau subsidență, în evoluția căruia se pot urmări faze continentale, urmate de faze marine.

Regiunea studiată de noi este cuprinsă între două linii de falie importante, una la N, a cărei existență este unanim admisă, și una la S, a cărei existență este discutabilă.

Linia de Nord începe din dreptul localității Cioclovina, se continuă spre SW până în dreptul Văii Semărău. De aci ia o direcție est-vestică până în dreptul Văii Băeștilor, unde descrie o curbă spre S și în dreptul localității Ciopeia dispare sub Sedimentarul mai nou. De aci, ea nu mai poate fi urmărită. Din cauză că partea de W a regiunii este scufundată, depozitele sedimentare se efilează în lungul acestei falii și dispar treptat în ordinea vechimii.

Această linie este foarte bine pusă în evidență de morfologia terenului. Se observă o denivelare bruscă între Cristalin și Sedimentar.

Linia de Sud. Asupra acestei linii cercetările noastre nu ne conduc la rezultate concluzante. Adesea, în lungul liniei care demarcă falia, se pot observa fapte care pledează mai mult pentru admiterea existenței unei flexuri. În alte locuri, observațiile conduc la admiterea unei falii. Studiul acestei falii este mult îngreunat, întrucât în multe locuri ea este mascată de formațiuni mai noi.

Un argument potrivnic existenței unei falii este faptul că spre S de această linie nu mai apar formațiuni sedimentare pe Cristalin.

Singurul argument pentru admiterea existenței acestei falii este denivelarea morfologică bruscă, ce se observă între Cristalin și Sedimentar.

Urmărind evoluția în timp geologic a regiunii Sânpetru-Pui, observăm, perioade de liniște alternând cu perioade în care scoarța a fost antrenată în mișcări epirogenice și orogenice.

TECTONICA JURASIC-CRETACICULUI INFERIOR

Depresiunea intracarpatică ce a făcut obiectul studiului nostru a luat naștere imediat după începutul Jurasicului.

În Liasic s-au depus formațiuni, al căror caracter continental este evident.



Flora fosilă bogată, citată de LAUFER (48), este o dovedă că formațiunile liastice trebuie considerate continentale.

Cu începutul Doggerului regiunea este invadată de mare, în care timp se depun depozitele de gresie cu *Entolium*.

Mișcarea de scufundare a fost destul de lentă, cu caracter epirogenic, fără să producă dislocări tangențiale importante ale formațiunilor liasice, întrucât nu se observă discordanțe între Liasic și Dogger.

Sinclinalul ce se formează aci din Dogger este în continuă scufundare până în Callovian-Oxfordian, timp în care se depun formațiunile silicioase cu resturi de Spongieri.

Incepând din Kimmeridgian fundul geosinclinalului începe să se ridice, Datorită încetării mișcării de scufundare, sedimentele noi depuse înlătu fundul mării. În acest timp iau naștere formațiunile calcaroase, roșii, fine, și calcarele tithonice coraligene.

Umplerea sinclinalului se face continuu, până la sfârșitul Malmului, când regiunea devine uscat.

Prezența recifilor de Corali precum și structura oolitică a calcarelor tithonice, sunt argumente care ne fac să tragem concluzia că în Tithonic regiunea este supusă unui regim de mare epicontinentală puțin adâncă.

Faptul că sedimentarea s'a produs continuu, fără ca între timp să se fi produs mișcări orogene care să fi stricat echilibrul de sedimentare, explică trecerea gradată dela o formătune la alta, ceea ce am semnalat și la capitolul tratând despre stratigrafie.

Inceputul Cretacicului inferior este caracterizat prin depozite continentale. Se poate totuși ca, cel puțin în parte, aceste depozite continentale să aparțină și părții celei mai superioare a Jurasicului.

Numărul mic de fosile pe care le posedăm este insuficient pentru stabilirea exactă în timp a momentului când regiunea devine uscat.

Regiunea rămâne exondată în Valangian-Hauterivian, în care timp iau naștere depozitele de bauxit și gresii roșii continentale.

Cu începutul Bîrremianului se produce o nouă scufundare a regiunii.

In Cretacicul inferior marea păstrează un caracter epicontinental, adâncimea ei nu atinge în niciun caz pe aceea care a avut-o în Jurasic.

Depozitele cu Pachiodonte, recifii de Corali precum și caracterul conglomeratic al calcarelor din Aptianul inferior sunt dovezi suficiente ca să tragem concluziile de mai sus.

Scufundarea barremian-aptian-inferioară este deosemenea lentă, cu caracter epirogenetic.

Între depozitele jurasice și cele barremian-aptiene nu se observă discordanțe pronunțate.



Din cele expuse mai sus, se observă că aceste două mișcări epirogenice sunt preludiul mișcărilor orogenice puternice de mai târziu, a căror durată în timp este destul de lungă.

Spre mijlocul Aptianului încep să se resimtă primele mișcări orogenice, fapt care se poate observa printr-o ușoară discordanță între Aptianul inferior și cel superior. Natura petrografică și întinderea restrânsă a conglomeratelor aptian-superioare ne duc la concluzia că în acest timp are loc și o regresiune. Marea este în retragere la sfârșitul Cretacicului inferior, regiunea devenind continentă treia oară.

Regimul continental în regiune durează din Albian până în începutul Cenomanianului inferior inclusiv.

Mișările dela sfârșitul Cretacicului inferior sunt puternice, se produc dislocări până la verticală a stratelor și, după cum am spus, au un caracter orogenetic. În acest timp se produc primele cutări ale formațiunilor jurasic-cretacice și iau naștere falii care vor imprima stilul tectonic al regiunii.

Direcția cutărilor ce au luat naștere în acest timp este NE-SW.

TECTONICA CRETACICULUI SUPERIOR

Faza continentală albiană se continuă și în Cretacicul superior și anume în Cenomanianul inferior, în care timp se depun formațiunile continentale descrise sub numele de gresii infracenomaniene.

Prezența cărbunilor intercalati în aceste formațiuni, precum și stratificația încrușitată a acestor depozite, credem că sunt argumente suficiente pentru a admite originea lor continentală.

Transgresiunea cenomaniană începe cu puțin înaintea Rothomagianului, când marea invadează peste formațiunile mai vechi. Dovadă a acestei transgresiuni o constituie apariția de conglomerate și gresii cu Rudiști ce stau la baza formațiunilor cenomaniene.

Tot acum ia naștere marea flexură care se poate urmări pe linia Barul Mare—Ohaba Ponor—Federii (Murgoi)—Fizești. Această flexură face ca partea de W a regiunii cutate anterior să fie scufundată. Transgresiunea cenomaniană trece însă de această linie, întrucât la N de Măgurici apar formațiuni cenomaniene identice cu alternanțele de gresii și argile în care am găsit resturi de *Acanthoceras rothomagense*.

Discordanță evidentă între cutile ce afectează formațiunile jurasic-cretacice inferioare și stratele cenomaniene se poate observa cu multă ușurință pe teren, mai ales în punctul situat la S de localitatea Ohaba Ponor, care a fost descris la capitolul tratând despre stratigrafie (fig. 1 și 2).



Mișcările orogenice se continuă în tot timpul Cretacicului superior, doavă sunt discordanțele observate între formațiunile cenomanian-turoniene și cele turonian-senoniene.

Direcția cutelor este în bună parte influențată de structura tectonică a formațiunilor mai vechi, fără să păstreze însă un paralelism absolut. În timp ce direcția cutelor jurasic-cretacic-inferioare este NE-SW, cutele Cretacicului superior au tendință să ia direcții nord-estice și chiar nord-vestice.

Pe toată durata Cetacicului superior, regiunea rămâne acoperită de mare, întrucât nu mai sunt semnalate depozite continentale.

Cu începutul Danianului, regiunea este transformată în continent, când se depun gresiile și marnele lacustre ce cuprind resturi de Dinosaurieni.

Faza continentală durează până la începutul Tortonianului. În această fază se depun bolovănișurile roșii, parte paleogene și parte miocene.

După depunerea formațiunilor daniene urmează o fază orogenetică importantă, care are ca efect dislocarea puternică a depozitelor daniene. În unele locuri acestea au înclinări de 45°.

TECTONICA PALEOGENULUI

După ce au luat sfârșit mișcările orogenice ce au cutat formațiunile daniene, lacul care a existat aci dispare; de aci înainte se instalează o perioadă continentală uscată, în care timp iau naștere bolovănișurile paleogene, în parte miocene.

Pe toată durata acestui timp, regiunea pare să fi intrat într-o fază de liniște și numai către sfârșitul ei încep mișcări epirogenice, care premerg transgresiunea tortoniană și care dislocă formațiunile paleogene.

TECTONICA MIOCENULUI

Mișcările epirogenice antetortoniene produc o nouă scufundare a basinului a cărei efect este transgresiunea tortoniană.

Mișcarea epirogenică se continuă în tot timpul Tortonianului până la începutul Sarmătianului, când se oprește. De aci înainte depresiunea continuă și se umple cu depozite sedimentare. Depunerea se continuă până în Sarmătianul mediu, când se încheie cu depozite de pietrișuri și nisipuri cu stratificație torențială.

După depunerea formațiunilor miocene marine, ele sunt slab cutate de mișcări orogenice, ce au loc la începutul Pliocenului.

De remarcat că formațiunile tortonian-sarmătiene sunt mai puternic dislocate pe flancurile basinului, și ating în unele puncte, la contactul cu Crista-



linul, înclinări de 45° . Spre centrul basinului înclinările sunt mici, în jurul a $10-20^{\circ}$.

TECTONICA PLIOCENULUI

Formațiunile pliocene sunt foarte puțin dislocate. În general, ele sunt orizontale, cu excepția zonei de contact cu Cristalinul, unde se observă dislocări a căror amplitudine nu trece de 10° . Observațiunea aceasta ne face să tragem concluzia că mișcările slabe orogenice începute din Miocen se continuă și în Pliocen.

TECTONICA CUATERNARULUI

Cuaternarul se prezintă peste tot nedislocat. Este probabil totuși că aceste formațiuni să fi fost antrenate de mișcări epirogenice.

PARTICULARITĂȚI TECTONICE

Mișcările orogenice care au avut loc în regiună, au produs o serie de falii și cufe în solzi, dintre care vom cita pe cele mai importante. În regiunea Păroși-Peștere există un mic sinclinal umplut cu depozite tithonice, cretacice și paleogene. Nu se observă prezența Danianului, Miocenului și nici a Pliocenului. Aceste fapte dovedesc că această regiune nu a mai fost acoperită de apă nici în timpul Danianului și nici în Tortonian-Sarmătian. Formațiunile acestea sunt prinse între Cristalinul Retezatului și lâma de gneiss alb, scos la iveală de dislocări verticale. Acest gneiss aparține Cristalinului getic.

Falile observate în restul regiunii au un caracter local, unele sunt mascate de formațiuni mai noi, altele continuă să progreseze în timp, astă că afectează și formațiunile noi.

Aceste falii s-au produs în timpul mișcărilor puternice din Apțian. Tot în Apțian iau naștere și cufe în solzi din Nordul localității Barul Mare.

REZULTATE ȘI CONCLUZIUNI

Luând în considerare cele expuse până aci, am ajuns la următoarele concluziuni, bazate pe datele culese de pe teren.

Observarea intercalației de gresii cu bauxite dintre calcarile jurasice și barremiene, prezența formațiunilor continentale infracenomaniene, precum și studiul formațiunilor continentale terțiare, ne-au dus la concluziunea existenței în regiunea studiată a următoarelor cicluri de sedimentare, separate de faze continentale:



Cicul de sedimentare Dogger-Tithonic cuprinde formațiuni, care prin variația succesivă a granulelor din care sunt alcătuite, dovedesc adâncirea lentă și continuă a fundului mării, până în Callovian-Oxfordian, după cum aceleași observații dovedesc o ridicare a fundului mării.

Prezența calcarelor oolitice și a recifilor de Corali în Tithonic indică apropierea fazei continentale.

Faza continentală valanginian-hauteriviană este caracterizată prin prezența bauxitelor și a gresiilor descrise sub numele de infracretacice, a căror origine este evident continentală.

Cicul de sedimentare barremian-apțian. În cuprinsul acestui ciclu de sedimentare se depun calcarele cu Pachiodonte, conglomeratele calcaroase cu Orbitoline și conglomeratele cuarțitice apțian-inferioare.

Discordanța ușoară dintre Apțianul inferior și cel superior, precum și întinderea mai restrânsă a conglomeratelor apțian-inferioare, sunt indicații care ne fac să tragem concluzia că regresiunea dela sfârșitul Cretacicului superior începe din acest moment și că încep să se manifesteze primele mișcări orogenice, a căror intensitate este sporită mai târziu.

Faza continentală infracenomaniană. În acest timp iau naștere gresiile continentale, cu intercalări de cărbuni. Această fază este de scurtă durată.

Cicul de sedimentare cretacic-superior. Pe toată durata acestui ciclu, scoarța este antrenată intens în mișcări orogenice. Discordanțele observate între diferențele formațiuni ale acestui ciclu, precum și alternanțe de strate cu granulație diferită, arată în mod neîndoelnic agitația scoarței din acest timp.

Eoul acestor mișcări se face simțit și după depunerea formațiunilor lacustre daniene.

Faza continentală danian-paleogenă. Depozitele caracteristice acestei faze sunt formațiunile lacustre daniene și bolovănișurile paleogene. Durata acestei faze este foarte lungă. În timpul ei mișcările scoarței sunt fără prea mare importanță.

Cicul de sedimentare tortonian-sarmatian este relativ scurt ca durată și oczonează depunerea formațiunilor marine ce cuprind fauna caracteristică.

Succesiunea depozitelor cu granulație din ce în ce mai mică, apoi inversarea ordinei depunerilor, ne indică o scufundare lentă pe toată durata Tortonianului și o ridicare a fundului mării în Sarmatian, ceea ce se soldează până la urmă cu regresiunea sarmatiană.



Cu sfârșitul Sarmatianului, regiunea este transformată în continent, situație care durează până în prezent.

La concluzia din urmă ne conduc observațiunile că după depunerea depozitelor marine sarmatiene, nu se mai găsesc în regiune formațiuni mai noi de origine marină.

Pentru depozitele cuaternare, am arătat legătura dintre întinderea și puterea ghețarilor și suprafața ocupată de conurile de dejecție.

Tectonica regiunii prezintă un caracter relativ liniștit, vrem să spunem că excepție făcând faliile și cutile ce afectează formațiunile jurasic-cretacice, nu am observat încălecări sau răsturnări de strate, aşa cum se observă în alte regiuni carpatice.

De remarcat este faptul că, în afară de mișcări orogenice ce au cutat formațiunile din regiune și care corespund cu fazele stabilite pentru restul Carpaților, regiunea studiată de noi a fost antrenată și în mișcări epirogenice importante.

Primit: Iunie 1949.



BIBLIOGRAFIE

1. ACKNER. Siebenbürgische Petrefakten meiner Sammlung. *Verhandl. des Siebenbürg. Vereins für Naturw.* 1850.
2. — Geologisch-paleontologisches Verhältnis des siebenbürgischen Grenzgebirges. *Archiv für Siebenbürg. Landeskunde.* 1850.
3. ARHANGELSKY A. On the origin of the bauxites of U.R.S.S. *Neues Jahrb. Min. Ref.* III. 1938, pag. 715.
4. ATHANASIU I. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII. București 1928.
5. AUGE M. Note sur la bauxite, son origine, son âge et son importance géologique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 3, Vol. 16, Paris 1887—1888, pag. 34.
6. BĂNCILĂ I. Recherches géologiques dans les Monts de Ciuc. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXI. București 1941.
7. BELOUSCOV A. K. The bauxites of southern part of the Moscow basin. *Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal.*, Ref. II, 1941, pag. 159.
8. BEUDANT F. S. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818 T. I—III. Paris 1818.
9. BOUÉ M. A. Coup d'œil d'ensemble sur les Carpathes, le Marmorosch, la Transylvanie. *Mém. Soc. Géol. Fr., 1-ère Sér.*, T. I. Paris 1833.
10. CAYEUX L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris 1929.
11. — Idem. Roches carbonatées. Paris 1935.
12. — Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. *Mém. p. servé à l'expl. de la Carte géol. dét. de la France.* Paris 1931.
13. CERNESCU N. Contribuții noi privitoare la cunoașterea argilei; argila produs al alterării izoelectrică. *Bul. Fac. Agron.*, Anul II, No. 3—4. București 1946.
14. CHOFFAT DE LORIOL. Faune crétacique du Portugal. I—II. Lisbonne 1886.
15. COSSMANN. Observation sur quelques coquilles crétaciques. *C. R. de la Soc Fr. p. l'Av. des Sciences.* Paris 1899.
16. DECHASEAUX COLETTE. Pectenidés jurassiques de l'Est du Bassin de Paris. *Ann. de Pal.* 1936, Paris.
17. — Limites jurassiques de l'Est du Bassin de Paris. Nem. Mus. Roz. Belgique. Sér. 2 fasc. 8, 1936.
18. DIETRICH W. O. Gasteropoda mesozoica: Fam. Nerineida. Berlin 1925.
19. DOUVILLÉ H. Les Orbitolines et leurs enchaînements. *C. R. Séances Acad. Franç.* 155—1912, pag. 567.



20. DOUVILLE H. Le Barrémien sup. de Brouzet. *Mém. Soc. Géol. Fr. Pal.* T. XXII, fasc. I, Paris 1918.
21. EGGER I. Der Bau der Orbitolinen und verwandten Formen. *Abh. d. k. bayer. Akad. d. Wiss.* II, Cl. XXI, Bd. III. Abt. München 1902.
22. FORTANIER R. Sur la présence de galets à Orbitolines dans les molasses barthoniennes *C. R. som. Soc. Géol. France*, 1929, pag. 91—92.
23. GAAL ST. Der erste mitteldiluviale Menschenknochen von Siebenbürgen. *Publ. Mus. jud. Hunedoara. An. III—IV*, 1927. Deva 1928.
24. GHERMAN J. Contribuții la cunoașterea regiunii carstice dela Nord-Est de Pui. *Rev. Mus. Geol. Min. Univ. Cluj.* Vol. V, Nr. 1, 1934.
25. GILET S. Étude sur les Lamellibr. néocomiens. *Mém. Soc. Géol. France*. 1924.
26. GRECO B. Fauna cret. dell'Egitto. *Palaeontographica Italica*, Vol. XXI, XXII, XXIII, XXIV, 1915—1918.
27. GROSSOURE A. Sur l'âge des couches de Gosau. *Bull. Soc. Géol. Franç.* Sér. III, T. XXIII.
29. HALAVÁTS I. Beiträge zur Kenntnis der geol. Verhältnisse des Hatzeger Beckens. *Jahresber. k. ung. geol. A.* 1896.
30. — Das Kreidegebiet von Ohaba-Ponor. *Jahresber. k. ung. geol. A.* 1897.
31. — Die geologischen Verhältnisse von Uj-Gredistye, Lunkany und Hatzeg. *Jahresber. k. ung. geol. A.* 1898.
32. HAUER u. STACHE. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863.
33. HEYBROEK F. La géologie d'une partie du Liban Sud. *Leidsche Geol. Mededeelingen.* Deel XII, 1942.
34. HOVELAQUE M. și KILIAN M. W. Microphotographie des roches sédimentaires. Paris 1909.
35. HÖRNES M. Die Fossilien des Tertiären Beckens von Wien. *Jahrb. d. k. geol. R.-A.* Wien 1853.
36. ILIE MIRCEA. Ridicări geologice în munții Trascăului și Bazinul Arieșului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol XVIII. București 1931.
37. — The Cenomanian transgression in the Metalliferous Mountains of Roumania. *Bul. Soc. Geol.* Vol. III. București 1937.
38. — Le Mésozoïque du bassin supérieur de la Valea Ampoiului. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXIII, București 1938.
39. — Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et le bassin de l'Arieș. *An. Inst. Geol. Rom.* Tome XVII. București 1938.
40. INKEY BELA. Die transsilvanischen Alpen vom Rothenthurmpass zum Eisernen Thor. *Math. naturw. Berichte aus Ungarn.* 1891.
41. JEKELIUS E. Sarmat und Pont von Soceni. *Mem. Inst. Geol. Rom.* Vol. V. București 1944.
42. JOURDY. Histoire naturelle des Excigres. *Ann. de Pal.* Vol. XIII. 1924.
43. KARSHAVIN N. Reswedka. *Neues Jahrb. Min. Ref.* II, 1938, pag. 646.
44. KLOCKMANN-RAMDOHR. Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart 1936.
45. KOBY F. Monographie des Polypiers jurassiques. *Mém. Soc. Pal. Suisse.* Vol VII și XVI. Genève. 1890—1899.
46. LAPAPPARENT JAQUES. Les bauxites de la France méridionale. *Mém. p. serv. à l'expl. de la Carte géol. dét. de la France.* 1918
47. — Étude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. *Mém. p. serv. à l'expl. de la Carte géol. dét. de la France.* 1918.
48. LAUFER F. Contribuții la studiul geologic al imprejurimilor orașului Hațeg. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. X. București 1924.

49. LEVASSEUR M. Contribution à l'étude des Nérinéidés. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Sér. 5. Paris 1918.
50. LÓCZY L. Beiträge zur Kenntniss der Gosau- u. Flyschbildungen des Aranyiosthales. *Jahresber. d. k. ung. geol. R.-A.* 1916.
51. MARTONNE EMM. La Valachie. *Bull. Soc. Géogr.*, XXIV. Paris 1902.
52. — Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. XXI. Paris 1907.
53. — Sur la plateforme des hauts sommets des Alpes de Transylvanie. *C. R. Ac. Sc.* Paris 1904.
54. MACOVEI G. et ATHANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, 1931. Bucureşti 1934.
55. NOPCSA F. Obere Kreide im Hatzeger Thal. *Verhandl. k. k. geol. R.-A.* 1817.
56. — Bemerkungen zur Geologie des Hatzeger Thales. *Föld. Közl.* 1899.
57. — Dinosaurierreste aus Siebenbürgen. *Abhandl. k. Akad. Wissensch.* Wien 1899.
58. — Vorkommen der Dinosaurier bei Szentpeterfalva. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.* 1901.
59. — Geologie d. Gegend zwischen Gyulafeherwar, Deva, Ruskabanya u. d. rumänischen Landesgränze. *Mitt. Jahrb. k. k. ung. geol. Anst.* XIV. 1905.
60. ONCESCU N. Région de Piatra Craiului Bucegi. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXII. Bucureşti 1943.
61. PARTSCH P. Tagesbuch einer Reise nach Siebenbürgen. Manuscris.
62. PAUCĂ M. Raport preliminar asupra zăcămintelor de asfalt și lignit de pe marginea de Nord a Munților Rez. Jud. Bihor. Manuscris.
63. — La zone principale du Mésozoïque des Monts du Codru. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI. 1937.
64. PAULS OTTO. Die Aluminumerze des Bjargabirges und ihre Entstehung. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* Berlin 1913, pag. 1913.
65. PETRASCHEK W. Über Inoceramen aus d. Gosau u. dem Flysch der Nordalpen. *Jahrb. k. k. geol. Reichanst.* Wien 1906, pag. 155.
66. POPESCU-VOIȚEȘTI I. P. Evoluția geologică-paleogeografică a pământului românesc. *Rev. geol. miner. Cluj.* Vol. V, No. 2, 1935.
67. POPOVICI-HATEG. Contribution à l'étude de la faune du Crétacé sup. de Roumanie. *Mém. Soc. Géol. France*, 20. Paris 1895.
68. REINER FR. et SIMICNESCU I. Sur le premier crâne d'homme paléolithique trouvé en Roumanie. *Mem. Sect. Șt. A. R. Seria III, T. XVII, Mem. 12.* Bucureşti 1942 pag. 489—503.
69. ROEMER F. A. Die Versteinerungen des Norddeutschen Kreidegebirges. Hanover 1841.
70. ROSENBUSCH-MÜGE O. Physiographie der Mineralien. Stuttgart 1925.
71. RÜGER L. Das Alter des Jungterziärs im Alttal und die jungen Hebungen der SO-Karpathen. *Centralbl. f Min., Geol. u. Pal.* 1931, Abt. B, pag. 390.
72. SCHLÜTER C. Cefalopoden der oberen deutschen Kreide. *Palaeontographica*. Bd. 24. Cassei 1876—1877.
73. SCHAFARZIK F. Die Gesteine des kleinen Eisernen Thores. *Földt. Közl.* XXVIII.
74. — Ueber die geologischen Verhältnisse der SW-lichen Umgebung von Clopotiva u. Malomvitz (Râu de Mori). *Jahresber. d. k. ung. geol. Anst.* f. 1898. Budapest
75. SCHNETZER R. Orbitolinen aus dem Gilboagebiet. *Centralbl. Min., Geol. u. Pal. Abt.* 1934.
76. SCUPIN H. Die Löwenberger Kreide u. ihre Fauna. *Palaeontographica*. Supl. VI. Stuttgart 1912.

77. SIMIONESCU I. Asupra prezenței Callovianului în Carpați. *Bul. Soc. Șt. Anul VII*
București 1898.
78. — și BARBU I. Z. La faune sarmatienne de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom. Vol.*
III. București 1940.
79. SIMIONESCU I. La faune sarmatique et tortonienne de la Moldavie. *Ann. Scient. Univ.*
Iassy. II. 1903.
80. SOHOLOVA M. V. The mineralogy of the diaspore. *Neues Jahrb. Min. Ref. II. 1941, Pag. 159.*
81. STAESCHE K. Die Pecteniden der schwäbischen Jura. *Geol. u. Pal. Abhandlungen. N. F.*
15. Heft. 1925.
82. STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom. Vol.*
XVI, 1931. București 1934.
83. STUR D. Geologische Aufnahmen der Umgebung von Hatzeg. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*
Wien 1860.
84. — Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des südwestlichen Sieben-
bürgen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XIII, pag. 33, 1863.*
85. UHLIG V. u. DIENER C. Beiträge zur Palaeontologie und Geologie Österreich-Ungarns
u. des Orients. *Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ. Bd. XVIII. Wien und Leipzig*
1905.
86. VELICOWSKAJA. Bauxites in the eastern part of the Turgai depression. *N. Jahrb. Min.*
Ref. II, 1941, Pag. 159.
87. VIENNOT P. Sur la valeur paléontologique et stratigraphique d'*Orbitolina subconcava*.
C. R. Soc. Géol. Fr. 1929.
88. WAAGEN L. Die Bauxitlagerstätten in Österreich und in den sogenannten Nachfolgestaaten.
Zeitschr. f. prakt. Geol. 44. 1936, Pag. 132.
89. WEIGELIN M. Beitrag zur Kenntniss der dalmatischen Bauxite. *Zeitschr. f. prakt. Geol. 38*
1930.
90. WOODS H. Cretaceous Lamellibranchia. London 1908.
91. ZEKLI F. Die Gasteropoden der Gosaugebilde. *Abh. d. k. k. geol. R.-A. 1. Bd. 2. Abt. No. 2.*
92. ZITTEL K. A. Die Gasteropoden der Stramberger Schichten. *Palaeontographica. Supl.*
Cassel 1873





Institutul Geologic al României

Redactori de carte: Diverși. Comitetul Geologic 1953.
Tehnoredactor: C. OLTEANU. Corectori: ANCA PETRESCU,
GABRIELA CAZABAN.

Dat a cules: 22/VII 1952. Bun de tipar: I9/III 1953. Tiraj 700.
Hartie cărți școlare de 65 gr. m.p. Ft. 70×100/16. Coli editoriale: 19.
Coli de tipar: 17. Comanda 2119/1952. Pentru biblioteci indicele
de clasificare 55 (058).

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică Nr. 4
Calea Șerban Vodă 133-135, București — R.P.R.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

C. 2419.



Institutul Geologic al României